

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
ESCOLA DE ENGENHARIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

Juni Silveira Cordeiro

EVOLUÇÃO HIDROGEOMORFOLÓGICA DE SISTEMAS FLUVIAIS AFETADOS
POR RUPTURA DE BARRAGEM DE REJEITO

Belo Horizonte

2022

Juni Silveira Cordeiro

**EVOLUÇÃO HIDROGEOMORFOLÓGICA DE SISTEMAS FLUVIAIS AFETADOS
POR RUPTURA DE BARRAGEM DE REJEITO**

Versão final

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Avaliação e gerenciamento de impactos e de riscos ambientais

Orientadores: Profa. Priscilla Macedo Moura

Prof. Márcio B. Baptista (*in memoriam*)

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG

2022

C794e

Cordeiro, Juni Silveira.

Evolução hidrogeomorfológica de sistemas fluviais afetados por ruptura de barragem de rejeito [recurso eletrônico] / Juni Silveira Cordeiro. – 2022.

1 recurso online (288 f. : il., color.) : pdf.

Orientadora: Priscilla Macedo Moura.

Coorientador: Márcio Benedito Baptista (*in memoriam*)

Tese (doutorado) Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Inclui Anexos.

Bibliografia: f. 249-288.

Exigências do sistema: Adobe Acrobat Reader.

1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Transporte de sedimento - Teses. 3. Barragens de rejeitos – Teses. I. Moura, Priscilla Macedo. II. Baptista, Márcio Benedito (*in memoriam*). III. Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 628(043)

Ficha catalográfica elaborada pela Bibliotecária Letícia Alves Vieira - CRB-6/2337
Biblioteca Prof. Mário Werneck - Escola de Engenharia da UFMG



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
[ESCOLA DE ENGENHARIA]
COLEGIADO DO CURSO DE GRADUAÇÃO / PÓS-GRADUAÇÃO EM [SANEAMENTO, MEIO AMBIENTE E RECURSOS
HÍDRICOS]

FOLHA DE APROVAÇÃO

**["EVOLUÇÃO HIDROGEOMORFOLÓGICA DE SISTEMAS FLUVIAIS AFETADOS POR RUPTURA DE
BARRAGEM DE REJEITO"]**

[Juni Silveira Cordeiro]

Tese de Doutorado] defendida e aprovada, no dia [17 de março de 2022], pela Banca Examinadora designada pelo [Colegiado do Programa de Pós-Graduação **EM SANEAMENTO, MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**] da Universidade Federal de Minas Gerais constituída pelos seguintes professores:

[Prof. Dr. Paulo Tarso Sanches de Oliveira] - **Membro Externo**]

[UFMS]

[Profª. Drª. Danielle Piuzana Mucida] - **Membro Externo**]

[UFVJM]

[Profª. Drª. Hersília de Andrade e Santos] - **Membro Externo**]

[CEFET MG]

[Prof. Dr. Aloysio Portugal Maia Saliba] - **Membro Interno**]

[UFMG]

[Profª. Drª. Priscilla Macedo Moura] - **Orientadora**]

[UFMG]

APROVADA PELO COLEGIADO DO PPG SMARH

Sonalý Cristina Rezende Borges de Lima - Coordenadora

Belo Horizonte, 17 de março de 2022.



Documento assinado eletronicamente por **Aloysio Portugal Maia Saliba, Professor do Magistério Superior**, em 17/03/2022, às 17:17, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Priscilla Macedo Moura, Professora do Magistério Superior**, em 17/03/2022, às 17:24, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Danielle Piuzana Mucida, Usuário Externo**, em 17/03/2022, às 17:26, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Hersília de Andrade e Santos, Usuário Externo**, em 18/03/2022, às 14:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Paulo Tarso Sanches de Oliveira, Usuário Externo**, em 18/03/2022, às 15:43, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Sonalý Cristina Rezende Borges de Lima, Coordenador(a) de curso de pós-graduação**, em 18/05/2022, às 14:04, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1316265** e o código CRC **E1DF910F**.

Referência: Processo nº 23072.214515/2022-61

SEI nº 1316265

“You cannot step in the same river twice, for the second time it is not the same river”.

Heraclitus

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente,

Ao Prof. Dr. Márcio Benedito Baptista (*in memoriam*), pela oportunidade e orientação, por ter-se tornado um conselheiro amigo. Você precisou partir antes da conclusão desta pesquisa e não tive a oportunidade de me cercar da sua experiência e recomendações precisas. Deixá-lo orgulhoso se tornou o meu principal objetivo;

À Profa. Dr. Priscilla Macedo Moura, pela orientação, confiança e conforto. Obrigada pela sua tranquilidade ao longo da construção dessa tese;

À Profa. Maria Rita Scotti Muzzi pela parceria, ensinamentos e amparo. Obrigada pelas doses de ânimo nos momentos nebulosos;

Aos meus pais pelo apoio constante e incondicional;

Ao Giovani Lage, “Géo”, pela paciência e incentivo incessantes. Obrigada pela parceria na vida e nas dezenas de visitas de campo. Sem você eu não chegaria até aqui;

Ao Prof. Dr. Ricardo Diniz da Costa, “Bidus”, pela solidariedade nos momentos de crise e principalmente pelo equilíbrio e atenção. Sentirei falta da sua companhia para um café no IGC/UFMG;

Ao Prof. Paulo R. A. Aranha por todas as contribuições, conselhos e encorajamento. Obrigada por me guiar pelo mundo da geofísica;

Aos amigos que o PPGSMARH/UFMG me proporcionou, principalmente à Natália Moura e ao Felipe Campera: vocês foram fundamentais nessa caminhada;

À equipe da Gerência de Geotecnia e Hidrogeologia Itabira, especialmente à Quintiliano Guerra, Gerson Rocha, Hermando Brito, Gustavo Fantinatti, Rayssa Silva e Dreu Macedo pela generosidade e encorajamento constantes;

À Fundação Renova pelos dados cedidos;

A todos vocês, peças importantes e fundamentais neste desafio, meu agradecimento sincero.

RESUMO

Alterações no ciclo hidrológico e no aporte de sedimentos resultam em diferentes respostas do sistema fluvial na busca por um novo estado de equilíbrio geomorfológico. Quando esse aporte é resultante do colapso de uma barragem de rejeitos, a compreensão da resposta do sistema fluvial se mostra fundamental para a definição das estratégias empregadas para a restauração dos cursos hídricos impactados. Assim, esta pesquisa visou estabelecer uma metodologia, baseada no emprego da *Universal Soil Loss Equation* (USLE), para a avaliação da evolução temporal da erosão marginal e dinâmica de sedimentos de sistemas fluviais, utilizando como referência o estudo de caso do sistema fluvial afetado pelo rompimento da Barragem de Fundão, Mariana (MG). Buscaram-se também as caracterizações geomorfológica e a avaliação dos impactos hidrogeomorfológicos desencadeados nesse sistema fluvial. Para isso, os padrões fluviais foram caracterizados por meio de imagens de satélites anteriores ao evento de ruptura. A análise dos impactos hidromorfológicos foi realizada por meio de imagens de satélite e levantamentos de campo. A estimativa de perda de solo foi realizada por meio da USLE, enquanto a avaliação do transporte de sedimentos foi efetuada utilizando dados de monitoramento de estações mantidas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico, Instituto Mineiro de Gestão das Águas e Fundação Renova. Notou-se que o sistema fluvial, antes da ruptura da Barragem de Fundão, possuía características meandantes, com tendência de evolução para um padrão entrelaçado. As medidas adotadas para mitigar os impactos no sistema fluvial se mostraram muitas vezes inadequadas representadas, por exemplo, pela utilização de enrocamento em margens convexas dos meandros. A análise de sensibilidade em imagens anteriores à ruptura da Barragem de Fundão, utilizando diferentes dados e metodologias, permitiu a definição dos fatores da USLE. Nesta análise de sensibilidade, com relação ao fator erosividade, notou-se que as diferenças de valores médios são muito mais afetadas pela seleção da equação de erosividade do que pelo emprego dos dados provenientes de satélite ou de séries históricas pluviométricas completas. Quanto ao fator topográfico, observou-se que uma menor resolução do modelo digital de elevação (MDE) resulta em taxas de erosão 52% maiores do que aquelas obtidas com um MDE de resolução de maior detalhe. Além disso, a variação do algoritmo empregado (álgebra de mapas, fluxo único ou fluxo múltiplo) resulta em valores médios de erosão com diferenças de até 91%. Dessa forma, para a avaliação das taxas de erosão necessárias à esta pesquisa, o fator topográfico foi obtido a partir de um MDE com resolução de 10 m, considerando o algoritmo de direção de fluxo múltiplo. O fator erosividade foi determinado utilizando dados de precipitação de 62 estações pluviométricas situadas na área delimitada pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce. O mapa de

solos que contempla a área de estudo, elaborado pela Universidade Federal de Viçosa, aliado à bibliografia e informações fornecidas pela Fundação Renova, permitiram a determinação do fator erodibilidade dos solos e rejeitos. Os fatores de cobertura do solo e de prática conservacionista foram obtidos por meio do Índice de Vegetação de Diferença Normalizada aplicado em 26 imagens do satélite Landsat 8. A maior taxa de erosão foi identificada na imagem de satélite que representa o cenário logo após o rompimento da Barragem de Fundão, correspondendo a uma aumento de cerca de 23% quando comparado com os resultados obtidos na imagem de outubro de 2015. No entanto, a imagem obtida em junho de 2020, que retrata características mais atuais dessa área, indica uma diferença de pouco mais de 1% da taxa de erosão com relação ao cenário anterior ao evento de ruptura. Por sua vez, a avaliação do potencial natural à erosão indica um aumento de aproximadamente 5% na taxa de erosão após o rompimento da Barragem de Fundão. Com relação às medições associadas ao transporte de sedimentos, apenas uma estação de monitoramento mantida pela Fundação Renova possui informações relacionadas às descargas de sedimentos em suspensão, sedimentos de fundo e sólida total, com dados disponíveis apenas a partir de outubro de 2017. Considerando essa estação de monitoramento como exutório da bacia hidrográfica, notou-se que a taxa de erosão é 10^5 vezes maior do que a descarga sólida total determinada para essa estação. Além de um adequado gerenciamento de riscos associados às estruturas de disposição de rejeitos, ressalta-se a importância de um planejamento e gestão do solo e da água, visando a implementação de estratégias para mitigação dos efeitos das ações antrópicas no meio ambiente.

Palavras-chave: Avaliação de desempenho, Equação Universal de Perda de Solo, Impactos hidrossedimentológicos, Restauração fluvial, Taxa de erosão, Transporte de sedimentos.

ABSTRACT

Changes in the hydrological cycle and in the contribution of sediments result in different responses of the fluvial system in the search for a new state of geomorphological equilibrium. When this contribution is the result of the collapse of a tailings dam, understanding the response of the fluvial system is essential for defining the strategies used to restore the impacted water courses. Thus, this research aimed to establish a methodology, based on the use of the Universal Soil Loss Equation (USLE), for the evaluation of the temporal evolution of marginal erosion and sediment dynamics of river systems, using as a reference the case study of the river system affected by the rupture of the Fundão Dam, Mariana (MG). The geomorphological characterizations and the evaluation of the hydrogeomorphological impacts triggered in this fluvial system were also sought. For this, the fluvial patterns were characterized through satellite images prior to the rupture event. The analysis of hydromorphological impacts was carried out through satellite images and field surveys. Soil loss estimation was performed using the USLE, while sediment transport assessment was performed using monitoring data from stations maintained by the National Water and Sanitation Agency, Minas Gerais Institute for Water Management and Renova Foundation. It was noted that the river system, before the Fundão Dam rupture, had meandering characteristics, with a tendency to evolve towards an intertwined pattern. The measures adopted to mitigate the impacts on the river system often proved to be inadequate, represented, for example, using rip rap on the convex edges of the meanders. Sensitivity analysis on images prior to the Fundão Dam failure, using different data and methodologies, allowed the definition of USLE factors. In this sensitivity analysis, about the erosivity factor, it was noted that the differences in mean values are much more affected by the selection of the erosivity equation than using data from satellite or complete rainfall historical series. As for the topographic factor, it was observed that a lower resolution of the digital elevation model (DEM) results in erosion rates 52% higher than those obtained with a higher-detailed DEM. Furthermore, the variation of the employed algorithm (map algebra, single stream, or multiple stream) results in average erosion values with differences of up to 91%. Thus, to evaluate the erosion rates necessary for this research, the topographic factor was obtained from a DEM with a resolution of 10 m, considering the multiple flow direction algorithm. The erosivity factor was determined using precipitation data from 62 rainfall stations located in the area delimited by the Rio Doce Hydrographic Basin. The soil map that includes the study area, prepared by the Federal University of Viçosa, together with the bibliography and information provided by the Renova Foundation, allowed the determination of the soil and

tailings erodibility factor. The soil cover and conservation practices factors were obtained through the Normalized Difference Vegetation Index applied to 26 Landsat 8 satellite images. The highest erosion rate was identified in the satellite image that represents the scenario shortly after the rupture of the Fundão Dam, corresponding to an increase of about 23% when compared to the results obtained in the October 2015 image. However, the image obtained in June 2020, which depicts more current characteristics of this area, indicates a difference of little more than 1% of the erosion rate with respect to the scenario prior to the failure event. In turn, the assessment of the natural erosion potential indicates an increase of approximately 5% in the erosion rate after the Fundão Dam failure. Regarding the measurements associated with the transport of sediments, only one monitoring station maintained by the Renova Foundation has information related to the discharges of suspended sediments, bottom sediments and total solid, with data available only from October 2017. Considering this station of monitoring as an outlet of the hydrographic basin, it was noted that the erosion rate is 10^5 times greater than the total solid discharge determined for this station. In addition to adequate risk management associated with tailings disposal structures, the importance of soil and water planning and management is highlighted, aiming at the implementation of strategies to mitigate the effects of human actions on the environment.

Keywords: Performance evaluation, Universal Soil Loss Equation, Hydrosedimentological impacts, Fluvial restoration, Sediment transport.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Localização da Barragem de Fundão e do trecho fluvial analisado nesta pesquisa.	37
Figura 3.1 - O sistema fluvial pode ser subdividido nas zonas de produção de sedimentos, de transferência destes e de deposição de sedimentos.	41
Figura 3.2 - Definição da taxa de sinuosidade de um rio.....	44
Figura 3.3 - Classificação dos tipos fluviais proposta por Brice (1983).	45
Figura 3.4 - Classificação de canais considerando o padrão e o tipo de carga sedimentar, indicando tipos de canais, sua relativa estabilidade e algumas variáveis associadas.	46
Figura 3.5 - Classificação dos padrões fluviais mostrando os canais em perfil longitudinal, transversal e planta.	49
Figura 3.6 - Proposta de classificação dos tipos de rios aluviais com base no padrão de canais e geomorfologia da planície de inundação.	53
Figura 3.7 - Classificação dos sistemas multicanaís.....	55
Figura 4.1 - Nomograma de Wischmeier para determinação da erodibilidade do solo (fator K), em regiões de clima temperado.	69
Figura 4.2 - Relacionamento entre os fatores que contribuem para estabelecer um equilíbrio estável em um canal fluvial, de acordo com Lane (1954).....	83
Figura 4.3 - Distribuições verticais de partículas que podem ser observadas em um curso hídrico.....	85
Figura 4.4 - Diagrama da distribuição da velocidade, concentração de sedimentos e descarga sólida nos cursos hídricos.....	86
Figura 4.5 - Esquema dos diferentes modos de transporte de sedimentos.	88
Figura 4.6 - Diagrama de Hjulstrøm, indicando a velocidade média do fluxo na qual partículas de um determinado tamanho são arrastadas, transportadas e depositadas.....	89
Figura 4.7 - Ábaco de Shields.	92
Figura 4.11 - Representação esquemática da classificação estática (esquerda) e cinética (direita).....	101
Figura 5.1 - Esquema dos depósitos de rejeito (extracalha e intracalha) - representados em laranja.....	107
Figura 5.2 - Representação esquemática das etapas empregadas para a determinação dos fatores necessários para a estimativa da erosão do solo e rejeitos. As cores em cinza indicam os fatores da USLE e as metodologias empregadas na análise de sensibilidade.....	109
Figura 5.3 - Metodologia usada para determinar o fator LS.	115
Figura 5.4 - Possíveis direções de fluxo para uma célula de um MDE.....	115
Figura 5.5 - Localização das estações pluviométricas utilizadas para a espacialização da erosividade.....	117
Figura 5.6 - Localização das estações de amostragem de sedimentos do Programa de Monitoramento Quali-quantitativo da Água e dos Sedimentos (PMQQS) do Rio Doce utilizadas para análise do fator K.	129
Figura 5.7 - Uso e cobertura do solo na região abrangida nessa pesquisa de acordo com a ANA (2016).....	130
Figura 5.8 - Localização das parcelas de monitoramento das taxas de erosão.	133
Figura 5.9 - Visão geral do sistema formado por caçamba basculante e caixa coletora implantado na parcela de monitoramento das taxas de erosão situada na região de Barra Longa.	134
Figura 5.10 - Pontos de amostragem de qualidade da água e sedimentos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.....	135

Figura 6.1 - Localização da Bacia do Rio Doce e do sistema fluvial abordado nesta pesquisa.	140
Figura 6.2 – (A) Barras arenosas a jusante da Pequena Central Hidrelétrica (PCH) de Bicas - 10 de agosto de 2014; (B) Imagem aérea da barra de sedimentos destacada em “A” - 07 de abril de 2019; (C) Localização das áreas analisadas.	144
Figura 6.3 - (A) e (B) Cristas rochosas no leito do Rio Doce, entre os municípios de Barra Longa e Rio Doce, - 10 de agosto de 2014; (C) Localização das áreas analisadas.....	145
Figura 6.4 - Sinuosidade do sistema fluvial compreendido entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga considerando segmentos de 2.000 m: (A) Segmento com características sinuosas e meandranes; (B) Trecho com características retilíneas; (C) Localização das áreas analisadas.....	146
Figura 6.5 - Localização da Barragem de Fundão no âmbito do Complexo Germano.	147
Figura 6.6 - (A) Confluência do Rio Gualaxo do Norte com o Córrego Santarém; (B) Imagem aérea da confluência do Rio Gualaxo do Norte com o Córrego Santarém; (C e D) Visão geral de trecho do Rio Gualaxo do Norte.	150
Figura 6.7 - (A) Visão geral da Cachoeira dos Camargos após o rompimento da Barragem de Fundão; (B) e (C) em fevereiro de 2018; (D) Localização da Cachoeira dos Camargos.	151
Figura 6.8 - Lagoas marginais no Rio Gualaxo do Norte associadas à atividade garimpeira: (A) junho de 2007; (B) agosto de 2014; (C) novembro de 2015; (D) maio de 2016; (E) março de 2017; (F) agosto de 2018; (G) Localização, destacada em vermelho, da área analisada.....	152
Figura 6.9 - Áreas de proteção atingidas pelo rompimento da Barragem de Fundão.....	153
Figura 6.10 - (A) Visão geral do distrito de Bento Rodrigues; (B) Visão geral do distrito de Paracatu de Baixo, afetados pelo rompimento da Barragem de Fundão.....	153
Figura 6.11 - Área urbanizada de Bento Rodrigues, (A) 20 de julho de 2015; (B) 11 de novembro de 2015; (C) Imagem obtida em 26 de julho de 2016; (D) Localização da área. .	154
Figura 6.12 - Área urbanizada de Paracatu (A) dia 23 de junho de 2015; (B) dia 25 de abril de 2016; (C) Localização da área analisada.....	155
Figura 6.13 - (A) Área urbanizada de Barra Longa, dia 07 de maio de 2013; (B) Após o rompimento, dia 11 de novembro de 2015; (C) Localização da área analisada.....	156
Figura 6.14 - (A) Trecho do Rio Doce, à montante da UHE Candonga, dia 31 de maio de 2014; (B) 11 de novembro de 2015; (C) 01 de agosto de 2016; (D) Após a implantação de barramentos metálicos, dia 08 de julho de 2018; (E) Localização da área analisada.	157
Figura 6.15 - Localização dos transectos T8T10-R2, T8T10-R3, TS-10 e T8T10-R5, caracterizados por maiores espessuras médias de rejeito intracalha ao longo do Rio Gualaxo do Norte.....	159
Figura 6.16 - Localização dos transectos T12, a montante da UHE Candonga.....	160
Figura 6.17 - Imagens de satélite de trecho restaurado do Rio Gualaxo do Norte obtidas no dia (A) 09 de agosto de 2016 e (B) dia 27 de junho de 2015; (C) Imagem aérea obtida no dia 23 de março de 2019; (D) Localização da área analisada.	163
Figura 6.18 - Localização dos diques S1 a S4 implementados a jusante da Barragem de Santarém visando a contenção de sedimentos.	164
Figura 6.19 - (A) Imagem aérea do dique S3 e alagamento formado pela implantação do dique S4 no distrito de Bento Rodrigues, dia 25 e julho de 2018; (B) Visão geral do muro de pedras do período colonial, protegido por “envelopamento”; (C) Imagem aérea do dique S4.....	165
Figura 6.20 - (A) Imagem aérea de enrocamento na margem convexa de meandro no Rio Gualaxo do Norte, obtida no dia 23 de março de 2019; (B) Visão geral do enrocamento destacado em “A”; (C) Localização da área analisada.	166
Figura 6.21 - Visão geral de trecho do Rio Gualaxo do Norte submetido às ações de restauração fluvial: (A) dia 10 de outubro de 2017; (B) dia 19 de dezembro de 2017; (C) dia 26 de julho de 2018; (D) dia 23 de março de 2019; (E) Localização da área analisada.	167

Figura 7.1 - Unidades pedológicas identificadas nas vertentes e segmento fluvial compreendidos entre a Barragem de Fundão e a UHE de Candonga.	169
Figura 7.2 - Erodibilidade de cambissolo háplico Tb distrófico (C.), latossolo vermelho distroférico (L. verm.); latossolo vermelho-amarelo distrófico (L. verm.-amar.); argissolo vermelho-amarelo distrófico (A. dist.) e argissolo vermelho-amarelo eutrófico (A. eut.) obtidos na literatura.	172
Figura 7.3 - Distribuição da erodibilidade das unidades pedológicas identificadas na área analisada nessa pesquisa de acordo com mapeamento realizado pela UFV (2010).	173
Figura 7.4 - Distribuição da precipitação média anual na Bacia Hidrográfica do Rio Doce no Estado de Minas Gerais considerando: (A) dados das estações pluviométricas entre os anos de 1998 e 2019 e (B) dados do satélite TRMM.	174
Figura 7.5 - (A) Localização das 86 estações pluviométricas; (B) Localização das 62 estações pluviométricas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce.	176
Figura 7.6 - Gráfico de dispersão da precipitação média anual: (A) considerando 86 estações pluviométricas e os dados de precipitação TRMM; (B) considerando 62 estações pluviométricas e os dados de precipitação TRMM.	176
Figura 7.7 - Histogramas das médias anuais pluviométricas gerados a partir: (A) 86 estações pluviométricas; (B) satélite TRMM associado às 86 estações pluviométricas; (C) 62 estações pluviométricas; (D) satélite TRMM associado às 62 estações pluviométricas.	178
Figura 7.8 - Erosividade média anual (MJ.mm.ha-1.h-1) da Bacia Hidrográfica do Rio Doce utilizando (A) 86 estações e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (B) 62 estações e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (C) satélite TRMM e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (D) 86 estações e a equação de Oliveira (2006); (E) 62 estações e a equação de Oliveira (2006); (F) satélite TRMM e a equação de Oliveira (2006).	179
Figura 7.9 - Modelo de superfície gerado por rede triangular (TIN), utilizando MDE fornecido: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.	181
Figura 7.10 - Mapas de declividade (em porcentagem) obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.	182
Figura 7.11 - Histogramas gerados a partir dos mapas de declividade obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.	183
Figura 7.12 - Mapas de direção de fluxo obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.	183
Figura 7.13 - Detalhe da direção de fluxo na região de Bento Rodrigues obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.	184
Figura 7.14 - Porcentagem relativa em área considerando as direções de escoamento superficial utilizando os MDE's fornecidos pela ANA e satélite ALOS PALSAR.	184
Figura 7.15 - Fator LS obtido utilizando MDE fornecido pela ANA considerando os algoritmos: (A) álgebra de mapas; (B) direção de fluxo único; (C) direção de fluxo múltiplo.	185
Figura 7.16 - Detalhe do fator LS na região de Bento Rodrigues utilizando MDE fornecido pela ANA considerando os algoritmos: (A) direção de fluxo único; (B) direção de fluxo múltiplo; (C) extensão ArcHydro para ArcGIS.	185
Figura 7.17 - Histogramas do fator LS obtidos a partir de MDE's fornecidos pela ANA utilizando: (A) algoritmo de direção de fluxo único; (B) algoritmo de direção de fluxo múltiplo e (C) extensão ArcHydro para ArcGIS e álgebra de mapas.	186
Figura 7.18 - Fator LS obtido utilizando MDE obtido pelo satélite ALOS PALSAR considerando os algoritmos: (A) álgebra de mapas; (B) direção de fluxo único e (C) direção de fluxo múltiplo.	187
Figura 7.19 - Detalhe do fator LS na região de Bento Rodrigues utilizando MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR considerando os algoritmos: (A) direção de fluxo único; (B) direção de fluxo múltiplo; (C) extensão ArcHydro para ArcGIS.	187

Figura 7.20 - Histogramas do fator LS obtidos a partir de MDE's fornecidos pelo satélite ALOS PALSAR utilizando: (A) algoritmo de direção de fluxo único; (B) algoritmo de direção de fluxo múltiplo e (C) extensão ArcHydro para ArcGIS e álgebra de mapas.	188
Figura 7.21 - Histogramas associados ao NDVI de imagens obtidas em maio de 2013 e outubro de 2015.	190
Figura 7.22 - Detalhe do fator C referente às imagens de satélite obtidas nos dias dia 14 de maio de 2013 e 11 de outubro de 2015.	191
Figura 7.23 - Taxas médias de erosão obtidas utilizando diferentes metodologias/base de dados para determinação dos fatores da USLE.	198
Figura 8.1 - Classes de textura das amostras de rejeito coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.	200
Figura 8.2 - Distribuição da erodibilidade das amostras de rejeito coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rio Gualaxo do Norte, Carmo e Doce utilizando a metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978) e Renard et al. (1997).	202
Figura 8.3 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga no cenário anterior ao rompimento dessa estrutura: (A) fevereiro de 2015; (B) agosto de 2015 e (C) outubro de 2015.	204
Figura 8.4 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário anterior ao rompimento dessa estrutura: (A) maio de 2013; (B) fevereiro de 2015; (C) agosto de 2015 e (D) outubro de 2015.	205
Figura 8.5 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) maio de 2013; (B) fevereiro de 2015; (C) agosto de 2015 e (D) outubro de 2015.	206
Figura 8.6 - Detalhe das imagens de satélite da região compreendida entre os distritos de Bento Rodrigues e Camargos obtidas em: (A) maio de 2013 e (B) julho de 2015.	207
Figura 8.7 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga: (A) outubro de 2015; e após o rompimento da Barragem de Fundão (B) novembro de 2015 e (C) janeiro de 2016.	208
Figura 8.8 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão: (A) novembro de 2015 e (B) janeiro de 2016.	209
Figura 8.9 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão: (A) novembro de 2015 e (B) janeiro de 2016.	209
Figura 8.10 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga no cenário subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016 e (C) maio de 2020.	210
Figura 8.11 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário subsequente ao rompimento dessa estrutura: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016; (C) agosto de 2019; (D) maio de 2020.	211
Figura 8.12 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016; (C) agosto de 2019; (D) maio de 2020.	212
Figura 8.13 - NDVI da região de Bento Rodrigues considerando imagens de satélite obtidas entre 2015 e 2020.	213
Figura 8.14 - Histogramas associados ao NDVI de imagens obtidas: (A) outubro de 2015 e novembro de 2015; (B) outubro de 2013 e maio de 2020.	215
Figura 8.15 - Taxa de erosão média das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga e da área diretamente afetada pelo colapso dessa estrutura.	217
Figura 8.16 - Erosão total das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga e da área diretamente afetada pelo colapso dessa estrutura.	217

Figura 8.17 – Potencial natural de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga: (A) antes do rompimento; (B) subsequente ao rompimento. ...	219
Figura 8.18 - Imagens aéreas das parcelas de monitoramento da erosão.	221
Figura 9.1 - Precipitação média mensal da estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 2043027).	224
Figura 9.2 - Média móvel de cinco anos da precipitação adimensional na estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 2043027).	225
Figura 9.3 - Distribuição das medidas de vazão observadas ao longo do ano na estação fluviométrica Fazenda Ocidente (código 56337000).	226
Figura 9.4 - Média móvel de cinco anos da vazão adimensional na estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 56337000).	226
Figura 9.5 - Distribuição da granulometria dos sedimentos referente às estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova nos rios Gualaxo do Norte (RGN), Carmo (RCA) e Doce (RDO).	228
Figura 9.6 - Valores de sólidos em suspensão verificados nas estações de monitoramento RD011, RD071 e RD072, representados em escala logarítmica.	230
Figura 9.7 - Concentrações de sólidos em suspensão verificados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova, ambos representados em escala logarítmica.	232
Figura 9.8 - Relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e turbidez observados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova no Rio Gualaxo do Norte, entre agosto de 2017 e julho de 2021.	233
Figura 9.9 - Relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e turbidez observados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova nos rios do Carmo (A a F) e Doce (G), entre agosto de 2017 e julho de 2021.	234
Figura 9.10 - Curva-chave de sedimentos em suspensão representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.	235
Figura 9.11 - Curvas granulométricas dos sedimentos de fundo amostrados na estação de monitoramento RGN-08.	236
Figura 9.12 - Curva-chave de sedimentos de fundo representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.	237
Figura 9.13 - Curva-chave de descarga sólida total representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.	238

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Parâmetros que afetam o perfil longitudinal e sua relação de dependência com o canal.	41
Tabela 3.2 - Principais características dos tipos de canais classificados no nível I.....	46
Tabela 3.3 - Classificação de padrão de canais.	53
Tabela 3.4 - Características morfológicas dos rios reconhecidas por Nanson e Knighton (1996).	54
Tabela 3.5 - Classificação de rios multicanaís.....	56
Tabela 4.1 - Classes do fator R – média anual e média mensal.....	66
Tabela 4.2 - Equações propostas por diferentes autores para a estimativa da erosividade da chuva para cada mês (R_x) a partir das precipitações médias mensais (M_x) e da precipitação média anual (P_{ma}).	67
Tabela 4.3 - Valor do fator K e intensidade da erodibilidade associada.	69
Tabela 4.4 - Fatores P para plantios em nível e para culturas em faixas, considerando diferentes declividades e de acordo com subfatores empregados para a implantação de terraços, segundo diferentes intervalos entre eles.	72
Tabela 4.5 - Características sucintas de modelos que simulam a hidrologia e os processos erosivos em bacias hidrográficas.	77
Tabela 4.6 - Classes de perda de solo de acordo com a proposta de Riquier (1982).....	79
Tabela 4.7 - Tolerância de perdas de solo por erosão para solos do Estado de São Paulo.	80
Tabela 4.8 - Classificação dos sedimentos segundo a granulometria.	84
Tabela 4.9 - Equações utilizadas para estimativa da velocidade de queda de partículas.	90
Tabela 4.10 - Principais equações para determinação da descarga sólida do leito e do material do leito de acordo com Stevens e Yang (1989).....	96
Tabela 5.1 - Sondagens realizadas pela Fundação Renova para determinação das espessuras dos rejeitos depositados.	108
Tabela 5.2 - Classes de relevo, em porcentagem, propostas pela EMBRAPA.	113
Tabela 5.3 - Caracterização geral das bandas do sensor OLI do satélite Landsat 8.	123
Tabela 5.4 - Valores de s' atribuídos aos perfis de solo de acordo com à sua estrutura.	128
Tabela 5.5 - Valores de p atribuídos aos perfis de solo de acordo com suas características de drenagem.	128
Tabela 5.6 - Caracterização das estações de amostragem de sedimentos localizadas nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.....	129
Tabela 5.7 - Imagens Landsat 8/OLI utilizadas nessa pesquisa em cada um dos cenários propostos.....	131
Tabela 5.8 - Localização, quantidade e tipos de tratamento das parcelas de monitoramento de erosão.	133
Tabela 5.9 - Estações de monitoramento da qualidade da água e sedimentos implantadas ao longo dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.....	136
Tabela 5.9 - Estações de monitoramento da qualidade da água e sedimentos implantadas ao longo dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.....	137
Tabela 6.1 - Principais afluentes do Rio Doce.	141
Tabela 6.2 - Características morfométricas da Bacia Hidrográfica do Rio Doce.....	142
Tabela 6.3 - Classificação do sistema fluvial de acordo com a sinuosidade dos segmentos fluviais analisados nessa pesquisa.	145
Tabela 6.4 - Espessuras dos depósitos de rejeitos intracalha e extracalha, entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.....	158

Tabela 6.5 - Volume estimado de rejeito depositado nas calhas, margem, planície e encosta.	161
Tabela 7.1 - Hierarquia dos solos mapeados nas vertentes e segmento fluvial compreendidos entre a Barragem de Fundão e a UHE de Candonga. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.....	171
Tabela 7.2 - Valores do fator erodibilidade (K) de cambissolos, latossolos e argissolos.....	171
Tabela 7.3 - Análise estatística da precipitação média anual registrada considerando 86 estações pluviométricas localizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce e conjunto de dados do satélite TRMM.	175
Tabela 7.4 - Análise estatística da precipitação média anual considerando 62 estações pluviométricas localizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce e o conjunto de dados do satélite TRMM.....	177
Tabela 7.5 - Valores do fator C obtidos pelos métodos Cr (DURIGON et al., 2014) e CVK (VAN DER KNIJFF et al., 1999).	190
Tabela 7.6 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 14 de maio de 2013, considerando o MDE fornecido pelo satélite ALOS PALSAR.....	194
Tabela 7.7 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 14 de maio de 2013, considerando o MDE fornecido pela ANA.....	195
Tabela 7.8 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 11 de outubro de 2015, considerando o MDE fornecido pelo satélite ALOS PALSAR.....	196
Tabela 7.9 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 11 de outubro de 2015, considerando o MDE fornecido pela ANA.....	197
Tabela 8.1 - Classificação textural das amostras de rejeito coletadas nos rios Gualaxo do Norte, Doce e Carmo.....	201
Tabela 8.2 - Profundidade de amostragem do testemunho e classificação textural das amostras de rejeito coletadas nos rios Gualaxo do Norte, Doce e Carmo.	201
Tabela 8.3 - Classes de erodibilidade e frequência do fator K para alguns solos brasileiros.	202
Tabela 8.4 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.	203
Tabela 8.5 – Valores mínimos, máximos e médios do fator C obtidos nas imagens de satélite analisadas.....	214
Tabela 8.6 - Taxas de erosão da área diretamente afetada pelo colapso da Barragem de Fundão	216
Tabela 8.7 - Potencial natural de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.....	218
Tabela 8.8 - Classes do potencial natural de erosão.	219
Tabela 8.9 - Matriz de correlação entre o PNE e os fatores R, K e LS obtidos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.	220
Tabela 8.10 - Perda de solo total nas parcelas monitoradas entre março de 2017 e maio de 2019.	222
Tabela 9.1 - Descarga líquida e sólida (suspensa, de fundo e total) associadas à estação de monitoramento RGN-08.	239

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas

ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*

AGNPS - *Agricultural Non-Point Source*

ALOS - *Advanced Land Observing Satellite*

ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico

ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica

ANSWERS - *Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation*

APA - Área de Proteção Ambiental

APE - Área de Proteção Especial

ARVI - *Atmospherically Resistant Vegetation Index*

ASTER GDEM - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer e Global Digital Elevation Map*

AVNIR-2 - *Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer type 2*

Ar. – Areia

A_s - Área da seção de área

b – Constante associada à curva chave de sedimentos

c' - Índice de confiança

C - Fator de uso e manejo do solo

CC - Cobertura do solo pela copa da cultura

C_m - Concentração dos sedimentos transportados ao longo da camada ativa do leito

C_i - Concentração de sedimentos em suspensão no segmento i

C_r – Fator C proposto por Durigon *et al.* (2014)

C_{rp} - Comprimento da rampa

C_{ss} - Concentração de sedimentos em suspensão no volume elementar espacial

C_{vk} – Fator C proposto por Van der Knijff *et al.* (1999)

C'_s - Concentração medida

CERES - *Clouds and the Earth's Radiant Energy*

CL - Carga do leito

CML - Carga de material do leito

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

CREAMS - *Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*

d_p – Profundidade do canal

d - Diâmetro da partícula

d' - Índice de concordância

d_{ga} – Tamanho médio do encouraçamento final

d_{go} - Diâmetro do sedimento inicial no leito

D - Diâmetro médio das partículas do leito

D_n – Diâmetro da peneira correspondente à passagem de $n\%$ do material

D_{50} - Diâmetro médio das partículas do solo

D_1 – Declividade (gradiente) do leito

D_{1a} - Declividade da lâmina d'água

D_v – Declividade

Det. - Determinística

DOS - *Dark object subtraction*

e - Índice de vazios

e_b e e_s - Eficiência do fluxo e do transporte de sedimentos

e. g. - *exempli gratia*

E' - Grau de entrincheiramento do canal

E - Perda de solo

E^* - Valor estimado pelo modelo

\bar{E}^* - Média dos valores estimados

E_c - Energia cinética relacionada à chuva incidente sobre uma área

E_{ci30} = Índice de erosão para climas temperados

Ei₃₀ - Índice de erosão

EMA - Erro médio absoluto

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

EMP - Erro médio percentual

EMQ - Raiz do erro médio quadrático

ERTS - *Earth Resources Technology Satellite*

EUROSEM - *European Soil Erosion Model*

EVI - *Enhanced Vegetation Index*

Frac. - Fração granulométrica

g - Aceleração da gravidade

GISus-M - *GIS-based procedure for automatically calculating soil loss from the Universal Soil Loss Equation*

GPM - *Global Precipitation Mission*

GPRHidro - Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos e Ambientais

GUEST - *Griffith University Erosion System Template*

i - Intensidade da chuva

i₃₀ - Intensidade média de precipitação durante 30 minutos

I - Erodibilidade do solo, referente a um lote de 10% de declividade e 22 m de comprimento do declive

IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IDW - *Inverse Distance Weighted*

IGAM - Instituto Mineiro de Gestão das Águas

J' - Número de observações

JAXA - *Japan Aerospace Exploration Agency*

JAROS - *Japan Resources Observation System Organization*

k_s - Fração granulométrica do sedimento

K - Fator de erodibilidade do solo

K_c - Fator de correção

k_s - Fator de correção

KE_c - Índice de erosão

KINEROS - *KINematic Runoff and EROsion Model*

L - Fator de comprimento da encosta

L' - Largura do curso hídrico

Landsat - *Land Remote Sensing Satellite*

LIS - *Lightning Imaging Sensor*

LISEM - *Limburg Soil Erosion Model*

LS - Fator topográfico

m - Número total de frações granulométricas

m' - Constante dependente da declividade da encosta

M_p – Parâmetro do tamanho de partícula

m_q - Vazão da água por unidade de largura

m_s - Vazão do sedimento por unidade de largura

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDS – Modelo Digital de Elevação de Superfície

MFD - *Multiple-flow direction*

Mist. - Composição ou mistura

Mm^3 - Milhões de metros cúbicos

MUSLE - *Modified Universal Soil Loss Equation*

M_x - Precipitação média mensal

n_s - Constante associada à curva chave de sedimentos

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*

NIR - Reflectância espectral da superfície na faixa do infravermelho próximo

O - Valor observado experimentalmente

\bar{O} - Média dos valores observados experimentalmente

OM - Conteúdo de matéria orgânica

OLI - *Operational Terra Imager*

Op. – Opcional

p_s – Porosidade

p' = Precipitação média mensal

p - classe de permeabilidade do solo

P_{0k} - Função frequência (ou fração) do intervalo granulométrico do sedimento

P_{ak} - Camada de encouraçamento

P - Fator de práticas conservacionistas

P' = Precipitação média anual

P_{30} - Precipitação máxima em 30 minutos, com tempo de recorrência de 2 anos

P_{ma} - Precipitação média anual

PALSAR - *Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*

PNE – Potencial Natural de Erosão

PVI - *Perpendicular Vegetation Index*

PCH - Pequena Central Hidrelétrica

Ped. - Pedregulho

PLU - Uso prévio do solo

PMQQS - Programa de Monitoramento Quali-quantitativo da Água e dos Sedimentos

PS - Perda de solo média anual

PR_a - *Precipitation Radar*

PRISM - *Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*

Prob. – Probabilística

$P(I > 25)$ - Precipitação para intensidades maiores que 25 mm.h^{-1}

q - Descarga volumétrica de água por unidade de largura

q_p – Descarga (vazão) vazão máxima

\bar{q} - Valor médio das probabilidades de permanência dos sedimentos da camada de encouraçamento

q_s - Descarga volumétrica de sedimentos por unidade de largura

q_{ss} - Descarga sólida em suspensão por unidade de largura

q_{ks} - Probabilidade de um sedimento com granulometria k permanecer como camada superior do leito

q'_{nm} - Descarga (vazão) sólida não-medida aproximada por metro de largura

Q – Descarga (vazão) de margens plenas

Q' - Descarga (vazão) líquida

Q_{nm} – Descarga (vazão) sólida não-medida

Q_s - Descarga (vazão) de carga suspensa

Q_{sf} - Descarga (vazão) de sedimento de fundo

Q_{sm} - Descarga (vazão) sólida medida

Q_{sml} - Descarga (vazão) do material do leito

Q_{ss} - Descarga (vazão) sedimentar suspensa

Q_{st} – Descarga (vazão) total de sedimento

r' - Coeficiente de correlação linear de Pearson

R - Fator de erosividade da chuva

R' - Fator de cobertura vegetal

R_c - coeficiente de chuva

Re_p - Número de Reynolds de partícula

Re_* - Número de Reynolds de arraste

R_x - Erosividade da chuva para cada mês

RED - Reflectância espectral da superfície na faixa vermelha

RUSLE - *Revised Universal Soil Loss Equation*

s - Densidade relativa do sedimento

s' - Estrutura do solo

S - Fator de declividade da encosta

S_f - Fator de forma do grão

S_n – Índice de sinuosidade

SAVI - *Soil-Adjusted Vegetation Index*

SC - Cobertura da superfície do solo por resíduos

SCP - *Semi-Automatic Classification Plugin*

SEDEM - *SEdiment DELivery Model*

SEMAD - Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável

SFD - *Single-flow direction*

SIG - Sistema de Informações Geográficas

SM - Umidade do solo

S_s = Produção de sedimentos

SR - Rugosidade da superfície do solo

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

SWAT - *Soil and Water Assessment Tool*

TAL - *Texture AutoLookup*

TIN - *Triangulated Irregular Networks*

TIRS - *Thermal Infrared Sensor*

TMPA - *TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis*

TMI - *TRMM Microwave Imager*

TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*

u*_c - Velocidade crítica de cisalhamento

U – Velocidade média

U_s - Velocidade de partículas de sedimentos através da área elementar dA

U* – Velocidade de arraste

UFV - Universidade Federal de Viçosa

UHE – Usina Hidrelétrica

USBR - *United States Bureau of Reclamation*

USDA - *United States Department of Agriculture*

USLE - *Universal Soil Loss Equation*

USGS - *United States Geological Survey*

V_{ss} = Velocidade média da carga em suspensão

VIRS - *Visible Infrared Radiometer*

W - Oeste

w' – Largura do canal

w - Velocidade de queda da partícula

WATEM - *Water and Tillage Erosion Model*

WEPP - *Water Erosion Prediction Project*

x' - Variável artificial

Z - Expoente para a distribuição dos sedimentos em suspensão na vertical

α e β - Parâmetros relacionados ao formato da curva que associa o NDVI ao fator C

λ - Comprimento da encosta

γ - Peso específico da água

γ_s - Peso específico dos sedimentos

ν - Viscosidade cinemática

ρ_f – Densidade do fluido

ρ_b - Densidade aparente

ρ_s - Densidade do sedimento

σ' - Desvio padrão da distribuição gaussiana

σ_{ga} - Desvio padrão geométrico da camada de encouraçamento

σ_{go} - Coeficiente de gradação inicial do leito

$\bar{\tau}$ - Tensão de arraste

τ_0 - Tensão de arraste no fundo do canal

$(\tau_0)_c$ = Tensão crítica de cisalhamento do leito

ϕ' - Ângulo de repouso

θ - Declividade da encosta

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	31
2 OBJETIVOS E ETAPAS METODOLÓGICAS.....	36
2.1 Objetivo geral	36
2.2. Objetivos específicos.....	36
2.3. Etapas metodológicas	36
2.3.1 Revisão da literatura.....	36
2.3.2 Caracterização do sistema fluvial, dos impactos hidromorfológicos associados ao rompimento da Barragem de Fundão e das medidas empregadas para a restauração fluvial.....	37
2.3.3 Análise de sensibilidade dos fatores necessários à estimativa da taxa de erosão	38
2.3.4 Estimativa da geração de sedimentos por meio da USLE.....	39
2.3.5 Transporte de sedimentos	39
3 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL.....	40
3.1 Tipos de canais	42
3.1.1 Canais retilíneos.....	48
3.1.2 Canais meandantes (<i>meandering channels</i>).....	49
3.1.3 Canais entrelaçados (<i>braided channels</i>).....	51
3.1.4 Canais anastomosados (<i>anastomosing channels</i>).....	52
3.1.5 Padrão de canal multicanal aluvial ou <i>anabranching</i>	54
3.1.6 Canal em leito rochoso (<i>bedrock channel</i>).....	57
4 PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS E FERRAMENTAS PARA SUA AVALIAÇÃO	59
4.1 Erosão	60
4.1.1 Modelos de perdas de solo por erosão.....	60
4.1.1.1 Equação de Musgrave (1947)	62
4.1.1.2 Equação Universal de Perdas de Solo – USLE	62
4.1.2.3 Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (RUSLE).....	73
4.1.1.4 Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE)	76
4.1.1.5 Outros modelos.....	77
4.1.2 Perda de solo máxima aceitável	79
4.1.3 Uso de SIG na estimativa da erosão	81
4.2 Hidráulica fluvial e transporte de sedimentos	82
4.2.1 Características do leito fluvial e distribuição de sedimentos.....	83
4.2.2 Modos de transporte de sedimentos	86

4.2.3	Quantificação do transporte de sedimentos	93
4.2.3.1	Transporte da carga de fundo.....	95
4.2.3.2	Transporte de sedimentos por suspensão	96
4.2.3.3	Carga total de sedimentos.....	97
4.2.4	Curva-chave de sedimentos	98
4.2.5	O processo de encouraçamento	100
5	METODOLOGIA	106
5.1	<i>Caracterização da área de estudo e do evento de ruptura da Barragem de Fundão</i>	106
5.2	<i>Análise de sensibilidade dos fatores necessários à estimativa da taxa de erosão</i>	108
5.2.1.	Fator topográfico (Fator LS).....	109
5.2.2	Fator de erosividade das chuvas (Fator R)	116
5.2.3	Fator de cobertura (Fator C).....	121
5.2.4	Fator de prática conservacionista (Fator P).....	126
5.2.5	Integração de fatores para mapeamento de riscos de erosão	126
5.3	<i>Estimativa da taxa de erosão</i>	126
5.3.1	Fator de erodibilidade do solo (Fator K).....	127
5.3.2	Fatores de cobertura (Fator C) e prática conservacionista (fator P)	130
5.3.3	Integração de fatores para mapeamento de riscos de erosão	131
5.3.4	Taxas de erosão obtidas em parcelas experimentais	132
5.4	<i>Transporte de sedimentos</i>	135
5.4.1	Dados pluviométricos e fluviométricos.....	135
5.4.2	Dados sedimentométricos.....	135
6	DESENVOLVIMENTO DO ESTUDO	139
6.1	<i>Caracterização da área de estudo e do evento de ruptura da Barragem de Fundão: impactos e medidas adotadas para a restauração fluvial</i>	139
6.1.1	Caracterização da Bacia Hidrográfica do Rio Doce	139
6.1.2	Geomorfologia fluvial local.....	143
6.1.3	Barragem de Fundão: o evento de ruptura e impactos constatados	147
6.1.4	Caracterização das espessuras e volumes dos depósitos de rejeitos.....	158
6.1.5	Procedimentos adotados para a restauração	161
7	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS FATORES NECESSÁRIOS À ESTIMATIVA DA TAXA DE EROSÃO	168
7.1	<i>Fator erodibilidade (Fator K)</i>	168
7.2	<i>Fator erosividade (Fator R)</i>	173
7.3	<i>Fator topográfico (Fator LS)</i>	181
7.4	<i>Fator de cobertura (Fator C)</i>	189

7.5 Taxas de erosão.....	192
8 ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EROSÃO.....	200
8.1 Fator erodibilidade (Fator K) associado ao rejeito.....	200
8.2 Taxas de erosão.....	203
8.3 Potencial Natural à Erosão.....	218
8.4 Parcelas de monitoramento da erosão.....	220
9 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	224
9.1 Pluviometria.....	224
9.2 Fluviometria.....	225
9.3 Sedimentometria.....	227
9.3.1 Granulometria.....	227
9.3.1.1 Sedimentos em suspensão.....	229
9.3.1.2 Sedimentos de fundo.....	236
9.3.1.3 Descarga total de sedimentos.....	237
10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	239
11 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	248
12 REFERÊNCIAS.....	253

1 INTRODUÇÃO

Os processos geomorfológicos estabelecem a estrutura e a forma física dos rios, que correspondem ao substrato para as diversas interações biofísicas verificadas nos sistemas fluviais. Dessa forma, alterações no ciclo hidrológico e no aporte de sedimentos resultarão em diferentes respostas do sistema fluvial, considerando um processo de busca por um novo estado de equilíbrio geomorfológico.

Essas respostas dos rios, geralmente rápidas, são refletidas em sua forma, podendo incluir alterações nos gradientes do canal, geometria da seção transversal, sinuosidade, comprimento de onda do meandro e padrão do canal (KNIGHTON, 1991; MILLER, 1997).

De modo geral, rios contendo grande concentração de sedimentos representam desafios ambientais e econômicos substanciais. O transporte excessivo de sedimentos desencadeia problemas para o controle de enchentes, conservação do solo, irrigação, navegação e ecossistema aquático, além de transportar contaminantes nocivos como produtos químicos orgânicos e nutrientes causadores de eutrofização (ELLISON *et al.*, 2014).

Nas situações nas quais o aporte de sedimentos é resultante do colapso de uma barragem de rejeitos, a utilização de uma abordagem geomorfológica, baseada na compreensão dos padrões de deposição e remobilização dos rejeitos, possibilita a modelagem dos impactos e o estabelecimento de estratégias apropriadas para a restauração do sistema fluvial.

Há diferentes percepções quanto ao conceito de “restauração fluvial”, as quais refletem os interesses das partes interessadas, conhecimento científico e restrições impostas pelo sistema. De modo geral, a restauração fluvial pode abarcar desde soluções rápidas associadas, por exemplo, à estabilização de margens, até intervenções em processos ecossistêmicos ao longo da bacia hidrográfica, que visam restabelecer os processos necessários para sustentar o ecossistema natural (WHOL *et al.*, 2005).

Dessa forma, nesta pesquisa, a restauração fluvial pode ser compreendida não pela busca de restabelecimento de uma condição original, pristina, mas sim no estabelecimento de melhores condições para ocorrência dos processos hidrológicos, geomorfológicos e ecológicos nos cursos hídricos degradados, com a substituição e/ou implantação de componentes do sistema natural danificado, em sintonia com princípios propostos por Whol *et al.* (2005).

Entre os anos de 1961 e 2019 podem ser citados 129 acidentes com barragens de rejeitos em todo o mundo, sendo que 31 casos ocorreram na década de 2010. Dentre os acidentes mais recentes envolvendo essas estruturas podem ser destacados aqueles que ocorreram nas minas de *Bloom Lake* (Canadá), em 2011; *Padcal* (Filipinas), em 2012; *Obed Mountain Coal* (Canadá), em 2013; *Mount Polley* (Canadá) no ano de 2014; *Buenavista del Cobre* (México), em 2014; *New Wales* (EUA), em 2016; *Tonglvshan* (China), em 2017; *Cadia* (Austrália), em 2018 e *Cabriza* (Peru), em 2019 (WISE URANIUM, 2020).

No Brasil, especificamente em Minas Gerais, podem ser destacados os acidentes envolvendo o rompimento da barragem da Mina de Fernandinho, em Itabirito, no ano de 1986; da Mineração Rio Verde, distrito de Macacos, Nova Lima, em 2001; o rompimento da barragem da Mineração Rio Pomba Cataguases, em Miraí, no ano de 2007, da Mina de Herculano, em Itabirito, no ano de 2014, Barragem de Fundão, em Mariana, no ano de 2015 e, mais recentemente, da Barragem I da Mina Córrego do Feijão, em Brumadinho, no ano de 2019 (WISE URANIUM, 2020).

A barragem de rejeitos de Fundão, com volume de reservação da ordem de 55 milhões de metros cúbicos (Mm^3), se rompeu na tarde do dia 5 novembro de 2015, como consequência de um deslizamento fluido desencadeado por liquefação, iniciado em sua ombreira esquerda (MORGENSTERN *et al.*, 2016).

A liberação abrupta de cerca de $34 Mm^3$ de rejeitos (INSTITUTO BRASILEIRO DE MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS – IBAMA, 2015) causou um aumento substancial nas cargas e concentrações de sedimentos (até $33.000 mg.L^{-1}$), formando grandes depósitos de resíduos ao longo da Bacia Hidrográfica do Rio Doce (HATJE *et al.*, 2017), impactando o sistema fluvial a jusante e chegando até ao Oceano Atlântico, fazendo desse acidente o maior desastre ambiental do Brasil.

Os rejeitos foram depositados no fundo e junto às margens dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce, compondo um segmento com 119,2 km de extensão entre a Barragem de Fundão e o reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) Risoleta Neves (SANTOS *et al.*, 2019a). Os impactos negativos ecológicos desse desastre afetaram e ainda afetarão de maneira significativa os meios de subsistência de mais de 1 milhão de pessoas em 41 municípios ribeirinhos, reduzindo o acesso local aos recursos pesqueiros, água potável, áreas de produção agrícola, geração de energia hidrelétrica e matérias-primas (FERNANDES *et al.*, 2016).

Quanto aos impactos geomorfológicos, além do material carreado dificultar a recuperação da cobertura vegetal, ocorre a tendência de continuidade do processo de transporte de sedimentos para jusante no decorrer de eventos de cheias periódicas, prolongando os efeitos de degradação ambiental até o restabelecimento de um novo estado de equilíbrio hidrossedimentológico.

O rompimento da Barragem de Fundão, além de suscitar preocupações quanto aos riscos operacionais associados à essas estruturas, apontou para uma lacuna técnico-científica envolvendo as estratégias empregadas para a restauração dos cursos hídricos atingidos por esses eventos.

Faz-se importante destacar que apesar desta pesquisa apresentar dados disponibilizados pela Fundação Renova, entidade responsável pelo programa de restauração do Rio Doce, não houve estabelecimento de qualquer tipo vínculo entre essa organização e a autora dessa tese. Ao contrário, a tênue comunicação instituída foi desfeita em meados do ano de 2020 e parte das informações solicitadas, necessárias ao desenvolvimento desse trabalho, não foram fornecidas.

Sabe-se que o impacto resultante de acidentes envolvendo barragens de rejeito depende da distância e percurso dos rejeitos liberados, da exposição e vulnerabilidade dos bens, população, uso do solo, uso da água e valores ambientais das áreas naturais localizadas a jusante dessas. Por outro lado, a diversidade relativa às características dessas estruturas (tipo de barragem, situação da barragem, alteamentos, fundação, material depositado, estado de atividade, volume de armazenamento, altura, densidade dos rejeitos e volume de água presente no reservatório, entre outros) faz com que qualquer previsão universal que avalie os impactos de falhas de barragens seja muito especulativa (RICO *et al.*, 2008).

Além disso, para a avaliação da extensão e intensidade desses impactos devem ser ainda considerados os processos de dinâmica superficial, como a erosão hídrica, que consiste em um fenômeno natural envolvendo o desprendimento, transporte e deposição de partículas do solo, provocado, principalmente, pelo escoamento formado pela água da chuva (BLACO; LAL, 2008).

A *Universal Soil Loss Equation* (Equação Universal de Perdas de Solo - USLE) é um dos modelos empíricos frequentemente utilizados para a estimativa da perda de solo, consistindo na combinação das características naturais do local e fatores antrópicos. Ressalta-se que quando consideradas apenas as características naturais do local, pode-se obter o Potencial Natural à Erosão (PNE).

Nota-se assim que a compreensão dos processos que determinam a produção e o transporte de sedimentos é importante, dentre outros aspectos, para a previsão da erosão e deposição nos cursos hídricos, permitindo ainda a avaliação dos efeitos de estruturas de engenharia sobre esses processos (DINGMAN, 2009).

Apesar disso, as pesquisas desenvolvidas no Brasil, enfatizam, comumente, apenas um desses processos, não contemplando situações envolvendo o aporte abrupto de sedimentos ao sistema fluvial. Destaca-se ainda que esses trabalhos salientam como principal limitação a dificuldade de determinação da qualidade dos resultados dada a ausência de medições diretas (ALMEIDA, 2012; ARROIO JÚNIOR, 2013; GUEDES JÚNIOR, 2015; COUTO JÚNIOR, 2016; PEIXOTO, 2019), associadas principalmente à medição da descarga de sedimentos e/ou levantamento das seções topobatimétricas (COELHO, 2011; BUARQUE, 2015; CAMPANA, 2018).

Desse modo, seis anos após o colapso da Barragem de Fundão os processos de dinâmica superficial local buscaram uma nova condição de equilíbrio, impondo ao meio ambiente uma adaptação à essa nova configuração. Essas alterações podem desencadear novos impactos relacionados tanto aos depósitos formados pela sedimentação do rejeito quanto às ações implementadas buscando a restauração ambiental.

Neste contexto situa-se essa tese, que visa propor uma metodologia para a avaliação da evolução temporal da erosão marginal e dinâmica de sedimentos de sistemas fluviais, utilizando como referência o estudo de caso do sistema fluvial formado pelos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce, afetados pelo rompimento da Barragem de Fundão. Além disso, uma vez que os sedimentos provenientes da ruptura dessa estrutura encontraram condições de morfologia fluvial diferenciadas, buscou-se a caracterização dos estilos morfológicos e a avaliação dos impactos hidrogeomorfológicos desencadeados no sistema fluvial selecionado.

Esta tese está estruturada em onze capítulos, iniciando com esse capítulo introdutório. O Capítulo 2 apresenta os objetivos da pesquisa e as etapas metodológicas. A revisão da literatura pode ser verificada nos capítulos 3 - Geomorfologia fluvial e 4 - Processos hidrossedimentológicos e ferramentas para sua avaliação. No Capítulo 5 é apresentada a metodologia empregada para a avaliação da evolução hidrogeomorfológica temporal de sistemas fluviais. A caracterização da área de estudo, utilizada como orientação para a aplicação da metodologia aqui proposta, e do evento de ruptura da Barragem de Fundão, com destaque para a identificação dos impactos e medidas adotadas para a restauração fluvial são

evidenciados no Capítulo 6. O Capítulo 7 descreve a análise de sensibilidade realizada para determinação das bases de dados e procedimentos utilizados para obtenção dos fatores necessários à estimativa da taxa de erosão. Por sua vez, no Capítulo 8 são apresentadas as taxas de erosão obtidas pela aplicação da Equação Universal de Perda de Solo e parcelas experimentais, já o Capítulo 9 contém a estimativa do transporte de sedimentos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga. No Capítulo 10 é desenvolvida a discussão dos resultados obtidos, enquanto no Capítulo 11 são apresentadas as considerações finais da pesquisa.

2 OBJETIVOS E ETAPAS METODOLÓGICAS

2.1 Objetivo geral

Esta pesquisa possui como objetivo geral propor uma metodologia para a avaliação da evolução temporal da erosão marginal e dinâmica de sedimentos de sistemas fluviais, afetados por ruptura de barragens de rejeito utilizando como referência o sistema fluvial afetado pelo colapso da Barragem de Fundão, formado pelos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

2.2. Objetivos específicos

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

1. Caracterizar os estilos morfológicos fluviais dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce;
2. Avaliar os impactos hidrogeomorfológicos desencadeados pela ruptura da Barragem de Fundão no sistema fluvial selecionado;
3. Analisar a sensibilidade das bases de dados disponíveis para determinação dos fatores associados à erosão;
4. Avaliar a evolução hidrogeomorfológica do sistema fluvial selecionado nas condições de uso e ocupação do solo anteriores e consecutivas ao rompimento da Barragem de Fundão.

2.3. Etapas metodológicas

A pesquisa referente a este trabalho pode ser separada em diversas etapas, algumas vezes superpostas, descritas a seguir.

2.3.1 Revisão da literatura

A revisão da literatura abrangeu temas associados à geomorfologia fluvial e aos diversos modelos disponíveis para a estimativa da erosão e do transporte de sedimentos. Os principais temas contemplados nesta etapa foram:

- Tipos de canais fluviais
- Descrição dos processos fluviais: erosão, transporte e deposição
- Utilização dos modelos de perdas de solo por erosão e perda de solo máxima aceitável
- Caracterização dos modos de transporte de sedimentos

- Quantificação do transporte de sedimentos
- Caracterização do processo de encouraçamento (*bed armouring/bed armoring*)

2.3.2 Caracterização do sistema fluvial, dos impactos hidromorfológicos associados ao rompimento da Barragem de Fundão e das medidas empregadas para a restauração fluvial

A área objeto para aplicação do modelo de análise hidrossedimentológica proposto nesta pesquisa compreende o trecho inicial do sistema fluvial afetado pelo rompimento da Barragem de Fundão até a UHE Candonga (Figura 2.1), com extensão de cerca de 119 km.

Este segmento foi selecionado para o desenvolvimento dessa pesquisa uma vez que ao longo desse trecho ficou retida boa parte do rejeito e dos materiais movimentados pelo evento (SANTOS *et al.*, 2019a), correspondendo ainda à região onde foram implementadas grande parte das medidas de restauração fluvial.

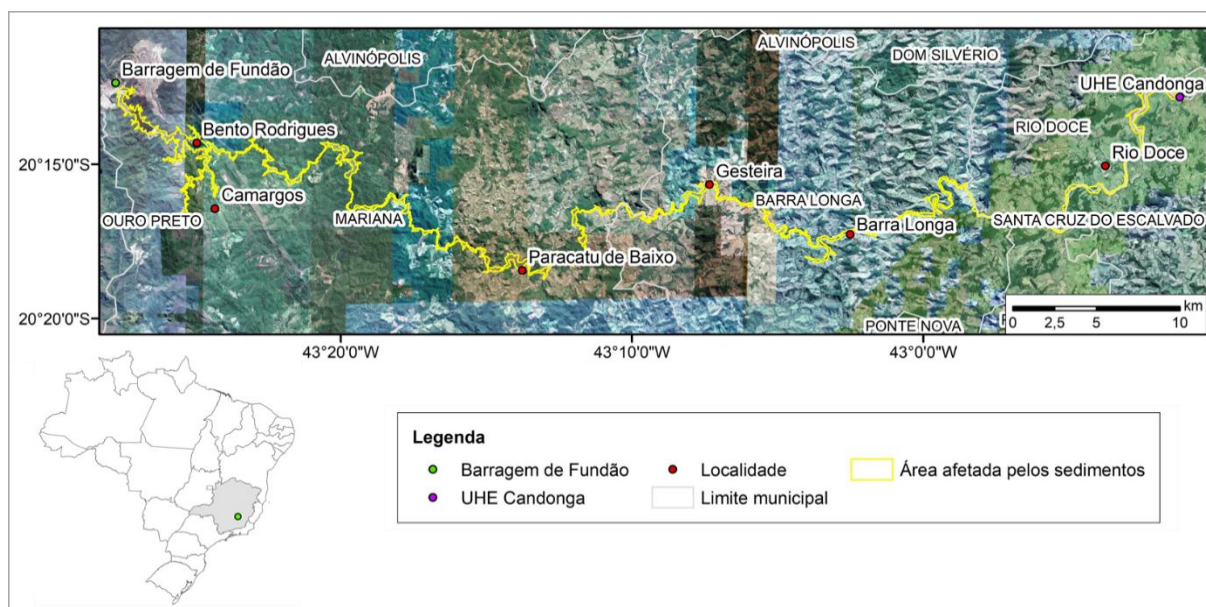


Figura 2.1 - Localização da Barragem de Fundão e do trecho fluvial analisado nesta pesquisa.

Fonte: Modificado de Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2010); Google Earth (2021).

Os padrões morfológicos do sistema fluvial selecionado foram caracterizados por meio de imagens de satélites, anteriores e posteriores ao evento de ruptura, disponíveis no *software* Google Earth Pro. Este *software*, aliado às visitas de campo, permitiu a análise dos impactos hidromorfológicos associados ao rompimento da Barragem de Fundão.

2.3.3 Análise de sensibilidade dos fatores necessários à estimativa da taxa de erosão

Uma vez que a determinação direta da erosão em escala regional é inviável em função de limitações metodológicas e financeiras (PANAGOS *et al.*, 2015a), a aplicação de modelos preditivos da erosão, associados a um Sistema de Informações Geográficas (SIG), consiste em uma intervenção eficiente no controle da erosão. Dessa forma, nesta pesquisa o SIG desempenha um papel importante na preparação de camadas (*layers*) temáticas e na estimativa da erosão do solo.

A USLE, desenvolvida nos Estados Unidos por Wischmeier e Smith (1978), é o modelo empírico mais amplamente utilizado em todo o mundo para a estimativa da perda de solo pela erosão. Apesar de não corresponder a um modelo estritamente baseado em princípios hidráulicos e na teoria da erosão do solo, a USLE se mostra vantajosa em relação aos modelos sofisticados pela sua simplicidade, facilidade de utilização e por não exigir numerosos parâmetros de entrada ou conjuntos de dados extensos para a previsão da erosão (BLANCO; LAL, 2008).

Para a definição das bases de dados e dos algoritmos empregados para a estimativa da taxa de erosão, buscou-se inicialmente avaliar a sensibilidade dos fatores da USLE. Assim, os fatores relacionados à erosividade (fator R), uso e cobertura do solo (fator C) e topografia (fator LS) foram obtidos por meio informações de diferentes naturezas e escalas disponíveis para a área desta pesquisa.

O fator associado à erodibilidade (fator K) foi definido a partir de informações disponíveis na literatura, considerando as unidades pedológicas mapeadas pela Universidade Federal de Viçosa – UFV (2010) na área abrangida por essa pesquisa. Para a análise do cenário consecutivo ao rompimento da Barragem de Fundão, o fator K foi obtido a partir das características texturais dos rejeitos e concentração de carbono orgânico, utilizando a metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978), modificada por Renard *et al.* (1997).

O fator R foi obtido por duas diferentes metodologias: (i) por meio de dados de precipitação de estações pluviométricas localizadas na área abrangida pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce e (ii) por informações do sensor de radar de precipitação (*Precipitation Radar – PR_a*) do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Dois modelos digitais de elevação (MDE's), com resoluções de 10 m e 30 m, foram processados nos *softwares* ArcGIS 10.5 e LS-Tool (ZHANG *et al.*, 2013a) para obtenção do fator topográfico (fator LS).

As imagens do sensor OLI (*Operational Terra Imager*) do satélite Landsat 8 (*Land Remote Sensing Satellite*) foram utilizadas para a determinação do Índice de Vegetação de Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) e, posteriormente do fator de cobertura do solo (fator C).

2.3.4 Estimativa da geração de sedimentos por meio da USLE

As taxas de erosão foram estimadas a partir dos fatores topográfico, erosividade e uso e manejo do solo definidos na análise de sensibilidade. Ressalta-se que 26 imagens do sensor OLI obtidas entre 2013 e 2020 foram utilizadas para a determinação do NDVI e, posteriormente, dos fatores de cobertura do solo e de práticas conservacionistas.

Os mapas de risco à erosão foram elaborados a partir da integração de todos os fatores estimados utilizando a álgebra de mapas, por meio da multiplicação das camadas geradas no ambiente SIG. Além disso, buscou-se a avaliação do potencial natural à erosão nos cenários anterior e subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão.

2.3.5 Transporte de sedimentos

Para a caracterização dos sedimentos transportados e comparação dos dados provenientes da estimativa das taxas de erosão foram utilizados dados referentes à concentração de sedimentos em suspensão e no leito, assim como informações associadas à descarga líquida. Os dados foram obtidos em estações fluviométricas monitoradas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM) e Fundação Renova.

3 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial corresponde ao estudo das interações entre formas e processos de canais fluviais em uma escala espaço-temporal. Neste sentido, ressalta-se que a influência de eventos passados consiste em um aspecto relevante para a explicação da forma atual dos canais fluviais (CHARLTON, 2008).

Os processos geomórficos correspondem aos meios químicos e físicos pelos quais a superfície da Terra sofre modificações, impulsionados por processos endógenos e exógenos. De modo geral, os processos endógenos são responsáveis, em sua maioria, pela elevação do relevo, com energia proveniente do calor interno do planeta ou de compensação isostática do relevo. Já os processos exógenos atuam por meio da ação de agentes biológicos, atmosféricos e suas derivações, como o intemperismo, associado à desagregação e transformação de rochas em solo; e à denudação, que consiste na remoção de materiais de regiões com maiores altitudes na superfície terrestre e seu transporte para as regiões mais baixas (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os rios correspondem aos principais agentes de transporte de sedimentos provenientes do intemperismo de áreas continentais. Um rio possui sua bacia de drenagem, que é responsável pelo fornecimento de água e sedimentos para seus tributários e para o rio principal (SUGUIO, 1980). Os eventos que ocorrem em uma bacia de drenagem refletem, de forma direta ou indireta, nos rios. Dentre os fatores que controlam a morfogênese das vertentes e, conseqüentemente, o tipo de carga detrítica fornecida aos rios, Christofolletti (1981) ressalta a cobertura vegetal, as condições climáticas e os tipos de rocha.

De modo geral, três zonas geomorfológicas podem ser reconhecidas em sistemas fluviais, representadas pelo predomínio dos processos de erosão, transferência e deposição (Figura 3.1). Na zona de erosão, os rios são agentes ativamente entalhadores, removendo o material presente no fundo do vale. Na zona de transferência o gradiente (declividade do canal) é mais baixo, assim, apesar de não ocorrer remoção de material, também não há deposição. A parte inferior do sistema é a zona deposicional, na qual o sedimento é depositado nos canais e nas planícies de inundação de um sistema fluvial. Esses três componentes não estão presentes em todos os sistemas: alguns podem ser totalmente erosivos até o mar ou um lago, enquanto em outros a zona de transferência pode não existir (NICHOLS, 2009).

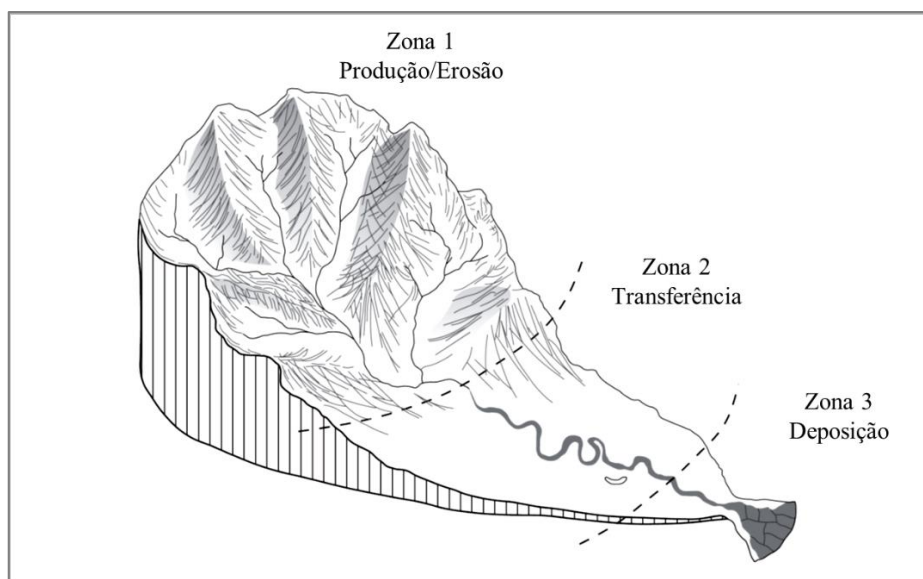


Figura 3.1 - O sistema fluvial pode ser subdividido nas zonas de produção de sedimentos, de transferência destes e de deposição de sedimentos.
Fonte: Modificado de Charlton (2008).

Em função da sua dinâmica, os rios estão sujeitos às modificações decorrentes de alterações das variáveis que moldam e mantêm sua morfologia, exemplificadas pela velocidade, rugosidade das margens, declividade, largura, profundidade, vazão, granulometria e concentração dos sedimentos (LEOPOLD *et al.*, 1964). Dentre os aspectos morfológicos de um rio, destaca-se o seu perfil longitudinal, que reflete o estado de equilíbrio (ou desequilíbrio) do canal com relação às suas variáveis determinantes, tais como resistência ao fluxo, padrão de canal e velocidade de fluxo (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Parâmetros que afetam o perfil longitudinal e sua relação de dependência com o canal.

Parâmetro	Dependência em relação ao canal	Mudança ao longo do perfil
Resistência ao fluxo	Semidependente	Redução
Padrão de canal	Semidependente	Não afetado
Gradiente	Dependente	Redução
Vazão	Independente	Aumento
Profundidade	Dependente	Aumento
Largura	Dependente	Aumento
Textura	Semidependente	Redução
Velocidade de fluxo	Dependente	Redução

Fonte: Modificado de Stevaux e Latrubesse (2017).

Dessa forma, um canal em equilíbrio pode ser compreendido como aquele que, ao longo do tempo, teve suas variáveis ajustadas de forma a realizar de forma eficiente o transporte de carga produzida pela bacia sem degradação ou aggradação do canal (LEOPOLD; BULL, 1979).

Entretanto, de acordo com Stevaux e Latrubesse (2017), um perfil equilibrado ocorre muito raramente na natureza, podendo ser considerado apenas uma formulação teórica. Elementos tais como a produção de sedimentos, alterações associadas às taxas de intemperismo, aumento significativo e amplo da cobertura vegetal e a elevação do nível geral de base dos sistemas fluviais desencadeada pelo aumento do nível do mar, incluindo ainda uma eventual atividade neotectônica, colaboram para a modificação do perfil longitudinal dos rios.

Além disso, Petts e Amoros (1996) ressaltam que as modificações mais relevantes inseridas nos sistemas fluviais, especialmente nos últimos 200 anos, podem estar relacionadas aos impactos das ocupações antrópicas nas bacias hidrográficas. Estes impactos são comumente desencadeados pela remoção da cobertura vegetal para uso agrícola ou intervenções diretas nos canais fluviais, resultando dentre outros aspectos, no estreitamento ou alargamento dos canais, alterações na vazão e na produção de sedimentos e em modificações dos padrões fluviais (*e.g.* MA *et al.*, 2012; PROVANSAL *et al.*, 2014; SCORPIO *et al.*, 2015; SCORPIO; ROSSKOPF, 2016).

3.1 Tipos de canais

Os tipos de canais fluviais relacionam-se às formas de padronização do arranjo espacial que o leito exibe ao longo do rio (CHRISTOFOLETTI, 1981). Essas formas, definidas como a configuração de um rio em planta, fornecem um resumo das particularidades do canal. De modo geral, os padrões de fluxo e a natureza/distribuição de processos físicos nos diferentes tipos de canais são os principais determinantes do formato destes, assim como das características da planície de inundação (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Há uma ampla gama de tipos de canais, condicionados principalmente pela energia de fluxo disponível (e sua variabilidade espacial/temporal), granulometria e disponibilidade dos sedimentos, e se o transporte destes ocorre na forma carga de fundo, carga mista ou carga suspensa. Assim, a forma dos canais pode ser diferenciada a partir de três critérios inter-relacionados, representados pelo número de canais, sua sinuosidade e sua estabilidade lateral (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

De preferência, a definição de um tipo de rio deve atender a dois critérios principais. O primeiro critério está relacionado à possibilidade de aplicação da definição que será empregada. Assim, uma interpretação a partir de fotos aéreas ou uma pesquisa de campo rápida deve ser suficiente para permitir sua utilização. Dessa forma, não devem ser incluídas características genéticas,

hidráulicas ou sedimentológicas, atentando-se a um número limitado de características visuais relativas ao padrão de canais e à geomorfologia da planície de inundação. Já o segundo critério está associado à possibilidade de distinção de um grupo de rios com uma gênese similar e características sedimentológicas e hidráulicas semelhantes (MAKASKE, 2001).

De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017), a divisão tradicional dos canais fluviais em meandrante, retilínea e entrelaçada, proposta por Leopold e Wolman (1957) e difundida no Brasil por Suguio e Bigarella (1979) e Christofolletti (1981) é insuficiente. Assim, a existência de padrões mistos ou de outros parâmetros utilizados para a definição dos canais levou à proposição de diversas classificações mais completas.

Inicialmente, Leopold e Wolman (1957) indicaram que as variáveis correspondentes a descarga de margens plenas e o gradiente seriam as variáveis mais relevantes na definição do padrão fluvial por meio da reta obtida pela equação 3.1, que representaria um limite entre canais meandrantas e entrelaçados.

$$D_l = 0,012Q^{-0,44} \quad (3.1)$$

Em que:

D_l = descarga de margens plenas ($m^3 \cdot s^{-1}$);

Q = gradiente do canal ($m \cdot m^{-1}$)

Entretanto, Stevaux e Latrubesse (2017) ressaltam que a maior parte dos canais anastomosados e uma grande parte dos canais retilíneos estão posicionados, comumente, na porção inferior da linha de limite do canal meandrante-entrelaçado obtida pela equação de Leopold e Wolman (1957).

Dentre as classificações propostas se destaca aquela indicada por Schumm (1963) que, considerando o índice de sinuosidade, classificou os canais em meandrante (subdividido nos tipos tortuoso, irregular e regular), transicional e reto. Já Schumm (1968) incluiu o tipo anastomosado aos padrões meandrante, retilíneo e entrelaçado.

Ressalta-se que a sinuosidade (S_n) é determinada pela relação entre o comprimento ao longo de um canal e a distância em linha reta ao longo do vale (Figura 3.2). Os canais com uma sinuosidade menor que 1,1 são descritos como retilíneos, aqueles entre 1,1 e 1,5 são sinuosos,

enquanto aqueles que apresentam uma sinuosidade maior que 1,5 são denominados meandranes (CHARLTON, 2008).

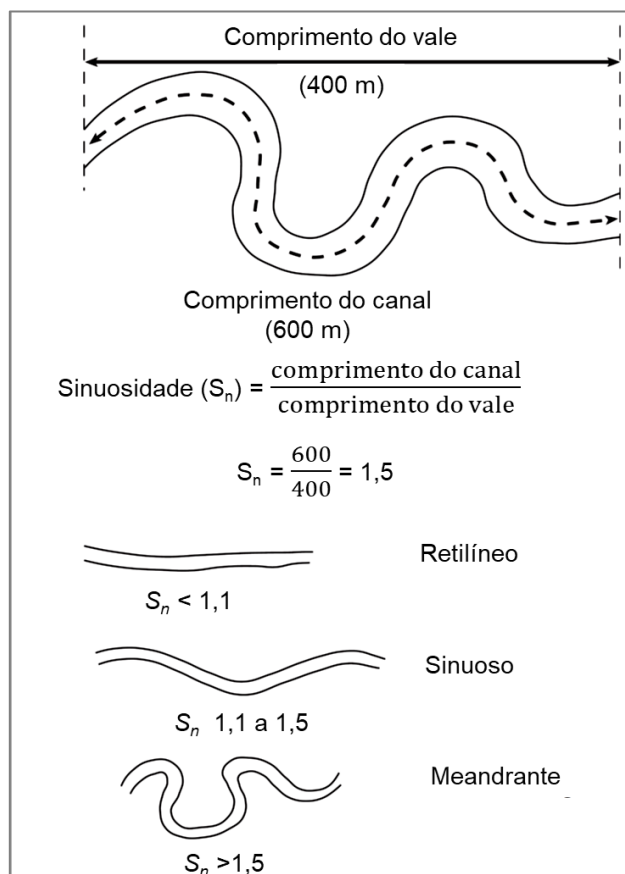


Figura 3.2 - Definição da taxa de sinuosidade de um rio.
Fonte: Modificado de Charlton (2008).

Os padrões de drenagem foram divididos por Dury (1969) nos tipos meandrante, anastomosado, deltaico, reto, reticulado, ramificado e irregular; enquanto Chitale (1970) classificou os canais nos tipos únicos (reto, meandrante, sinuoso e tortuoso), múltiplos (ramificado, reticulado, anastomosado, deltaico e labiríntico em segmentos rochosos) e transicionais, este último correspondendo a uma categoria situada entre os tipos únicos e múltiplos.

Para Schumm (1967), as distintas sinuosidades dos canais estão relacionadas muito mais ao tipo de carga detrítica do que à descarga fluvial. Desse modo, os canais meandranes se associam às elevadas concentrações de argila e silte, enquanto os canais anastomosados estão relacionados a uma carga mais arenosa. Já a redução da sinuosidade dos canais estaria vinculada ao aumento da quantidade e da granulometria da carga detrítica. Considerando esses aspectos, Schumm (1981) correlacionou o desenho em planta do canal aos valores relativos do tipo de carga transportada (como tamanho e forma de transporte) e estabeleceu um *continuum* de 14 formas consideradas fundamentais.

A classificação dos tipos fluviais sugerida por Brice (1983) é baseada em quatro propriedades facilmente observadas em fotografias aéreas: sinuosidade, barras em pontal, entrelaçamento e presença de múltiplos canais, resultando em quatro tipos principais denominados rios sinuosos canaliformes, sinuosos com barras em pontal, entrelaçados sinuosos e entrelaçados não sinuosos (Figura 3.3).

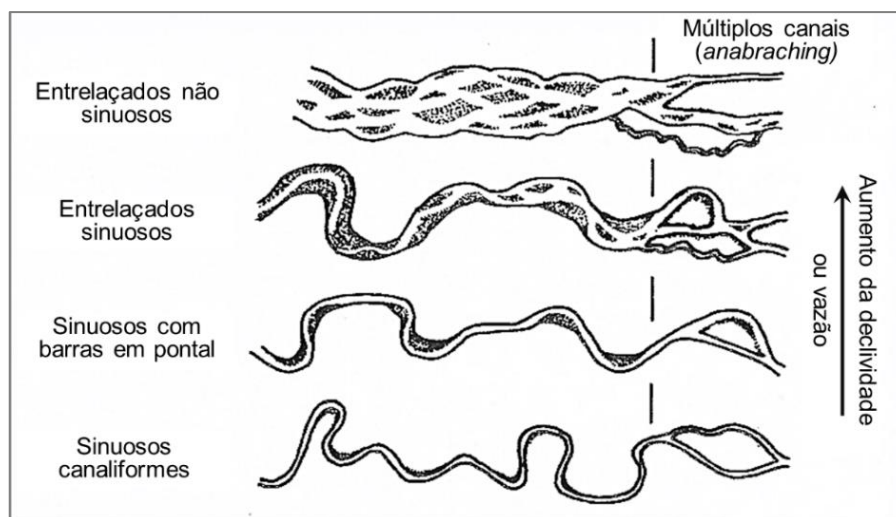


Figura 3.3 - Classificação dos tipos fluviais proposta por Brice (1983).
Fonte: Modificado de Chang (1988).

Schumm (1985) apresentou uma outra classificação das formas dos canais, baseada na carga sedimentar, definindo cinco padrões: (1) canais retilíneos caracterizados por largura relativamente uniforme e migração de barras; (2) canais retilíneos caracterizados pela migração de barras e talvegue sinuoso; (3) canais meandantes com elevada sinuosidade, possuindo largura aproximadamente uniforme, apresentando-se mais largos nas curvas; (4) canal de transição meandrante para entrelaçado e (5) canal tipicamente entrelaçado (Figura 3.4).

De acordo com Schumm (1985), quando o padrão de um canal é modificado de 1 para o 5, outros aspectos morfológicos do canal também são alterados; ou seja, para uma dada descarga, o gradiente e a relação largura-profundidade aumentam. Além disso, a descarga de pico, o tamanho do sedimento, a carga de sedimentos, a velocidade do fluxo, a força de tração e a potência do fluxo também aumentam do padrão 1 para o 5. Dessa forma, a estabilidade relativa entre esses padrões diminui, com os padrões 4 e 5 correspondendo àqueles menos estáveis.

Entretanto, os parâmetros indicados por Schumm (1981, 1985), principalmente o intervalo sugerido para a variação da relação entre largura e profundidade e a porcentagem de carga de fundo para a classificação do padrão de canal, não se mostraram úteis para a caracterização dos padrões de canal da maioria dos sistemas fluviais. De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017),

a classificação falha, entre outros aspectos, quanto ao limite necessário de transporte de carga de fundo em rios entrelaçados, assim como para distinguir padrões de canal de grandes rios.

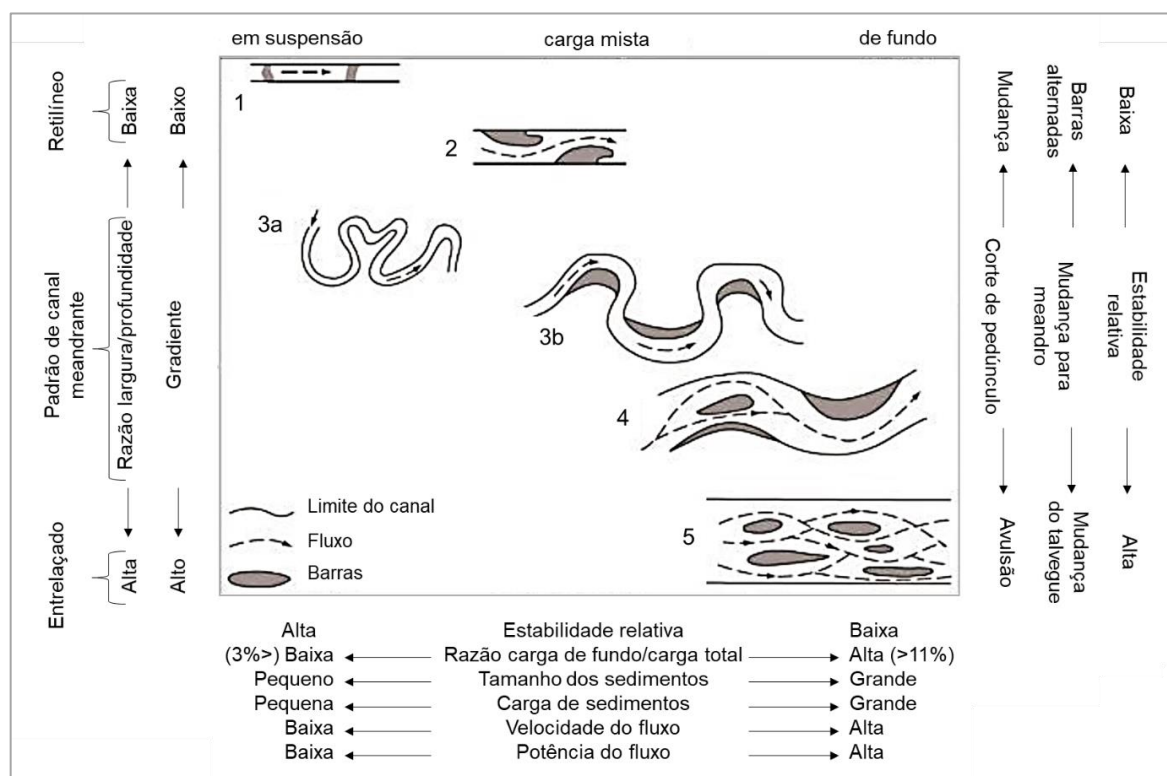


Figura 3.4 - Classificação de canais considerando o padrão e o tipo de carga sedimentar, indicando tipos de canais, sua relativa estabilidade e algumas variáveis associadas.

Fonte: Modificado de Schumm (1985).

A classificação proposta por Rosgen (1994) é composta por quatro níveis de detalhamento que envolvem: i) a caracterização morfológica básica; ii) a descrição morfológica; iii) a condição geral do curso d'água e iv) a verificação dessas informações. A classificação dos trechos é realizada a partir da análise dos parâmetros morfométricos referentes ao padrão fluvial, relação largura/profundidade, índice de sinuosidade, grau de entrincheiramento do canal, declividade da lâmina d'água e tipo de material de fundo. De acordo com essa classificação, no nível I podem ser identificados nove tipos de canais (Tabela 3.2).

Tabela 3.2 - Principais características dos tipos de canais classificados no nível I.

Tipo de canal	Descrição	E'	w'/dp	Sn	D (m/m)
Aa+	Canal com forte declividade e entalhado, disponibilidade para transporte de sedimentos	< 1,4	< 12	1,0 - 1,1	> 0,10
A	Canal com forte declividade, entalhado, com sequência de cascatas e <i>step/pool</i> . Ambiente de alta energia/transporte de detritos. Muito estável quando o leito é constituído por rocha ou capeado por sedimentos rudáceos	< 1,4	< 12	1,0 - 1,2	0,04 a 0,10
B	Canal moderadamente entalhado, declividade também moderada, com predomínio de <i>riffles</i> e, menos frequentemente, <i>pools</i> espaçados. Margens estáveis	1,4 - 2,2	> 12	> 1,2	0,02 a 0,039

Tabela 3.2 - Principais características dos tipos de canais classificados no nível I.

Tipo de canal	Descrição	E'	w'/dp	Sn	D (m/m)
C	Canal com baixa declividade, meandrante, caracterizado por barras de pontal, sequências de <i>riffle/pool</i> , planície fluvial bem desenvolvida	> 2,2	> 12	> 1,4	< 0,02
D	Canal entrelaçado caracterizado por barras longitudinais e transversais. Canal largo com margens instáveis	Na	> 40	Na	< 0,04
DA	Canal anastomosado (múltiplos canais), estreito e profundo, possuindo vegetação ripária bem desenvolvida. O relevo é suave e os canais possuem forte sinuosidade. As margens são estáveis	> 4,0	< 40	variável	< 0,005
E	Canal com baixa declividade, meandrante, sequências de <i>riffle/pool</i> , baixa relação largura/profundidade e baixa taxa de deposição. Estável e com elevado índice de sinuosidade	> 2,2	< 12	> 1,5	< 0,02
F	Canal meandrante com sequências de <i>riffle/pool</i> , com forte entalhamento, baixa declividade e elevada relação largura/profundidade	< 1,4	> 12	> 1,4	< 0,02
G	Canal entalhado, com voçorocamento, sequência de <i>step/pool</i> , declividade moderada e baixa relação largura/profundidade	< 1,4	< 12	> 1,2	0,02 a 0,039

Nota: E' = grau de entrincheiramento do canal; w' = largura do canal; d_p = profundidade do canal; S_n = Índice de sinuosidade e D_w = declividade da lâmina d'água. Fonte: Rosgen (1994).

Assim, o tipo Aa+ possui encosta íngreme (superior a 10% de declividade), podendo formar trechos encachoeirados, tendendo a um elevado fluxo de transporte de sedimentos. Este perfil é ainda retilíneo, comumente aprofundado e caracterizado por canal de menor largura quando comparado aos demais. O canal A é íngreme (4 a 10% de declividade), caracterizado por sequência de cascatas e degrau/depressão (*step/pool*). O canal tipo B é moderadamente entalhado, apresentando declive moderado e predomínio de soleiras (*riffles*), além disso, possui uma sinuosidade sutil que impede a formação de bancos arenosos. Os tipos C, D, DA e E ocorrem em trechos mais aplainados, variando de canais anastomosados a entrelaçados, formando eventualmente meandros. O tipo F é de baixo gradiente e meandrante, possuindo sequência soleira-depressão, forte entalhamento e alta relação entre a largura e a profundidade. Já o tipo G corresponde a um canal entalhado, de gradiente moderado, com voçorocamento, sequência de degrau-depressão e baixa relação entre a largura e a profundidade.

O grau de entrincheiramento do canal (E') corresponde à relação entre a largura do canal, considerando o nível de margens plenas duplicado (*flood-prone level*), e a sua largura em nível de margens plenas. O nível de margens plenas duplicado pode ser determinado duplicando o valor da profundidade do canal em nível de margem plena. O entrincheiramento pode ser considerado fraco quando E' > 2,2; moderado quando E' varia entre 1,41 e 2,2 e forte nas situações nas quais E' < 1,4 (ROSGEN, 1994).

Nanson e Knighton (1996) descreveram as condições nas quais os rios em múltiplos canais (*anabraching*) são formados, agrupando-os em classes. De acordo com estes autores, estes rios apresentam-se em múltiplos canais separados por ilhas aluviais semi-permanentes, ocorrendo em uma ampla gama de ambientes de baixa a alta energia, caracterizados por regime de fluxo dominado por inundação e existência de bancos resistentes à erosão.

De uma perspectiva prática, Schumm (2005) destaca que as medições geomorfológicas da sinuosidade, relação entre a largura e a profundidade, gradiente, dimensões (largura, profundidade) e tipo de sedimento (leito e margens) quando combinadas à vazão, velocidade de fluxo e potência de fluxo, fornecem as informações necessárias para a compreensão de um rio, assim como para a predição de mudanças.

3.1.1 Canais retilíneos

De acordo com Suguio (1980), os canais verdadeiramente retilíneos são raros, visto que comumente possuem uma sinuosidade desprezível associada ao desenvolvimento de barras laterais. Como exceção pode-se citar os canais controlados por linhas tectônicas, tais como linhas de falha ou fraturas, e dos canais situados em planícies de restingas, planícies deltaicas ou controlados por cordões arenosos (GUERRA; CUNHA, 2015). Assim, de maneira geral, a extensão dos trechos retilíneos não ultrapassa dez vezes a largura do canal (LEOPOLD *et al.*, 1964).

O padrão retilíneo é característico de canais com declividade acentuadamente baixa, reduzido volume de carga de fundo e alto volume de carga suspensa (SUGUIO, 1980). Além disso, Christofolletti (1981) relaciona os canais retilíneos à existência de um embasamento rochoso com características homogêneas, constituído por rochas de mesma resistência.

O percurso do talvegue nos canais retilíneos promove um perfil transversal caracterizado por seções mais rasas e outras mais profundas, semelhante àquele observado nos rios entrelaçados ou meandrantos (HUGGETT, 2003). Ademais, como consequência de uma relativa homogeneidade no volume do material do leito, ocorrem as soleiras/umbrais e depressões ao longo do perfil longitudinal do leito, indicando que um canal com padrão retilíneo não exige, necessariamente, um leito com topografia uniforme ou o talvegue em linha reta (GUERRA; CUNHA, 2015).

3.1.2 Canais meandrantes (*meandering channels*)

Nas situações nas quais a sinuosidade é maior do que 1,5, os canais fluviais podem ser classificados como meandrantes, sendo esta a característica de rios que transportam cargas em suspensão e de fundo em quantidades aproximadamente iguais. Leopold e Wolman (1957) demonstraram que os canais de rios meandrantes e anastomosados estão relacionados à declividade do canal e à sua descarga. Assim, considerando uma mesma descarga, os canais meandrantes se desenvolvem em declives suaves, enquanto os canais anastomosados estão associados a declives mais acentuados.

Os canais meandrantes são caracterizados por curvas largas, sinuosas, harmoniosas e semelhantes entre si, formadas por meio de um trabalho contínuo de escavação na margem côncava, que corresponde ao ponto de maior velocidade da corrente, e de deposição na margem convexa, correspondendo ao ponto de menor velocidade (Figura 3.5). Ressalta-se que a deposição dos sedimentos ocorre na mesma margem da qual foram removidos (CHRISTOFOLETTI, 1981).

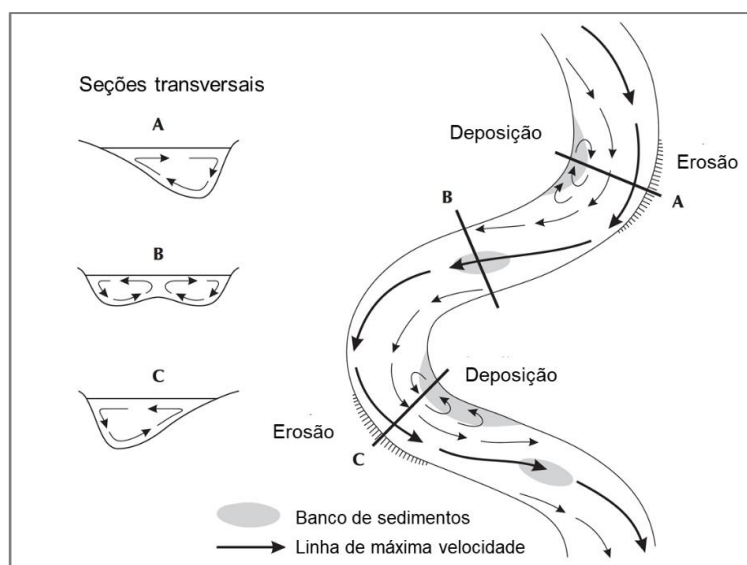


Figura 3.5 - Classificação dos padrões fluviais mostrando os canais em perfil longitudinal, transversal e planta.

Fonte: Modificado de Huggett (2003).

Os meandros naturais raramente são perfeitamente simétricos e regulares devido às variações no leito do canal. No entanto, para a maioria dos rios meandrantes, as relações entre os parâmetros morfométricos fornecem um quadro consistente: o comprimento de onda do meandro é cerca de dez vezes a largura do canal e cerca de cinco vezes o raio de curvatura (HUGGETT, 2003).

Nesse tipo de canal, considerando a formação das curvaturas, as seções transversais são desiguais. Nos segmentos retilíneos entre dois meandros sucessivos, os canais mostram-se mais simétricos, rasos, com a presença de *riffles*. Já nos pontos correspondendo às curvaturas máximas, o perfil transversal é assimétrico, possuindo maior profundidade na margem côncava (contendo *pools*), que é suavizada em direção à margem convexa (GUERRA; CUNHA, 2015).

Apesar do reconhecimento de que a gênese e a mobilidade dos meandros estão associadas, entre outras variáveis, às condições de margem (materiais constituintes do perímetro molhado), declividade e tipo de fluxo, não há um modelo ou teoria única considerada satisfatória para explicar a formação destes (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Dentre as teorias disponíveis, Huggett (2003) destaca aquelas relacionadas à distribuição e dissipação de energia no rio; à existência de fluxo helicoidal nas curvas e à interação entre erosão das margens, carga de sedimentos e deposição.

De acordo com Guerra e Cunha (2015), as formas meandantes correspondem a um estado de estabilidade do canal, indicando um certo ajustamento entre as variáveis hidrológicas, como declividade, profundidade e largura do canal, rugosidade do leito, velocidade dos fluxos, carga sólida e vazão.

Entretanto, a posição dos meandros pode mudar por meio da avulsão, que pode ser compreendida como o deslocamento relativamente repentino de um canal fluvial, possuindo um efeito importante na distribuição de sedimentos e na arquitetura de depósitos fluviais, uma vez que este processo é um controle primário relacionado à localização do canal em uma planície de inundação. A maioria das avulsões ocorre quando um evento desencadeador, geralmente uma inundação, força o rio a atravessar um limiar de estabilidade, assim, quanto mais próximo o rio estiver desse limiar, menor será o fluxo necessário para iniciar uma avulsão (JONES; SCHUMM, 1999).

Diferentes processos podem fazer um rio mudar o curso de seu canal, sendo que as principais causas podem ser a evolução natural (como em um meandro, por exemplo), mudanças climáticas, influências tectônicas e modificações antrópicas (STEVAUX; SOUZA, 2004). Os meandramentos ocorrem predominantemente nos baixos cursos fluviais, enquanto há uma maior probabilidade de que os canais anastomosados e retilíneos ocorram nos trechos associados ao alto e médio cursos. De acordo com Christofolletti (1981), a jusante, à medida que ocorre uma redução da competência para movimentação do material detrítico, há também um decréscimo na granulometria dos sedimentos transportados, aumentando a porcentagem da

fração silte-argila na constituição do material detrítico que compõe o perímetro do canal, além do predomínio progressivamente maior da carga em suspensão em detrimento da carga do leito.

3.1.3 Canais entrelaçados (*braided channels*)

Os canais entrelaçados são caracterizados por um canal principal relativamente largo, possuindo razão largura/profundidade comumente superior a 40 ou 50 (ENGELUND; SKOVGAARD, 1973; SCHUMM, 1985) e retilíneo. A água escoo pelo canal, nas situações normais (fora do período de cheia), por pequenos canais rasos e curtos, separados por barras compostas por areia e cascalho (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Nos rios entrelaçados observa-se a divisão e junção repetidas de canais e a divergência e convergência de fluxo associadas, as quais contribuem para a elevada instabilidade do canal em relação a outros tipos de rios. Os canais são separados por barras e ilhas, sendo que as primeiras são transitórias, não-cultivadas e submersas, enquanto as ilhas são geralmente estáveis, possuem vegetação e são estruturas emergentes (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Apesar de corresponderem a formas instáveis, Huggett (2003) destaca que as barras de sedimentos, quando formadas, podem ser rapidamente colonizadas por plantas, estabilizando os sedimentos. Contudo, a ocorrência de cheias pode provocar a mobilidade e a instabilidade dessas estruturas, dificultando o estabelecimento de vegetação e possibilitando um novo arranjo da trama dos canais.

Os canais entrelaçados podem ser observados em uma ampla variedade de ambientes e de escalas, desde que possuam carga de fundo abundante, margens erodíveis, descarga altamente variável e gradiente pronunciado (CHARLTON, 2008; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). A carga de fundo abundante faz com que esse tipo de canal seja mais comum em ambientes sem vegetação e com cobertura superficial caracterizada pela disponibilidade de areia e cascalho. Essa carga de fundo pode ser proveniente do aporte de material glacial e periglacial, coluvial, e da erosão da margem do canal ou de encostas sujeitas a intenso escoamento superficial ou deflação (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A largura do canal corresponde a um elemento importante para a manutenção do entrelaçamento. Assim, as margens devem ser constituídas por material de alta erodibilidade que possibilite a incorporação de carga de fundo ao canal, assim como o seu ajuste rápido às aceleradas alterações na distribuição de canais e barras do sistema (STEVAUX;

LATRUBESSE, 2017). O alargamento do canal prosseguirá até que a sua capacidade erosiva, que é reduzida com o aumento da largura, se torne insuficiente para a continuidade do processo (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; CHARLTON, 2008).

No caso de rios com margens resistentes, Miall (1977) verificou que mesmo com elevada carga de fundo, há uma tendência para o desenvolvimento de canais meandantes ao invés de entrelaçados. Além disso, o desenvolvimento de vegetação pode promover a redução da erodibilidade, tornando as margens estáveis e, conseqüentemente, modificando o padrão de canal do rio.

O entrelaçamento de canais é observado quando o gradiente alcança determinados valores críticos com relação à vazão disponível (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Diversos autores estabeleceram valores de gradiente para diferentes rios, contudo, Leopold e Wolman (1957) destacaram que outros fatores como, por exemplo, a granulometria do material da carga de fundo e a potência de canal são mais relevantes do que o gradiente no controle de entrelaçamento do canal.

3.1.4 Canais anastomosados (*anastomosing channels*)

Por muito tempo, os rios anastomosados foram confundidos com rios entrelaçados dada a semelhança em planta. No entanto, nas últimas décadas, o termo "anastomose" tem sido utilizado para indicar um tipo de rio com canais múltiplos, interconectados e coexistentes nas planícies aluviais, que na maioria das vezes parece se formar sob condições de energia relativamente baixa, próximo a um nível de base local (MAKASKE, 2001).

Rust (1978) definiu como anastomosados os rios multicanais com alta sinuosidade ($> 1,5$). Além disso, utilizando valores de contorno arbitrários referentes à sinuosidade e ao parâmetro de entrelaçamento (número de tranças por comprimento de onda médio do meandro), ele diferenciou os tipos retilíneos, entrelaçados, sinuosos e anastomosados (Tabela 3.3).

Para Smith e Smith (1980), os canais anastomosados são comumente caracterizados por uma rede interconectada de canais de baixo gradiente, relativamente profundos e estreitos, retilíneos a sinuosos, contendo bancos de sedimentos finos e estáveis. Os rios multicanais foram considerados por Schumm (1985) como sendo, essencialmente, rios entrelaçados caracterizados pela presença de grandes barras expostas em relação à largura do canal, enquanto os rios anastomosados seriam verdadeiros sistemas multicanais.

Tabela 3.3 - Classificação de padrão de canais.

	Canal único	Multicanais
Baixa sinuosidade ($S_n < 1,5$)	retilíneo	entrelaçado
Alta sinuosidade ($S_n > 1,5$)	meandrante	anastomosado

Fonte: Modificado de Makaske (2001).

Nanson e Knighton (1996) consideraram os rios anastomosados como um subgrupo dos rios de múltiplos canais, definindo-os não pelo tamanho das ilhas aluviais ou qualquer outro padrão de canal característico, mas pela estabilidade das margens dos rios, causadas, por exemplo, pela vegetação e pela continuação da existência de ilhas.

Dessa forma, de acordo com Makaske (2001), a terminologia até então empregada era confusa, não existindo consenso quanto a incorporação do tamanho das ilhas aluviais em uma definição útil de rios anastomosados, embora existisse uma tendência a considerar a anastomose como uma ordem hierarquicamente mais alta de padrão de canal não comparável aos tipos retilíneo, meandrante e entrelaçado. Assim, esse autor definiu os rios anastomosados, considerando o padrão de canais e a geomorfologia da planície de inundação, como aqueles compostos por dois ou mais canais interconectados que abrigam as inundações (Figura 3.6).

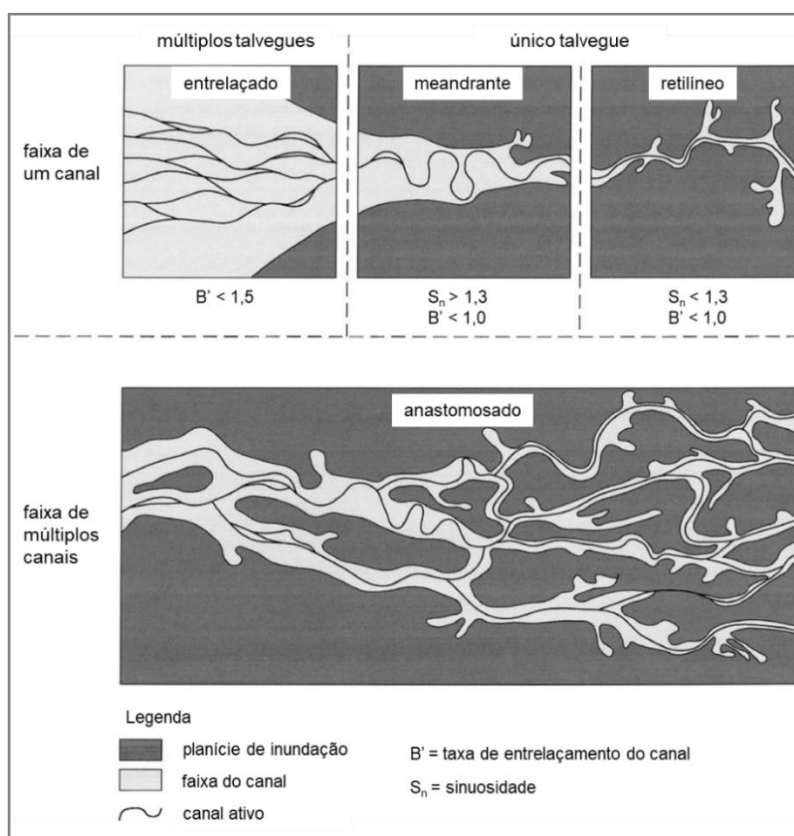


Figura 3.6 - Proposta de classificação dos tipos de rios aluviais com base no padrão de canais e geomorfologia da planície de inundação.

Fonte: Modificado de Makaske (2001).

As oscilações do fluxo fluvial, que podem promover o estabelecimento do padrão de canal anastomosado, refletem a natureza do substrato, a cobertura vegetal, as condições climáticas e o gradiente. Além disso, a ocorrência de precipitações concentradas, assim como os longos períodos de estiagem proporcionam as condições adequadas referentes ao clima local para o desenvolvimento da drenagem anastomosada (GUERRA; CUNHA, 2015).

3.1.5 Padrão de canal multicanal aluvial ou *anabanching*

Os rios em canais múltiplos – *anabanching* ou multicanal – correspondem àqueles nos quais o fluxo, ao encontrar ilhas aluviais estáveis, é dividido em dois ou mais canais. Neste tipo de canal, as ilhas geralmente persistem por décadas ou séculos, sustentam uma vegetação bem estabelecida e possuem margens relativamente estáveis (NANSON; KNIGHTON, 1996).

Apesar de Charlton (2008) salientar que estes canais são relativamente raros em comparação com os canais entrelaçados e meandantes, Latrubesse (2008) destaca que esse padrão pode ser observado em diversos tipos de paisagens, de planaltos a planícies, climas áridos a úmidos e de regiões tropicais às de latitude elevada, correspondendo à tipologia dos maiores rios do planeta.

Os padrões de canais múltiplos foram classificados por Summerfield (1991) nos tipos fundamentais: entrelaçado (*braided*) e anastomosado (*anastomosing*), descrevendo como multicanal (*anabanching*), aqueles canais nos quais a largura das ilhas é três vezes maior do que a largura do canal, considerando uma descarga média.

Considerando a energia do curso hídrico, tamanho do sedimento e características morfológicas, Nanson e Knighton (1996) reconheceram de forma preliminar seis tipos de rios (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 - Características morfológicas dos rios reconhecidas por Nanson e Knighton (1996).

Tipo	Característica
1	Rios clássicos do tipo anastomosados, exibindo largura relativamente uniforme e estreita, com gradientes baixos e bancos coesivos estáveis. São comumente sinuosos, caracterizados por rara migração lateral e modificação por avulsão. Há três subtipos baseados no ambiente e tipo de sedimento associado: sistemas orgânicos, organo-clásticos e sistemas dominados por lama
2	Rios dominados por areia, formadores de ilhas, com areias mais finas e sedimentos próximos à superfície da planície de inundação
3	Rios sinuosos de carga mista (areia e lama e, eventualmente, cascalho fino) lateralmente ativos
4	Sistemas lineares e curvilíneos, formados por rios dominados por areia, caracterizados por longas e paralelas cristas de canais

Tabela 3.4 - Características morfológicas dos rios reconhecidas por Nanson e Knighton (1996).

Tipo	Característica
5	Sistemas dominados por cascalho, lateralmente ativos que interagem entre meandrante e entrelaçado em regiões montanhosas
6	Sistemas estáveis e dominados por cascalho que ocorrem como canais não migrantes em bacias pequenas e relativamente íngremes

Fonte: Modificado de Nanson e Knighton (1996).

Nessa proposta de classificação, os tipos 1 a 3 são caracterizados por energia mais baixa e os tipos 4 a 6 correspondem a sistemas de maior energia (Figura 3.7). Destaca-se que os canais lateralmente inativos são compostos por formas retas e sinuosas enquanto os canais lateralmente ativos possuem formas sinuosas e entrelaçadas.

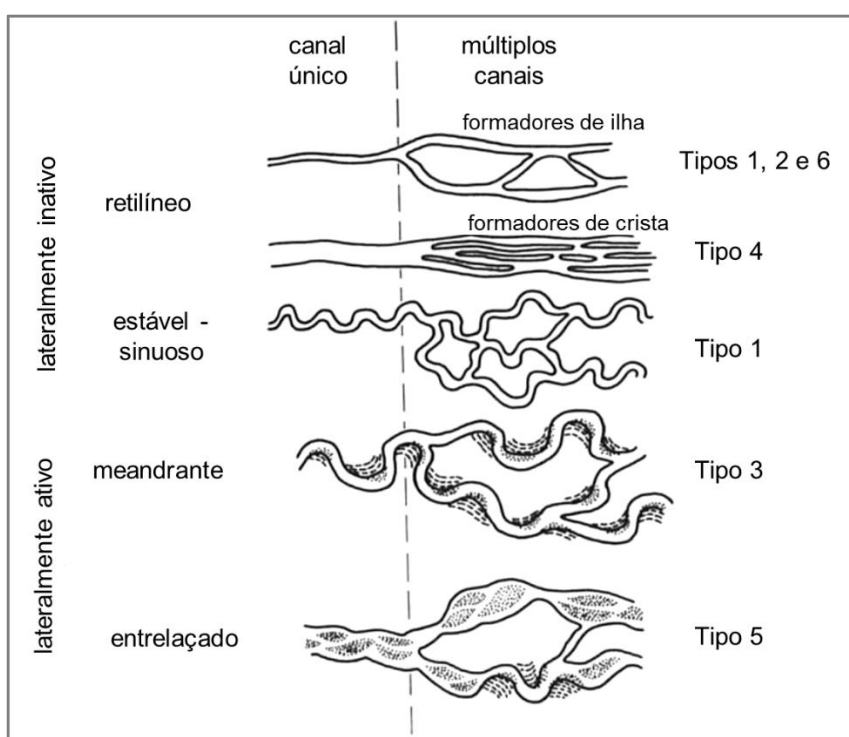


Figura 3.7 - Classificação dos sistemas multicanais.

Fonte: Modificado de Nanson e Knighton (1996).

Latrubesse (2008) propôs uma classificação, também preliminar, apresentada na Tabela 3.5, para grandes sistemas fluviais multicanais considerando o grau de anastomose, Q_s (vazão de carga suspensa), w'/d_p (relação largura/profundidade), sinuosidade e D_1 (gradiente). Em geral, os grandes rios multicanais ocorrem em planícies de baixo gradiente ($< 0,0001$ m/m), possuem potência de canal menor do que 25 W.m^{-2} e, predominantemente, carga de fundo arenosa ($D_{50} = 0,1 - 0,50$ mm).

Tabela 3.5 - Classificação de rios multicanais.

	Padrão de Canal	Q_s	w'/d_p	Sinuosidade	D_1	Descrição	Exemplos						
Multicanal	Baixo índice de anastomose Baixa sinuosidade				Sempre < 0,0001								
								Simplex	$Q_{ss} > Q_{sf}$ $Q_{sf} > 5\%$	20-50	< 1,5, braços secundários ocasionais	Multicanal, baixa sinuosidade, baixo grau de anastomose	Madeira, Japurá
								Intermediário	$Q_{ss} > Q_{sf}$ $Q_{sf} < 5\%$	> 100	< 1,5, alguns braços secundários sinuosos	Multicanal, grau de anastomose baixo a moderado, planície de inundação mais desenvolvida em relação a outros multicanais	Amazonas
								Tendência a entrelaçamento	Q_{sf} entre 10% e 35%			Multicanal com tendência a entrelaçado, quantidade significativa de barras arenosas	Brahmaputra, Orinco, Paraná, Araguaia
	Multicanal com arquipélagos	$Q_{sf} > Q_{ss}$	< 100	Não relevante		Multicanal altamente complexo	Negro, Congo						

Nota: Q_s = vazão de carga suspensa; Q_{ss} = descarga sedimentar suspensa; Q_{sf} = vazão de carga de fundo; w' = largura do canal; d_p = profundidade; D_1 = gradiente. Fonte: Stevaux e Latrubesse (2017, p. 185).

Com relação à identificação e classificação dos sistemas multicanais, Carling *et al.* (2014) destacaram três questões principais que requerem resolução para uma abordagem mais adequada: (1) redes multicanais caracterizadas pela presença de ilhas no canal, desenvolvidas via acréscimo, podem ser consideradas como entrelaçadas, anastomosadas ou multicanais, dependendo do esquema de classificação; (2) redes não-avulsivas, registradas em sedimentos coesos, antigos aluviões ou leito de rocha não possuem classificação; (3) o uso dos termos "braiding", "anabranching" ou "anastomosing" é pragmático, falhando na discriminação incontroversa na ausência de dados suplementares.

Destaca-se que esse tipo de canal pode se formar em condição de equilíbrio, quase equilíbrio ou desequilíbrio, em baixa ou elevada energia, instáveis ou estáveis, com carga fina ou grossa e com descargas de quaisquer magnitudes. A teoria atualmente existente considera rios multicanais aqueles nos quais a acreção vertical não existe ou é mínima e os canais são relativamente estáveis (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

De modo geral, os sistemas multicanais, em seu estado considerado ideal, são mais largos e rasos (relação w'/d_p elevada) quando comparados a um canal único ideal. Por outro lado, os canais dos sistemas multicanais, quando analisados individualmente, são mais estreitos e

profundos do que um canal único, além disso, transportam a mesma quantidade de sedimentos (HUANG; NANSON, 2007).

Nanson e Huang (1999) sugeriram que os ajustes existentes nos canais múltiplos levam a uma diminuição da resistência do fluxo pela redução da razão entre a largura e a profundidade e pela divisão do canal nas situações nas quais o rio possui limitações para ajustar seu gradiente.

Ao contrário dos canais entrelaçados, as taxas de migração do canal lateral são tipicamente muito baixas. Além disso, as ilhas mostram-se estáveis e, dependendo das condições climáticas, são frequentemente bem vegetadas. A instabilidade nos sistemas multicanais pode resultar no colapso da margem, e conseqüentemente, na ampliação do canal (CHARLTON, 2008).

As ilhas representam o principal fator de manutenção de rios multicanais aluviais, sendo que sua ocorrência depende não somente da estabilização de barras formadas pela carga de fundo, mas também do processo de retroalimentação erosivo-deposicional e das características, assim como da evolução, da planície de inundação. Com relação à origem, essas ilhas podem ser formadas por processos intracanal, quando há fixação de barras centrais ou pela amálgama de barras laterais de anexação em uma barra preexistente ou ilha; ou extracanal, gerada pela avulsão de canal e recorte de um trecho da planície de inundação (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

3.1.6 Canal em leito rochoso (*bedrock channel*)

Um rio de leito rochoso corresponde àquele em que o embasamento rochoso está exposto em mais de 50% do seu curso, sendo incluídos nessa categoria os rios que, apesar de apresentarem uma pequena camada aluvial intensamente mobilizada nos períodos de cheia, são caracterizados por um padrão de fluxo e transporte sedimentar regulado pela geometria do canal rochoso (TINKLER; WOHL, 1998).

Os rios rochosos ocorrem em todo o mundo nos locais onde a erosão é superior à deposição devido ao rebaixamento do nível de base ou por modificação no balanço sedimentar. De modo geral, esses processos podem ser provocados por alterações climáticas ou mudanças antrópicas, como, por exemplo, nas regiões montanhosas com descarga torrencial em canais de elevado gradiente; nas regiões tropicais úmidas e nos rios caracterizados pela presença de pouca carga de fundo, comumente, situados em bacias com vegetação densa; nas superfícies rochosas

expostas aos agentes erosivos; e a jusante de estruturas de contenção, como as barragens, uma vez que causam a interrupção do transporte da carga de fundo (BRAVARD; PETIT, 2000).

De acordo com Charlton (2008), quando comparados aos canais aluviais, os canais em leitos rochosos e mistos receberam relativamente pouca atenção até recentemente. Esses canais, geralmente, se comportam de maneira diferente dos canais aluviais, sendo fortemente influenciados pela natureza resistente de seu substrato. Dessa forma, controles estruturais, como juntas, planos de acamamento e os estratos geológicos subjacentes podem ter um efeito significativo nos processos de fluxo e na morfologia do rio.

As modificações no canal rochoso são unidirecionais e principalmente verticais, gerando canais comumente profundos e estreitos, podendo formar, eventualmente, cânions e gargantas. Além disso, apesar do perfil longitudinal dos canais em leitos rochosos ser semelhante àquele dos rios aluviais (regular e côncavo), podem ser observados locais com aumento abrupto do gradiente (*knickpoints*), frequentemente associados a um controle estrutural, como falhas ou deformações; ou litológico, nesse caso relacionado à uma erosão diferencial entre dois litotipos. Em função da intensidade do gradiente, os *knickpoints* podem formar cachoeiras ou corredeiras (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

4 PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS E FERRAMENTAS PARA SUA AVALIAÇÃO

Em uma bacia hidrográfica, os processos geomorfológicos mais usuais são divididos em erosão, transporte e deposição, sendo que a transferência dos sedimentos das porções mais altas da bacia até o local de deposição final ocorre por meio de uma alternância contínua desses processos (NAIMAN *et al.*, 2005).

Qualquer segmento de um curso hídrico é caracterizado por uma erosão contínua e deposição ao longo do tempo. A energia desse segmento, determinada pelos declives das encostas e dos canais, pela vazão do corpo hídrico e pela oferta de sedimentos, criará um processo geomorfológico distinto e um regime de perturbação que influenciará as comunidades aquáticas e ribeirinhas (MONTGOMERY, 1999).

Além disso, os processos de erosão, transporte e deposição ao longo do leito fluvial são dependentes entre si e definidos espacialmente pela turbulência do fluxo no canal e distribuição da velocidade, resultando nas mudanças de fluxo do canal e na carga existente. Dessa forma, a capacidade de erosão das águas está relacionada à velocidade e à turbulência, assim como ao volume e às partículas transportadas em suspensão, saltação e rolamento (GUERRA; CUNHA, 2015).

A predominância de um dos processos, aliada à natureza e características do material transportado, determina a eficácia do rio no transporte (seja mecânico ou químico) dos sedimentos do continente para o oceano, assim como o tipo, o tamanho e a forma da planície aluvial e canais, possuindo uma participação essencial nas características ecológicas desse sistema (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Dessa forma, nos subtópicos a seguir são descritas as principais características dos processos erosivos, os modelos de perdas de solo por erosão disponíveis na literatura e a utilização de SIG na estimativa da erosão.

Com relação à hidráulica fluvial e transporte de sedimentos são abordados, dentre outros aspectos, as características do leito fluvial e a distribuição de sedimentos, os modos de transporte fluvial e os métodos empregados para a quantificação do transporte de sedimentos.

4.1 Erosão

A erosão consiste no fenômeno natural de desgaste das rochas e solos, abrangendo a desagregação, deslocamento ou arraste das partículas pela ação da água ou vento. Ressalta-se que a ação da água resulta na forma mais comum de erosão, apresentando ainda a maior distribuição espacial na superfície terrestre (HASSET; BANWART, 1992).

Esses processos possuem ocorrência em quase toda a superfície da Terra, principalmente nas regiões de clima tropical, que exibem índices pluviométricos mais elevados quando comparadas com outras áreas do planeta. Além disso, frequentemente, essas regiões são caracterizadas por chuvas concentradas em determinadas estações do ano, que agravam ainda mais a erosão (GUERRA; CUNHA, 2015).

De modo geral, a erosão que ocorre em uma encosta é causada por processos como salpicamento (*rainsplash*), escoamento superficial (*surface wash*) e ravinamento (*rill erosion*), os quais dependem da erosividade dos solos, erodibilidade da chuva, da natureza da cobertura vegetal e das características das encostas (GOUDIE, 1995).

O risco à erosão do solo pode ser avaliado por meio de equações empiricamente derivadas do princípio de superposição desse fenômeno. Usando esses modelos, várias iniciativas avaliaram o risco de erosão do solo em diferentes escalas. Destaca-se que o uso de SIG permite determinar a distribuição espacial dos parâmetros de alguns modelos de previsão de perda de solo, como a USLE.

4.1.1 Modelos de perdas de solo por erosão

Os modelos matemáticos podem contribuir de forma significativa para a análise e determinação da perda de solo, possibilitando a simulação da formação dos processos de escoamento e erosão em diferentes cenários de uso e manejo do solo e contextos topográficos. O uso de modelos matemáticos permite incorporar os fatores de controle mais importantes, considerando sua variabilidade espacial e temporal, contribuindo para uma melhor descrição e compreensão das causas e efeitos dos processos ativos. Assim, dentre outros aspectos, a modelagem possibilita compreender os processos de condução; avaliar os impactos envolvendo a produtividade do solo e poluição da água; identificar estratégias para o controle da erosão e avaliar o desempenho de práticas de conservação do solo (CHRISTOFOLETTI, 1999).

De acordo com Pruski (2009), entre 1890 e 1947, fase inicial dos estudos envolvendo a predição da erosão, as pesquisas estavam limitadas à compreensão e descrição qualitativa dos principais fatores que influenciavam o processo erosivo, tais como aquelas realizadas por Cook (1937), Laws (1940) e Ellison e Ellison (1947).

No período entre 1940 e 1954, trabalhos experimentais desenvolvidos nos Estados Unidos permitiram a obtenção de equações de perda de solo, incluindo os resultados envolvendo o comprimento e a declividade da encosta, as características do solo, práticas conservacionistas e condições de uso e manejo do solo. A revisão dos fatores que influenciavam os processos erosivos e dos dados existentes no país, aliada a inclusão do fator chuva, resultou na equação de Musgrave (1947).

Posteriormente, Wischmeier e Smith (1978) propuseram o modelo empírico denominado USLE. Ressalta-se que essa equação não considera de forma individualizada os processos físicos relacionados à erosão do solo, como por exemplo o desprendimento e o transporte de partículas do solo. De modo geral, por meio da USLE é identificada a relevância dos fatores que controlam o processo erosivo, tais como a precipitação, a declividade e o comprimento da encosta, erodibilidade do solo, uso do solo e as práticas agrícolas (PRUSKI, 2009).

Renard *et al.* (1991), após revisarem as pesquisas utilizando a USLE, propuseram o modelo de predição da erosão denominado Equação Universal da Perda de Solo Revisada (*Revised Universal Soil Loss Equation – RUSLE*). Esta nova equação manteve a estrutura da USLE, entretanto, as formas para a determinação dos fatores foram modificadas.

Em função das limitações dos modelos empíricos, o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (*United States Department of Agriculture - USDA*) desenvolveu na década de 1980 o *Water Erosion Prediction Project (WEPP)*, um modelo alternativo para a estimativa de perdas de solo considerando os processos erosivos e hidrológicos que controlam o desprendimento, transporte e deposição de partículas (PRUSKI, 2009).

Geralmente, todos os modelos de erosão podem ser correlacionados a um dos seguintes grupos: (i) modelos de erosão que avaliam apenas a perda de solo a longo prazo, principalmente usando uma modificação da USLE, sem qualquer consideração acerca dos processos de transporte e deposição; (ii) modelos de erosão baseados em equações empíricas e que, na maioria dos casos, também empregam uma modificação da USLE para calcular a perda de solo, entretanto, nestes modelos, os processos de transporte e deposição são simulados a partir do emprego de dados

topográficos, e, (iii) modelos de erosão orientados aos processos e que simulam os efeitos de respingos de gotas de chuva e escoamento, dentre outros, por exemplo, EROSION-3D e WEPP, sendo que o transporte e a deposição dos sedimentos são obtidos por meio da entrada de dados topográficos (SCHMIDT, 2000).

4.1.1.1 Equação de Musgrave (1947)

A partir da análise de diversos lotes experimentais, Musgrave (1947) propôs a equação 4.1, utilizada como base para o desenvolvimento da USLE:

$$E = (0,00527) I R' D_v^{1,35} L^{0,35} P_{30}^{1,75} \quad (4.1)$$

Em que:

E = perda de solo, em mm.ano⁻¹;

I = erodibilidade do solo, referente a um lote de 10% de declividade e 22 m de comprimento do declive, em mm.ano⁻¹;

R' = fator de cobertura vegetal;

D_v = declividade, em %;

L = comprimento do declive, em m;

P₃₀ = precipitação máxima em 30 minutos, com tempo de recorrência de 2 anos, em pol.

Assim, nesta primeira aproximação, Musgrave (1947) estabeleceu a relação entre os principais fatores causais e a taxa de erosão resultante, determinando que os principais fatores que influenciam a taxa de erosão são representados pelas chuvas, características do fluxo de escoamento superficial e características do solo e cobertura vegetal.

4.1.1.2 Equação Universal de Perdas de Solo – USLE

A USLE corresponde a um dos modelos de erosão mais utilizados (PRUSKI, 2009) para a estimativa da erosão entressulcos e no sulco a partir de fatores que representam o solo, o clima, a topografia, o uso e o manejo do solo (NEARING *et al.*, 1990).

Uma revisão sistemática da literatura desenvolvida por Borrelli *et al.* (2021), relacionada aos modelos para estimativa da erosão mais frequentemente empregados, verificou que os modelos

do tipo (R)USLE foram amplamente utilizados e modificados durante as últimas duas décadas, correspondendo ainda à ferramenta de modelagem mais empregada atualmente.

Inicialmente, a USLE foi desenvolvida para ser uma ferramenta para trabalhos conservacionistas nos Estados Unidos, de tal forma que cada fator: (i) fosse representado apenas por um número; (ii) pudesse ser determinado a partir de dados meteorológicos, pedológicos e de parcelas de erosão nos níveis regional e local; e (iii) fosse independente de base geográfica (PRUSKI, 2009).

A USLE pode ser usada para a predição de perdas de solo por erosão e seleção de práticas de conservação do solo, buscando manter as perdas em limites considerados aceitáveis; para a determinação da declividade máxima em situações de cultivo, considerando determinados tipos de solo e manejos; além de pesquisas de um modo geral (CARVALHO, 2008).

O modelo USLE desenvolvido por Wischmeier e Smith (1978) é o resultado de observações de perdas de solo em mais de 10.000 parcelas-padrão com dimensões de 3,5 m de largura e 22,1 m de comprimento (totalizando 0,008 ha) e 9% de declividade, localizadas em todas as regiões dos Estados Unidos.

A perda média anual de solo pode ser estimada por meio da equação 4.2:

$$PS = R K L S C P \quad (4.2)$$

Sendo que:

PS = perda de solo média anual, t.ha⁻¹.ano⁻¹;

R = fator de erosividade da chuva, MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹;

K = fator de erodibilidade do solo, t.ha⁻¹.(MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹);

L = fator de comprimento da encosta, adimensional;

S = fator de declividade da encosta, adimensional;

C = fator de uso e manejo do solo, adimensional;

P = fator de práticas conservacionistas, adimensional.

Os fatores foram inseridos no modelo para representar os processos que podem influenciar a perda de solo em uma dada encosta. Assim os fatores R, K, L e S estão associados às características naturais do local, enquanto os fatores C e P dependem do uso do solo e formas de ocupação, consistindo, dessa forma, nos fatores antrópicos.

4.1.1.2.1 Fator erosividade da chuva (R)

O fator erosividade, também denominado “índice de Wischmeier”, representa a capacidade da chuva em provocar erosão em uma área desprotegida, podendo ser definido como o produto da energia cinética de uma chuva pela sua máxima intensidade em 30 minutos. Para a sua obtenção, é necessária a determinação, no pluviograma, da intensidade da chuva para a qual se deseja avaliar sua erosividade e o valor da energia cinética das chuvas. Além disso, para a determinação dos valores máximos de erosão, deve-se obter os diagramas do maior número possível de anos de observação para pesquisa das precipitações máximas (CARVALHO, 2008).

A erosividade tem sido frequentemente apresentada como uma função potencial da intensidade da precipitação (PRUSKI, 2009). Dentre os primeiros trabalhos que visavam a obtenção de uma equação para a determinação da energia cinética das gotas de chuva, Wischmeier e Smith (1958) indicaram um índice de erosividade da chuva denominado E_{i30} , que corresponde ao produto da energia cinética da chuva pela intensidade máxima verificada em um período qualquer de 30 minutos consecutivos.

A energia cinética relacionada à chuva incidente sobre uma área (E_c) é expressa em $\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$, podendo ser determinada pela equação 4.3, indicada por Wischmeier e Smith (1958) e modificada por Foster *et al.* (1981).

$$E_c = 0,119 + 0,0873 \log i \quad (4.3)$$

Sendo que nesta equação, i corresponde à intensidade da chuva (em $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$).

Destaca-se que, quando a intensidade da precipitação excede $76 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, não há aumento do diâmetro das gotas. Assim, nesta condição, a energia cinética da chuva é caracterizada por um valor constante, correspondendo a $0,283 \text{ MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$ (FOSTER *et al.*, 1981).

A partir da determinação dos valores de E_c e i_{30} , o índice de erosão relacionado a essa precipitação pode ser obtido por meio da equação 4.4:

$$Ei_{30} = E_c i_{30} \quad (4.4)$$

Sendo que Ei_{30} corresponde ao índice de erosão ($\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) e i_{30} , representa a intensidade média de precipitação durante 30 minutos ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$).

A erosividade da chuva no período pode ser quantificada pela soma dos valores do índice de erosão de cada chuva. Pruski (2009) recomenda que, para a determinação da erosividade da chuva de um dado local, seja estimado o valor médio do índice de erosão para um período mínimo de 20 anos.

Em climas temperados, de acordo com Carvalho (2008), utiliza-se o índice de erosão $E_c i_{30}$, ou seja:

$$R = E_c i_{30} = \sum (E_c i_{30}) \quad (4.5)$$

Sendo:

$$E_c = 12,142 + 8,877i \quad (4.6)$$

Em que:

$E_c i_{30}$ = índice de erosão, em $\text{t} \cdot \text{m} \cdot (\text{ha} \cdot \text{mm} \cdot \text{h})^{-1}$;

E_c = energia cinética da chuva, $\text{t} \cdot \text{m} \cdot (\text{ha} \cdot \text{mm})^{-1}$;

i = intensidade de chuva do intervalo considerado, em $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$;

i_{30} = máxima intensidade da chuva em 30 minutos, em $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$

A energia cinética de uma chuva corresponde à soma da energia cinética de todos os intervalos desta. Assim, o valor da soma dos produtos $E_c i_{30}$ para uma dada chuva caracteriza a erosividade dessa chuva, já a soma dos produtos ao longo de um ano corresponde ao valor anual. O valor R equivale à média dos valores de uma série de somas anuais dos produtos $E_c i_{30}$, analisado por Wischmeier para um período de 22 anos (CARVALHO, 2008).

Em climas tropicais, Carvalho (2008) recomenda a utilização do índice de erosão $KE_c > 25$, ou seja,

$$R = KE_c > 25 = \sum (E_c \cdot P(I > 25)) \quad (4.7)$$

Sendo que:

$P(I > 25)$ = precipitação para intensidades maiores que 25 mm.h⁻¹

Para a determinação desse índice, são desprezadas as precipitações com intensidades menores que 25 mm e não é utilizada a intensidade média em 30 minutos, deixando o cálculo mais fácil (FREIRE; VIZEU, 1985).

O fator R pode ser determinado por meio de isolinhas, denominadas linhas isoerodentes, para uma determinada região. Essas linhas representam a mesma erosividade, assinalando que cada local possui um valor médio de erosividade considerado fixo, ou pouco variável (CARVALHO, 2008). A Tabela 4.1 apresenta uma escala do fator R e a intensidade da erosividade associada.

Tabela 4.1 - Classes do fator R – média anual e média mensal.

Classe de erosividade	Valores do fator R (erosividade)	
	MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹ .ano ⁻¹	MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹ .mês ⁻¹
Fraca	R < 2455	R < 205
Moderada	2455 < R < 4910	205 < R < 410
Moderada a forte	4910 < R < 7365	410 < R < 615
Forte	7365 < R < 9820	615 < R < 820
Muito forte	> 9820	> 820

Fonte: Santos (2008, p. 42).

Uma vez que no Brasil há dificuldades associadas à obtenção de registros pluviográficos, além da necessidade de trabalhos expressivos para o processamento desses dados, foram desenvolvidas pesquisas objetivando a correlação do índice de erosão com outras características da precipitação de obtenção mais simples, tais como aquelas provenientes dos registros diários de precipitação (PRUSKI, 2009).

Assim, Silva (2004a) sugeriu a divisão do país em oito regiões homogêneas quanto à precipitação, apresentando para cada uma dessas áreas, equações (Tabela 4.2) que possibilitam

a estimativa da erosividade da chuva para cada mês (R_x), utilizando as precipitações médias mensais (M_x) e a precipitação média anual (P_{ma}).

Tabela 4.2 - Equações propostas por diferentes autores para a estimativa da erosividade da chuva para cada mês (R_x) a partir das precipitações médias mensais (M_x) e da precipitação média anual (P_{ma}).

Região	Equação	Autor(es)
1	$R_x = 3,76 \left(\frac{M_x^2}{P_{ma}} \right) + 42,77$	Oliveira Jr. e Medina (1990)
2	$R_x = 36,849 \left(\frac{M_x^2}{P_{ma}} \right)^{1,0852}$	Morais <i>et al.</i> (1991)
3	$R_x = (0,66M_x) + 8,88$	Oliveira Jr. (1988)
4	$R_x = 42,307 \left(\frac{M_x^2}{P_{ma}} \right) + 69,763$	Silva (2001)
5	$R_x = 0,13(M_x^{1,24})$	Leprun (1981)
6	$R_x = 12,592 \left(\frac{M_x^2}{P_{ma}} \right)^{0,6030}$	Val <i>et al.</i> (1986)
7	$R_x = 68,73 \left(\frac{M_x^2}{P_{ma}} \right)^{0,841}$	Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)
8	$R_x = 19,55 + (4,2M_x)$	Rufino <i>et al.</i> (1993)

Fonte: Silva (2004a, p. 253).

Oliveira *et al.* (2012), ao revisarem os estudos sobre erosividade realizados no Brasil, ressaltaram que esta variou entre 1.672 e 22.452 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹, com valores mais baixos sendo encontrados na região nordeste, e os maiores verificados na região norte. Além disso, os autores destacaram que a erosividade da chuva tende a aumentar de leste a oeste, especialmente na porção norte do país.

Ainda de acordo com Oliveira *et al.* (2012), no Brasil, existiam 73 equações de regressão para calcular erosividade, que podiam ser empregadas em áreas que não possuíam dados de precipitação, mas caracterizadas por condições climáticas semelhantes. Entretanto, essas equações não podem ser extrapoladas para uma forma generalizada sem ocorrer uma sub ou sobre estimativa dos valores de erosividade. Assim, mais pesquisas devem ser conduzidas sobre o clima local para determinar qual equação é a mais adequada para a região desejada.

4.1.1.2.2 Fator erodibilidade do solo (K)

O fator erodibilidade representa a susceptibilidade natural de um solo à erosão, estando relacionado às suas propriedades físicas e químicas (CARVALHO, 2008). Dessa forma, o valor K, atribuído a um tipo de solo, assinala a quantidade deste perdida por unidade de energia erosiva da chuva, assumindo uma parcela-padrão de pesquisa (22 m de comprimento e 9% de declividade) e solo desprotegido (BRADY; WEIL, 2013).

Os fatores do solo que influenciam a erodibilidade pela água correspondem àqueles que: (i) afetam a taxa de infiltração, permeabilidade e capacidade total de retenção de água, e (ii) que permitem que o solo resista à dispersão, respingos, abrasão e forças de transporte pela chuva e escoamento (FOTH, 1990).

Uma taxa de infiltração elevada significa que uma menor quantidade de água estará disponível para o escoamento superficial, reduzindo a possibilidade de formação de poças. Os agregados de solo estáveis são resistentes à ação da chuva, impedindo que o solo seja atingido. Além disso, alguns solos tropicais, contendo grande quantidade de hidróxidos de ferro e alumínio, possuem agregados muito estáveis, resistentes à ação de chuvas intensas (BRADY; WEIL, 2013).

Pruski (2009) destaca que a determinação da erodibilidade do solo no Brasil corresponde ao fator da USLE de maior custo e morosidade, dadas a extensão territorial e a diversidade edáfica. Além disso, o método empregado para a quantificação desse fator por meio de instalação de parcelas de perdas de solo no campo, seja utilizando chuva natural ou simulada, inclui custos elevados, demandando ainda vários anos de coleta de dados. Dessa forma, pesquisadores têm desenvolvido modelos indiretos para a estimativa da erodibilidade.

Neste contexto, o valor de K pode ser determinado por meio gráfico, utilizando o nomograma de Wischmeier (Figura 4.1), a partir de características do solo, granulometria do material da superfície, porcentagem de matéria orgânica, permeabilidade e estrutura do perfil.

Apesar deste nomograma ser próprio para regiões de clima temperado, algumas adaptações possibilitam o seu uso em climas tropicais (CARVALHO, 2008). Por outro lado, Pruski (2009) ressalta a possibilidade de obtenção de resultados insatisfatórios principalmente em latossolos brasileiros, devido às diferenças texturais.

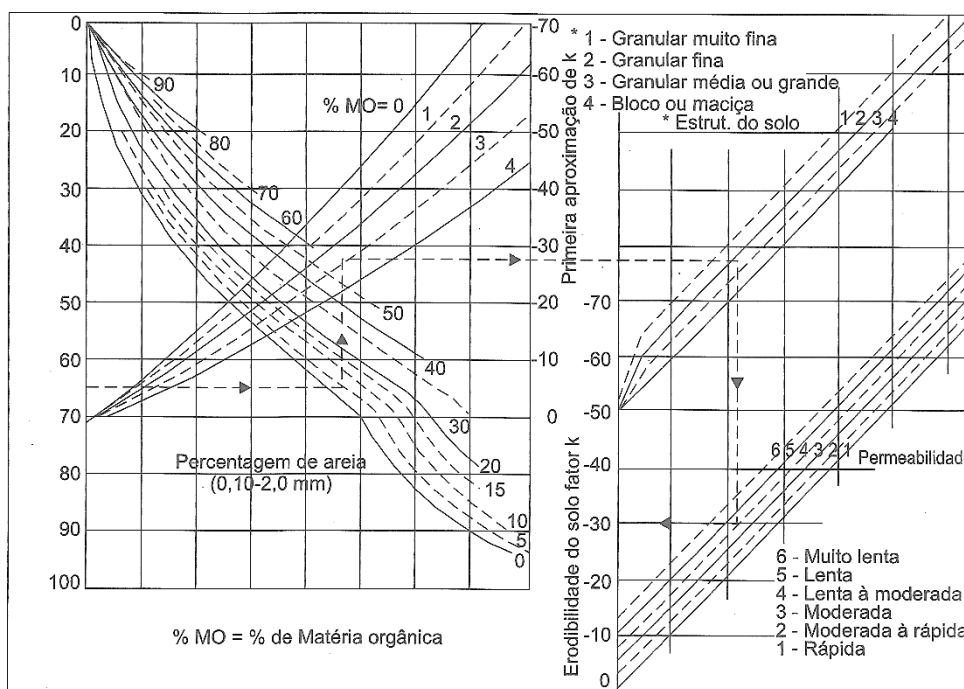


Figura 4.1 - Nomograma de Wischmeier para determinação da erodibilidade do solo (fator K), em regiões de clima temperado.

Obs.: Para converter para o Sistema Internacional de Unidade, basta dividir o valor de K determinado por este nomograma por 7,59. Fonte: Carvalho (2008, p. 52).

Alguns pesquisadores indicaram que a erodibilidade do solo pode ser afetada por outras propriedades da textura e estrutura do solo, que podem ser fortemente influenciadas pela presença de carbonatos, responsáveis pelo aumento da estabilidade do agregado, resultando em uma diminuição do K (SANTOS *et al.*, 2003; YANG *et al.*, 2005; ZHANG *et al.*, 2007, 2008).

Há também tabelas que apresentam os valores de K considerando diversos agrupamentos de solos em uma dada região. A Tabela 4.3 indica a variação dos valores de K de acordo com Carvalho (2008).

Tabela 4.3 - Valor do fator K e intensidade da erodibilidade associada.

K (MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹)	Erodibilidade
< 0,15	Fraca
0,15 < R < 0,30	Média
> 0,30	Elevada

Fonte: Carvalho (2008).

4.1.1.2.3 Fator topográfico (LS)

O fator topográfico retrata a influência da declividade e do comprimento da encosta no desenvolvimento de processos erosivos. Este fator é expresso na forma de razão, adimensional, indicando a perda de solo de uma dada área (no numerador) e aquela resultante de uma parcela padrão (no denominador, caracterizada por uma declividade de 9% e comprimento de 22 m). Desse modo, quanto mais longa a encosta, maior a possibilidade de concentração da água da enxurrada (BRADY; WEIL, 2013).

Os fatores comprimento (L, em metros) e declividade (S, em porcentagem), para ajustes relacionados à perda de solo, podem ser determinados como um único fator por meio da equação 4.8:

$$LS = \frac{\sqrt{L}}{100} (1,36 + 0,97S + 0,1385S^2) \quad (4.8)$$

À medida que o gradiente de declive (porcentagem de declive) aumenta, a velocidade da água de escoamento também aumenta, elevando o poder erosivo da água. Dessa forma, uma duplicação da velocidade da água no escoamento aumenta o poder erosivo quatro vezes, causando um aumento de 32 vezes na quantidade de material de um determinado tamanho de partícula que pode ser transportado na água escoada (FOTH, 1990).

Entretanto, Carvalho (2008) destaca que a equação 4.8 não considera a concavidade ou convexidade do terreno nas perdas de solo por erosão, uma vez que assume a uniformidade dos declives.

No Brasil, Bertoni e Lombardi Neto (1985) recomendaram a utilização da equação 4.9 para a determinação do fator topográfico considerando as condições de rampa-padrão, possibilitando o tabelamento do valor de LS para as declividades em função dos comprimentos da rampa:

$$LS = 0,00984 C_{rp}^{0,63} D_v^{1,18} \quad (4.9)$$

Em que:

C_{rp} = comprimento da rampa, em metros;

D_v = declividade, em porcentagem

O comprimento da rampa é determinado diretamente no terreno, ou por meio de mapa, em metros, do ponto de origem do escoamento até o local onde a declividade diminui, começando a serem formados os depósitos, ou até o local onde o escoamento forma um canal bem definido; sendo obtidas várias medidas na área e determinado o valor médio. Além disso, são medidas as cotas iniciais e finais em diferentes pontos para a obtenção do valor médio da declividade (CARVALHO, 2008).

4.1.1.2.4 Fator de cobertura e manejo do solo (C)

Uma cobertura vegetal pode absorver a energia cinética das gotas de chuva e dispersar o seu potencial erosivo. Além disso, a vegetação, por si só, retém uma quantidade significativa da chuva, retardando o escoamento. Assim, o fator C mede o efeito combinado de todas as variáveis de manejo e cobertura de culturas inter-relacionadas, incluindo o tipo de preparo, manejo de resíduos e tempo de proteção do solo exercido pela vegetação (FOTH, 1990).

O escoamento e a erosão são afetados por diferentes tipos de sistemas de cultivo e cobertura vegetal. Desse modo, as florestas primárias e os capinzais densos promovem, com quase a mesma eficácia, a melhor proteção ao solo. As culturas anuais, como a soja, milho, algodão ou batata, proporcionam proteção relativamente pequena, dada a pouca cobertura do solo nas fases iniciais de crescimento, deixando-o suscetível à erosão. Exceção ocorre nas situações nas quais os resíduos das colheitas são utilizados para cobertura do solo (BRADY; WEIL, 2013).

Desse modo, a regulamentação das práticas de manejo que asseguram uma cobertura vegetal densa em áreas de pastagens extensivas e a incorporação de culturas forrageiras densas em rotação com culturas anuais em solos aráveis, colaborarão para o controle dos processos erosivos e do escoamento superficial. De forma semelhante, o emprego de sistemas de preparo conservacionistas do solo, que mantêm a maior parte dos resíduos vegetais na superfície, contribui para a redução significativa dos riscos de erosão (BRADY; WEIL, 2013).

Para a determinação do fator C, o ano agrícola foi dividido em cinco períodos ou estágios de cultura, definidos de forma que os efeitos associados à cobertura e ao manejo possam ser considerados aproximadamente uniformes ao longo de cada período. Os principais estágios são representados por: (i) período D, preparo do solo, abrangendo do preparo ao plantio; (ii) período 1, plantio, correspondendo do plantio a um mês após o plantio; (iii) período 2, estabelecimento,

abarcando do fim do período 1 até dois meses após o plantio; (iv) período 3, crescimento e maturação, correspondendo de dois meses após o plantio até a colheita e (v) período 4, resíduo, abrangendo da colheita até o preparo do solo (PRUSKI, 2009; BERTONI; LOMBARDINETO, 2014).

4.1.1.2.5 Fator práticas de apoio (P)

Em determinados locais caracterizados por declividade acentuada, o controle da erosão empregando o uso adequado de cobertura vegetal, de resíduos e práticas corretas de plantio deve ser incrementado com a construção de estruturas físicas ou outros métodos que visam direcionar e reduzir o escoamento superficial (BRADY; WEIL, 2013).

Essas práticas de apoio (também denominadas práticas complementares) determinam o valor do fator P na USLE, que corresponde à proporção de perda de solo utilizando uma prática de apoio em relação à perda correspondente sem o emprego dessa prática. Dessa forma, na ausência de práticas de apoio, o fator P corresponde a 1,0. Dentre essas práticas podem ser destacados os plantios em curva de nível, sistemas de terraceamento e plantio em faixas. Ressalta-se que o fator P pode ser tabelado considerando as declividades, visto que a eficiência das práticas empregadas para o controle da erosão depende destas. Assim, a Tabela 4.4 apresenta exemplos de valores de P para cultivos em faixas e aração em nível considerando diferentes gradientes de declividade.

Tabela 4.4 - Fatores P para plantios em nível e para culturas em faixas, considerando diferentes declividades e de acordo com subfatores empregados para a implantação de terraços, segundo diferentes intervalos entre eles.

Declive (%)	Contorno, fator P	Plantio em faixas, fator P	Intervalo dos terraços (m)	Subfator do terraço	
				Pontas fechadas	Pontas abertas
1 - 2	0,60	0,30	33	0,5	0,7
3 - 8	0,50	0,25	33 - 44	0,6	0,8
9 - 12	0,60	0,30	43 - 54	0,7	0,8
13 - 16	0,70	0,35	55 - 68	0,8	0,9
17 - 20	0,80	0,40	69 - 90	0,9	0,9
21 - 25	0,90	0,45	90	1,0	1,0

Obs.: Ressalta-se que o produto dos fatores para culturas em contorno com as faixas e o subfator para terraços fornece o valor P para os campos de cultivos terraceados.

Fonte: Brady e Weil (2013, p. 567).

- Aplicações e limitações da USLE

Uma exatidão razoável envolvendo a estimativa da perda de solo anual em vertentes, aliada à uma aplicação simples e disponibilidade de dados, fazem com que aplicação da USLE seja praticamente universal (CHAVES, 1996).

Os problemas mais comumente observados decorrentes da aplicação da USLE, de acordo com Wischmeier (1976), correspondem à aplicação da equação nas situações nas quais os fatores não podem ser determinados de modo seguro; à sua utilização em bacias complexas, empregando valores médios de S e L; ao uso indistinto dos fatores P e C, não considerando os limites relacionados ao comprimento da rampa; e ao emprego em situações envolvendo voçorocas e deposição de sedimentos.

Apesar de fornecer boas estimativas da erosão para um intervalo de tempo preestabelecido, Williams (1975) destacou que a USLE não consegue avaliar a perda de solo nas fases mais avançadas da erosão por sulcos. Além disso, Foster (1982) ressaltou que com a USLE não é possível a obtenção de informações acerca das variabilidades espacial e temporal da erosão durante uma chuva. Dessa forma, não pode prever a erosão ao longo de um ano ou de uma tempestade específicos (BRADY; WEIL, 2013).

Apesar dessas limitações, a USLE corresponde a um bom modelo para a predição das perdas de solo por erosão laminar, uma vez que exige um número relativamente reduzido de informações em comparação com modelos mais complexos (PRUSKI, 2009).

4.1.2.3 Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (RUSLE)

Buscando a melhoria nas estimativas das perdas de solo, foram realizadas modificações na USLE, podendo-se destacar a RUSLE (RENARD *et al.*, 1991), que também corresponde a um modelo empírico. Apesar de possuir uma estrutura semelhante à USLE, alguns conceitos da modelagem da erosão, fundamentados na descrição física do processo, foram inseridos na RUSLE para melhorar a previsão da erosão (RENARD *et al.*, 1997; NAYAKATAWA *et al.*, 2001).

Na RUSLE o banco de dados foi ampliado para a construção de novos mapas isoerodentes (para os Estados Unidos), abarcando valores do fator R para áreas caracterizadas por relevo suave em regiões com índice pluviométrico elevado. Além disso, o fator R foi ajustado considerando a

redução da erosividade associada ao impacto das gotas da chuva decorrente do alagamento da superfície do solo (RENARD *et al.*, 1994).

O ajuste do fator K à RUSLE compreendeu o desenvolvimento de métodos alternativos para que o usuário pudesse estimar este fator para solos não contemplados no nomograma do “*Agriculture Handbook 537*”, como, por exemplo, solos tropicais de origem vulcânica e ricos em matéria orgânica. Os dados de erodibilidade de todo o mundo foram revisados e foram propostas equações de regressão para a estimativa de K em função das características químicas e físicas do solo (RENARD *et al.*, 1994).

A variabilidade sazonal é abordada ponderando a estimativa instantânea de K e a porcentagem de R anual para intervalos de 15 dias. Além disso, na RUSLE é considerada a influência de fragmentos de rocha na superfície e no perfil do solo. Os fragmentos de rocha na superfície do solo são considerados como cobertura no fator C, enquanto o fator K é adaptado para englobar a interferência da presença desses fragmentos na permeabilidade do solo e, por consequência, no escoamento (RENARD *et al.*, 1994).

Com relação aos fatores L e S, na USLE verifica-se que um erro de 10% na inclinação resulta em cerca de 20% de erro na perda computada de solo. Dessa forma, Renard *et al.* (1994) ressaltam que a perda de solo para declividades inferiores a 20% é semelhante àquelas obtidas tanto pela USLE quanto pela RUSLE. No entanto, em encostas íngremes, a perda calculada do solo é reduzida quase pela metade com a utilização da RUSLE.

Além disso, na RUSLE, diferentemente da USLE, pode-se segmentar a encosta, possibilitando sua representação com declividades irregulares, que podem ser côncavas, convexas ou complexas. Na maior parte das aplicações, isso permite uma melhor estimativa do efeito da topografia sobre as perdas de solo quando comparada ao emprego de um único plano, como é verificado na USLE (PRUSKI, 2009).

O fator C é talvez o fator da USLE mais importante, pois representa condições que podem ser gerenciadas com mais facilidade para reduzir a erosão. Os valores de C podem variar de quase zero para um solo muito bem protegido a 1,5 para uma superfície com sulcos finos e lavrados, que produz muito escoamento e deixa o solo altamente suscetível à erosão dos sulcos (RENARD *et al.*, 1994).

De acordo com Blanco e Lal (2008), na USLE os valores de C são calculados a partir de tabelas com dados de experimentos realizados em campo, enquanto a RUSLE determina esses valores a partir de quatro subfatores, que correspondem ao fator de uso prévio da terra (PLU), responsável pela quantidade de biomassa e preparo do solo realizado nos anos anteriores; o fator de copa (CC) responsável pela cobertura vegetal; o fator de cobertura superficial (SC) que reflete a quantidade de resíduos deixados na superfície do solo, e o fator de rugosidade superficial (SR).

O fator C na RUSLE corresponde à média da razão das perdas de solo (SLR's), representando a relação entre a perda de solo verificada em uma determinada condição de uso e manejo do solo e aquela observada em uma parcela-padrão em um dado tempo (PRUSKI, 2009). Para a obtenção do SLR é empregado o método dos subfatores, de acordo com a equação 4.10:

$$SLR = PLU \cdot CC \cdot SC \cdot SR \cdot SM \quad (4.10)$$

Em que:

PLU = uso prévio do solo;

CC = cobertura do solo pela copa da cultura;

SC = cobertura da superfície do solo por resíduos;

SR = rugosidade da superfície do solo;

SM = umidade do solo.

Este método permite a aplicação do modelo em locais ou condições não consideradas no “*Agriculture Handbook 537*”, ou onde não existem dados experimentais para a obtenção do valor de C. Além disso, possibilita representar a variabilidade temporal do fator C em função do uso do solo (PRUSKI, 2009).

Ademais, o fator C na RUSLE fornece estimativas aprimoradas das mudanças na perda de solo na medida em que ocorrem ao longo do ano, principalmente em relação aos resíduos superficiais e próximos da superfície e aos efeitos do clima na decomposição desses resíduos (RENARD *et al.*, 1994).

Ainda de acordo com Renard *et al.* (1994), dentre todos os fatores da USLE, os valores para o fator P são os menos confiáveis. Dados experimentais referentes ao cultivo foram analisados

no desenvolvimento da RUSLE, visando a determinação dos valores do fator de cultivo em contorno de acordo com a altura dos camalhões, número de sulcos e erosividade das chuvas. Assim, novos valores do fator P foram determinados para considerar o efeito dos terraços na deposição e da grande diversidade de condições de cultivo em faixas na RUSLE, além de buscarem refletir as práticas de conservação em florestas.

Entretanto, apesar das melhorias em relação à USLE, Pruski (2009) destaca que a RUSLE possui limitações relacionadas à sua base empírica, restringindo sua aplicação em outras condições edafoclimáticas; e à não inclusão do processo de deposição, limitando sua aplicação em áreas extensas, nas quais esse processo possui expressiva importância.

4.1.1.4 Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (*Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE*)

Williams (1975) e Williams e Berndt (1977) propuseram uma versão modificada da USLE (MUSLE) para a geração de um modelo de estimativa de produção de sedimentos a partir das características do escoamento. Neste modelo, a energia da chuva (índice E_{i30}) pode ser substituída por um termo de energia de escoamento para a previsão diária da produção de sedimentos.

Para formular o processo hidrológico de produção de sedimentos, inicialmente foram investigados por Williams e Berndt (1977) cerca de 778 eventos de tempestades individuais em 18 bacias com áreas que variavam entre 15 e 1.500 hectares, inclinações de 0,9 a 5,9% e comprimentos de 78,64 a 173,74 m.

A equação 4.11 foi a que melhor se ajustou aos dados, apresentando um coeficiente de correlação de 92%:

$$S_s = 11,8 (Q q_p)^{0,56} K L S C P \quad (4.11)$$

Em que S_s corresponde à produção de sedimentos em toneladas; Q representa o volume de escoamento em m^3 , q_p é a vazão máxima em $m^3.s^{-1}$; K está associado à erodibilidade do solo em $t.h.t^{-1}.m^{-1}.cm^{-1}$; LS representam os fatores relacionados à topografia (adimensionais); C e P estão relacionados, respectivamente, ao manejo de culturas (adimensional) e controle de erosão do solo (adimensional) semelhantes ao modelo USLE (WILLIAMS; BERNDT, 1977).

4.1.1.5 Outros modelos

Além dessas metodologias para a determinação das taxas de perda de solo por erosão, há uma diversidade de modelos que simulam a hidrologia e os processos erosivos em bacias hidrográficas como, por exemplo, *Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems* (CREAMS), *Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation* (ANSWERS), *Agricultural Non-Point Source* (AGNPS), *KINematic Runoff and EROsion Model* (KINEROS), *European Soil Erosion Model* (EUROSEM) e *Limburg Soil Erosion Model* (LISEM), *Griffith University Erosion System Template* (GUEST), *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) e *Water and Tillage Erosion Model* (WATEM), EROSION-2D e EROSION-3D, descritos de forma sucinta na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - Características sucintas de modelos que simulam a hidrologia e os processos erosivos em bacias hidrográficas.

Modelo	Descrição
<i>Water Erosion Prediction Project</i> (WEPP) ¹	Incorpora os conceitos de erosão nos sulcos e entressulcos, permitindo a simulação dos processos considerando o estado atual do solo, restos culturais, umidade do solo e cobertura vegetal. Não considera a erosão em voçorocas e em cursos d'água perenes
<i>Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems</i> (CREAMS) ²	Permite a estimativa de percolação, escoamento superficial, erosão, nutrientes vegetais dissolvidos e absorvidos e pesticidas para diferentes práticas de manejo
<i>Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation</i> (ANSWERS) ²	Simula o escoamento, infiltração, evapotranspiração e transporte de sedimentos em bacias hidrográficas agrícolas. Considera: o desprendimento de partículas do solo pelo impacto da gota de chuva (<i>splash</i>); o desprendimento de partículas do solo por fluxo superficial, e o transporte de partículas do solo por escoamento superficial
<i>Agricultural Non Point Source</i> (AGNPS) ³	Simula o escoamento superficial e estima as cargas de sedimentos e nutrientes em bacias agrícolas com até 20.000 ha considerando um único evento de precipitação e empregando a USLE
<i>KINematic Runoff and EROsion Model</i> (KINEROS) ²	É baseado em eventos que descrevem os processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão de pequenas bacias agrícolas e urbanas (10 a 20 km ²). O modelo requer como dados de entrada a topografia, geometria do canal, cobertura vegetal, textura do solo e características hidráulicas, enquanto a saída inclui informações resumidas sobre sedimentologia e hidrografia
<i>European Soil Erosion Model</i> (EUROSEM) ⁴	Analisa eventos únicos, simulando processos relacionados ao transporte, erosão e deposição de sedimentos, considerando parcelas individuais e pequenas bacias hidrográficas. O modelo fornece respostas incluindo o escoamento total, a perda total de solo, o hidrograma e o gráfico de sedimentos relacionado a este

Tabela 4.5 – Características sucintas de modelos que simulam a hidrologia e os processos erosivos em bacias hidrográficas

Modelo	Descrição
<i>Limburg Soil Erosion Model (LISEM)</i> ⁵	Constitui um modelo de hidrologia e erosão, desenvolvido para o planejamento e conservação do solo, sendo expresso em termos da estrutura de comando <i>raster</i> de um SIG
<i>Griffith University Erosion System Template (GUEST)</i> ⁶	Foi desenvolvido para analisar dados obtidos em parcelas de escoamento superficial e produzir um parâmetro aproximado de erodibilidade não-dimensional. São necessárias informações relacionadas à erodibilidade do solo tais como a inclinação e comprimento da encosta; características do solo; e dados hidrológicos, como as taxas de precipitação e escoamento
<i>Soil and Water Assessment Tool (SWAT)</i> ⁷	Permite a simulação do escoamento superficial, fluxo subsuperficial, erosão do solo, deposição de sedimentos e movimento de nutrientes em bacias hidrográficas. Apesar de uma fácil utilização, o modelo exige um elevado número de dados de entrada
<i>Water and Tillage Erosion Model (WATEM) e SEDiment DELivery Model (SEDEM)</i> ⁸	Permite prever a quantidade de sedimentos transportados para o canal de um rio anualmente. Possui três componentes: avaliação da perda de solo; avaliação da capacidade de transporte de sedimentos; e um algoritmo que redistribui o sedimento produzido sobre a bacia hidrográfica
EROSION-2D ²	Simula o transporte de sedimentos em encostas, podendo simular separadamente: o desprendimento de partículas do solo; o transporte das partículas e o escoamento superficial. O transporte de sedimentos é calculado para eventos de precipitação ou erosão únicos
EROSION-3D ²	Corresponde à versão tridimensional do EROSION-2D e simula os efeitos de eventos únicos de precipitação. Como foi desenvolvido especialmente para aplicações de disponibilidade de dados limitada, requer como dados de entrada: o modelo digital do terreno, umidade do solo, conteúdo de matéria orgânica, rugosidade hidráulica, cobertura vegetal, fator de correção para condutividade hidráulica, textura do solo, densidade aparente, intensidade e duração da chuva

Fonte: ¹Lane *et al.* (1992); ²Schmidt (2000); ³Young *et al.* (1989); ⁴Morgan *et al.* (1998); ⁵De Roo *et al.* (1996); ⁶Yu *et al.* (2001); ⁷Arnold *et al.* (1998); ⁸Van Rompaey *et al.* (2001).

Destaca-se que os modelos baseados em processos, como WEPP, SWAT e AGNPS, são particularmente populares para a simulação do impacto de cenários contrastantes de uso do solo e sistemas de cultivo sobre a poluição de origem não pontual. Já os modelos como LISEM e EUROSEM simulam a erosão do solo considerando que a deposição ocorre quando a concentração de sedimentos na água escoada supera a capacidade de transporte do escoamento, enquanto o programa GUEST estima a erosão baseada nos processos simultâneos de transporte e deposição (YU, 2003).

4.1.2 Perda de solo máxima aceitável

Os resultados referentes à perda de solo devem ser comparados às taxas máximas aceitáveis, que correspondem à tolerância de perda de solo. Essa tolerância, que varia de acordo com o tipo de solo, representa o valor que possibilita o uso contínuo do solo sem comprometer o seu potencial produtivo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2014).

A definição do limite admissível de perdas de solo deve considerar aspectos físicos, como o tipo de solo, declividade do terreno e erosão antecedente, além de fatores econômicos e relativos ao tempo necessário para a formação do solo. Apesar desse tempo não ser determinado com precisão, nos Estados Unidos, estima-se que são necessários 300 anos para a formação de 25 mm de solo (PRUSKI, 2009). Dessa forma, para os Estados Unidos, os limites máximos de perda de solo estabelecidos variam de 2 a 11 t.ha⁻¹.ano⁻¹ (FOTH, 1990).

De modo geral, ressalta-se que, sob intenso intemperismo, o tempo requerido para a formação de 25 mm de solo pode ser reduzido para 30 anos, correspondendo a um limite admissível de perdas de solo de 12,5 t.ha⁻¹.ano⁻¹ em solos profundos, permeáveis e com boa drenagem. Por outro lado, solos pouco profundos possuem perda admissível de 2 a 4 t.ha⁻¹.ano⁻¹ (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2014).

Ainda neste sentido, Riquier (1982) propôs uma classificação dos valores de degradação relacionados à erosão hídrica e eólica, apresentados na Tabela 4.6, que variam de nula a muito forte.

Tabela 4.6 - Classes de perda de solo de acordo com a proposta de Riquier (1982).

Classe	Erosão hídrica e eólica (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)
I – nula a pequena	até 10
II – moderada	10 a 15
III – forte	50 a 200
IV – muito forte	> 200

Fonte: Carvalho (2008, p. 62).

Destaca-se que as classes III e IV são caracterizadas por valores de perda de solo acima daqueles considerados toleráveis, ocorrendo em áreas com intensa degradação, tais como aquelas relacionadas à presença de voçorocas, deslizamentos ou áreas desprotegidas submetidas à forte erosão (CARVALHO, 2008).

A Tabela 4.7 exibe os limites de tolerância de perdas de solo por erosão obtidos a partir da avaliação de 75 perfis de solo no Estado de São Paulo. Faz-se importante salientar que há uma nova classificação da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA, proposta em 2018, envolvendo a nomenclatura desses solos.

Tabela 4.7 - Tolerância de perdas de solo por erosão para solos do Estado de São Paulo.

Solos	Tolerância de perdas de solo (t/ha.ano ⁻¹)	
	Amplitudes observadas	Média ponderada em relação à profundidade
Com B textural		
Podzólico vermelho-amarelo, orto	5,2 a 7,6	6,6
Podzólico vermelho-amarelo, variação Piracicaba	3,4 a 11,2	7,9
Podzólico vermelho-amarelo, variação Laras	6,9 a 13,4	9,1
Podzólico com cascalho	2,1 a 6,6	5,7
Podzolizado Lins e Marília, variação Lins	3,8 a 5,5	4,5
Podzolizado Lins e Marília, variação Marília	3,0 a 8,0	6,0
Mediterrâneo vermelho-amarelo	9,8 a 12,9	12,1
Terra roxa estruturada	11,6 a 13,6	13,4
Com B latossólico		
Latossolo roxo	10,9 a 12,5	12,0
Latossolo vermelho-escuro, orto	11,5 a 13,3	12,3
Latossolo vermelho-escuro, fase arenosa	13,4 a 15,7	15,0
Latossolo vermelho-amarelo, orto	12,5 a 12,8	12,6
Latossolo vermelho-amarelo, fase rasa	4,3 a 12,1	9,8
Latossolo vermelho-amarelo, fase arenosa	13,6 a 15,3	14,2
Latossolo vermelho-amarelo, fase terraço	11,1 a 14,0	12,6
Latossolo vermelho-amarelo, húmico	10,9 a 11,5	11,2
Solos Campos do Jordão	4,6 a 11,3	9,6
Solos pouco desenvolvidos		
Litossolo	1,9 a 7,3	4,2
Regossolo	9,7 a 16,5	14,0

Fonte: Bertoni e Lombardi Neto (2014).

Nota-se que a perda de solo máxima aceitável para latossolos varia entre 9,6 a 15,0 t.ha⁻¹, dependendo de suas características como, por exemplo, a presença de horizonte húmico. Já os valores de tolerância média de perdas para solos com horizonte B textural variaram de 4,5 a 13,4 t.ha⁻¹.ano⁻¹.

Os limites de tolerância de perdas de solo mais elevados associados aos latossolos podem ser associados à presença de horizonte B latossólico mais profundo e sem diferenciação textural pronunciada, resultando em boa drenagem interna. De modo geral, os solos com horizonte B textural, ao apresentarem um acúmulo de argila nesse horizonte, originam um gradiente de drenagem entre os horizontes superficiais e da subsuperfície, fazendo com que as camadas superficiais estejam submetidas à erosão (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2014).

4.1.3 Uso de SIG na estimativa da erosão

Observa-se nas últimas décadas o desenvolvimento de diversas pesquisas visando a estimativa da erosão do solo usando modelos empíricos. No entanto, sua aplicação em grandes áreas ainda corresponde a um desafio devido à disponibilidade e qualidade dos dados. Este último aspecto se destaca como um parâmetro crucial na modelagem da erosão do solo, uma vez que erros e incertezas são propagados para os resultados da erosão (BAHRAWI *et al.*, 2016).

Vários pesquisadores têm adotado a integração de dados auxiliares e produtos de sensoriamento remoto em um ambiente SIG para estimativa da erosão em bacias hidrográficas (DE ROO, 1998; MILLWARD; MERSEY, 1999; FISTIKOGLU; HARMANCIOGLU, 2002; RENSCHLER; HARBOR, 2002; SHI *et al.*, 2004; FU *et al.*, 2005; BREIBY, 2006; PANDEY *et al.*, 2007; BHATTARAI; DUTTA, 2008; DABRAL *et al.*, 2008; SHI *et al.*, 2008; ZHOU; WU, 2008; KOULI *et al.*, 2009; TERRANOVA *et al.*, 2009; ZHANG *et al.*, 2009; CHEN *et al.*, 2011; PARK, *et al.*, 2011; SHEIKH *et al.*, 2011; SHINDE *et al.*, 2011; DEMIRCI; KARABURUN, 2012; OZSOY *et al.*, 2012; ALEXAKIS *et al.*, 2013; MATTHEUS; NORTON, 2013; AIELLO *et al.*, 2015; BISWAS; PANI, 2015; PETROPOULOS *et al.*, 2015; ZHU, 2015; ALI; HAGOS, 2016; BAHRAWI *et al.*, 2016; GANASRI; RAMESH, 2016; GELAGAY; MINALE, 2016; HAIDONG *et al.*, 2016; LI *et al.*, 2016; MARKOSE; JAYAPPA, 2016; RAWAT *et al.*, 2016; UDDIN *et al.*, 2016; BENCHETTOUH *et al.*, 2017; GAUBI *et al.*, 2017; OSTOVARIA *et al.*, 2017; SINGH; PANDA, 2017; DESALEGN *et al.*, 2018; JENA *et al.*, 2018; PHAM, *et al.*, 2018; THOMAS *et al.*, 2018; WIJESUNDARA *et al.*, 2018; ZERIHUN *et al.*, 2018; BALABATHINA *et al.*, 2019; CHATTERJEE, 2019).

No Brasil podem ser citados os trabalhos de Brito *et al.* (1998); Lu *et al.* (2004); Pinto *et al.* (2004); Silva (2004b); Tomazoni *et al.* (2005); Serio *et al.* (2008); Weill e Sparovek (2008); Beskow *et al.* (2009); Silva *et al.* (2010a); Aragão *et al.* (2011); Silva *et al.* (2012); Valladares *et al.* (2012); Nunes *et al.* (2013); Schultz *et al.* (2013); Oliveira (2014); Oliveira *et al.* (2014); Barbosa *et al.* (2015); Didoné *et al.* (2015); Graça *et al.* (2015); Michette (2015); Neves *et al.* (2015); Costa *et al.* (2016); Durães e Mello (2016); Durães *et al.* (2016); Galdino *et al.* (2016); Medeiros *et al.* (2016); Batista *et al.* (2017); Cunha *et al.* (2017); Fiorentin *et al.* (2017); Morais e Sales (2017); Rodrigues *et al.* (2017); Viel *et al.* (2017); Botelho *et al.* (2018); Demarchi *et al.* (2019); Guimarães *et al.* (2019); Leal *et al.* (2019); Sousa e Paula (2019); Xavier *et al.* (2019).

Um aumento na confiabilidade e resolução de técnicas de sensoriamento remoto, modificações e avanços nas técnicas de modelagem de erosão do solo na escala de bacia hidrográfica e avanços nos SIG's permitiram que essas ferramentas pudessem ser aplicadas no monitoramento e modelagem dos efeitos do uso da terra no potencial de erosão do solo (MILLWARD; MERSEY, 1999). Aliado a isso, têm-se a ampliação do uso de SIG relacionada à disponibilidade de dados digitais, *softwares* com menores custos para aquisição e com utilização mais fácil, e a necessidade de utilização de grandes bancos de dados espaciais (MATI; VEIHE, 2001).

4.2 Hidráulica fluvial e transporte de sedimentos

A natureza busca o equilíbrio para um curso hídrico por meio dos processos de erosão, transporte e sedimentação. Uma alteração na quantidade de descarga sólida levará a modificações no rio, assim, se a carga sólida é grande, haverá uma propensão de depósitos, resultando na agração do leito do rio. Por outro lado, caso a carga sólida seja pequena, ocorrerá a degradação do leito (CARVALHO, 2008).

O prognóstico da resposta do curso hídrico ao equilíbrio pode ser obtido pela relação delineada por Lane (1954), considerada uma regra da natureza:

$$Q_{sml} \times D \approx Q' \times D_1 \quad (4.12)$$

Em que:

Q_{sml} = descarga do material do leito;

D = diâmetro médio das partículas do leito;

Q' = descarga líquida;

D_1 = declividade do leito.

Essa equação é representada por uma balança, como a indicada na Figura 4.2, que exhibe a relação entre os fatores que colaboram para o estabelecimento de um equilíbrio em um canal fluvial.

A equação de Lane permite prever qualitativamente o tipo de resposta que pode ocorrer em um segmento fluvial quando uma dessas variáveis é alterada, devido a causas naturais ou

antrópicas. Dessa forma, sempre que uma das variáveis é modificada, há uma mudança nas demais, de modo que o rio tende a restaurar a igualdade proposta entre elas (ESPANHA, 2007).

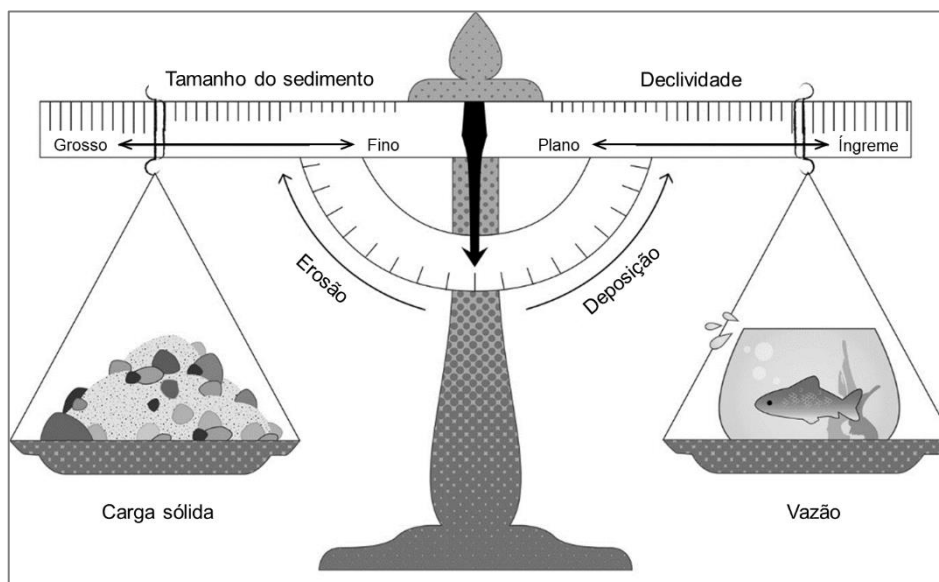


Figura 4.2 - Relacionamento entre os fatores que contribuem para estabelecer um equilíbrio estável em um canal fluvial, de acordo com Lane (1954).

Em uma condição de equilíbrio, a quantidade de sedimentos erodidos do leito em um determinado intervalo de tempo deve corresponder à quantidade depositada no mesmo intervalo, de forma a garantir a estabilidade da calha fluvial.

Por outro lado, a resposta do sistema fluvial às intervenções que causam desequilíbrio da balança pode ser representada pelo assoreamento do leito, degradação da calha, impactos associados ao movimento dos sedimentos e na qualidade da água (VIEIRA DA SILVA; WILSON JR., 2005).

4.2.1 Características do leito fluvial e distribuição de sedimentos

Simplificadamente, os leitos fluviais podem ser classificados em granulares, constituídos por partículas soltas de tamanhos e formas diversos, e coesivos, que são compostos por materiais mais resistentes à erosão, possuindo, assim, alterações de forma em longos intervalos temporais (BAPTISTA; COELHO, 2016).

Para a análise das propriedades dos sedimentos mostra-se necessário identificar, a princípio, as características de um único grão, e em sequência, as propriedades relacionadas à um conjunto heterogêneo de grãos. Com relação às dimensões dos sedimentos, os tamanhos areia e cascalho,

tradicionalmente, são classificados de acordo com a escala de Wentworth (1922), apresentada na Tabela 4.8.

Tabela 4.8 - Classificação dos sedimentos segundo a granulometria.

Intervalo granulométrico (mm)	Classificação nominal		
	Proposição original (inglês)	Tradução usual (português)	
> 256		<i>Boulder</i>	Matacão
256 - 64	<i>Gravel</i>	<i>Cobble</i>	Bloco ou calhau
64 - 4,0		<i>Pebble</i>	Seixo
4,0 - 2,0		<i>Granule</i>	Grânulo
2,0 - 1,0		<i>Very coarse sand</i>	Areia muito grossa
1,0 - 0,50		<i>Coarse sand</i>	Areia grossa
0,50 - 0,250	<i>Sand</i>	<i>Medium sand</i>	Areia média
0,250 - 0,125		<i>Fine sand</i>	Areia fina
0,125 - 0,0625		<i>Very fine sand</i>	Areia muito fina
0,0625 - 0,031		<i>Coarse silt</i>	Silte grosso
0,031 - 0,0156	<i>Silt</i>	<i>Medium silt</i>	Silte médio
0,0156 - 0,0078		<i>Fine silt</i>	Silte fino
0,0078 - 0,0039		<i>Very fine silt</i>	Silte muito fino
< 0,0039	<i>Clay</i>	<i>Clay</i>	Argila

A forma e as dimensões são propriedades que determinam o comportamento dinâmico dos grãos no escoamento. Entretanto, os sedimentos presentes nos rios possuem uma diversidade de formas, tornando complexa uma definição exata de suas dimensões. Comumente a dimensão das partículas é obtida por meio de ensaios granulométricos, sendo caracterizada por D_n , em que D representa o diâmetro da peneira correspondente à passagem de n% do material, em peso. Usualmente adota-se o valor de D_{50} para o diâmetro médio do material.

Dentre as propriedades físicas da areia e do cascalho consideradas importantes no estudo do transporte de sedimentos, pode-se destacar a densidade (ρ_s), que corresponde tipicamente a 2.650 kg/m^3 para o quartzo. A caracterização dos outros materiais depende da identificação *in situ* destes, uma vez que leitos de sedimentos fluviais ou costeiros compreendem uma mistura de sedimentos, intercalados com vazios que podem ser preenchidos com ar ou água (CHADWICK *et al.*, 2013).

Assim, a densidade aparente (ρ_b) é definida como a relação entre a massa *in situ* da mistura e o volume da mistura; a porosidade (p_s) corresponde à relação entre o volume de ar ou água e o volume da mistura; o índice de vazios (e) representa a relação entre o volume de ar ou água e o volume dos grãos e finalmente o ângulo de repouso (ϕ') é definido como o ângulo de inclinação limitante no qual os grãos começam a rolar, correspondendo, para a areia (quartzo), a 32° no ar e 28° na água (CHADWICK *et al.*, 2013).

Quanto à distribuição, uma partícula em suspensão está submetida, predominantemente, à ação da velocidade do fluxo na direção horizontal e do seu peso. Dessa forma, a concentração do sedimento possui um valor mínimo na superfície e um máximo próximo ao leito, para diferentes granulometrias (Figura 4.3).

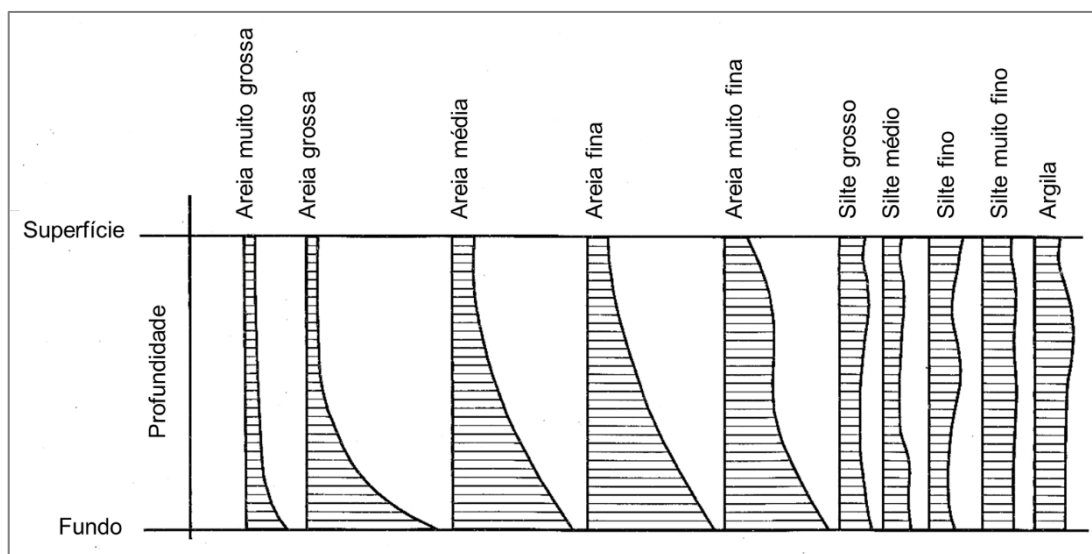


Figura 4.3 - Distribuições verticais de partículas que podem ser observadas em um curso hídrico.

Fonte: Carvalho (2008, p. 77).

Nota-se que as partículas em suspensão caracterizadas por maiores granulometrias, tais como as areias, exibem uma variação crescente da superfície em direção ao leito. Já as partículas finas, como por exemplo silte e argila, apresentam uma distribuição aproximadamente uniforme na direção vertical (SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION, 1963). Destaca-se que a temperatura influencia a concentração de sedimentos finos em suspensão. Assim, em águas mais frias, dada a redução da viscosidade, há um aumento na concentração de partículas finas (CARVALHO, 2008).

Quando considerada uma seção transversal de um curso hídrico, verifica-se que a distribuição de sedimentos é variável, sendo representada de forma mais adequada em termos de concentração. Entretanto, essa concentração está associada à velocidade de fluxo, disponibilidade de sedimentos e da sua granulometria.

Além disso, como as velocidades são menores próximo às margens, as concentrações também são menores, sendo possível observar um aumento destas em direção ao centro do curso hídrico. Já na direção vertical, as velocidades do fluxo são variáveis, sendo reduzidas em direção ao leito, fazendo com que o peso da partícula corresponda a um fator relevante na variação da concentração (Figura 4.4).

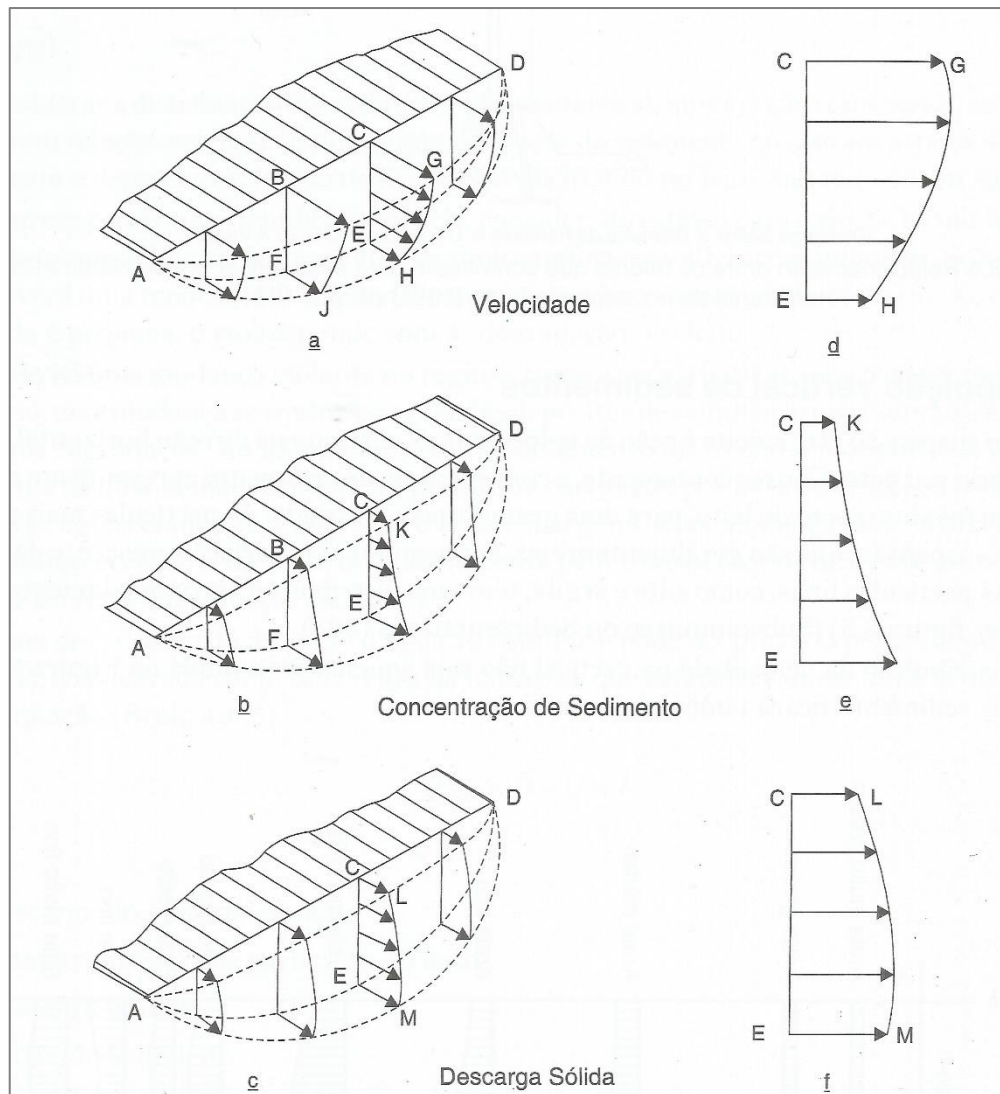


Figura 4.4 - Diagrama da distribuição da velocidade, concentração de sedimentos e descarga sólida nos cursos hídricos.

Fonte: Carvalho (2008, p. 78).

4.2.2 Modos de transporte de sedimentos

O transporte de sedimentos ocorre somente se houver uma interface entre um fluido em movimento e um limite erodível. Entretanto, a atividade nessa interface é extremamente complexa, uma vez que durante o transporte do sedimento o fluxo não é mais de um simples fluido já que dois materiais estão envolvidos (CHADWICK *et al.*, 2013).

Os sedimentos que alcançam um curso d'água possuem variadas granulometrias e serão transportados de acordo com as condições locais e do escoamento. As forças que agirão sobre o grão podem mantê-lo no fundo do rio ou em suspensão, rolando ou deslizando ao longo do leito do rio, ou ainda saltando do leito do rio e sendo escoado (CARVALHO, 2008).

Além do tamanho da partícula, do seu peso e forma, as forças que atuarão sobre o grão dependem também da forma de escoamento (laminar ou turbulento), da velocidade do fluxo, dos obstáculos presentes no leito e de outras funções inter-relacionadas, tais como a forma do canal, declividade do leito e temperatura (VANONI, 1977).

Admite-se que o transporte de sedimentos ocorre como (SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION, 1963):

- Carga sólida de arrasto: corresponde às partículas que são transportadas por rolamento ou deslizamento longitudinalmente no curso d'água. Nesta situação, as partículas estão em contato com o leito praticamente durante todo o tempo.
- Carga sólida saltante: é composta pelas partículas que saltam ao longo do curso d'água como consequência da corrente ou do impacto com outras partículas. O impulso inicial que projeta uma partícula no fluxo pode ser resultante do impacto entre partículas, pelo rolamento de uma partícula sobre a outra, ou ainda pelo fluxo sobre uma superfície curva de uma partícula, originando, dessa forma, uma pressão negativa.
- Carga sólida em suspensão: é formada pelas partículas que estão sustentadas pelas componentes verticais das velocidades de um fluxo turbulento, ao longo do transporte realizado pelas componentes das forças horizontais dessas velocidades. Essas partículas são pequenas o suficiente para se manterem em suspensão, realizando movimentos de subida e descida no fluxo acima do leito.

As partículas transportadas por rolamento, deslizamento ou saltação ao longo do leito do rio ou mar constituem a carga do leito; já aquelas transportadas por suspensão no fluido em movimento (normalmente as partículas mais finas) compõem a carga suspensa. De modo geral, o transporte em suspensão está relacionado à velocidade da corrente, enquanto o transporte do leito é influenciado pelo atrito existente no seu deslocamento (Figura 4.5).

Além desses, dois outros modos de transporte podem estar presentes (CHADWICK *et al.*, 2013):

- *Washload* (material lavado), que compreende partículas muito finas, transportadas em suspensão, mas cuja origem não é o leito (Figura 4.5). Tais partículas normalmente entram no sistema a partir dos afluentes do rio, sendo que sua concentração não pode ser prevista a partir da composição do material do leito;

- *Sheetflow*, compõem uma extensão da carga do leito. Em taxas de transporte mais altas, mais de uma camada de partículas de grãos é ativada e, portanto, a carga do leito compreende várias camadas de partículas em movimento, todas em contato umas com as outras.

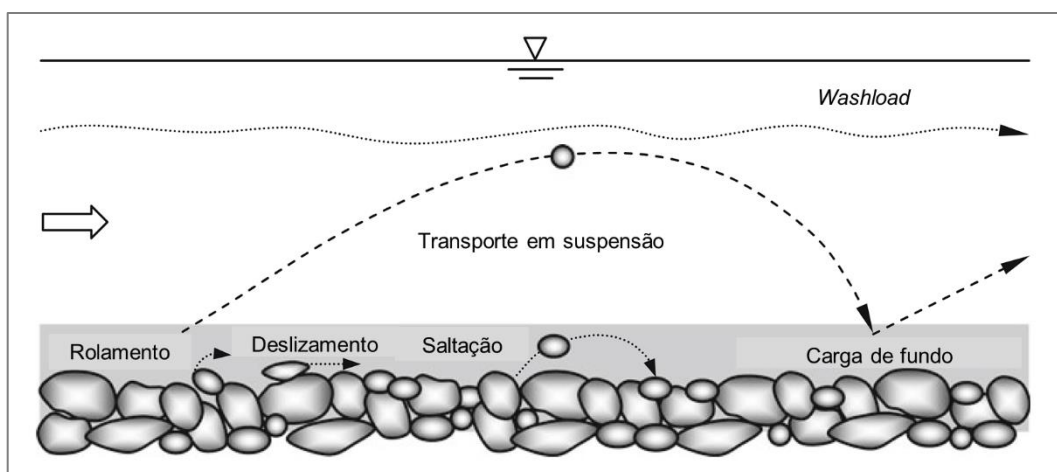


Figura 4.5 - Esquema dos diferentes modos de transporte de sedimentos.
Fonte: Modificado de Dey (2014).

Destaca-se que as partículas grossas, como cascalhos (ou grãos mais grossos que cascalhos), geralmente se movem como carga de fundo, areias finas e médias geralmente se movem predominantemente em suspensão e areias grossas como carga de fundo ou carga em suspensão, dependendo das condições de fluxo (MIDDLETON; SOUTHARD, 1984).

As condições iniciais para o arraste de partículas de um determinado tamanho podem ser definidas de acordo com uma velocidade de fluxo média crítica ou uma tensão crítica de cisalhamento do leito. As curvas críticas de velocidade de fluxo da Figura 4.6, derivadas de dados experimentais obtidos por Filip Hjulstrøm na década de 1930, indicam as velocidades de arraste e queda (ou sedimentação) de partículas de tamanhos diferentes, de argila fina a cascalho grosso.

A velocidade de queda gravitacional de uma partícula corresponde a um dos parâmetros principais no transporte de sedimentos, principalmente quando predomina o transporte em suspensão. Embora o sedimento natural raramente seja esférico, a velocidade de queda de uma esfera rígida é comumente utilizada para uma aproximação na previsão da velocidade de queda de uma partícula de sedimento em um fluxo natural.

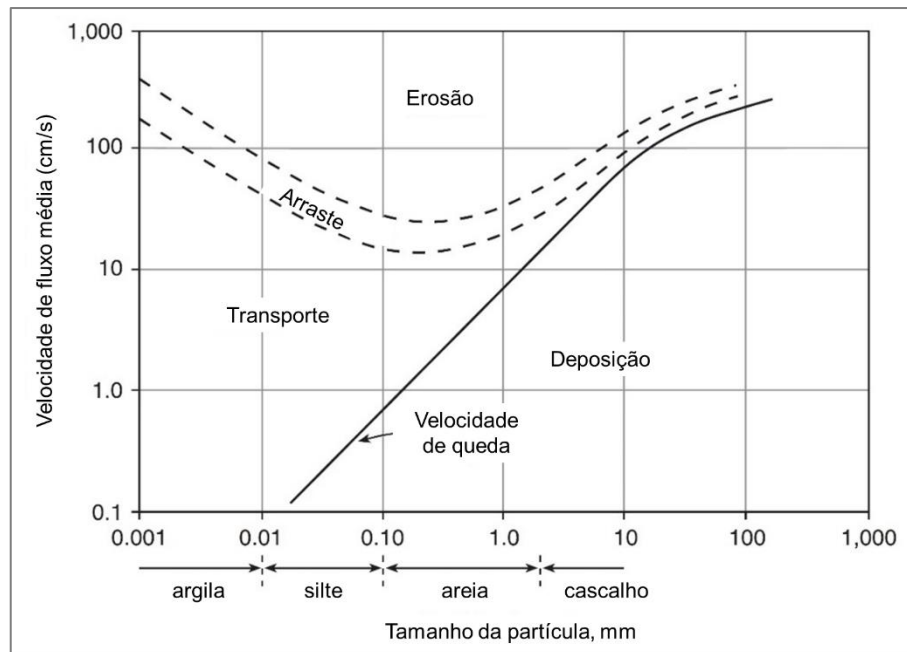


Figura 4.6 - Diagrama de Hjulstrøm, indicando a velocidade média do fluxo na qual partículas de um determinado tamanho são arrastadas, transportadas e depositadas.
Fonte: Modificado de Charlton (2008).

Em 1851, o físico inglês G. G. Stokes derivou a expressão para a força de arrasto total em uma esfera com números de Reynolds de partícula muito baixa ($Re_p < 1$) integrando as distribuições de forças de pressão e viscosas. A partir dos resultados obtidos, a velocidade de queda de partículas esféricas, para essa região do Re_p , pode ser obtida pela equação 4.13:

$$w = \frac{1}{18} \frac{g(s-1)d^2}{\nu} \quad (4.13)$$

Em que:

w = velocidade de queda da partícula ($m \cdot s^{-1}$);

g = aceleração da gravidade ($m \cdot s^{-2}$);

d = diâmetro da partícula (m);

ν = viscosidade cinemática ($m^2 \cdot s^{-1}$);

s = densidade relativa (ρ_s/ρ_f), em que ρ_s e ρ_f correspondem, respectivamente, à densidade da partícula do sedimento e do fluido ($kg \cdot m^{-3}$)

Para partículas de sedimentos naturais, muitos pesquisadores desenvolveram equações semelhantes. Entretanto, devido à extensa variação da geometria natural das partículas, houve

pouco sucesso nesse sentido, de modo que muitas equações são aplicadas em uma faixa limitada de condições de sedimentos e fluidos (Tabela 4.9).

Tabela 4.9 - Equações utilizadas para estimativa da velocidade de queda de partículas.

Autor	Equação	Comentário
Rubby (1933)	$w = F[dg(s-1)]^{0,5}$ $F = \left[\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{gd^3(s-1)} \right]^{0,5} - \left[\frac{36v^2}{gd^3(s-1)} \right]^{0,5}$	
Concharov (1962)	$w = \frac{1}{24} \frac{g(s-1)d^2}{v}$	$d < 0,015 \text{ cm}$
	$w = 1,068\sqrt{(s-1)gd}$	$d > 0,15 \text{ cm}$
Zanke (1977)	$w = \frac{10v}{d} \left[\left(1 + 0,01 \frac{(s-1)gd^3}{v^2} \right)^{0,5} - 1 \right]$	
Van Rijn (1989)	$w = \frac{1}{18} (s-1) \frac{gd^2}{v}$	$d < 0,01 \text{ cm}$
	$w = 1,1\sqrt{[(s-1)gd]}$	$d > 0,1 \text{ cm}$
	$w = 10 \frac{v}{d} [\sqrt{(1 + 0,01d^3)}]$	$d = 0,1 \text{ cm}$
Zhang (1993)	$w = \sqrt{\left[\left(13,95 \frac{v}{d} \right)^2 + 1,09(s-1)gd \right]} - 13,95 \frac{v}{d}$	
Julien (1995)	$w = \frac{8v}{d} \left[\left(1 + 0,222 \frac{(s-1)gd^3}{16v^2} \right)^{0,5} - 1 \right]$	
Soulsby (1997)	$w = \frac{10,36 v}{d} \left[\left(1 + 0,156 \frac{(s-1)gd^3}{16v^2} \right)^{0,5} - 1 \right]$	
Cheng (1997)	$\frac{wd}{v} = \left(\sqrt{25 + 1,2d_*^2} - 5 \right)^{1,5}$ $d_* = \left(\frac{(s-1)g}{v^2} \right)^{0,333} d$	$S_f = 0,7$
Jimenez e Madsen (2003)	$\frac{w}{\sqrt{(s-1)gd}} = \frac{1}{A + \frac{B}{S_*}}$ $S_* = \frac{d}{4v} \sqrt{(s-1)gd}$	$S_f = 0,7$
Wu e Wang (2006)	$w_s = \frac{Mv}{Nd} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4N}{3M^2} D_*^3 \right)^{1/n}} - \frac{1}{2} \right]^n$	$M = 53 e^{-0,65S_f}$ $N = 5,65 e^{-2,5S_f}$ $n = 0,7 + 0,9 S_f$

Nota: S_f = fator de forma do grão definido como: $\frac{c}{\sqrt{ab}}$ - eixos do grão: mais longo (a), intermediário (b) e menor (c); A e B são constantes obtidas ajustando-se a equação para dados experimentais. Fonte: Modificado de Sadat-Helbar *et al.* (2009).

Uma abordagem alternativa, que de acordo com Charlton (2008) é mais relevante para a moderna teoria do transporte de sedimentos, foi desenvolvida por Albert Shields em 1936, que

associou o princípio do movimento das partículas à fatores adimensionais, relacionados às características das partículas e do escoamento.

Nesta abordagem, a ação da água, responsável pelo movimento, é caracterizada pela tensão de arraste, enquanto a força estabilizadora corresponde ao peso submerso das partículas. Dessa forma, é definida a tensão de arraste adimensional:

$$\bar{\tau} = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)d} \quad (4.14)$$

Em que:

$\bar{\tau}$ = tensão de arraste adimensional;

τ_0 = tensão de arraste junto ao fundo do canal (N.m⁻²);

γ_s = peso específico dos sedimentos (N.m⁻³);

γ = peso específico da água (N.m⁻³);

d = diâmetro médio dos sedimentos (m)

A ação da água sobre o fundo pode ser representada por uma velocidade de arraste (U_*), relacionada à tensão de arraste no fundo do canal (τ_0) e à massa específica (ρ):

$$U_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_s}} \quad (4.15)$$

Em que:

U_* = velocidade de arraste (m.s⁻¹);

ρ_s = densidade do sedimento (kg.m⁻³)

Dessa forma, é possível obter uma outra equação para a tensão de arraste adimensional, com uma estrutura semelhante ao número de Froude:

$$\bar{\tau} = \frac{U_*^2}{g \left(\frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \right) d} \quad (4.16)$$

Em que:

g = aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$);

ρ_s = densidade do sedimento ($kg.m^{-3}$)

ρ_f = densidade do fluido ($kg.m^{-3}$)

A partir da velocidade de arraste pode ser definido outro parâmetro adimensional, o número de Reynolds de arraste (Re_*), que representa a razão entre as forças inerciais e viscosas ao redor das partículas:

$$Re_* = \frac{U_* d}{\nu} \quad (4.17)$$

Em que:

ν = viscosidade cinemática da água ($m^2.s^{-1}$)

Utilizando esses parâmetros adimensionais pode ser construído o “Ábaco de Shields” (Figura 4.7). Nesta figura, a curva está relacionada às tensões críticas de arraste, sendo possível notar abaixo desta, a área correspondente à ausência de movimento e, acima desta, a área relacionada à ocorrência do transporte sólido.

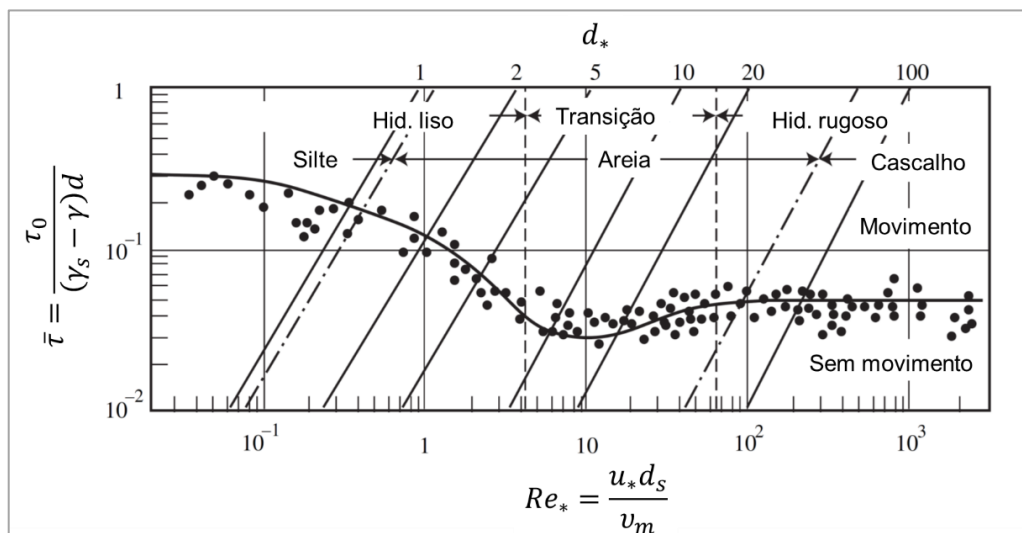


Figura 4.7 - Ábaco de Shields.
Fonte: Modificado de Julien (2010).

Considerando o transporte de sedimentos em canais naturais, podem ser destacadas três regiões distintas associadas ao Ábaco de Shields (BAPTISTA; COELHO, 2016):

- $Re_* \leq 2$: representa o escoamento hidraulicamente liso, em que os diâmetros das partículas são muito menores do que a subcamada laminar. Dessa forma, $\bar{\tau}$ não é dependente do diâmetro do grão.
- $Re_* \geq 500$: relacionado ao escoamento hidraulicamente rugoso, em que a subcamada laminar não existe e $\bar{\tau}$ é independente da viscosidade do fluido. Nesta situação, $\bar{\tau}$ pode ser considerado praticamente constante, correspondendo a 0,06.
- $2 < Re_* < 500$: corresponde à transição entre as situações anteriores, em que os diâmetros dos grãos possuem a mesma ordem de grandeza da espessura da camada laminar, sendo que o valor de $\bar{\tau}$ é superior a 0,032.

Destaca-se que as experiências de Hjulstrøm e Shields foram realizadas utilizando sedimentos de leito de uma única granulometria, o que não representa as condições no leito de muitos canais, que são caracterizados por uma mistura de tamanhos de grãos (CHARLTON, 2008). Semelhantemente, Vieira da Silva e Wilson Jr. (2005) ressaltam que o Ábaco de Shields deve ser usado com cautela, uma vez que foi determinado para condições simplificadas como, por exemplo, fundo plano, limitando a sua aplicação em rios.

4.2.3 Quantificação do transporte de sedimentos

As alterações morfológicas dos rios estão intimamente relacionadas ao transporte de sedimentos, frequentemente representado pelo termo “carga”, que corresponde à quantidade de sedimentos que é transportada em um fluxo (DEY, 2014).

De modo geral, a carga transportada proveniente da bacia de drenagem, dos depósitos fluviais preexistentes (terraço e planície de inundação) e do fundo e das margens do próprio canal, pode ser dissolvida ou clástica. A carga dissolvida corresponde ao material transportado em solução no fluido, cuja concentração depende principalmente da característica geoquímica dos materiais geológicos presentes na bacia hidrográfica e da dissolução desses pelo fluxo de águas subterrâneas. Como a carga dissolvida faz parte do fluxo, ela tem pouca importância para os processos de morfogênese fluvial, apesar de compreender a maior parte da carga de sedimentos da bacia hidrográfica.

Por outro lado, a carga clástica compreende as partículas transportadas pelo fluxo e em suspensão na coluna de água (carga suspensa) ou como carga de fundo (incluindo o transporte por arraste, rolamento e saltação). Entretanto, o deslocamento das partículas de sedimento é bastante intermitente, visto que a turbulência (flutuações de velocidade) interage com as partículas do leito aleatoriamente, desempenhando, assim, um papel importante no transporte (DEY, 2014).

A carga sólida em suspensão e a carga do leito são calculadas de forma independente, visto que não são regidas pelas mesmas leis. O sedimento em suspensão se movimenta de forma livre pela ação da corrente, enquanto o sedimento do leito está sujeito à resistência entre as próprias partículas e às interferências do próprio leito, resultando em um fenômeno mais complexo (CARVALHO, 2008).

Dada essa complexidade, os desenvolvimentos teóricos das funções de transporte de sedimentos para diferentes condições de fluxo foram baseados em suposições, algumas simplificadas e baseadas em condições laboratoriais idealizadas, que podem não ser verdadeiras em sistemas fluviais naturais. Além disso, muitas soluções teóricas exigem parâmetros difíceis ou impossíveis de serem obtidos na maioria dos rios naturais (SUMMER; WALLING, 2002).

Os mecanismos de transporte de sedimentos pelos cursos hídricos podem ser analisados a partir de duas teorias: determinística e probabilística. Na abordagem determinística o transporte é representado por meio do deslocamento médio e da dispersão de um conjunto de partículas. Nessa abordagem busca-se a determinação da velocidade média das partículas, a sua concentração em um dado local e instante, as evoluções espacial e temporal da posição média das partículas e seus tempos médios de passagem em seções fixas (VIEIRA DA SILVA; WILSON JR., 2005).

Na abordagem probabilística, tem-se que as forças hidrodinâmicas existentes no escoamento variam de forma aleatória quanto à intensidade, direção e sentido, fazendo com que partículas com propriedades e características idênticas se movimentem com velocidades distintas (VIEIRA DA SILVA; WILSON JR., 2005).

Há várias equações para a estimativa da capacidade de transporte de sedimentos considerando diferentes cargas, entretanto, não existe uma equação universal que possa ser aplicada a todas as condições de fluxo e sedimentos. Dependendo da seleção da equação de transporte, os resultados simulados e previstos de um modelo podem variar significativamente entre si e com relação aos dados observados (SUMMER; WALLING, 2002).

4.2.3.1 Transporte da carga de fundo

A carga de fundo pode ser compreendida como o material particulado, com dimensões maiores ($> 0,062$ mm) do que da carga suspensa, que é transportado no fundo do canal. A carga de fundo de um rio, diferentemente das cargas suspensa e solúvel, é transportada a uma velocidade inferior à do fluxo de água, por meio de movimentos breves e intermitentes (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Ainda de acordo com Stevaux e Latrubesse (2017) na maioria dos rios, a carga de fundo transportada representa 20% da carga total, excetuando casos muito específicos de rios não aluviais de áreas montanhosas.

A carga sólida de material de fundo (também denominada carga sólida de material do leito) corresponde a um valor que abrange a carga de arrasto e uma parcela da carga em suspensão cuja composição é de material do leito. As equações desenvolvidas para esse cálculo envolvem a descarga total de sedimento grosso até areias ($D > 0,062$ mm). Para a determinação da descarga sólida total, Carvalho (2008) ressalta que devem ser conhecidas a concentração e a curva granulométrica do sedimento em suspensão para se determinar a porcentagem de material fino.

Com relação aos métodos para obtenção da descarga sólida de arrasto ou de material do leito, podem ser destacadas a medição direta, realizada por meio de medidores removíveis ou portáteis colocados no leito, ou como estruturas fixas, como fendas e poços; e a medição indireta, realizada por amostragem de sedimentos do leito associado a cálculos por meio de equações, uso de metodologia relacionada ao deslocamento das dunas, dos traçadores e de propriedades litológicas (CARVALHO, 2008).

A metodologia normalmente utilizada para a determinação da descarga do material do leito, incluindo a descarga de arrasto e das partículas do leito que entram na corrente líquida, é baseada no emprego de equações e gráficos.

Há na literatura diversas equações para a estimativa da quantidade de sedimentos transportados por arraste. De modo geral, essas expressões fornecem uma estimativa global da taxa máxima de transporte de sedimentos (capacidade) em um local específico do fluxo, a partir das características médias do fluxo e de um diâmetro característico do grão. A Tabela 4.10 apresenta as equações consideradas de maior confiança pelo *United States Bureau of Reclamation*

(USBR) e *United States Geological Survey* (USGS), divididas em dois grupos: baseadas no movimento da carga de leito (B) e baseadas nas propriedades do material do leito (BM).

Tabela 4.10 - Principais equações para determinação da descarga sólida do leito e do material do leito de acordo com Stevens e Yang (1989).

Autor da equação	Ano	Carga do leito (CL) ou carga de material do leito (CML)	Tipo de equação ¹	Tipo de sedimento ²	Granulometria ³
Ackers e White*	1973	CML	Det.	Frac.	Ar., Ped.
Colby	1964	CML	Det.	Frac.	Ar.
Einstein (carga do leito)	1950	CL	Prob.	Mist.	Ar., Ped.
Einstein (material do leito)	1950	CML	Prob.	Mist.	Ar.
Engelund e Hansen*	1967	CML	Det.	Frac.	Ar.
Kalinske	1947	CL	Det.	Mist.	Ar.
Laursen	1958	CML	Det.	Mist.	Ar.
Meyer-Peter e Müller	1948	CL	Det.	Frac.	Ar., Ped.
Rottner	1959	CL	Det.	Frac.	Ar.
Schoklitsch*	1934	CL	Det.	Mist.	Ar., Ped.
Toffaletti	1968	CML	Det.	Mist.	Ar.
Yang (areia)*	1973	CML	Det.	Op.	Ar.
Yang (pedregulho)*	1984	CML	Det.	Op.	Ped.

Nota: * Consideradas de maior confiança por Stevens e Yang (1989); ¹Determinística (Det.) ou Probabilística (Prob.); ²Fração granulométrica (Frac.); composição ou mistura (Mist.), ou opcional (Op.); ³Areia (Ar.) ou pedregulho (Ped.). Fonte: Carvalho (2008, p. 235).

Para a determinação do valor da descarga do leito são utilizadas diversas variáveis, sendo que a maioria das equações foi desenvolvida a partir de uma ou duas grandezas predominantes como, por exemplo, a descarga líquida, a velocidade média do fluxo, a declividade da linha d'água, a tensão de cisalhamento, a potência da corrente e a sua potência unitária (CARVALHO, 2008).

4.2.3.2 Transporte de sedimentos por suspensão

A suspensão de sedimentos pode ser definida como o movimento de partículas de sedimentos circundadas por fluido. Nesse processo de transporte, os grãos são mantidos na massa de fluido por agitação turbulenta sem contato (frequente) com o leito. Nota-se, dessa forma, que a suspensão de sedimentos ocorre quando a turbulência do fluxo é forte o suficiente para equilibrar o peso das partículas (CHANSON, 2004).

A descarga sólida em suspensão compreende a maior quantidade da carga sólida transportada em um curso hídrico, correspondendo, frequentemente, de 80 a 95% da descarga total. Dentre

os fatores que influenciam esses valores, podem ser destacadas as características climáticas, geológicas e posição onde foi realizada a medição ao longo do curso hídrico (POLETO, 2014).

Há três formas para obtenção do valor da descarga em suspensão: por segmentos, como valor total ou distribuído em faixas de diâmetros de acordo com a granulometria do sedimento. Esse último procedimento possibilita a determinação da descarga em suspensão referente aos sedimentos finos e a descarga em suspensão de sedimentos associados ao material do leito (correspondendo a carga de lavagem – *washload* – e a carga de sedimentos do leito em suspensão). Comumente as partículas com granulometria inferior a 0,062 mm se distribuem de modo uniforme em toda a vertical, correspondendo à descarga de finos (CARVALHO, 2008).

Entretanto, a distribuição dos sedimentos em uma seção transversal é muito variável, sendo melhor expressa quanto à concentração, que por sua vez depende da velocidade de corrente, da granulometria e da disponibilidade de sedimentos. Como as velocidades são menores próximo às margens, as concentrações também são menores, aumentando em direção ao centro e diminuindo em direção à outra margem. Na vertical, a concentração dos sedimentos em suspensão é mínima na superfície e máxima próxima ao leito considerando uma granulometria variada (Figura 4.4).

Destaca-se que a temperatura influencia na concentração dos sedimentos em suspensão ao modificar a viscosidade da água e, conseqüentemente, interferir no número de Reynolds e na velocidade de queda. Como a viscosidade diminui com o aumento da temperatura da água, uma partícula de sedimento tem uma velocidade de queda mais alta no verão, o que tende a reduzir a concentração de sedimentos em suspensão (CHANG, 1988). Contudo, nos países tropicais as variações de temperatura das águas naturais são menos significativas (LIBÂNIO, 2016).

Semelhantemente ao observado quanto ao transporte de sedimentos por arraste, há diversas equações disponíveis na literatura para a quantificação do transporte de sedimentos em suspensão, as quais podem ser verificadas, entre outros, em Agriculture (1978), Carvalho (2008) e Poleto (2014).

4.2.3.3 Carga total de sedimentos

A carga total de sedimentos corresponde à soma da carga de fundo com a carga de arraste, podendo ser calculada por diferentes expressões. Entretanto, as equações utilizadas para a

quantificação da vazão sólida total não fornecem resultados satisfatórios, exceto em um domínio restrito de validade.

Stevens e Yang (1989) indicam para a seleção de uma equação as seguintes regras: (i) considerando as limitações de tempo, recursos financeiros e de pessoal, determinar o tipo de dados de campo disponíveis ou mensuráveis; (ii) avaliar a experiência e dados de campo utilizados para desenvolver e confirmar cada equação, fazendo a seleção considerando as variáveis independentes determinadas de acordo com (i); (iii) contrapor a condição de campo e as limitações das equações selecionadas de acordo com (ii). Nas situações nas quais mais de uma equação puder ser utilizada, determinar o valor da descarga sólida por cada uma e comparar os resultados obtidos; (iv) definir as equações que melhor se adaptam à descarga sólida medida, utilizando essas equações para a definição considerando as condições de escoamento que não são medidas.

Além disso, Poletto (2014) faz algumas considerações na ausência de medições diretas: (i) a equação de Meyer – Peter e Müller é utilizada quando o material do leito possui granulometria superior a 0,4 mm; (ii) a equação de Einstein deve ser usada quando a descarga de arraste corresponde a uma parcela significativa da descarga sólida total; (iii) a equação de Toffaleti é apropriada para grandes rios constituídos por leitos de areia; (iv) a equação de Colby (1964) é utilizada para rios com profundidades inferiores a 10 ft (≈ 3 m) e material de leito com diâmetro médio menor que 0,8 mm; (v) a equação de Yang de areias é utilizada em rios com leitos constituídos de areia; (vi) a equação de Yang de pedregulhos é usada quando a maior parte do leito possuir granulometria entre 2 e 10 mm; (vii) as equações de Engelund e Hansen e de Ackers e White são utilizadas para rios com leitos constituídos de areia e escoamento subcrítico; (viii) a equação de Laursen deve ser utilizada em rios rasos, constituídos por areia fina ou silte mais grosso.

4.2.4 Curva-chave de sedimentos

As dificuldades operacionais verificadas para a medição contínua das variáveis necessárias às equações para determinação da vazão sólida correspondem ao principal entrave para a construção de séries temporais destas vazões. Assim, visando contornar esses obstáculos, busca-se a obtenção desses dados a partir de uma correlação com as vazões líquidas correspondentes, implementando um conjunto de curvas de transporte de sedimentos, também denominadas curvas-chave de sedimentos (VIEIRA DA SILVA; WILSON JR., 2005).

Quando considerado o transporte total de material do leito, as curvas que correlacionam as vazões sólidas e as vazões líquidas por unidade de largura podem ser obtidas a partir de diferentes equações. Ao serem plotadas em gráficos logarítmicos, essas curvas podem ser ajustadas de acordo com a relação:

$$q_s = b q^{n_s} \quad (4.18)$$

Em que:

q_s = descarga sólida de material do leito ($t.s^{-1}$);

q = vazão líquida ($m^2.s^{-1}$);

b e n_s = constantes que devem ser determinadas experimentalmente.

A concentração dos sedimentos transportados ao longo da camada ativa do leito (C_m) pode ser obtida pela divisão da descarga sólida de sedimentos pela vazão líquida correspondente. Assim, tem-se que:

$$C_m = \frac{bq^{n_s}}{q} = b q^{n_s - 1} \quad (4.19)$$

De acordo com Vieira da Silva e Wilson Jr. (2005), o parâmetro n_s pode, teoricamente, assumir os seguintes valores:

- $n_s = 1$. Nesta situação, tem-se $C_m = b =$ constante, ou seja, a concentração de sedimentos em movimento é constante e independe da vazão líquida do escoamento;
- $n_s > 1$. Neste caso a concentração de sedimentos não é constante, aumentando à medida que a vazão líquida do escoamento aumenta;
- $n_s < 1$. Nesta situação, a concentração de sedimentos não é constante, diminuindo à medida que a vazão líquida do escoamento aumenta.

Uma vez que se espera que a concentração de sedimentos aumente com o aumento da vazão líquida, os valores realísticos de n_s devem ser superiores à unidade. Dessa forma, curvas-chave de rios aluvionares que apresentem coeficientes n_s menores do que 1 devem ser reconsideradas (VIEIRA DA SILVA; WILSON JR., 2005).

4.2.5 O processo de encouraçamento

As equações utilizadas para a determinação do transporte de sedimentos pressupõem condições de equilíbrio, ou seja, as taxas de erosão são equilibradas pelas taxas de deposição, a descarga e a rugosidade (e, portanto, a tensão de cisalhamento) não variam e os sedimentos não são coesivos. Contudo, se as condições de fluxo são tais que sedimentos de todas as granulometrias não estão em movimento, uma camada protetora, conhecida como encouraçamento (*bed armouring/bed armoring*), é desenvolvida na superfície do leito (CHIN *et al.*, 1994).

Em alguns casos, as frações mais finas de sedimentos podem ser removidas do leito e margens e não serem substituídas por deposição. As frações restantes (mais grosseiras) são menos facilmente erodidas, dessa forma, a taxa de transporte de sedimentos é reduzida e o canal se torna mais estável (KARIM; HOLLY, 1986; CHADWICK *et al.*, 2013).

Este processo é um fenômeno complexo que depende de vários fatores interdependentes, tais como a distribuição de tamanho do material do leito e sua variação granulométrica vertical, intensidade da descarga do fluxo e do transporte de sedimentos, formação e movimento das formas de leito, como ondulações e dunas (KARIM *et al.*, 1983; KARIM; HOLLY, 1986).

A presença de uma camada de encouraçamento na superfície do leito é um fenômeno comum nos rios, particularmente a jusante de uma barragem e a montante de uma entrada tributária significativa (KONDOLF, 1997; BRANDT, 2000; GRANT, 2001; VERICAT *et al.*, 2006).

A formação dessa camada de encouraçamento tem duas origens diferentes: estática ou móvel/cinética (POWELL, 1998; BACCHI *et al.*, 2014). O encouraçamento estático é criado quando há falta de suprimento de sedimentos e os valores limitados de tensão de cisalhamento permitem apenas a remoção das partículas mais finas presentes na superfície do leito (Figura 4.11).

A origem móvel está associada ao fornecimento, a montante, de uma mistura de sedimentos de diferentes granulometrias. Neste caso, o espessamento da camada de encouraçamento está relacionado, principalmente, à classificação cinemática ou à infiltração de partículas finas no leito (PARKER; KLINGEMAN, 1982; MAO *et al.*, 2011). Neste processo, quando partículas mais grossas estão se movendo, o surgimento de vazios permite a percolação descendente de partículas menores, incluindo aquelas apenas um pouco mais finas do que os sedimentos em movimento (MIDDLETON, 1970).

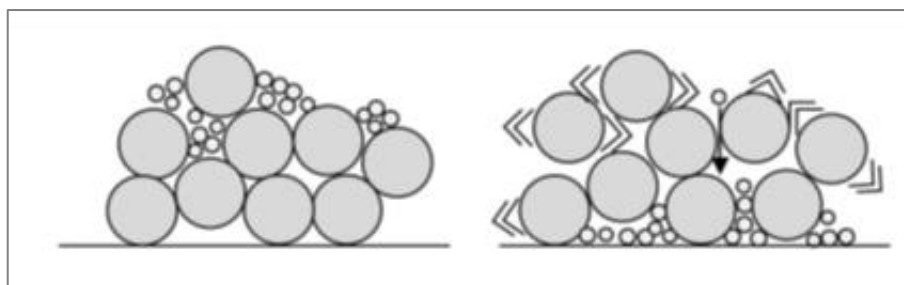


Figura 4.8 - Representação esquemática da classificação estática (esquerda) e cinética (direita).

Fonte: Bacchi *et al.* (2014, p. 1076).

De modo geral, a existência de uma camada de encouraçamento aumenta a resistência ao arraste das partículas presentes na superfície do leito, evitando a remoção dos materiais subjacentes, fazendo com que o sedimento disponível para transporte esteja limitado à quantidade de sedimentos que entra no sistema fluvial (SUMMER; WALLING, 2002).

O espessamento cria uma superfície mais rugosa com maiores ângulos de atrito intergranular que aumentam as tensões necessárias para arrastar as partículas da superfície do leito (PARKER *et al.*, 1982; BUFFINGTON; MONTGOMERY, 1999; VERICAT *et al.*, 2006). Dessa forma, uma camada de encouraçamento permanente diminui a resistência à erosão das margens, podendo resultar em uma tendência ao alargamento do canal (XU, 1996).

A ocorrência de eventos hidráulicos, como grandes episódios de inundação, podem aumentar a capacidade de carga, fazendo com que a camada de encouraçamento se quebre e os processos de erosão sejam reiniciados no leito e margens (SUMMER; WALLING, 2002). Apesar disso, Wilcock e DeTemple (2005) verificaram a persistência da camada de encouraçamento durante eventos caracterizados por altos fluxos.

Tradicionalmente, de acordo com Vericat *et al.* (2006), o grau de encouraçamento é quantificado por meio da razão entre o diâmetro médio da superfície (D_{50-s}) e o diâmetro médio da subsuperfície (D_{50-ss}). Contudo, Measures e Tait (2008) destacaram que quando a mobilidade de um leito é estimada apenas a partir da distribuição do tamanho de grão, sem considerar sua estrutura, os resultados geralmente superestimam as taxas de transporte.

Dentre os trabalhos pioneiros relacionados à modelagem do processo de encouraçamento de leitos em rios aluviais, Karim *et al.* (1983) destacam aqueles desenvolvidos por Harrison (1950), Gessler (1967) e Little e Mayer (1972).

A partir de experimentos utilizando três diâmetros diferentes de sedimentos compondo o leito e empregando o método de Einstein, as principais conclusões de Harrison (1950) foram: (i) o acúmulo de partículas não-móveis no leito causa um aumento em sua rugosidade efetiva; (ii) a existência de uma camada de partículas não móveis, possuindo a espessura de uma partícula, é eficaz para evitar a erosão; (iii) as partículas que não se movem em uma camada se organizam em uma formação "blindada"; (iv) a relação de Einstein para a taxa de transporte prediz de forma satisfatória o tamanho limite dos grãos, ou seja, um tamanho maior do que aquele para o qual não há transporte (KARIM *et al.*, 1983).

Gessler (1967) desenvolveu um procedimento para determinar a distribuição dos sedimentos de acordo com sua granulometria na camada de encouraçamento em um leito aluvial. Neste modelo, o movimento incipiente dos sedimentos é considerado um processo probabilístico, diferentemente da suposição usual de seu caráter determinístico sugerido por Shields (1936).

Assim, supondo que essa probabilidade dependa da magnitude da tensão média de cisalhamento do leito (τ), em relação ao cisalhamento crítico $(\tau_0)_c$ de uma fração granulométrica do sedimento (k_s), a probabilidade de um sedimento de granulometria k_s permanecer como parte da camada superior (q_{ks}) pode ser obtida pela equação:

$$q_{ks} = \frac{1}{\sigma' \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\left(\frac{(\tau_0)_c}{\tau} - 1\right)} \exp\left(-\frac{x'^2}{2\sigma'^2}\right) dx' \quad 4.20$$

em que x' representa uma variável artificial e σ' corresponde ao desvio padrão da distribuição gaussiana assumida a partir das flutuações da tensão de cisalhamento do leito ao longo do tempo (KARIM *et al.*, 1983).

O valor de σ' determinado por Gessler (1967) corresponde a 0,57 a partir de uma série de experimentos em calhas nas quais ele mediu a distribuição granulométrica dos sedimentos que compõem a camada de encouraçamento.

Utilizando o valor de q_k obtido por meio da equação 4.28, a função frequência para o intervalo granulométrico dos sedimentos (k) que formam a camada de encouraçamento (P_{ak}) é obtida pela equação 4.21:

$$P_{ak} = \frac{q_k P_{0k}}{\sum_{k=1}^m q_k P_{0k}} \quad 4.21$$

Em que:

P_{0k} = função frequência (ou fração) do intervalo granulométrico do sedimento (k) que compõem o material inicial do leito;

m = número total de frações granulométricas.

Gessler (1970) sugeriu que o valor médio das probabilidades de permanência dos sedimentos da camada de encouraçamento (\bar{q}) pode ser utilizado como um critério de estabilidade dessa camada:

$$\bar{q} = \sum_{k=1}^m q_k P_{ak} = \frac{\sum_{k=1}^m q_k^2 P_{0k}}{\sum_{k=1}^m q_k P_{0k}} \quad 4.22$$

Um valor de $\bar{q} = 0,50$ foi sugerido como valor crítico acima do qual a camada de encouraçamento seria estável (KARIM *et al.*, 1983).

A partir de extensos experimentos em laboratório, Little e Mayer (1972) analisaram o efeito da gradação de sedimentos no processo de encouraçamento de um canal. Para tal, foram utilizadas nos experimentos areias com distribuições log-normais com diâmetro médio $D_{50} = 1,0$ mm e seis coeficientes de gradação diferentes (desvios padrão geométricos) $\sigma_g = 1,12; 1,50; 2,05; 2,50; 3,00$ e $3,05$. A partir de uma análise dos mínimos quadrados dos resultados experimentais foi obtida uma equação para o tamanho médio do encouraçamento final, d_{ga} :

$$\frac{d_{ga}}{d_{go} \cdot \sigma_{go}} = 0,908 \left[\frac{u_{*c}^3}{\nu(s-1)g} \right]^{0,353} \quad 4.23$$

Em que:

d_{go} = diâmetro do sedimento inicial no leito;

σ_{go} = coeficiente de gradação inicial do leito;

u_{*c} = velocidade crítica de cisalhamento;

ν = viscosidade cinemática;

s = gravidade específica das partículas de areia;

g = constante gravitacional.

Pode-se notar que a expressão entre parênteses no lado direito da equação 4.31 é o produto do parâmetro de Shields pelo número crítico de Reynolds da partícula. O desvio padrão geométrico da camada de encouraçamento (σ_{ga}) é calculado pela equação 4.24:

$$\frac{\sigma_{ga}}{\sigma_{go}} = 1,317 - 0,2485\sigma_{go} \quad 4.24$$

De acordo com Karim *et al.* (1983), foi sugerido que o leito seria encouraçado se d_{ga} obtido pela equação 4.31 for maior que d_{05} , mas menor que d_{95} , sendo que d_{05} e d_{95} são os diâmetros das partículas do leito original para os quais 5 e 95% são mais finos, respectivamente.

Entretanto, os modelos desenvolvidos para descrever os dados de laboratório, tais como aqueles propostos por Gessler (1967) e Little e Mayer (1972), não apresentaram resultados satisfatórios para todas as condições, uma vez que utilizaram uma faixa granulométrica limitada e foram conduzidos com tensões de cisalhamento relativamente baixas (CHIN *et al.*, 1994).

Nas últimas décadas, diversos experimentos buscaram analisar os mecanismos envolvidos no processo de encouraçamento (SHEN; LU, 1983; MELVILLE; CHIN, 1986; VERICAT *et al.*, 2006; YANG *et al.*, 2010), incluindo a definição de critérios para sua condição crítica (CHIN *et al.*, 1994) e a formação de *microclusters* (CURRAN; TAN, 2010).

Karim *et al.* (1983) incorporaram os processos de encouraçamento e seleção granulométrica em um modelo computacional, denominado IALLUVIAL. Além disso, diferentes modelos numéricos foram desenvolvidos para a simulação do comportamento da camada de encouraçamento (LEE; ODGAARD, 1986); visando a análise dos parâmetros que controlam os efeitos do encouraçamento na suspensão de sedimentos em ambiente marinho (REED *et al.*, 1999); para o modelamento da não uniformidade granulométrica dos sedimentos e o encouraçamento do leito em meandros (KASSEM; CHAUDHRY, 2005); e objetivando a análise da estrutura do fluxo, a tensão de cisalhamento do leito e a mobilidade dos sedimentos/encouraçamento (LIU *et al.*, 2012).

Já Ferro e Porto (2011) simularam a distribuição da granulometria das partículas que compõem a camada de encouraçamento usando o conceito de tensão crítica de cisalhamento; enquanto Ferdowsi *et al.* (2017) analisaram a contribuição da física granular no processo de encouraçamento do leito fluvial.

Por fim, Orrú *et al.* (2016) destacaram a complexidade relacionada à previsão do rompimento da camada de encouraçamento, dada a possível aleatoriedade quanto a posição do rompimento e ao fato de seus mecanismos não serem suficientemente compreendidos.

5 METODOLOGIA

Este capítulo descreve os critérios metodológicos adotados para a caracterização da morfologia fluvial da área de estudo, incluindo a identificação dos impactos hidrogeomorfológicos desencadeados pelo rompimento da Barragem de Fundão e a caracterização das medidas de restauração adotadas.

Além disso, nos próximos subtópicos são descritos os procedimentos empregados para a estimativa da produção de sedimentos e avaliação do transporte destes ao longo do sistema fluvial analisado.

5.1 Caracterização da área de estudo e do evento de ruptura da Barragem de Fundão

Para a caracterização dos padrões fluviais foram utilizadas imagens de satélites disponíveis no *software* Google Earth Pro anteriores ao evento, obtidas no mês de junho de 2015, com resolução espacial de 8 m.

A sinuosidade do sistema fluvial formado pelo Córrego Santarém e rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce foi analisada por meio da extensão *Stream Gradient & Sinuosity* para ArcGIS (DILTS; YANG, 2015). Destaca-se que para esta análise, este sistema fluvial foi subdividido em segmentos com extensões de 200 m, 300 m, 500 m, 1.000 m, 2.000 m e 5.000 m, selecionados por conveniência, considerando o seu comprimento total (cerca de 119 km) e a largura média dos canais, que variava entre aproximadamente 2 m no Córrego Santarém a aproximadamente 550 m no Rio Doce, nas proximidades da UHE Candonga.

A identificação dos impactos associados à ruptura da Barragem de Fundão foi realizada pela interpretação de imagens de satélites disponíveis no *software* Google Earth Pro anteriores e posteriores ao evento. O mosaico anterior ao colapso da barragem é composto 411 imagens com resolução espacial de 8 m, obtidas no mês de junho de 2015. Já o mosaico utilizado para análise após o rompimento da barragem é formado por 263 imagens, obtidas nos meses de julho e agosto de 2016, com resolução espacial de 5 m.

As informações assim coletadas foram, em seguida, consolidadas pela análise dos relatórios técnicos disponíveis e por inspeções e levantamentos de campo, realizados entre os meses de outubro de 2017 e abril de 2019.

A delimitação das áreas afetadas pelos sedimentos foi efetuada através do *software* ArcGIS, por meio de chaves de interpretação de objetos e feições, individualizadas a partir de variáveis como cor, forma, localização e textura dos elementos examinados. Para o cálculo das dimensões dessas áreas utilizou-se o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS2000) e projeção Cônica Equivalente de Albers, conforme a Resolução n° 01/2005 do IBGE (2005) e recomendação do IBGE (2014), respectivamente.

A espessura dos depósitos de rejeitos foi estimada por meio dos dados de 1.229 sondagens realizadas pela Fundação Renova (2019a). De modo geral, esses depósitos foram classificados em extracalha e intracalha de acordo com o ambiente de sedimentação, que por sua vez está associado ao comportamento do fluxo de rejeitos e seu mecanismo de transporte ao longo dos sistemas fluviais (Figura 5.1). Nesta classificação, os rejeitos compreendem os materiais depositados na Barragem de Fundão, os sedimentos aluvionares presentes nas calhas e planície e os fragmentos rochosos provenientes das encostas incorporados pela onda de cheia (JACOBS CH2M, 2018a).

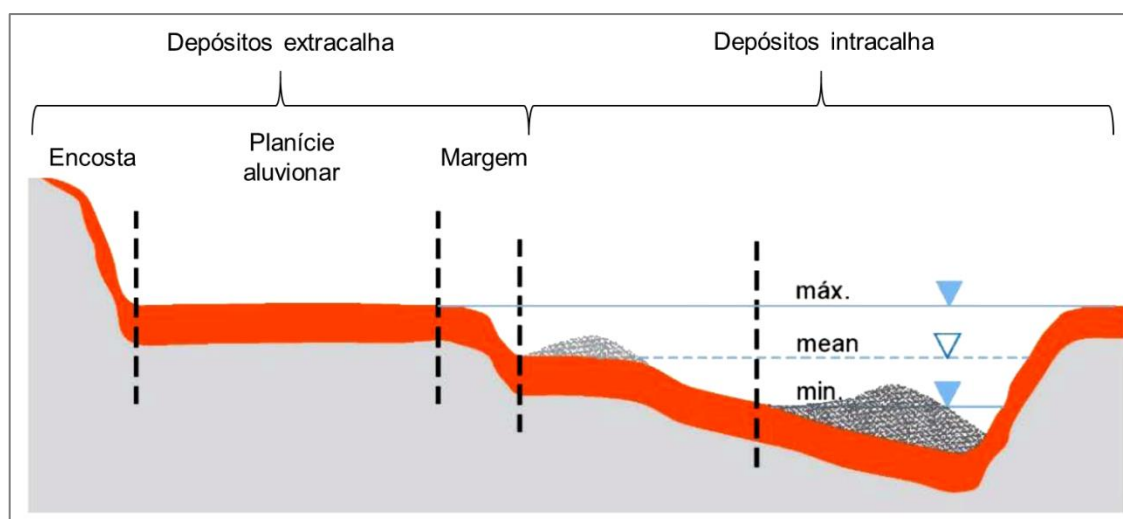


Figura 5.1 - Esquema dos depósitos de rejeito (extracalha e intracalha) - representados em laranja.

As sondagens ocorreram ao longo de transectos transversais aos cursos d'água, nas áreas próximas às margens (planícies aluvionares e encostas dos morros - extracalha) e na intracalha. Destaca-se que nas sondagens intracalha buscou-se a verificação da existência de camada de encouraçamento (denominada nos relatórios da Fundação Renova de *lag layer*).

Essas sondagens, indicadas na Tabela 5.1, executadas pela empresa ServSolo Sondagens, seguiram a metodologia estabelecida pela norma brasileira (NBR) 15492: 2007 – Sondagem de

Reconhecimento para Fins de Qualidade Ambiental – Procedimento, estabelecida pela Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

Tabela 5.1 - Sondagens realizadas pela Fundação Renova para determinação das espessuras dos rejeitos depositados.

Trecho	Descrição	Extensão (km)	n° de sondagens
1	Entre a Barragem de Fundão e o remanso do reservatório da Barragem de Santarém	1,1	18
2	Reservatório da Barragem de Santarém	2,5	11
3	Barragem de Santarém	1,2	8
4	Reservatório do Dique S3	1,2 (Cór. Santarém) + 2,7 (Cór. Mirandinha)	10
5	Dique S3 até o Dique S4	1,9	33
6	Rio Gualaxo do Norte, a montante da foz do Córrego Santarém	5,7 (Rio Gualaxo do Norte) + 2,0 (Cór. dos Camargos)	92
7	Rio Gualaxo do Norte, a jusante da foz do Córrego Santarém	3,2	20
8	PCH de Bicas	9	155
9	Médio e Baixo Gualaxo do Norte	58	567
10	Rio do Carmo até confluência com o Rio Piranga	25	203
11	Rio Doce até remanso do Reservatório de Candonga	5,8	56
12	Reservatório de Candonga	11	56

A identificação dos transectos, sondagens realizadas, contexto e localização podem ser verificados no Anexo A1.

Por fim, os dados das espessuras dos depósitos de rejeito nos diferentes contextos (calha, margem, planície e encosta), aliados à extensão da área impactada, foram utilizados pela Jacobs CH2M (2018a) para uma estimativa do volume de material depositado no sistema fluvial.

5.2 Análise de sensibilidade dos fatores necessários à estimativa da taxa de erosão

Para a definição das bases de dados e metodologias mais adequadas para a obtenção dos fatores da USLE (equação 4.2), foi realizada a análise de sensibilidade dos fatores topográfico (fator LS), erosividade (fator R) e uso e manejo do solo aliado às práticas conservacionistas (respectivamente, fator C + fator P) considerando o cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão.

Ressalta-se que nesta análise de sensibilidade não foi considerado o fator erodibilidade (Figura 5.2).

$$PS = R K LS C P \quad (4.2)$$

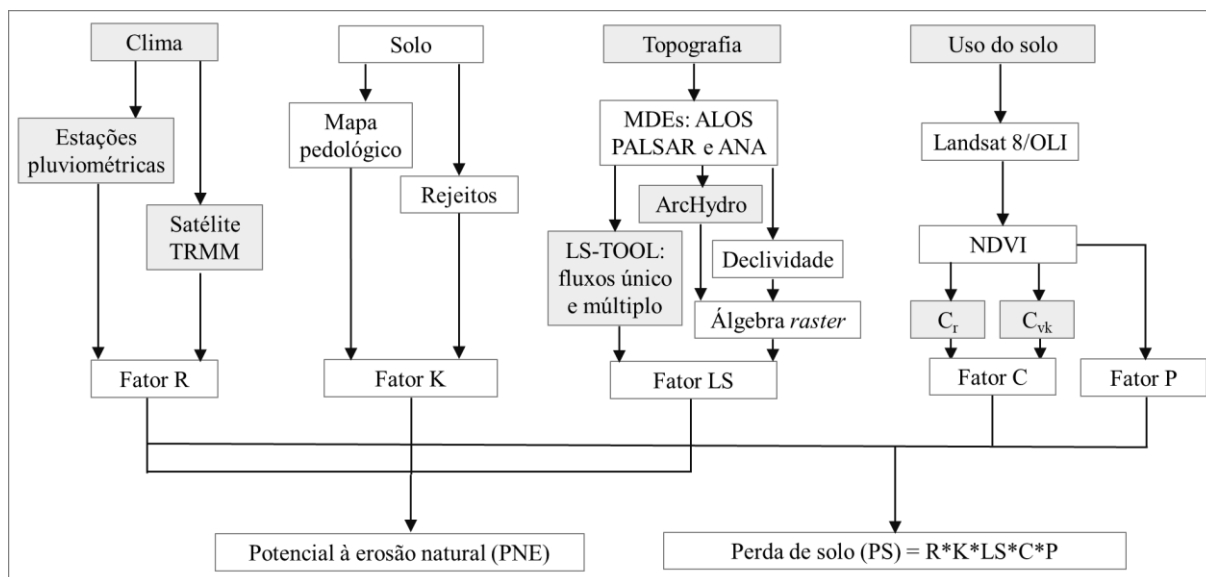


Figura 5.2 - Representação esquemática das etapas empregadas para a determinação dos fatores necessários para a estimativa da erosão do solo e rejeitos. As cores em cinza indicam os fatores da USLE e as metodologias empregadas na análise de sensibilidade.

Faz-se importante destacar que o fator erosividade das chuvas foi inicialmente definido em uma escala regional, relacionado à área abrangida pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce. Os demais fatores foram obtidos na escala de desenvolvimento desta pesquisa, abrangendo apenas as vertentes e os canais fluviais afetados pela deposição dos rejeitos provenientes do rompimento da Barragem de Fundão, os quais compõem uma área de aproximadamente 140,4 km².

Ressalta-se que essa área foi delimitada manualmente no *software* ArcGIS por meio da utilização de imagens de satélites e curvas de nível, as quais permitiram a identificação de divisores hidrográficos, que representam os limites (norte e sul) da região analisada.

Os subtópicos a seguir descrevem a metodologia adotada para a obtenção dos valores atribuídos aos fatores LS, R e C + P da USLE e seleção, por meio de análise de sensibilidade, daqueles mais adequados aos objetivos dessa pesquisa.

5.2.1. Fator topográfico (Fator LS)

O fator L corresponde à relação entre as perdas de solo de um determinado comprimento de rampa e aquela observada em uma rampa com comprimento de 22,3 m considerando condições

idênticas de precipitação, solo e práticas de uso e manejo. Já o fator S representa a relação entre a perda de solo considerando um declive qualquer e um declive de 9% sujeito às mesmas condições consideradas para o fator L (WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Comumente, os termos L (comprimento da inclinação) e S (fator de inclinação) são considerados em conjunto como “LS”, consistindo no “fator topográfico”, que reflete a influência do terreno à erosão e constitui uma questão fundamental nas aplicações dos modelos de erosão (ZHANG *et al.*, 2013b).

Na USLE o fator LS é determinado pela equação 5.1:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^{m'} [65,41 (\text{sen}\theta)^2 + 4,56 \text{sen}\theta + 0,065] \quad (5.1)$$

Em que:

λ = comprimento da encosta (em metros);

θ = declividade da encosta (em graus);

m' = constante dependente da declividade da encosta, admitindo-se o valor de 0,5 para declividade maior ou igual a 5%, 0,4 para declividade entre 3 e 5%, 0,3 para uma declividade entre 1 e 3% e 0,2 para declividade inferior a 1%.

A variável λ pode ser definida como a distância do ponto de origem do fluxo superficial até: (i) o ponto em que a inclinação diminui o suficiente para promover a deposição dos sedimentos presentes nesse fluxo, ou (ii) o ponto em que o escoamento alcança um canal bem definido de uma rede natural ou artificial (WISCHMEIER; SMITH, 1958).

Tradicionalmente, os melhores métodos para a estimativa do comprimento da inclinação são obtidos a partir de medições em campo, mas nem sempre esses estão disponíveis ou são práticos, especialmente em grandes áreas ou bacias hidrográficas (HICKEY *et al.*, 1994; ZHANG *et al.*, 2013a).

Diversos autores atribuem ao comprimento da inclinação a parcela mais problemática a ser determinada nos modelos de perda de solo (TROEH *et al.*, 1991; WANG *et al.*, 2001; LIU *et al.*, 2015). Destaca-se ainda que os métodos tradicionais de cálculo utilizam uma estimativa regional, convertendo, dessa forma, uma variável em uma constante (TROEH *et al.*, 1991).

Neste contexto, a utilização de um ambiente SIG e de MDE's permitiu o desenvolvimento de métodos de estimativa automática dos fatores L e S, inclusive em relevos complexos, tais como aqueles associados às bacias hidrográficas (GALDINO, 2015a), fornecendo resultados que demonstram a variabilidade espacial do processo (FENG *et al.*, 2010).

De acordo com Liu *et al.* (2015), de modo geral, há três métodos de extração automática do comprimento da inclinação que correspondem a: (i) determinação da potência de fluxo unitário, (ii) determinação da área de contribuição (DESMET; GOVERS, 1996) e (iii) métodos baseados em grade, sendo que, recentemente, esses últimos têm sido mais frequentemente adotados.

O método proposto por Desmet e Govers (1996) é baseado na utilização de múltiplas direções para a determinação da área de contribuição a montante para cada célula do pixel de um MDE. Entretanto, possui como principal limitação a ausência de um algoritmo associado à previsão de zonas de deposição de sedimentos na superfície (GALDINO, 2015a).

O método baseado em grade, desenvolvido por Hickey *et al.* (1994), define as áreas de deposição a partir do ângulo de inclinação limite (*cutoff slope angle*). Esse modelo considera que em um determinado momento a velocidade de fluxo da água transportando sedimentos será reduzida em alguns pontos, permitindo a deposição. Essa deposição depende essencialmente de dois componentes: a inclinação do terreno (responsável, em grande parte pela velocidade de escoamento) e a saturação do fluxo. Nas situações nas quais o fluxo está totalmente saturado (com sedimentos), qualquer redução da velocidade acarretará mais deposição do que erosão. Entretanto, quando o fluxo não está saturado, deve existir uma diminuição significativa da inclinação, provavelmente tendendo a zero, para que ocorra a deposição (HICKEY, 2000).

O método proposto por Hickey (2000) foi revisado por Van Remortel *et al.* (2004) que introduziram modificações relacionadas à presença de áreas planas, cortes e outras características associadas à inclinação das encostas. Contudo, as áreas côncavas e as redes de canais não foram consideradas.

Assim, utilizando os trabalhos de Van Remortel *et al.* (2001, 2004), Zhang *et al.* (2013b) desenvolveram um *software* denominado LS-TOOL que produz segmentos na encosta para a identificação das zonas de erosão e deposição do solo, áreas de fluxo de convergência e redes de canais. O LS-TOOL aplica diferentes algoritmos para obtenção da área de contribuição da unidade como, por exemplo, direção de fluxo único (*single-flow direction* - SFD) e direção de fluxo múltiplo (*multiple-flow direction* - MFD).

De modo geral, os algoritmos de SFD transferem toda a matéria da célula de origem para uma única célula caracterizada por menor declividade, permitindo apenas o escoamento paralelo e convergente, enquanto os algoritmos de MFD podem acomodar fluxos divergentes e de convergência (DESMET; GOVERS, 1996).

Entretanto, uma das complicações comuns ao uso de modelos em um ambiente SIG está relacionada à precisão dos dados topográficos, à origem desses dados e a complexidade do terreno, os quais determinam a confiabilidade e a exatidão do fator LS (OLIVEIRA *et al.*, 2013; ZHU *et al.*, 2014; HRABALÍKOVÁ; JANEČEK, 2015; WOLOCK; MCCABE, 2015; LU *et al.*, 2020).

Nessa pesquisa, para o levantamento do fator LS foram utilizados dois MDE's: (i) disponibilizado pela ANA, referente à Bacia Hidrográfica do Rio Doce e (ii) proveniente do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) PALSAR (*Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*).

O MDE disponibilizado pela ANA (<https://metadados.ana.gov.br/geonetwork>) foi elaborado a partir dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer e Global Digital Elevation Map*) resultando em um MDE de superfície (MDS) de resolução moderada, caracterizado por uma precisão altimétrica de 5 m e planimétrica de 10 m (ANA, 2020).

O satélite ALOS é um projeto conjunto entre a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e a *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS). Esse satélite possui três instrumentos de sensoriamento remoto: dois instrumentos ópticos, denominados PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*) e AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer type 2*) e um radar polarimétrico de abertura sintética de banda larga PALSAR. O MDE referente ao satélite ALOS PALSAR, já corrigido, pode ser obtido no website <https://search.asf.alaska.edu> nas resoluções de 30 m e 12,5 m, sendo que a primeira foi empregada nessa pesquisa.

Os MDE's foram inicialmente utilizados para a modelagem da superfície por meio de uma rede triangular irregular (TIN – *triangulated irregular networks*). Nessa estrutura, a superfície é representada na forma de triângulos contínuos que não se sobrepõem. A principal vantagem desse tipo de representação está relacionada à densidade de pontos amostrados e, por

consequência, à dimensão dos triângulos, que é modificada para retratar o relevo, com mais pontos sendo amostrados em locais com topografia variável (LONGLEY *et al.*, 2013).

A partir dos MDE's também foram obtidas a declividade, para esta última utilizando a distribuição de classes do relevo de acordo com a EMBRAPA (1979), indicada na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Classes de relevo, em porcentagem, propostas pela EMBRAPA.

Declividade (%)	Relevo	Caracterização
0 – 3	Plano	Superfície topográfica esbatida ou horizontal, em que os desnivelamentos são muito pequenos
3 – 8	Suave-ondulado	Superfície topográfica pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros (elevações de altitudes relativas da ordem de 50 a 100 m, respectivamente), possuindo declives suaves
8 – 20	Ondulado	Superfície topográfica pouco movimentada, constituída por conjuntos de colinas e/ou outeiros, possuindo declives acentuados
20 – 45	Forte-ondulado	Superfície topográfica movimentada, formada por outeiros e/ou morros (elevações de 100 a 200 m de altitude relativa), possuindo declives fortes
45 – 75	Montanhoso	Superfície topográfica com predomínio de formas acidentadas, comumente constituída por morros, montanhas e maciços montanhosos e alinhamentos montanhosos, possuindo desnivelamentos relativamente grandes e declives fortes e muito fortes
> 75	Escarpado	Regiões ou áreas com predomínio de formas abruptas, abrangendo escarpamentos como, por exemplo, aparado, frente de cuestras, falésia e vertente de declives muito fortes de vales encaixados

Fonte: EMBRAPA (1979); Santos *et al.* (2005).

O comprimento da vertente (fator L), a sua declividade (fator S), assim como o fator topográfico (LS) para cada um dos MDE's foram obtidos no *software* LS-TOOL, com modificações de Oliveira (2014) por meio da extensão para ArcGIS denominada GISus-M (*GIS-based procedure for automatically calculating soil loss from the Universal Soil Loss Equation*).

A metodologia de cálculo do fator LS é aplicada a cada pixel no MDE. Dessa forma, para a obtenção do fator L, é utilizada a equação 5.2, proposta por Desmet e Govers (1996):

$$L_{ij-in} = \frac{[(A_{ij-in} + D^2)^{m+1} - (A_{ij-in})^{m+1}]}{(D^{m+2}) \times (x_{ij}^m) \times (22,13)^m} \quad (5.2)$$

Em que:

L_{ij-in} = comprimento da inclinação da célula da grade (i, j);

A_{ij-in} = área de contribuição na entrada da célula da grade com coordenadas (i, j) (m^2);

D = tamanho da célula (m);

m = expoente de comprimento do fator L da USLE;

$x_{ij} = (\text{sen } \alpha_{ij} + \text{cos } \alpha_{ij})$

O expoente “m” da equação 5.2 foi implementado de acordo com o algoritmo proposto por McCool *et al.* (1989), em que o comprimento do declive é função da taxa de erosão do sulco e entressulco (β):

$$m = \frac{\beta}{(1 + \beta)} \quad (5.3)$$

Em que β varia de acordo com o gradiente de inclinação (MCCOOL *et al.*, 1989), sendo obtido por meio da equação 5.4:

$$\beta = \frac{\left(\frac{\text{sen } \theta}{0,0896}\right)}{[3(\text{sen } \theta)^{0,8} + 0,56]} \quad (5.4)$$

O cálculo do fator S proposto por Wischmeier e Smith (1978) foi modificado para obter uma melhor representação do fator de inclinação da encosta, considerando a razão entre a erosão de sulcos e entressulcos:

$$S = 10,8 \text{ sen } \theta + 0,03 \text{ quando } \theta < 5,14 \quad (5.5)$$

$$S = 16,8 \text{ sen } \theta - 0,50 \text{ quando } \theta \geq 5,14 \quad (5.6)$$

Em que θ corresponde à inclinação da encosta em graus.

Além disso, dada a possibilidade de uso de um ambiente SIG para a determinação do fator LS (BENZER, 2010; GUIMARÃES *et al.*, 2011; PEROVIC *et al.*, 2013; JOSHI *et al.*, 2016;

BHAT *et al.*, 2017; JAZOULI *et al.*, 2017; KALAMBUKATTU; KUMAR, 2017) os resultados fornecidos pelo *software* LS-TOOL foram comparados àqueles obtidos pela equação 5.7, proposta por Moore e Burch (1986a, b) e modificada por Mitasova *et al.* (1996), utilizando as funções disponíveis na extensão ArcHydro para ArcGIS.

$$LS = \left(\frac{\text{flow accumulation} \times \text{tamanho da célula}}{22,13} \right)^{0,6} \times \left(\frac{\text{sen declividade} * 0,01745}{0,0896} \right)^{1,3} \quad (5.7)$$

Destaca-se que a função *flow accumulation* representa a área de contribuição acumulada a montante de uma determinada célula, enquanto o tamanho da célula é dependente do MDE utilizado. Assim, para a obtenção dos parâmetros necessários à equação 5.7 foram utilizadas as etapas de processamento indicadas na Figura 5.3.

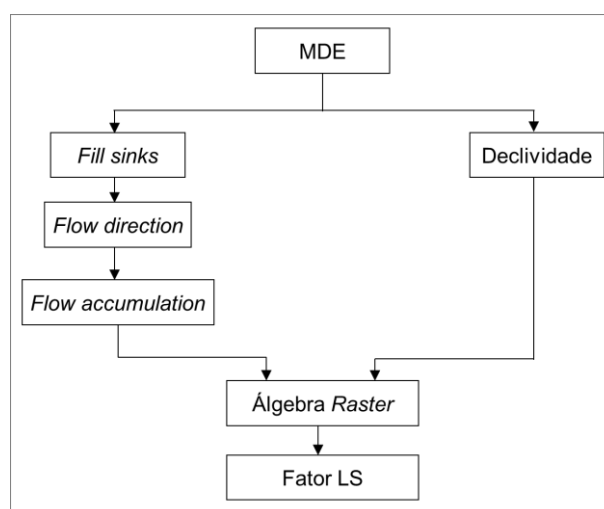


Figura 5.3 - Metodologia usada para determinar o fator LS.

O algoritmo empregado para a determinação da direção de fluxo em cada célula do MDE é denominado D8, indicando oito direções de fluxo (JENSON; DOMINGUE, 1988; TARBOTON, 1997). Nessa representação, cada uma das direções no arquivo *raster* é representada por um número (Figura 5.4).

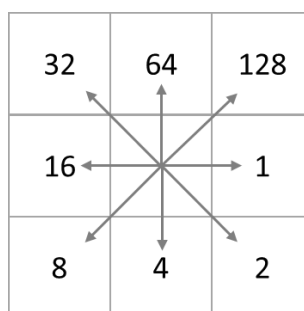


Figura 5.4 - Possíveis direções de fluxo para uma célula de um MDE.
Fonte: Modificado de Jenson e Domigue (1988).

Uma vez que cada célula deve possuir apenas uma direção de fluxo, é necessária a determinação da declividade entre a célula e a vizinhança, com a direção sendo definida para a célula vizinha caracterizada por uma maior declividade (TARBOTON, 1997). Nessa representação cada célula possui um código correspondente à direção de fluxo: 1 (leste), 2 (sudeste), 4 (sul), 8 (sudoeste), 16 (oeste), 32 (noroeste), 64 (norte) e 128 (nordeste).

Nas situações nas quais não é possível a determinação da direção de fluxo como, por exemplo, em depressões (*sinks*), deve-se identificar e remover essas áreas antes de avançar nas etapas de processamento dos dados. Apesar de algumas depressões (compreendendo áreas planas e depressivas) serem naturais, tais como sumidouros observados em áreas cársticas, a maior parte dessas pode ser considerada espúria, resultante do processo de geração de um MDE e da truncagem de valores interpolados para números inteiros na saída do modelo. Destaca-se que, de modo geral, a possibilidade de ocorrência de depressões espúrias e áreas planas é maior em MDE's com maiores resoluções (CHAVES, 2002).

Ressalta-se que os arquivos *raster* obtidos nas etapas de processamento referentes à declividade e fator LS foram vetorizados e interpretados em histogramas elaborados a partir do *software* Minitab versão 18.1.

5.2.2 Fator de erosividade das chuvas (Fator R)

A estimativa do fator de erosividade das chuvas (R) é baseada na intensidade das chuvas, que representa o principal fator da energia cinética, sendo comumente determinado por índices, como o índice de erosividade padrão (Ei_{30}) proposto por Wischmeier e Smith (1978).

Por outro lado, como registros pluviográficos são escassos ou muitas vezes inexistentes em países pouco desenvolvidos, diversos autores buscaram a correlação do índice de erosão com fatores climáticos de mais fácil determinação e que não exigem informações associadas à intensidade de chuva (LOMBARDI NETO; MOLDENHAUER, 1992).

Dentre essas correlações destaca-se o coeficiente de chuva (R_c), também conhecido como índice de Fournier (RENARD; FREIMUND, 1994), determinado a partir do registro dos totais diários das precipitações:

$$Rc = \frac{p'^2}{P'} \quad (5.8)$$

Em que:

Rc = coeficiente de chuva (mm);

p' = precipitação média mensal (mm);

P' = precipitação média anual (mm).

Dessa forma, para determinação da erosividade, os dados pluviométricos utilizados neste trabalho foram obtidos no Sistema de Informações Hidrológicas da ANA, correspondendo a séries históricas de 86 estações (Figura 5.5).

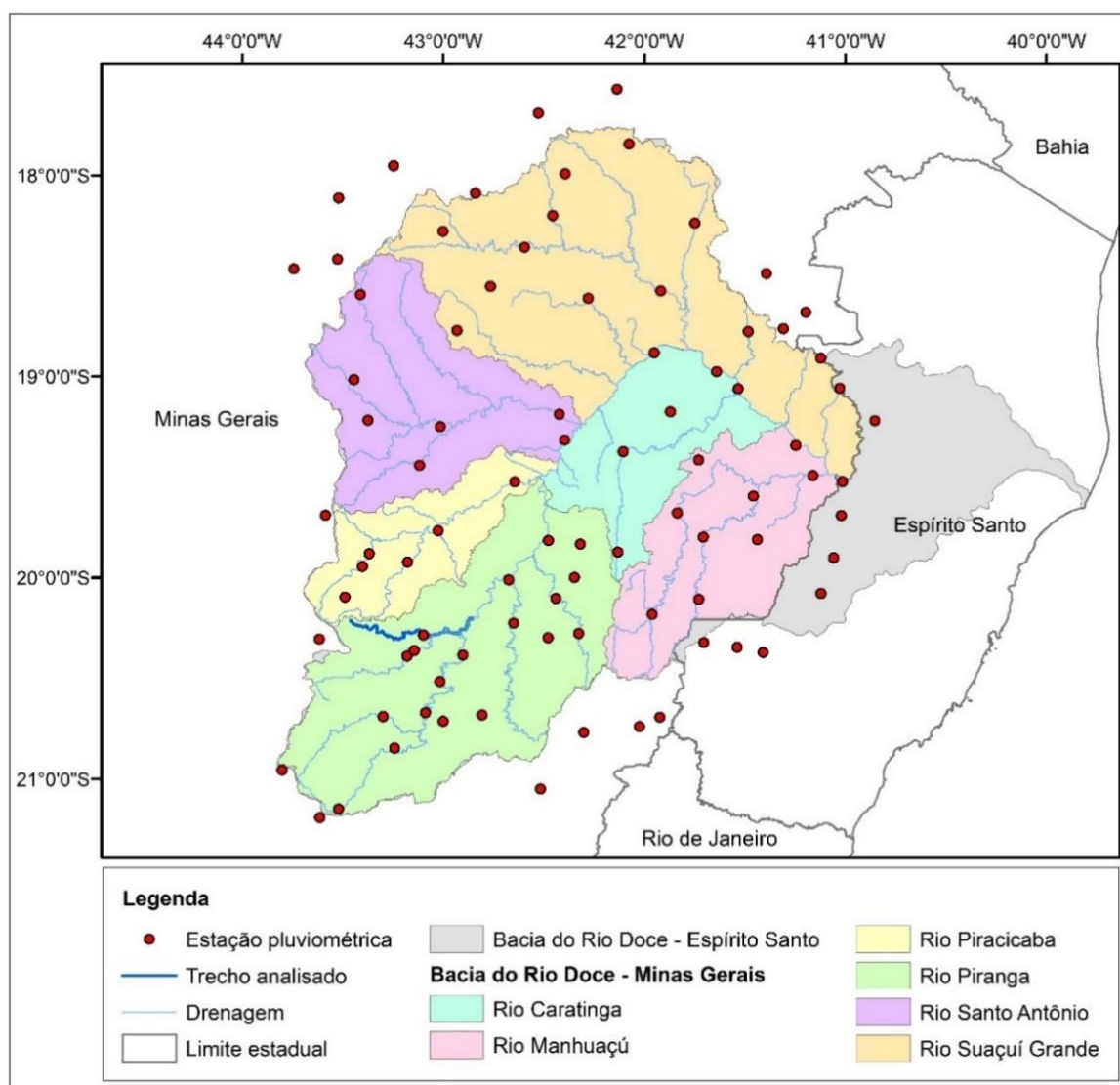


Figura 5.5 - Localização das estações pluviométricas utilizadas para a espacialização da erosividade.

Fonte: Modificado de IBGE (2010); ANA (2017).

Destaca-se que foram utilizadas informações referentes às estações pluviométricas situadas em toda a Bacia Hidrográfica do Rio Doce - incluindo estações limites à esta, e não apenas aquelas localizadas na Sub-bacia do Rio Piranga, visando a comparação dos resultados obtidos com aqueles provenientes da utilização de imagens do satélite TRMM.

As séries históricas utilizadas correspondem a 22 anos de observações, abrangendo o período de 1998 a 2019 (Anexo A2), limitação esta imposta pela disponibilidade dos dados de sensoriamento remoto para avaliação e comparação da precipitação.

Uma vez que no Brasil além dos problemas associados à baixa densidade e ausência de homogeneidade quanto a distribuição da rede de estações pluviométricas (MORAES *et al.*, 2015), há uma carência de dados que torna inviável o emprego de séries históricas oriundas dessas estações (OLIVEIRA *et al.*, 2010), diversos trabalhos foram desenvolvidos visando a avaliação do desempenho de dados provenientes de sensoriamento remoto na estimativa da precipitação (COLLISCHONN *et al.*, 2007; FRANCHITO *et al.*, 2009; PEREIRA *et al.*, 2013; ALMEIDA *et al.*, 2015; MELO *et al.*, 2015; AIRES *et al.*, 2016; SOARES *et al.*, 2016; ANJOS, 2017; PAREDES-TREJO *et al.*, 2017; NASCIMENTO; OLIVEIRA, 2018; NOGUEIRA *et al.*, 2018; COSTA *et al.*, 2019; DUARTE; SILVA FILHO, 2019; PESSI *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2019b).

O satélite TRMM, resultante de uma parceria entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a JAXA, foi lançado em 1997 objetivando o monitoramento e o estudo da precipitação nos trópicos e a influência desta no clima global. A existência de uma órbita polar baixa do satélite (inicialmente correspondendo a 350 km e a partir de 2001, 403 km), aliada ao período curto de translação (91 minutos) possibilitaram uma alta resolução espacial e temporal do imageamento. Após mais de 17 anos de coleta de dados, os instrumentos da TRMM foram desativados em 8 de abril de 2015 (NASA, 2020).

Entretanto, os produtos TRMM continuam a ser produzidos a partir de informações geradas pela *Global Precipitation Mission* (GPM), que também corresponde a um projeto conjunto entre a NASA e a JAXA e possui instrumentos semelhantes, mas com canais adicionais nos sensores ativo (*Dual-Frequency Precipitation Radar*) e passivo (*GPM Microwave Imager*), fornecendo dados de chuva leve, bem como a detecção de eventos de neve moderados a intensos (SKOFRONICK-JACKSON *et al.*, 2017).

O satélite TRMM possuía cinco sensores: imageador de micro-ondas (TRMM *Microwave Imager* - TMI), radar de precipitação (*Precipitation Radar* – PR_a), radiômetro no espectro visível e no infravermelho (*Visible Infrared Radiometer* - VIRS), sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens (*Clouds and the Earth's Radiant Energy* - CERES) e sensor para imageamento de relâmpagos (*Lightning Imaging Sensor* - LIS).

O TMI e o PR_a são os principais instrumentos utilizados para a análise da precipitação. Os dados provenientes desses instrumentos são empregados em um algoritmo que forma o conjunto de dados de calibração do TRMM *Multi-satellite Precipitation Analysis* (TMPA).

O algoritmo TMPA passou por três grandes atualizações, que são atribuídas a novos sensores e mudanças algorítmicas, durante os últimos 10 anos. A versão mais recente do algoritmo TMPA é a versão 7, que inclui principalmente produtos de estimativa de precipitação por satélite 3B42-v7, 3B42RT-v7 e 3B43-v7, sendo que este último foi utilizado nessa pesquisa (dados disponíveis no link: <https://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>).

Destaca-se que o produto 3B43-v7 fornece uma estimativa mensal de precipitação com uma resolução espacial de 0,25°, cobrindo a região localizada entre as latitudes 50° S e 50° N (NASA, 2020).

Para a avaliação do desempenho dos modelos foram utilizados os coeficientes de correlação de Pearson (r'); o índice de concordância (d'), sugerido por Willmott (1981) e o índice de confiança (c'), que corresponde ao produto entre “ r' ” e “ d' ”.

O coeficiente de correlação de Pearson foi determinado pela equação 5.9, enquanto o índice de concordância foi obtido por meio da equação 5.10:

$$r' = \frac{\sum_{i=1}^{J'} (O_i - \bar{O})(E_i^* - \bar{E}_i^*)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{J'} (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^{J'} (E_i^* - \bar{E}_i^*)^2}} \quad (5.9)$$

$$d' = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{J'} (O_i - E_i^*)^2}{\sum_{i=1}^{J'} (|E_i^* - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (5.10)$$

Em que:

J' = número de observações;

O = valor observado nas estações pluviométricas;

E^* = valor estimado pelo satélite TRMM;

\bar{O} = média dos valores observados nas estações pluviométricas;

\bar{E}^* = média dos valores estimados pelo satélite TRMM

Além disso, foram determinados o erro médio absoluto (EMA) sugerido por Legates e McCabe Jr. (1999) (equação 5.11); o erro médio percentual (EMP) de Chong *et al.* (1982) (equação 5.12); e a raiz do erro médio quadrático (EMQ) indicada pela equação (5.13).

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^J |O_i - E_i|}{J} \quad (5.11)$$

$$EMP = \frac{\sum_{i=1}^J \frac{|O_i - E_i|}{O_i}}{J} \times 100 \quad (5.12)$$

$$EMQ = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^J (O_i - E_i)^2}{J}} \quad (5.13)$$

Ressalta-se que para o ajuste da relação entre Ei_{30} e Rc são utilizadas equações regionalizadas, sendo que uma comumente utilizada no Brasil para a determinação dos índices médios mensais de erosividade (equação 5.14) foi proposta por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), desenvolvida a partir de 22 anos de registros de precipitação (de 1954 a 1975) em Campinas (SP):

$$EI_m = 68,730(Rc)^{0,841} \quad (5.14)$$

Em que EI_m corresponde à média mensal do índice de erosão em $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$.

A erosividade média anual da precipitação é obtida pelo somatório dos valores médios mensais de erosividade (LOMBARDI NETO; MOLDENHAUER, 1992; BERTOL, 1993; VIEIRA; LOMBARDI NETO, 1995).

Faz-se importante salientar que, apesar dessa equação ter sido proposta para a região de Campinas, pesquisas desenvolvidas em diferentes regiões do país a utilizam para a determinação da erosividade, como por exemplo, Rebutti *et al.* (2009) – estado de Mato Grosso do Sul; Ferraz *et al.* (2013) – região centro-leste do estado de São Paulo; Pontes *et al.* (2015, 2017) e Hernández *et al.* (2018) – região nordeste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais; Galdino *et al.* (2015b) – estados do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso; Moreira *et al.* (2017) – estado de Pernambuco; Rabelo *et al.* (2018) – região nordeste, entre os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba; Galdino (2015c) e Anjos *et al.* (2020) – estado de Goiás e Distrito Federal e Fiorese (2021) – estado do Espírito Santo.

Assim sendo, objetivando a comparação entre diferentes equações, foi utilizada a equação geral para as cidades de Ferros e Guanhães (MG), localidades com equações disponíveis mais próximas da área de estudo, desenvolvida por Oliveira (2006) a partir de dados diários de precipitação do período compreendido entre 1969 e 2005 (equação 5.15):

$$EI_m = 137,09(Rc)^{0,7717} \quad (5.15)$$

Para estimar os valores de erosividade foram utilizadas as ferramentas de interpolação espacial pelo inverso da distância ponderada (*Inverse Distance Weighted - IDW*), sugerida por alguns autores (*e.g.* SILVA, 2004b; GONÇALVES *et al.*, 2006; FIDALGO *et al.*, 2012; BARBOSA *et al.*, 2018).

5.2.3 Fator de cobertura (Fator C)

A cobertura corresponde a um fator adimensional que mede a relação entre as perdas de solo em uma área cultivada em uma determinada condição e as perdas correspondentes em um terreno continuamente cultivado. À medida que uma cobertura é adicionada ao solo, o valor do fator se aproxima de zero, fazendo com que as variáveis associadas ao uso e manejo do solo sejam avaliadas de forma conjunta.

Entretanto, Bertol *et al.* (2001) salientam a relevante dificuldade relacionada à quantificação desse fator em virtude das diversas combinações possíveis entre a erosividade, tipos de culturas, sistemas de cultivo e formas de preparo e manejo para cada solo. Considerando essa dificuldade, ferramentas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas como uma alternativa para a determinação desse elemento (ALMAGRO *et al.*, 2019).

Neste sentido, destaca-se o desenvolvimento de índices espectrais, desenvolvidos para o monitoramento e caracterização das condições e distribuições espaciais de diferentes alvos na superfície terrestre, tais como espaços construídos, estruturas vegetais e corpos hídricos, por meio de assinaturas espectrais (LIU, 2006; BEZERRA, 2019).

Com relação à análise da vegetação, podem ser citados o NDVI, o Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil-Adjusted Vegetation Index - SAVI*), Índice de Vegetação Perpendicular (*Perpendicular Vegetation Index – PVI*), Índice de Vegetação Resistente à Atmosfera (*Atmospherically Resistant Vegetation Index – ARVI*) e o Índice de Vegetação Melhorado (*Enhanced Vegetation Index – EVI*), dentre outros.

De modo geral, esses índices correspondem a algoritmos que visam simplificar os dados de diferentes bandas espectrais (comumente as bandas do visível e infravermelho), por meio de operações de soma, diferença e razão, para um único valor que pode ser correlacionado aos parâmetros físicos da vegetação, como biomassa, produtividade, índice de área foliar ou porcentagem da cobertura da vegetação.

O NDVI tem sido amplamente empregado para descrever as características espaço-temporais da cobertura do solo, incluindo a porcentagem de cobertura vegetal (KAUFMANN *et al.*, 2003). Esse índice, proposto por Rouse *et al.* (1973) consiste na determinação da diferença de reflectância espectral entre as faixas vermelha e infravermelho próximo de imagens de satélite (equação 5.16).

$$NDVI = \left(\frac{NIR - RED}{NIR + RED} \right) \quad (5.16)$$

Em que:

NIR = corresponde à reflectância espectral da superfície na faixa do infravermelho próximo (banda 5 do sensor OLI/Landsat 8);

RED = corresponde à reflectância espectral da superfície na faixa vermelha (banda 4 do sensor OLI/Landsat 8).

Os valores do NDVI variam de - 1 a + 1, sendo positivos quando os alvos correspondem a solos expostos (geralmente entre 0,1 e 0,4) e vegetação (0,2 e 0,9). Os valores mais elevados desse

índice são atribuídos a áreas caracterizadas por cobertura vegetal mais densa, enquanto corpos hídricos e nuvens são representados por valores negativos (LIU, 2006).

A equação simples do NDVI e sua relação direta com a capacidade fotossintética da vegetação possibilitam a sua aplicação na agricultura, silvicultura, ecologia, biodiversidade, modelagem de habitats, migrações de espécies, fenologia da superfície terrestre, processos do sistema terrestre (como a ciclagem de nutrientes e a evapotranspiração), incluindo ainda as ciências econômicas, sociais e médicas (ROBINSON *et al.*, 2017).

Uma das principais vantagens desse índice é o conceito de razão, que reduz diversas formas de ruídos multiplicativos como diferenças de iluminação, sombra de nuvens, determinadas variações topográficas e atenuação atmosférica (ROSA, 2009). Além disso, como são empregadas bandas espectrais presentes em quase todos os sensores remotos, o NDVI é usado em diversas escalas, abrangendo investigações em detalhe àquelas realizadas em escala global (WALTHALL *et al.*, 2004).

Nesta pesquisa, para a obtenção do NDVI foram utilizadas imagens obtidas pelo sensor OLI/Landsat 8, que fornece nove bandas multiespectrais, indicadas na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Caracterização geral das bandas do sensor OLI do satélite Landsat 8.

Banda	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial (m)
Band 1 – Costeira/aerossol (também denominada ultra-azul)	0,43 – 0,45	30
Band 2 - Azul	0,45 – 0,51	30
Band 3 - Verde	0,53 – 0,59	30
Band 4 - Vermelho	0,64 – 0,67	30
Band 5 – Infravermelho próximo (<i>Near InfraRed</i> – NIR)	0,85 – 0,88	30
Band 6 – Infravermelho de ondas curtas (<i>Short Wave InfraRed</i> - SWIR1)	1,57 – 1,65	30
Band 7 – Infravermelho de ondas curtas (<i>Short Wave InfraRed</i> - SWIR2)	2,11 – 2,29	30
Band 8 – Pancromática	0,50 – 0,68	15
Band 9 - Cirrus	1,36 – 1,38	30

Fonte: *United States Geological Survey* - USGS (2020).

O programa Landsat foi desenvolvido pela NASA, visando a aquisição de dados espaciais, temporais e espectrais da superfície terrestre de forma global, repetitiva e sinóptica (ROSA, 2009). O primeiro satélite do programa foi lançado em 1972 (inicialmente denominado *Earth Resources Technology Satellite* – ERTS e posteriormente renomeado para Landsat 1), originando um acervo que atualmente é formado por milhões de cenas imageadas.

O satélite Landsat 8, lançado em fevereiro de 2013, possui resolução temporal de 16 dias e resolução radiométrica de 12 bits (4.096 tons de cinza) redimensionada para 16 bits (55.000 tons de cinza), com área imageada de 185 km². Além do sensor OLI, o Landsat 8 possui um sensor infravermelho termal (*Thermal Infrared Sensor – TIRS*), que coleta dados em duas bandas térmicas com resolução espacial de 100 m, visando o apoio em aplicações emergentes, como a modelagem da evapotranspiração para o monitoramento do consumo de água em áreas irrigadas (USGS, 2020).

Assim, para a análise de sensibilidade foram utilizadas duas imagens de satélite anteriores ao rompimento da Barragem de Fundão, obtidas nos dias 14 de maio de 2013 e 11 de outubro de 2015 e disponíveis, gratuitamente, no *website* da USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Faz-se importante destacar que nas pesquisas que envolvem a detecção e o monitoramento de alterações na superfície terrestre utilizando imagens multitemporais é necessário considerar os efeitos atmosféricos de absorção e dispersão, irradiância solar e o ruído causado pelo detector (COPPIN *et al.* 2004).

Desse modo, a correção atmosférica constitui uma etapa importante no pré-processamento das imagens, uma vez que a atmosfera pode causar uma diminuição do contraste entre os alvos, impossibilidade de separação de alvos caracterizados por reflectâncias semelhantes e redução da capacidade de detecção de alvos muito pequenos (ROSA, 2009).

Destarte, as imagens utilizadas na análise de sensibilidade foram submetidas à correção atmosférica por meio do *Semi-Automatic Classification Plugin* (SCP), um complemento desenvolvido por Congedo (2016) para o QGIS, *software* utilizado nessa pesquisa na versão 3.12.2. Dentre as diversas formas de pré-processamento disponíveis em um ambiente SIG, como aquelas propostas por Santos *et al.* (2014) e Urbanski (2014) para o ArcGIS, esse *plugin* foi escolhido pela sua simplicidade e facilidade de uso.

O SCP utiliza o método de correção baseado na subtração do pixel escuro (*dark object subtraction – DOS*), proposto por Chavez Jr. (1988). Nesse método, a interferência atmosférica é determinada a partir dos números digitais da imagem de satélite, não considerando a absorção atmosférica. Assim, pode ser empregado nas situações nas quais os efeitos atmosféricos não são prejudiciais às análises posteriores ou quando não é possível o acesso aos parâmetros de correção dos modelos mais complexos (ZANOTTA *et al.*, 2019).

O método DOS considera que em cada banda da imagem há um pixel que deveria possuir nível de cinza igual a zero, correspondendo um objeto muito escuro na cena como, por exemplo, um corpo hídrico sem sedimentos. Entretanto, o sensor identifica um valor diferente de zero como consequência dos efeitos atmosféricos, que acrescentam a todos os pixels uma quantidade constante de radiação. Como resultado, tem-se nas imagens uma névoa azulada, que pode ser observada em uma composição de cores verdadeiras. Essa névoa pode ser corrigida pela subtração do valor da constante identificada para o pixel escuro em todos os outros pixels da banda (PONZONI *et al.*, 2012; ZANOTTA *et al.*, 2019).

Após a determinação do NDVI, foram empregados dois métodos para a obtenção do fator C. O primeiro método, denominado neste trabalho C_{VK} (equação 5.17), foi sugerido por Van der Knijff *et al.* (1999), enquanto o segundo método, denominado C_r (equação 5.18), foi proposto por Durigon *et al.* (2014). Ressalta-se que ambos os métodos foram aplicados por meio da extensão GISus-M (OLIVEIRA, 2014) para ArcGIS.

$$C_{VK} = \exp\left(-\alpha \frac{NDVI}{(\beta - NDVI)}\right) \quad (5.17)$$

$$C_r = 0,1 \left(\frac{-NDVI + 1}{2} \right) \quad (5.18)$$

Em que:

C_r e C_{VK} = fatores C estimados;

α e β = parâmetros relacionados ao formato da curva que associa o NDVI ao fator C.

No método de determinação C_{VK} , considerando as condições climáticas da Europa, os valores mais adequados dos parâmetros α e β (equação 5.23), correspondem, respectivamente a 2 e 1 (VAN DER KNIJFF *et al.*, 2000).

Por sua vez, Durigon *et al.* (2014) propuseram um método baseado no redimensionamento do NDVI, denominado C_r , que seria, de acordo com os autores, mais adequado para climas tropicais, assinalados por alta intensidade de chuvas, quando comparado a outros modelos desenvolvidos para condições climáticas diferentes dessa. De acordo com esse método, áreas caracterizadas por uma maior cobertura vegetal apresentam NDVI tendendo para +1, enquanto o fator C é próximo de 0.

Dessa forma, nessa pesquisa, além da metodologia proposta por Durigon *et al.* (2014), foi aplicado o fator de correção de 0,1, indicado por Almagro *et al.* (2019).

5.2.4 Fator de prática conservacionista (Fator P)

O fator P mede a relação entre a perda de solo e uma determinada prática conservacionista com a perda correspondente considerando a cultura implantada no sentido do declive (WISCHMEIER; SMITH, 1978).

Esse fator é responsável por práticas de controle que reduzem o potencial de erosão do escoamento superficial uma vez que influencia nos padrões de drenagem, concentração do escoamento, sua velocidade e forças hidráulicas exercidas pelo escoamento na superfície do solo (RENARD *et al.*, 1991).

Dentre as práticas conservacionistas mais comumente utilizadas em culturas anuais podem ser citados o terraceamento, plantio em contorno e alternância de capinas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2014). O valor do fator P diminui adotando essas práticas de conservação uma vez que reduzem o volume e a velocidade do escoamento e estimulam a deposição de sedimentos na superfície da encosta. Quanto menor o valor do fator P, melhor é a prática para controlar a erosão do solo (PANAGOS *et al.*, 2015b).

Ressalta-se que nesta pesquisa os valores referentes ao fator P foram obtidos de forma concomitante ao fator C considerando os métodos sugerido por Van der Knijff *et al.* (1999) e Durigon *et al.* (2014).

5.2.5 Integração de fatores para mapeamento de riscos de erosão

Os mapas de risco à erosão foram elaborados através da integração dos fatores estimados utilizando a álgebra de mapas, por meio da multiplicação das camadas geradas no ambiente SIG utilizando a extensão GISus-M (OLIVEIRA, 2014), os quais possibilitaram a comparação dos resultados obtidos e, conseqüentemente, a análise de sensibilidade.

5.3 Estimativa da taxa de erosão

As taxas de erosão dos cenários anterior e subseqüente ao rompimento da Barragem de Fundão foram estimadas a partir das metodologias definidas na análise de sensibilidade para a obtenção dos fatores topográfico, erosividade e uso e manejo do solo.

Os subtópicos seguintes descrevem a metodologia utilizada para a determinação do fator referente à erodibilidade do solo e do rejeito, além de caracterizar as parcelas de monitoramento da erosão mantidas pela Fundação Renova e utilizadas para comparação das taxas de erosão determinadas por meio da aplicação da USLE.

5.3.1 Fator de erodibilidade do solo (Fator K)

O mapa de solos que contempla a área de estudo, elaborado pela UFV (2010), foi utilizado para a identificação das unidades pedológicas e posterior determinação do fator K por meio de pesquisa bibliográfica.

Os valores desse parâmetro foram obtidos nos trabalhos desenvolvidos por Resck *et al.* (1981), Rodrigues do Ó (1986), Silva *et al.* (1986), Marques (1996), Hernani *et al.* (1997), Mannigel *et al.* (2002), Silva *et al.* (2009), Silva *et al.* (2010b), Chagas *et al.* (2011), Demarchi e Zimback (2014), Corrêa *et al.* (2015), Clemente *et al.* (2017), Silva *et al.* (2016a), Morais e Sales (2017) e Vansan (2017).

A erodibilidade é uma função da textura do solo, do conteúdo de matéria orgânica e da sua permeabilidade, fazendo com que alguns tipos de solo sejam naturalmente mais propensos à erosão do solo.

Wischmeier e Smith (1978) e Renard *et al.* (1997) propuseram uma aproximação algébrica (equação 5.19) considerando cinco características diferentes do solo (conteúdo de matéria orgânica, permeabilidade, textura, estrutura e fragmentos grossos):

$$K = \frac{[2,1 \times 10^{-4}(12 - OM) \times M_p^{1,14} + 3,25 \times (s' - 2) + 2,5 \times (p - 3)]}{759,4} \quad (5.19)$$

Em que:

K = erodibilidade (t.MJ⁻¹.hmm⁻¹);

OM = conteúdo de matéria orgânica (%);

s' = estrutura do solo;

p = classe de permeabilidade.

Os parâmetros “s” e “p” descrevem a estrutura e a permeabilidade do solo, com valores indicados nas Tabelas 5.4 e 5.5; enquanto M_p é o parâmetro do tamanho de partícula, que pode ser determinado por meio da equação 5.20 (BLANCO; LAL, 2008):

$$M_p = (\% \text{ silte} + \% \text{ de areia muito fina}) \times (100 - \% \text{ argila}) \quad (5.20)$$

Tabela 5.4 - Valores de s' atribuídos aos perfis de solo de acordo com à sua estrutura.

Classe de estrutura do solo	Valores de classe da estrutura do solo (s')
Granular muito fina	1
Granular fina	2
Granular média ou grande	3
Bloco ou maciça	4

Fonte: Wischmeier e Smith (1978)

Tabela 5.5 - Valores de “p” atribuídos aos perfis de solo de acordo com suas características de drenagem.

Classe textural ¹	Classe de permeabilidade ²	Valores de permeabilidade (p)
Arenosa	Rápida	1
Areia-franca e franco arenosa	Moderada a rápida	2
Franca, franco-siltosa e siltosa	Moderada	3
Franco-argilo-arenosa e franco-argilosa	Lenta a moderada	4
Franco-argilo-siltosa e argilo-arenosa	Lenta	5
Muito argilosa, argilosa e argilo-siltosa	Muito lenta	6

Fonte: ¹U. S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service - USDA (1983); ²Wischmeier *et al.* (1971).

Para a definição do valor do fator K referente ao rejeito foram utilizados dados referentes à textura e concentração de carbono orgânico de 101 amostras de testemunhos coletadas e analisadas por meio do Programa de Monitoramento Quali-quantitativo da Água e dos Sedimentos (PMQQS) do Rio Doce desenvolvido pela Fundação Renova.

As amostras de testemunhos foram coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rios Gualaxo do Norte (municípios de Mariana e Barra Longa), Carmo (em Barra Longa) e Doce (a montante da UHE Candonga), indicadas na Figura 5.6.

As características texturais (frações areia total, silte e argila) e concentração de carbono orgânico dessas amostras foram utilizadas para a determinação dos parâmetros indicados por Wischmeier e Smith (1978) e Renard *et al.* (1997) para obtenção dos valores do fator K. O *software* Texture AutoLookup (TAL), desenvolvido por Christopher e Mokhtaruddin (1996)

foi utilizado para a construção de diagramas triangulares e classificação textural das amostras de rejeito.

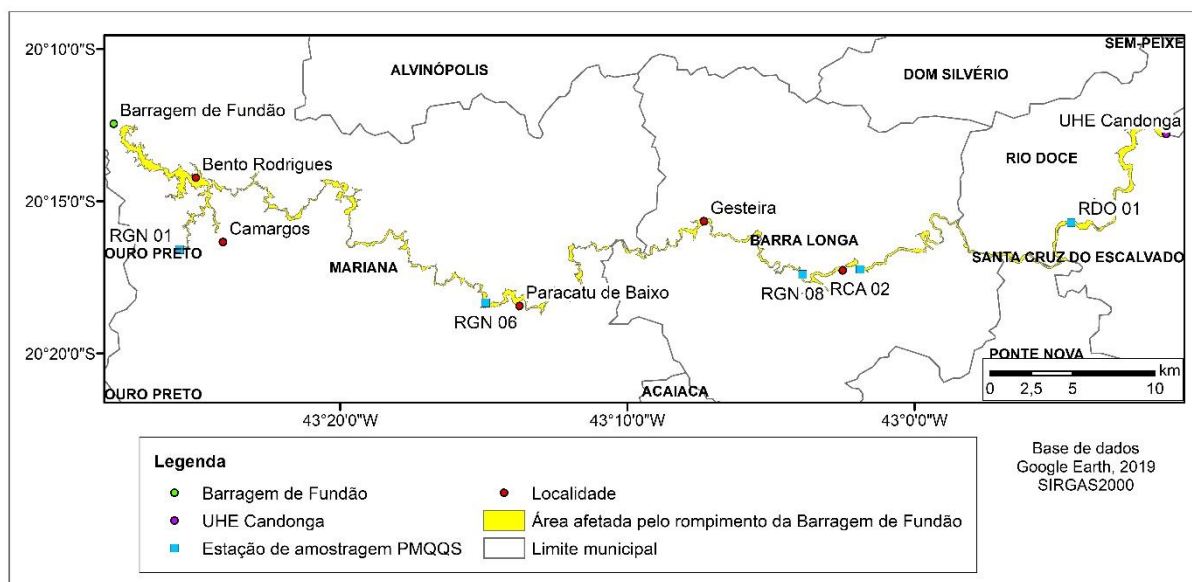


Figura 5.6 - Localização das estações de amostragem de sedimentos do Programa de Monitoramento Quali-quantitativo da Água e dos Sedimentos (PMQQS) do Rio Doce utilizadas para análise do fator K.

A Tabela 5.6 exibe a descrição sucinta da localização das estações e o número de amostras coletadas e contempladas nesse trabalho. Destaca-se que a amostragem foi realizada entre os meses de janeiro e julho de 2018 a uma profundidade variando entre 2 cm e 100 cm.

Tabela 5.6 - Caracterização das estações de amostragem de sedimentos localizadas nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

Código da estação	Nome do Ponto	Município	Descrição do ponto de amostragem	Número de amostras analisadas
RGN 01	Gualaxo Norte 01 - Mariana	Mariana/MG	Rio Gualaxo do Norte a montante da confluência com o Córrego Santarém	14
RGN 06	Gualaxo Norte 06 - Mariana	Mariana/MG	Ponte em Paracatu	15
RGN 08	Gualaxo Norte 08 - Barra Longa	Barra Longa/MG	Em ponte entre Gesteira e Barra Longa, a cerca de 1,0 km da foz no Rio do Carmo	21
RCA 02	Carmo 02 – Barra Longa	Barra Longa/MG	Em Barra Longa, após a confluência com o Rio Gualaxo do Norte (sobre ponte na saída de Barra longa)	25
RDO 01	Doce 01 – Rio Doce	Rio Doce/MG	A montante da UHE Risoleta Neves, na ponte da BR-120 na chegada do município de Santa Cruz do Escalvado	26

Fonte: Modificado de Golder Associates (2017).

As estimativas do fator K, desenvolvidas por Godoi *et al.* (2021) utilizando o nomograma proposto por Wischmeier, indicam valores que variam de 0,0002 a 0,0636 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, com um valor médio de 0,0181 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. De acordo com esses pesquisadores, a erodibilidade do solo no Brasil é menor do que na Europa e nos Estados Unidos, mas maior do que em solos chineses, com maiores valores sendo observados na região da Amazônia Ocidental, onde as florestas são a principal cobertura.

5.3.2 Fatores de cobertura (Fator C) e prática conservacionista (fator P)

Visando a determinação das taxas de erosão nos cenários anterior e posterior ao rompimento da Barragem de Fundão foram utilizadas 26 imagens do sensor OLI/Landsat 8 abrangendo diferentes períodos climáticos entre os anos 2013 e 2020 (Tabela 5.7). Buscou-se no acervo disponível a seleção das cenas caracterizadas pela ausência ou por pouca cobertura de nuvens.

Ressalta-se que o uso do solo na região, de acordo com dados da ANA (2016), era representado por pastagens (correspondendo a cerca de 97,6% da região), vegetação nativa (aproximadamente 2,0%) e menores proporções de corpos hídricos (0,2%), áreas de mineração (0,1%) e áreas urbanas (<0,1%), indicados na Figura 5.7.

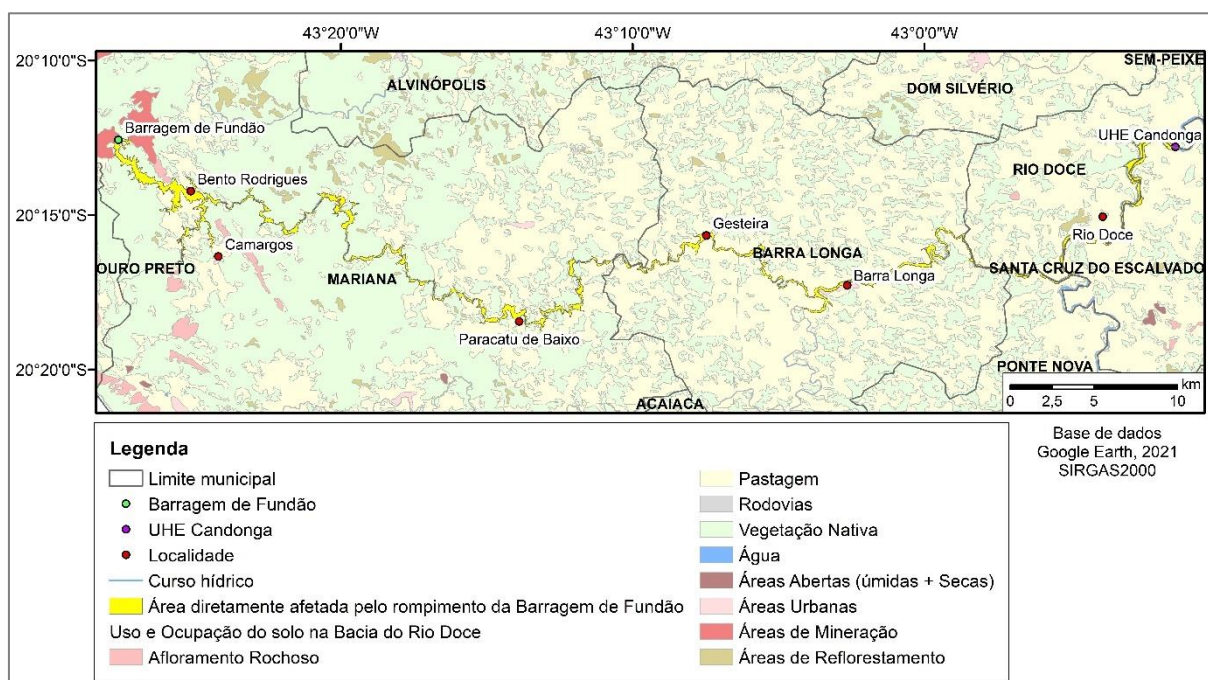


Figura 5.7 - Uso e cobertura do solo na região abrangida nessa pesquisa de acordo com a ANA (2016).

Tabela 5.7 - Imagens Landsat 8/OLI utilizadas nessa pesquisa em cada um dos cenários propostos.

Cenário	Data	Descrição
Anterior ao rompimento	14/05/2013	Presença de nuvens em toda a área, principalmente até as proximidades de Paracatu de Baixo
	01/07/2013	Presença de nuvens em toda a área, principalmente na região de Bento Rodrigues
	02/08/2013	Presença de nuvens entre Gesteira e a cidade de Rio Doce
	04/07/2014	Ausência de nuvens
	05/08/2014	Presença de nuvens nas proximidades de Barra Longa
	22/09/2014	Raras nuvens entre a Barragem de Fundão e jusante de Bento Rodrigues e entre Paracatu de Baixo e Gesteira
	13/02/2015	Raras nuvens entre Bento Rodrigues e Paracatu de Baixo e entre Gesteira e Barra Longa
	24/08/2015	Raras nuvens entre a Bento Rodrigues e Paracatu de Baixo e entre Barra Longa e a UHE Candonga
	25/09/2015	Ausência de nuvens
	11/10/2015	Raras nuvens entre Bento Rodrigues e Gesteira e nas proximidades da UHE Candonga
Rompimento	12/11/2015	Raras nuvens nas proximidades de Barra Longa
	31/01/2016	Raras nuvens entre Bento Rodrigues e Gesteira e nas proximidades da cidade de Rio Doce
Posterior ao rompimento	20/04/2016	Presença de nuvens entre Bento Rodrigues e Paracatu e raras nuvens entre Barra Longa e a cidade de Rio Doce
	25/07/2016	Ausência de nuvens
	10/08/2016	Ausência de nuvens
	11/09/2016	Poucas nuvens entre Bento Rodrigues e Paracatu de Baixo e entre Gesteira e Barra Longa
	06/03/2017	Raras nuvens entre Bento Rodrigues e Paracatu de Baixo
	28/05/2018	Poucas nuvens entre Bento Rodrigues e Gesteira e raras nuvens entre Barra Longa e Rio Doce
	01/09/2018	Raras nuvens entre Barra Longa e a cidade de Rio Doce
	22/12/2018	Ausência de nuvens
	02/07/2019	Ausência de nuvens
	03/08/2019	Presença de nuvens nas proximidades de Bento Rodrigues, raras nuvens entre Bento Rodrigues e Paracatu e entre Barra Longa e a UHE Candonga
19/08/2019	Raras nuvens nas proximidades de Bento Rodrigues e Barra Longa	
04/09/2019	Ausência de nuvens	
01/05/2020	Ausência de nuvens	
02/06/2020	Presença de nuvens entre Barra Longa e a UHE Candonga	

Destaca-se que essas imagens foram submetidas à correção atmosférica por meio do plugin para QGIS denominado SCP (CONGEDO, 2016), assim como descrito no item 5.2.3 desta tese.

5.3.3 Integração de fatores para mapeamento de riscos de erosão

Semelhantemente ao procedimento realizado para a integração dos fatores na análise de sensibilidade, os mapas de risco à erosão foram obtidos por meio da multiplicação das camadas geradas no ambiente SIG utilizando a extensão GISus-M (OLIVEIRA, 2014).

Além disso, buscou-se analisar o Potencial Natural à Erosão (PNE), que pode ser obtido pelos fatores condicionantes do meio físico (R, K e LS) e permite a identificação de áreas caracterizadas por maior risco aos processos erosivos. Ressalta-se que nessa análise as áreas são consideradas continuamente destituídas de cobertura vegetal e sem a interferência antrópica (VALÉRIO FILHO, 1994).

A determinação do PNE foi realizada por meio da equação 5.21:

$$\text{PNE} = R \cdot L \cdot LS \quad (5.21)$$

A determinação do PNE por meio da álgebra de mapas foi realizada no *software* ArcGIS 10.5, enquanto a matriz de correlação, construída para a avaliação da influência de cada fator no valor do PNE, foi obtida no *software* QGIS 3.12.2 através da função “r.covar”.

5.3.4 Taxas de erosão obtidas em parcelas experimentais

A Fundação Renova manteve entre os anos de 2017 e 2019 três conjuntos de cinco parcelas de monitoramento da erosão (totalizando 15 parcelas) localizadas nas proximidades da comunidade das Pedras, Ponte do Gama e Barra Longa (Figura 5.8). Essas parcelas de monitoramento possuíam formato retangular com cerca de 25 x 5 m de dimensão.

Nessas parcelas, com dimensões aproximadas de 25 m x 5 m, foram empregados diferentes tratamentos, em 3 repetições (Tabela 5.8), que consistiam em: (T1) coveamento + adubação + semeio manual + retentores de sedimentos; (T2) coveamento + adubação + semeio manual; (T3) coveamento + hidrossemeadura; e (T4) coveamento + adubação + semeio manual + aplicação de biomantas antierosivas.

Ressalta-se que o semeio manual consistiu na aplicação de uma mistura de leguminosas e gramíneas, pertencentes às famílias Fabaceae (tais como guandu, pueraria, soja-perene, remoço-branco, ervilhaca e feijão-miúdo) e Poaceae (como, por exemplo, sorgo forrageiro, aveia preta, capim vaqueiro e azevém), em uma proporção de 300 kg/ha (FUNDAÇÃO RENOVA, 2018).

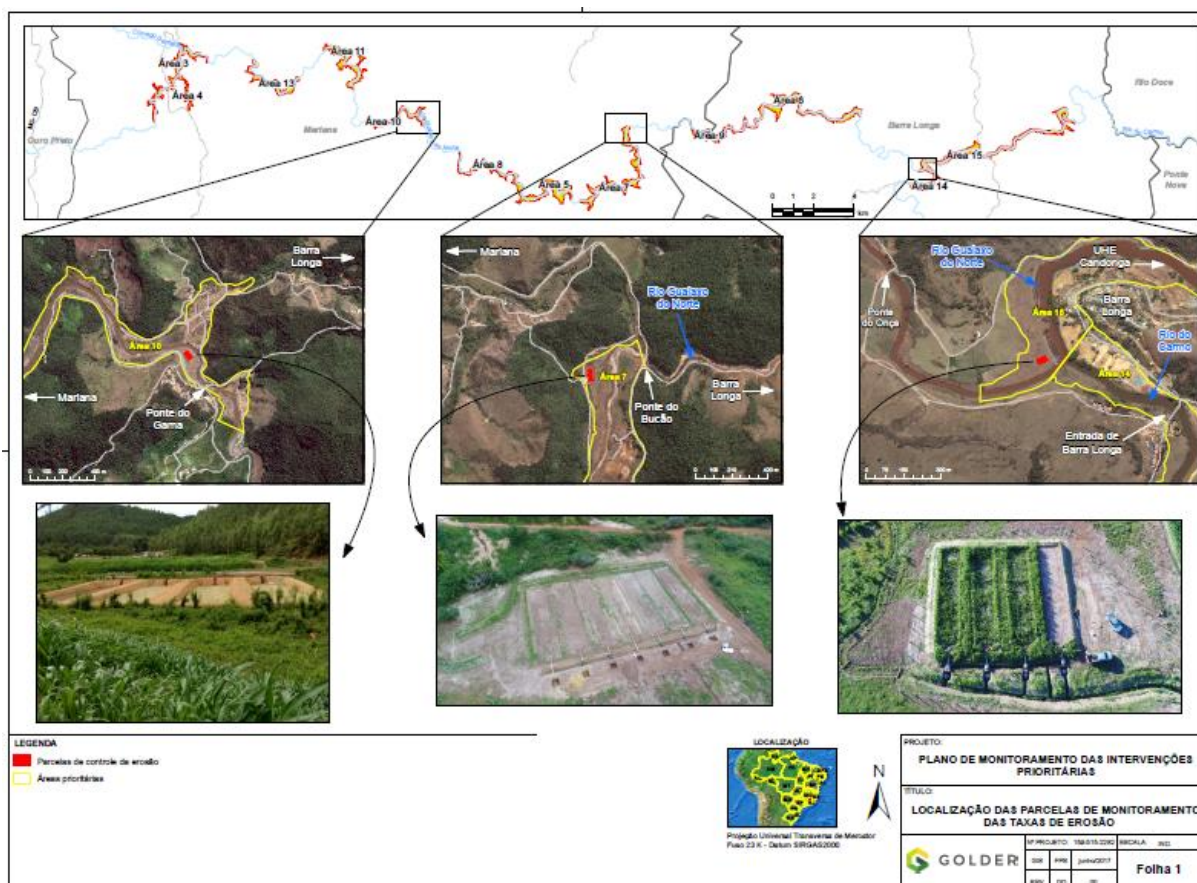


Figura 5.8 - Localização das parcelas de monitoramento das taxas de erosão.
Fonte: Fundação Renova (2018).

Havia ainda 3 parcelas de controle em áreas com rejeito exposto, utilizadas para comparação da eficácia dos tratamentos utilizados. Uma vez que o objetivo nessas parcelas consistia na avaliação do comportamento erosivo do rejeito na ausência total de vegetação, atividades de manutenção, tais como capina manual e roçada, foram empregadas. Entretanto, essas atividades foram desenvolvidas com o cuidado de não promover o revolvimento da camada superficial de rejeito (FUNDAÇÃO RENOVA, 2018).

Tabela 5.8 - Localização, quantidade e tipos de tratamento das parcelas de monitoramento de erosão.

Área	Quantidade de parcelas por tratamento					Total	Data de início
	Controle	T1	T2	T3	T4		
Barra Longa	1	3				4	15/03/17
Pedras	1		3	3		7	07/05/17
Ponte do Gama	1				3	4	10/04/17
Total	3	3	3	3	3	15	

Fonte: Fundação Renova (2018, p. 129).

Cada parcela possuía pluviômetros e equipamento para a medição do escoamento superficial, este último contendo dois pares de caçambas basculantes (volumes de 0,5 L e 1,5 L), contadores

e *data loggers* (modelo HOBO® Pendant® Event Data Logger - UA-003-64) que registravam cada vez que as caçambas basculavam (FUNDAÇÃO RENOVA, 2018).

Uma parcela do fluxo contendo os sedimentos que passava pela caçamba basculante era direcionada para uma caixa de coleta, utilizada para amostragem do escoamento contendo os sedimentos carregados das parcelas. Uma visão geral do sistema composto pela parcela, caçamba basculante e caixa coletora pode ser observado na Figura 5.9.



Figura 5.9 - Visão geral do sistema formado por caçamba basculante e caixa coletora implantado na parcela de monitoramento das taxas de erosão situada na região de Barra Longa.

Fonte: Fundação Renova (2018, p. 134).

A coleta de amostras foi realizada após os eventos chuvosos, compreendendo a homogeneização da água e sedimentos contidos na caixa. Para a determinação de sólidos em suspensão total foram coletadas três alíquotas de 750 mL (FUNDAÇÃO RENOVA, 2018).

A perda de solo em cada evento pode ser determinada a partir dos dados relacionados à área de cada parcela, ao volume de escoamento superficial e à concentração (massa/volume) dos sólidos em suspensão totais das amostras coletadas, utilizando-se a equação 5.22:

$$\text{Perda de solo} \left[\frac{\text{massa}}{\text{área}} \right] = \frac{\left(\text{escoamento superficial} [\text{volume}] \times \text{concentração} \left[\frac{\text{massa}}{\text{volume}} \right] \right)}{\text{Área da parcela} [\text{área}]} \quad (5.22)$$

O somatório das perdas de solo de todos os eventos em uma determinada área ao longo de um ano forneceu a taxa de erosão, considerando o tipo de cobertura ou o uso do solo empregado nesse local.

5.4 Transporte de sedimentos

Para a caracterização dos sedimentos transportados e comparação dos dados provenientes da estimativa das taxas de erosão, foram utilizados dados referentes à concentração de sedimentos em suspensão e no leito, assim como informações associadas à descarga líquida, obtidos em estações fluviométricas monitoradas pela ANA, IGAM e Fundação Renova.

5.4.1 Dados pluviométricos e fluviométricos

Na área analisada nesta pesquisa há uma estação pluviométrica (código 02043027) e uma estação fluviométrica (código 56336001), ambas denominadas Fazenda Ocidente e sob responsabilidade da ANA. Essas estações de monitoramento estão localizadas no segmento fluvial compreendido entre Gesteira e Barra Longa (Figura 5.10).

A série temporal da estação pluviométrica abrange o período compreendido entre abril de 1967 e maio de 2020, enquanto a estação fluviométrica possui dados de vazão e cotas compreendendo os anos de 1938 e 2020.

5.4.2 Dados sedimentométricos

O IGAM possui três estações de monitoramento da qualidade da água no segmento fluvial analisado nesta pesquisa (Figura 5.10). Essas estações estão localizadas nos rios Gualaxo do Norte (estação RD011), Carmo (estação RD071) e Doce (estação RD072).

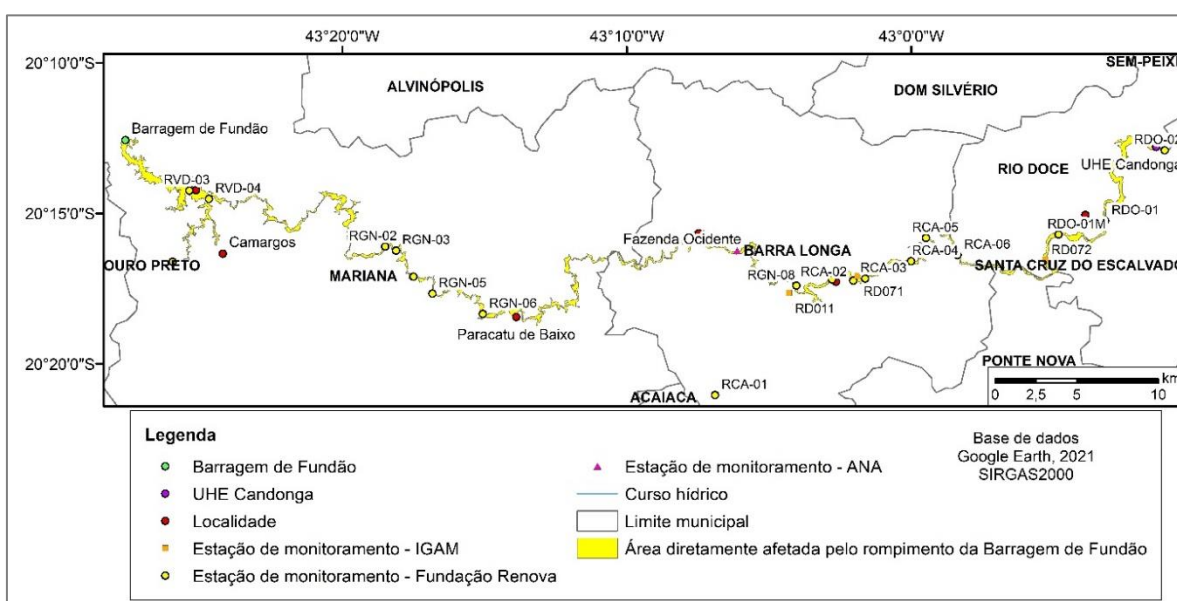


Figura 5.10 - Pontos de amostragem de qualidade da água e sedimentos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021); Golder Associates (2017).

Com relação à série temporal, a estação de monitoramento RD011 foi implantada após o rompimento da Barragem de Fundão, contendo dados entre setembro de 2016 e junho de 2020. Os dados associados às estações de monitoramento RD071 e RD072 abrangem o período compreendido entre maio de 2008 e junho de 2020.

A Fundação Renova implantou entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga 18 estações de monitoramento da qualidade da água e sedimentos. Dessas estações, duas estão localizadas no Córrego Santarém (vertedouros dos diques S3 e S4); oito pontos estão situados no Rio Gualaxo do Norte, sendo que um ponto está localizado a montante da confluência com o Córrego Santarém em um trecho não afetado pelo rompimento (RGN 01); seis pontos estão localizados no Rio do Carmo, com uma estação (RCA 02) situada na região de Acaiaca, não atingida pelos rejeitos; uma estação no Rio Piranga (RPG 01), em segmento não afetado pelo rompimento e 1 ponto no Rio Doce, a montante da cidade homônima (Figura 5.9). Destaca-se que a estação RDO 02 está localizada a jusante do vertedouro da UHE Candonga.

A Fundação Renova utiliza dois tipos de estações automáticas, denominadas Tipo I e Tipo II. As estações do Tipo I monitoram em tempo real o nível do rio, a precipitação pluviométrica e a temperatura do ar, enquanto as estações do Tipo II, além desses mesmos parâmetros, possuem uma sonda multiparamétrica para medição de indicadores de qualidade da água (GOLDER ASSOCIATES, 2017).

A Tabela 5.9 apresenta uma descrição sucinta das estações de monitoramento localizadas no segmento fluvial analisado nessa pesquisa, com indicação dos parâmetros monitorados.

Tabela 5.9 - Estações de monitoramento da qualidade da água e sedimentos implantadas ao longo dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

Curso hídrico	Código	Nome	Município	Parâmetros monitorados	Estação automática
Córrego Santarém	RVD 03	Dique S3	Mariana/MG	qualidade da água e sedimentos	Não
	RVD 04	Dique S4	Mariana/MG	qualidade da água e sedimentos	Não
Rio Gualaxo do Norte	RGN 01	Gualaxo Norte 01 - Mariana	Mariana/MG	nível d'água, precipitação, descarga líquida, qualidade da água e sedimentos	Sim
	RGN 02	Gualaxo Norte 02 - Mariana	Mariana/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RGN 03	Gualaxo Norte 03 - Mariana	Mariana/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RGN 04	Gualaxo Norte 04 - Mariana	Mariana/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não

Tabela 5.9 - Estações de monitoramento da qualidade da água e sedimentos implantadas ao longo dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

Curso hídrico	Código	Nome	Município	Parâmetros monitorados	Estação automática
Rio Gualaxo do Norte	RGN 05	Gualaxo Norte 05 - Mariana	Mariana/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RGN 06	Gualaxo Norte 06 - Mariana	Mariana/MG	nível d'água, precipitação, descarga líquida, qualidade da água e sedimentos	Sim
	RGN 07	Gualaxo Norte 07 - Mariana	Mariana/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RGN 08	Gualaxo Norte 08 - Barra Longa	Barra Longa	nível d'água, precipitação, temperatura do ar, descargas líquida e sólida, qualidade da água e sedimentos	Sim
Rio do Carmo	RCA 01	Carmo01 - Acaiaca	Acaiaca/MG	nível d'água, precipitação, descarga líquida, qualidade da água e sedimentos	Sim
	RCA 02	Carmo02 - Barra Longa	Barra Longa/MG	nível d'água, precipitação, descarga líquida, qualidade da água e sedimentos	Sim
	RCA 03	Carmo03 - Barra Longa	Barra Longa/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RCA 04	Carmo04 - Barra Longa	Barra Longa/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RCA 05	Carmo05 - Barra Longa	Barra Longa/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
	RCA 06	Carmo06 - Barra Longa	Barra Longa/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
Rio Piranga	RPG 01	Piranga 01 - Ponte Nova	Ponte Nova/MG	descarga líquida e qualidade da água e sedimentos	Não
Rio Doce	RDO 01	Doce 01 - Rio Doce	Rio Doce/MG	nível d'água, precipitação, temperatura do ar, descargas líquida e sólida, qualidade da água e sedimentos	Sim
	RDO 02	Doce 02 - Rio Doce	Rio Doce/MG	nível d'água, precipitação	Não

Fonte: Golder Associates (2017).

Ressalta-se que nas estações automáticas a medição do nível d'água e parâmetros físico-químicos é horária. As medições de descarga líquida possuem periodicidade mensal, sendo realizadas concomitantemente à determinação dos parâmetros de qualidade da água em campo e a coleta das amostras de água. O monitoramento da qualidade dos sedimentos, do material particulado em suspensão e descarga sólida possui frequência trimestral (GOLDER ASSOCIATES, 2017).

Nas estações de monitoramento da descarga sólida também foram realizadas a coleta e análise de material particulado em suspensão quanto aos parâmetros carbono total, fósforo total,

nitrogênio total, além dos elementos alumínio, antimônio, arsênio, bário, boro, cádmio, chumbo, cobre, cromo, ferro, manganês, mercúrio, níquel, selênio vanádio e zinco.

De modo geral, as medições de nível d'água, precipitação, descarga líquida e qualidade da água foram iniciadas no mês de agosto de 2017, enquanto as medições de descarga sólida e qualidade dos sedimentos tiveram início no mês de outubro de 2017.

As medições de descarga líquida e de fundo ocorreram de acordo com as orientações estabelecidas pela ANA, com as primeiras sendo obtidas por meio de medições com método convencional ou acústico (*ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler*). Com relação à metodologia para a determinação da descarga sólida em suspensão foi utilizada a medição indireta pela amostragem da mistura água-sedimento, utilizando os procedimentos indicados pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) e Carvalho (2008). Já para a determinação da distribuição granulométrica dos sólidos suspensos foi utilizado o método da granulometria a laser.

A partir das séries de vazões líquidas e descargas sólidas em suspensão e fundo foram construídas curvas-chave de sedimentos e determinada a descarga sólida total pelo método de Colby (1957).

6 DESENVOLVIMENTO DO ESTUDO

6.1 Caracterização da área de estudo e do evento de ruptura da Barragem de Fundão: impactos e medidas adotadas para a restauração fluvial

Este subtópico apresenta uma breve caracterização da Bacia Hidrográfica do Rio Doce, seguida pela caracterização geomorfológica do sistema fluvial afetado pelo rompimento da Barragem de Fundão, utilizado para a aplicação do modelo integrado de erosão das vertentes e dinâmica de sedimentos proposto nesta pesquisa.

Nos tópicos seguintes, após uma sucinta descrição do evento de ruptura, buscou-se quantificar, por meio da análise de relatórios, imagens e levantamentos de campo, os impactos no sistema fluvial, entre a Barragem de Fundão e a UHE de Candonga, notadamente no tocante à deposição dos sedimentos e às alterações hidromorfológicas. Em seguida, são discutidos os procedimentos adotados visando a restauração do sistema fluvial afetado pelo rompimento da Barragem de Fundão.

6.1.1 Caracterização da Bacia Hidrográfica do Rio Doce

A Bacia Hidrográfica do Rio Doce ocupa uma área de 84 mil km², dos quais 86% estão situados no Estado de Minas Gerais e 14% no Espírito Santo (Figura 6.1). Além disso, 225 municípios estão, total ou parcialmente, inseridos na bacia, que possui uma população residente de aproximadamente 3,6 milhões de habitantes (ANA, 2016).

O Rio Doce recebe essa denominação a partir da confluência dos rios Piranga e do Carmo, entre as cidades de Ponte Nova, Rio Doce e Santa Cruz do Escalvado, localizadas no Estado de Minas Gerais. O curso d'água principal da bacia perfaz 888 km desde a nascente do Rio Xopotó até a sua foz, no Oceano Atlântico, na praia de Regência, município de Linhares, Estado do Espírito Santo (ANA, 2016).

Localizada em uma região de clima tropical úmido, a Bacia Hidrográfica do Rio Doce é caracterizada por padrões de chuva marcados por uma estação chuvosa, de outubro a março, e uma estação seca, entre os meses de abril e setembro. A precipitação média anual na bacia varia entre 1.500 mm, nas nascentes situadas nas serras da Mantiqueira e do Espinhaço, e 900 mm, na região de Aimorés (MG), voltando a aumentar em direção ao litoral (CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME, 2010).

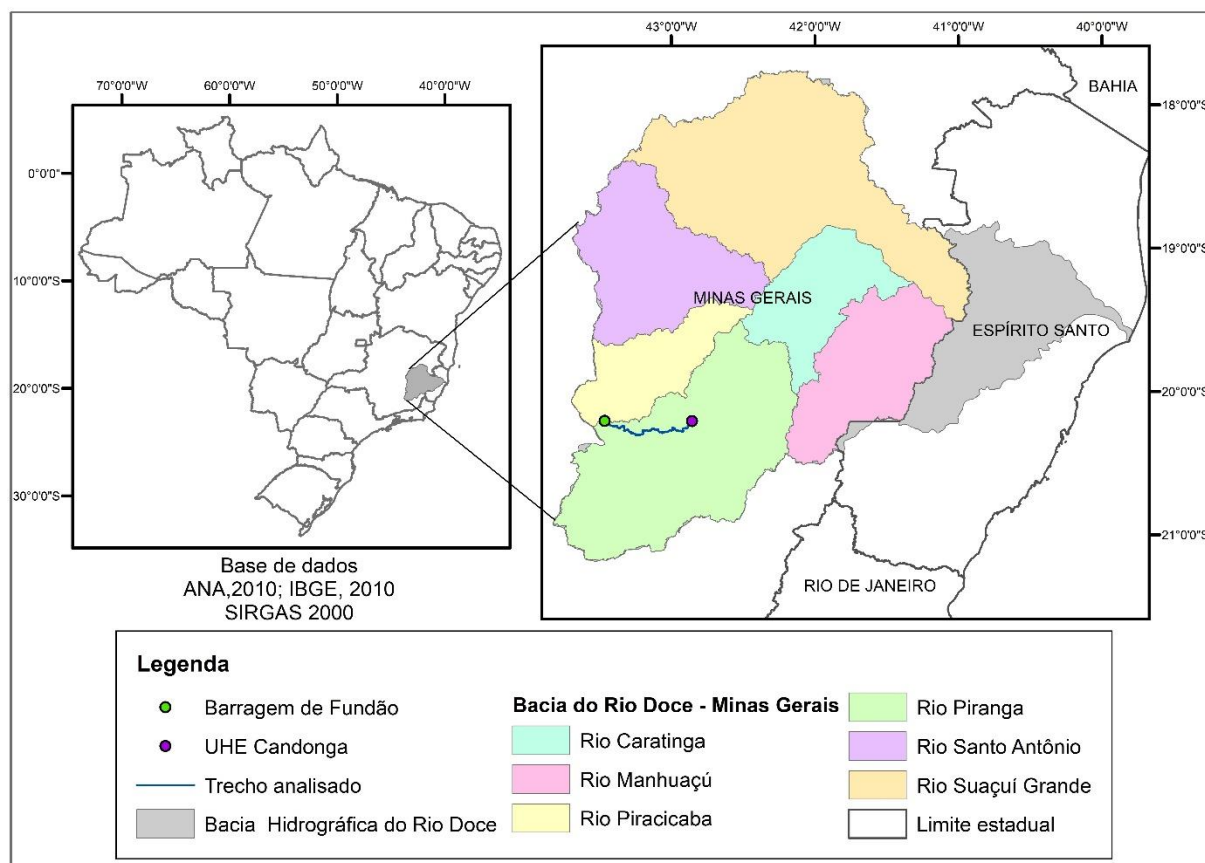


Figura 6.1 - Localização da Bacia do Rio Doce e do sistema fluvial abordado nesta pesquisa.

Fonte: Modificado de ANA (2017); IBGE (2010).

A área abrangida pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce possui temperaturas médias anuais elevadas em boa parte do ano, sendo que, mesmo nos meses caracterizados por temperaturas mais baixas (junho e julho), as médias são superiores a 18°C nas altitudes de até 500 m (COELHO, 2007).

De acordo com a classificação de Köppen, podem ser destacados nesta área três tipos climáticos: i) Cwb – tropical de altitude, caracterizado por chuvas de verão e verões frescos, verificado nas vertentes das serras do Espinhaço e Mantiqueira, além das nascentes do Rio Doce; ii) Cwa – tropical de altitude, com chuvas de verão e verões quentes, associado às áreas das nascentes dos seus afluentes (cabeceras dos rios Suaçuí Grande e Santo Antônio); e iii) Aw – quente com chuvas de verão/tropical chuvoso, caracterizado por uma estação seca no inverno (sub-úmido), observado nos trechos médio e baixo do Rio Doce (nas proximidades do litoral) e afluentes das sub-bacias dos rios Santa Joana e Guandu (COELHO, 2007).

De modo geral, essas condições climáticas contribuem para uma maior velocidade de intemperismo dos minerais constituintes das rochas que compõem o arcabouço geológico, intensificação dos processos pedogenéticos; degradação acelerada do solo causada por

lixiviação e erosão, acentuada pela ação antrópica; e inundações periódicas ou drenagem inadequada dos solos situados em porções topograficamente baixas (COELHO, 2009).

Pela margem esquerda, os principais afluentes do Rio Doce são os rios do Carmo, Piracicaba, Santo Antônio, Corrente Grande e Suaçuí Grande, no Estado de Minas Gerais; e São José e Pancas no Estado do Espírito Santo. Pela margem direita, os principais afluentes são os rios Casca, Matipó, Caratinga/Cuieté e Manhuaçu em Minas Gerais; e Guandu, Santa Joana e Santa Maria do Rio Doce no Espírito Santo (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 - Principais afluentes do Rio Doce.

Margem Esquerda		Margem Direita	
Rio	Área de drenagem (km ²)	Rio	Área de drenagem (km ²)
Carmo (formador) - MG	2.049	Piranga (formador) – MG	15.919
Piracicaba (MG)	5.467	Casca (MG)	2.545
Santo Antônio (MG)	10.428	Matipó (MG)	2.253
Corrente Grande (MG)	2.486	Caratinga-Cuieté (MG)	3.169
Suaçuí Grande (MG)	12.434	Manhuaçu (MG)	9.378
Pancas (ES)	-	Guandu (ES)	2.134
São José (ES)	-	Santa Joana (ES)	-
		Santa Maria do Rio Doce (ES)	-

Fonte: ANEEL (2001).

O Rio Doce é ainda uma importante fonte de sedimentos na costa leste da América do Sul (SOUZA; KNOPPERS, 2003), possuindo uma carga total de sedimentos no exutório da bacia de $11,22 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$, substancialmente maior do que de outros rios que deságuam no Oceano Atlântico, tais como os rios Paraíba, Paraíba do Sul, Paraná e Uruguai (LIMA *et al.*, 2005).

A Bacia Hidrográfica do Rio Doce possui ainda um relevante papel econômico para a população da região sudeste do Brasil, abrigando o maior complexo de minério na América Latina. Além disso, seus recursos hídricos são utilizados para irrigação, agricultura e atividades industriais e para o consumo humano. Entretanto, ressalta-se que essas atividades resultaram em inúmeros impactos ambientais negativos ao longo do Rio Doce, incluindo desmatamento, assoreamento, inundação, erosão e poluição das águas e do solo (OLIVEIRA; QUARESMA, 2017).

Considerando as diferenças altimétricas e critérios lito-estruturais, podem ser individualizadas na porção mineira da Bacia Hidrográfica do Rio Doce quatro unidades geomorfológicas, representadas pela Serra do Espinhaço, Quadrilátero Ferrífero, Planaltos Dissecados do Centro-Sul e do Leste de Minas e Depressão do Rio Doce.

A área delimitada nesta pesquisa é caracterizada pelas unidades correspondentes ao Quadrilátero Ferrífero e aos Planaltos Dissecados do Centro Sul e Leste de Minas. O Quadrilátero Ferrífero, situado na porção oeste da área, exibe altitudes médias entre 1.400 e 1.600 m, com ponto culminante na Serra do Caraça (2.064 m), sendo caracterizado por marcante controle estrutural. Já os Planaltos Dissecados do Centro Sul e Leste de Minas compõem a maior parte da área, representando um domínio morfoestrutural com afloramentos de rochas cristalinas deformadas, submetidos à sucessivos estágios erosivos que resultaram em pacotes de alteração intempérica evoluídos (SOUZA *et al.*, 2005).

De acordo com Coelho (2009) as características morfoestruturais da Bacia Hidrográfica do Rio Doce permitem dividi-la em três unidades regionais: Alto, Médio e Baixo Rio Doce (Tabela 6.2). Localizada a montante da confluência dos rios Doce e Piracicaba, a Unidade Alto Rio Doce abrange parte das nascentes/bacias provenientes da Serra do Espinhaço, com escoamento de direção oeste para leste e altitudes que podem variar de 300 a 2.600 m. Esta unidade é caracterizada pela presença de cristas e serras associadas ao complexo gnáissico-magmático, exibindo falhas com direções NW-SE e NE-SW, as quais influenciaram a direção dos cursos d'água principais, como o Rio Piracicaba (direção SW-NE) e Rio de Peixe (direção NW-SE).

Tabela 6.2 - Características morfométricas da Bacia Hidrográfica do Rio Doce.

Parâmetro	Alto Doce	Médio Doce	Baixo Doce	Total
Área (km ²)	22.976	48.802	11.921	83.069
Perímetro (km)	930	1.449	870	2.059
Coeficiente de compactidade	1,73	1,85	2,31	2,01
Comprimento do talvegue ¹	154	256	152	562
Fator de forma	0,12	0,20	0,11	0,11

¹Comprimento (km) obtido a partir da confluência dos seus formadores: rios Piranga e Carmo. Fonte: ANEEL (2001).

O Alto Rio Doce transpõe o Parque Estadual do Rio Doce, em uma extensão de aproximadamente 50 km, a montante da confluência do Rio Piracicaba, região caracterizada por um relevante sistema lacustre. Esse sistema, composto por 42 lagoas naturais, abrange porções dos municípios de Ipatinga, Caratinga, São Pedro dos Ferros, Timóteo e Marliéria, ocorrendo distribuído em ambas as margens do Rio Doce. Dentre as lagoas existentes, a Lagoa Dom Helvécio é a maior, exibindo 7,7 km² de área e profundidade máxima de cerca de 30 m.

A Unidade Médio Rio Doce abrange a porção a jusante da confluência dos rios Doce e Piracicaba até a divisa dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Essa unidade é caracterizada por elevações comumente entre 200 e 500 m, localizadas sobre rochas associadas ao complexo gnáissico-magmático-metamórfico, predominantemente biotita-gnaíse, que

exibe direção preferencial NE-SW. Destacam-se ainda pontões graníticos e colinas marcadas por topos nivelados e vales tanto fechados quanto abertos. De modo geral, os cursos d'água de ambas as margens do Rio Doce possuem a mesma direção das estruturas geológicas, exceto os setores inferiores dos rios Manhuaçu e José Pedro, que exibem direção W-E (COELHO, 2009).

A Unidade Baixo Rio Doce, situada na porção capixaba da bacia, possui uma morfologia, de oeste para leste, marcada pela presença de colinas, tabuleiros e planície costeira. A oeste, esta unidade é delimitada pelas colinas baixas, nas proximidades da cidade de Colatina e por um importante falhamento com direção NNW-SSE, que influencia a direção principal dos cursos d'água nessa região. Semelhantemente, entre os tabuleiros terciários associados ao Grupo Barreiras ocorrem inúmeras lagoas de barragem natural alongadas na direção NW-SE (COELHO, 2009).

6.1.2 Geomorfologia fluvial local

Os tipos de canais fluviais relacionam-se às formas de padronização do arranjo espacial que o leito exibe ao longo do rio (CHRISTOFOLETTI, 1981). Essas formas, definidas como a configuração de um rio em planta, fornecem um resumo das características do canal, sendo que, normalmente, os padrões de fluxo e a natureza/distribuição de processos físicos nos diferentes tipos de canais são os principais determinantes do formato destes (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

A análise das imagens de satélites anteriores ao colapso da Barragem de Fundão permitiu constatar que, morfologicamente, o segmento fluvial formado pelos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce possuía características meandantes, com tendência de evolução natural para uma geometria entrelaçada, evidenciada pela presença frequente de barras de sedimentos com dimensões variadas (Figura 6.2), comumente dos tipos central e lateral de soldadura. Essas barras de sedimentos, observadas a partir Bento Rodrigues, tornam-se mais frequentes a jusante do município de Barra Longa.

Há diversas classificações propostas para as barras, que se baseiam, dentre outros aspectos, na sua morfologia externa, tamanho, estabilidade da sua forma, modo de ocorrência (isoladas ou em grupo), tipo de padrão de canal e em sua posição no canal (SANTOS *et al.*, 1992; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

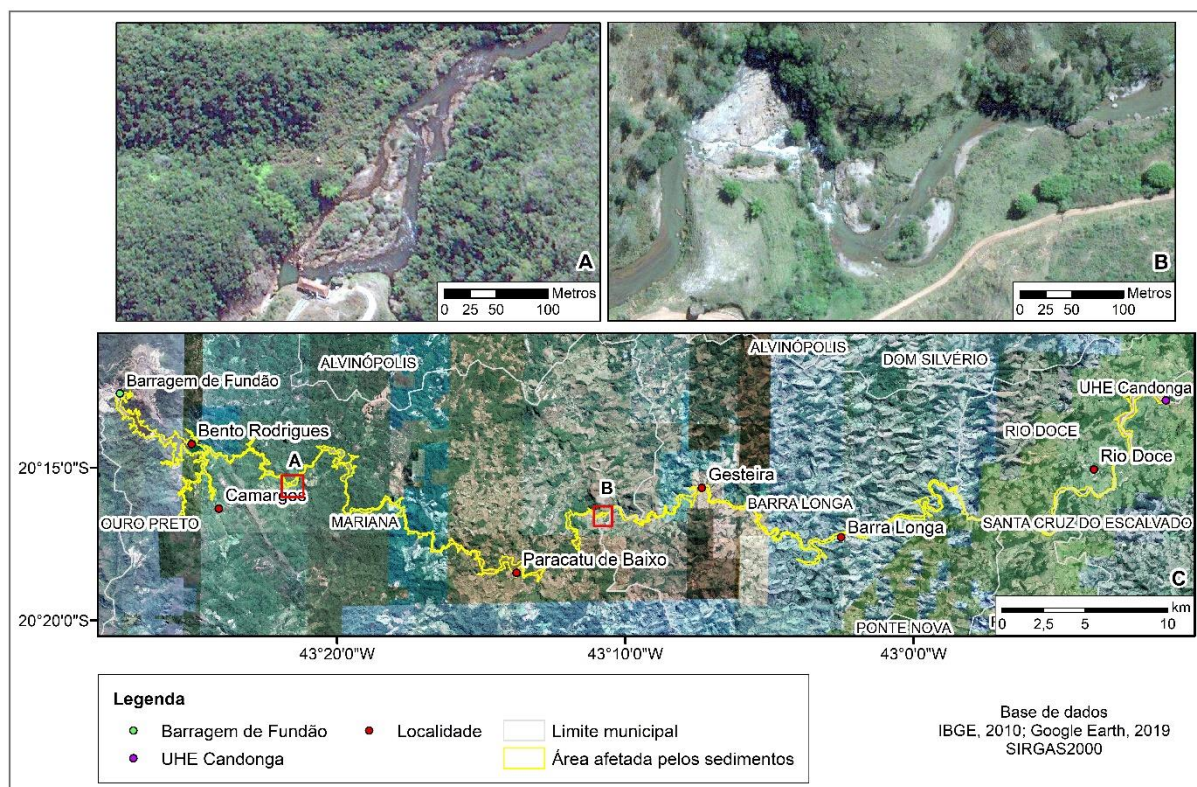


Figura 6.2 – (A) Barras arenosas a jusante da Pequena Central Hidrelétrica (PCH) de Bicas - 10 de agosto de 2014; (B) Imagem aérea da barra de sedimentos destacada em “A” - 07 de abril de 2019; (C) Localização das áreas analisadas.

Fonte: (A e C) Modificado de Google Earth (2021); (B) Acervo da autora (2019).

Uma classificação simplificada proposta por Santos *et al.* (1992) para o Rio Paraná compreende: i) barra central (ocorre na porção central do canal, isolada); ii) lateral (subdividida nos tipos alternada – formada em canais retilíneos; de enchente – observada em rios encaixados durante a cheia; de soldadura – presente em áreas de menor velocidade de fluxo, tende a se unir diretamente à margem); iii) de desembocadura (subdividida em barra de foz de distributário – o material é depositado quando ocorre a redução da velocidade de fluxo pela sua entrada em um corpo de água lântico; e barra de confluência – formada pela integração do fluxo de água de um tributário ao fluxo de água de um rio principal) e iv) de pontal (desenvolvida na margem convexa do canal em um meandro).

Além disso, no trecho compreendido entre os municípios de Barra Longa e Rio Doce são comuns cristas rochosas no canal, formando pequenas corredeiras (Figura 6.3). Simplificadamente, as corredeiras podem ser originadas pela existência de pontos com aumento abrupto do gradiente (*knickpoints*), comumente associados à um controle estrutural (tais como existência de falhas e deformações) ou litológico, neste último caso associado à uma erosão diferencial entre dois litotipos (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

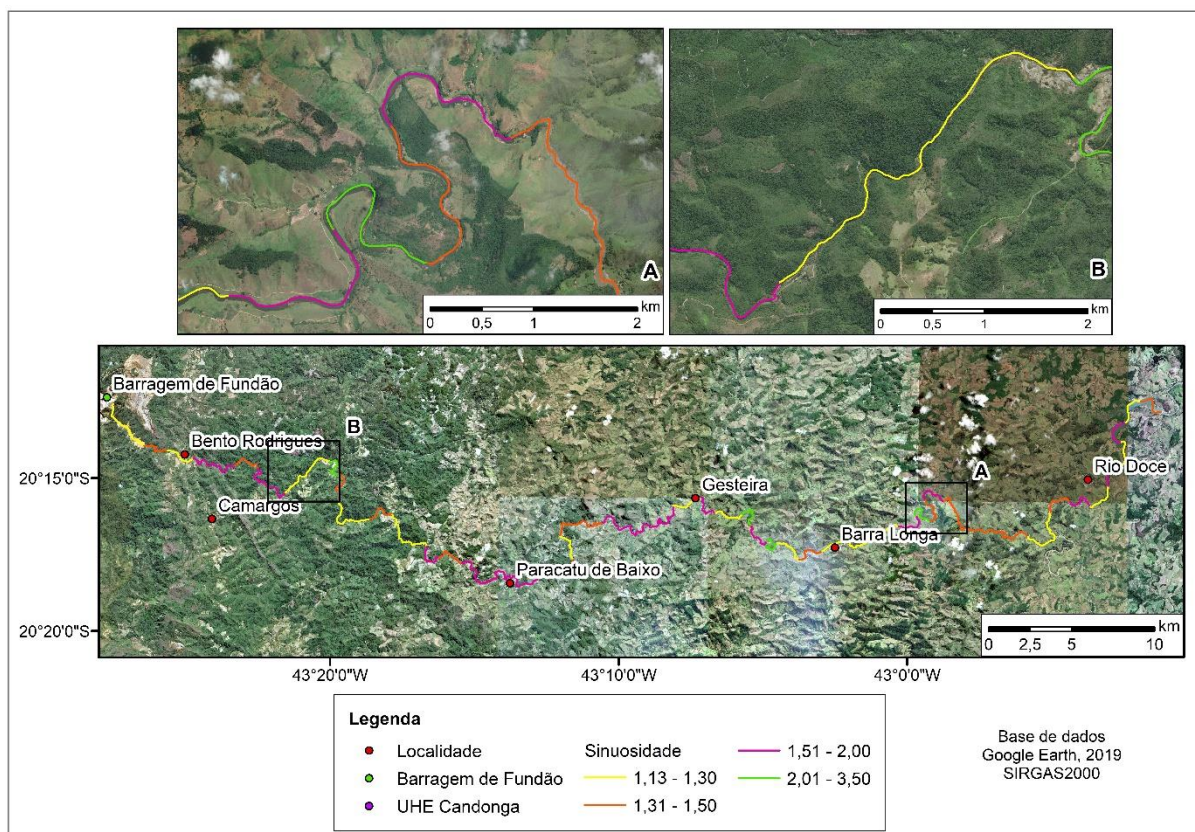


Figura 6.4 - Sinuosidade do sistema fluvial compreendido entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga considerando segmentos de 2.000 m: (A) Segmento com características sinuosas e meandros; (B) Trecho com características retilíneas; (C) Localização das áreas analisadas.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

De modo geral essa variação está associada à morfometria frequentemente irregular dos meandros, que apresentam diferentes formas e tamanhos. Assim, segmentos com pequena extensão, ao promoverem a divisão da curva de um meandro, fazem com que o comprimento do vale se aproxime do comprimento do canal, reduzindo a sua sinuosidade.

Observa-se a ausência de trechos com sinuosidade inferior a 1,1 quando considerados os segmentos com 2.000 e 5.000 m de extensão. Entretanto, nas imagens de satélite analisadas é possível identificar um segmento fluvial com características retilíneas (baixa sinuosidade – 1,01) e extensão de cerca de 0,9 km, situado 4,5 km a jusante de Bento Rodrigues (Figura 6.4B).

Os canais retilíneos podem ser associados à um controle de linhas tectônicas, tais como linhas de falha ou fraturas, situados em planícies de restingas, planícies deltaicas ou ainda controlados por cordões arenosos (GUERRA; CUNHA, 2015). Dessa forma, comumente, a extensão dos trechos retilíneos não ultrapassa dez vezes a largura do canal (LEOPOLD *et al.*, 1964).

6.1.3 Barragem de Fundão: o evento de ruptura e impactos constatados

A Barragem de Fundão integrava o Complexo Germano da Samarco Mineração S. A. no Município de Mariana, no Estado de Minas Gerais, que compreendia também as barragens de Santarém e Germano (Figura 6.5), esta última correspondendo à maior barragem de Minas Gerais, com uma altura de 165 m e um volume de 69 Mm³ de rejeitos (FEAM, 2018).

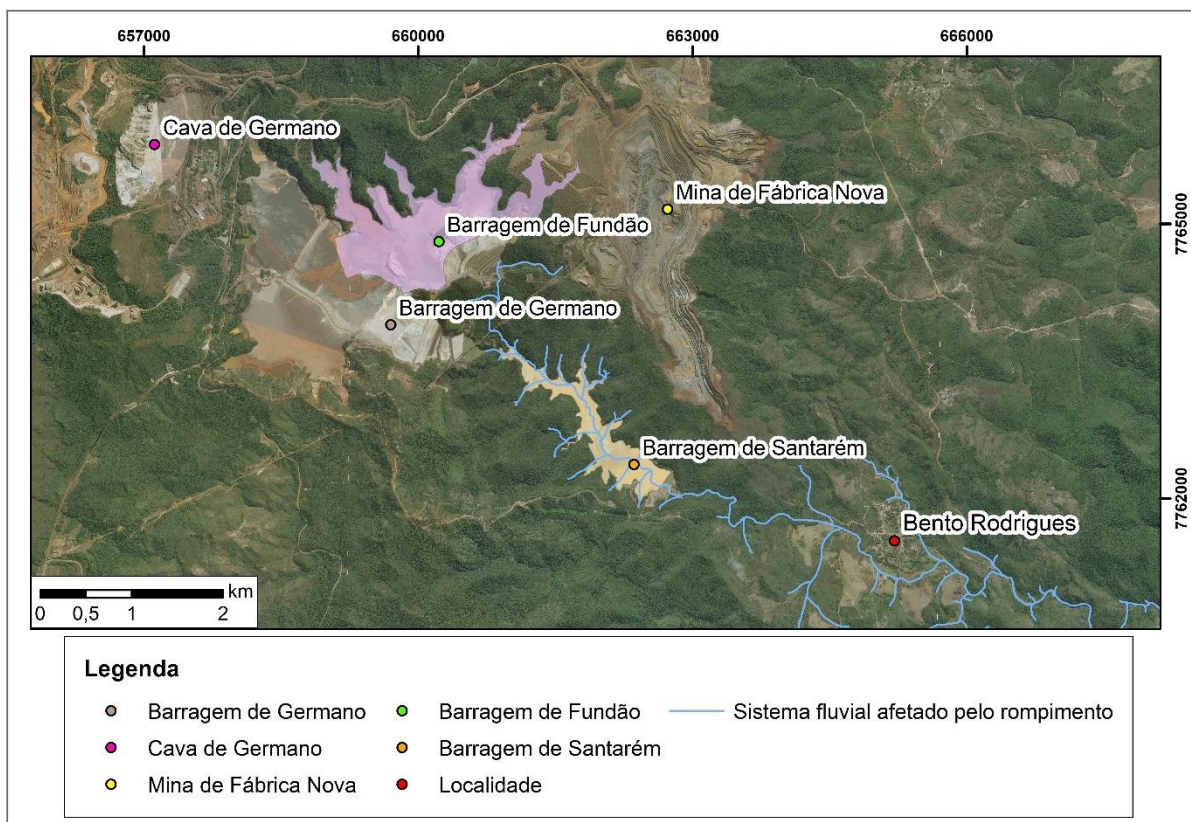


Figura 6.5 - Localização da Barragem de Fundão no âmbito do Complexo Germano.
Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

A construção do Complexo Germano foi iniciada em 1975, com o tratamento do minério da Mina de Germano, principiado em 1977. A partir da exaustão das reservas lavráveis da Mina de Germano no início da década de 1990, a Samarco iniciou as operações de lavra na Mina de Alegria, localizada nos municípios de Mariana e Ouro Preto (SAMARCO, 2017).

As jazidas pertencentes à Samarco estão situadas nesses municípios, constituindo recursos geológicos de cerca de 7,336 bilhões de toneladas de minério de ferro, com reservas recuperáveis correspondendo a 2,867 bilhões de toneladas. A produção de concentrado no ano 2014 foi de 26,292 milhões de toneladas métricas secas e no ano de 2015 correspondeu a 25,366 milhões de toneladas métricas secas (SAMARCO, 2016).

A Barragem de Fundão localizava-se no Córrego do Fundão, tributário do Córrego Santarém, na bacia hidrográfica do Rio Gualaxo do Norte, afluente pela margem esquerda do Rio do Carmo (SETE, 2013). A estrutura apresentava uma altura de 110 m e um volume de reservação da ordem de 55 Mm³ (MORGENSTERN *et al.*, 2016).

As atividades na Barragem de Fundão foram iniciadas em 2008, sendo que esta estrutura foi projetada para contenção de um volume total de 79,6 Mm³ de rejeitos finos e 32 Mm³ de rejeitos arenosos ao longo de uma vida útil de 25 anos (SUPRAM, 2008).

Já a Barragem de Santarém, localizada imediatamente a jusante da Barragem de Fundão, implantada na década de 1990, além da função de reservação de água, tinha como finalidade a contenção de sedimentos provenientes dos reservatórios do Germano e de Fundão (ÁVILA, 2012).

A ruptura da Barragem de Fundão ocorreu na tarde do dia 05 de novembro de 2015 e teria se iniciado em sua ombreira esquerda, como consequência da liquefação completa e abrupta dos rejeitos, formando, em poucos segundos um fluido com viscosidade aparente e comportamento hidráulico semelhante à água. O volume assim mobilizado atingiu cerca de 32 Mm³ (aproximadamente 58% do volume total), segundo Machado (2017), com base em Morgenstem *et al.* (2016), Geomecânica & Norwegian Geotechnical Institute (2016) e Golder Associates (2016).

Entre a Barragem de Fundão e o remanso formado pela Barragem de Santarém, no vale encaixado formado pelo Córrego Santarém, a onda de rejeitos alcançou alturas superiores a 30 m acima do talvegue, provocando a remoção da vegetação nativa e o desnudamento da camada de solo, expondo o substrato rochoso (JACOBS CH2M, 2018a).

A Barragem de Santarém suportou o galgamento sem ruptura, armazenando cerca de 1,2 Mm³ do rejeito (GOLDER ASSOCIATES, 2016). Neste local, a onda de rejeitos atingiu uma altura menor, cerca de 25 m, alcançando as encostas adjacentes ao reservatório e provocando a remoção da vegetação (JACOBS CH2M, 2018a).

Ao galgar a Barragem de Santarém, a onda de rejeitos alcançou uma altura de cerca de 40 m sobre as encostas, também removendo a vegetação arbórea existente (JACOBS CH2M, 2018a). O material liberado fluiu, em seguida, através do Córrego Santarém, adentrando o Rio Gualaxo do Norte, desaguando no Rio do Carmo, provocando, segundo Vervloet (2016), a mais rápida

alteração morfológica de uma paisagem fluvial conhecida na literatura geocientífica, tanto no que diz respeito à energia e rapidez de deslocamento do material, quanto pelo volume transportado em curto intervalo de tempo e extensão espacial da área atingida.

Além disso, o rompimento da barragem resultou em 19 vítimas (18 mortes e uma pessoa desaparecida), mais de 600 pessoas desabrigadas e interrompeu os serviços de abastecimento de água em 35 cidades pertencentes ao Estado de Minas Gerais e 3 do Estado do Espírito Santo.

Ao longo do caminho percorrido pela onda de ruptura, diversos materiais presentes na área inundada foram arrastados, resultando em uma mistura de rejeitos, solos e detritos vegetais e antrópicos, como pontes e construções, que foram se depositando ao longo das planícies de inundação, das margens e calhas dos cursos de água, remontando alguns dos seus tributários, nos segmentos nos quais a onda teve sua velocidade reduzida. O fluxo de rejeitos e materiais carregados encaminhou-se, então, para o reservatório da UHE Candonga onde ocorreu a deposição de cerca de 10,5 Mm³ desses materiais (GOLDER ASSOCIATES, 2016).

As frações mais finas e outros sólidos em suspensão foram continuamente liberados pelo vertedouro da barragem. Parte deste material permaneceu em suspensão na água até a foz do Rio Doce, atingindo aproximadamente 663 km de cursos de água, penetrando, em seguida, no ambiente estuarino e costeiro (IBAMA, 2015).

Verificou-se, por meio da análise das imagens, uma extensão de 122,6 km dos cursos d'água atingidos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga. Sob a perspectiva hidrossedimentológica, a área diretamente afetada ao longo deste trecho corresponde a cerca de 20,2 km². Nesta região a perturbação do equilíbrio manifestou-se pela deposição, no fundo e junto às margens do sistema fluvial, de material constituído basicamente por resíduos desagregados, praticamente sem coesão, sendo por isto, instáveis e sujeitos à erosão.

Salienta-se que tais impactos são mais significativos até as proximidades do município de Barra Longa, atingindo, comumente, 100 a 150 m de largura a partir dos canais principais. Cerca de 10,5 km a jusante deste município, os impactos hidrossedimentológicos são caracterizados pela presença de sedimentos, raramente extrapolando o leito maior e, eventualmente, pela formação de barras arenosas laterais e centrais.

Nos trechos iniciais do segmento fluvial impactado, como na confluência entre os córregos Santarém e Mirandinha, a onda de rejeitos seguiu em movimento contracorrente ao longo do

Córrego Mirandinha por cerca de 2,7 km, provocando inicialmente a remoção da vegetação. Contudo, no refluxo, ao perder velocidade, ocorreu a deposição de rejeitos em uma faixa que atinge até 500 m de largura (JACOBS CH2M, 2018a).

Semelhantemente, próximo à Bento Rodrigues, o Rio Gualaxo do Norte, a montante da confluência com o Córrego Santarém, teve uma área de cerca de 0,72 km² atingida pelos sedimentos, que se estenderam por cerca de 5 km deste. Ao longo do Córrego Camargo esses materiais ocuparam uma área de aproximadamente 0,21 km², percorrendo cerca de 2,0 km do curso hídrico em um movimento contracorrente (Figura 6.6).

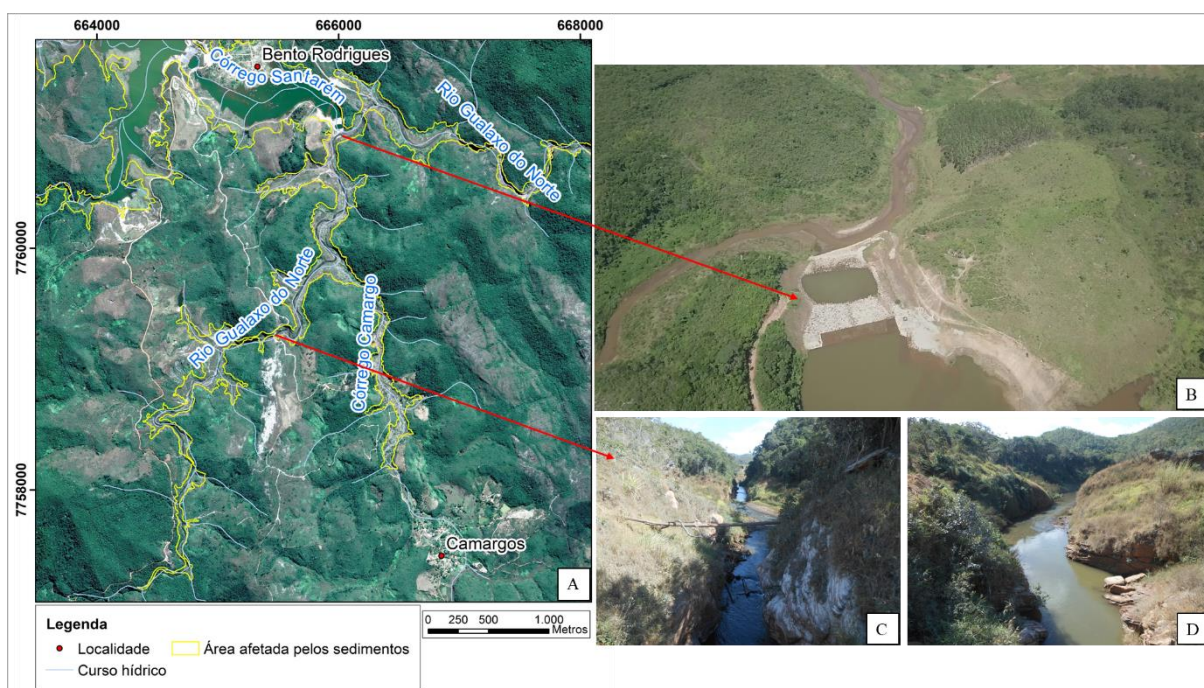


Figura 6.6 - (A) Confluência do Rio Gualaxo do Norte com o Córrego Santarém; (B) Imagem aérea da confluência do Rio Gualaxo do Norte com o Córrego Santarém; (C e D) Visão geral de trecho do Rio Gualaxo do Norte.

Fontes: (A) Modificado de IGAM (2010) e Google Earth (2021); (B, C e D) Acervo da autora (2018).

O deslocamento de rejeitos contracorrente atingiu a Cachoeira dos Camargos (Figura 6.7), um atrativo turístico local, provocando a remoção da vegetação e assoreamento do poço, formando depósitos com espessura variando de 20 cm a 1 m (JACOBS CH2M, 2018b).

O segmento fluvial a jusante da confluência entre o Córrego Santarém e o Rio Gualaxo do Norte é caracterizado por vales encaixados ao longo de uma extensão de cerca de 3,2 km. Neste trecho, de acordo com Jacobs CH2M (2018b), o fluxo de rejeitos atingiu altura entre 20 e 25 m, promovendo a remoção da vegetação nativa e da camada de solo, expondo o substrato rochoso.

No Rio do Carmo, a montante da confluência com o Rio Gualaxo do Norte, nas proximidades de Barra Longa, os sedimentos avançaram 4,8 km contra o fluxo, cobrindo uma área de cerca de 0,14 km² em sua margem esquerda e 0,12 km² na margem direita, atingindo ainda aproximadamente 350 m do Córrego do Macuco, um dos seus afluentes.

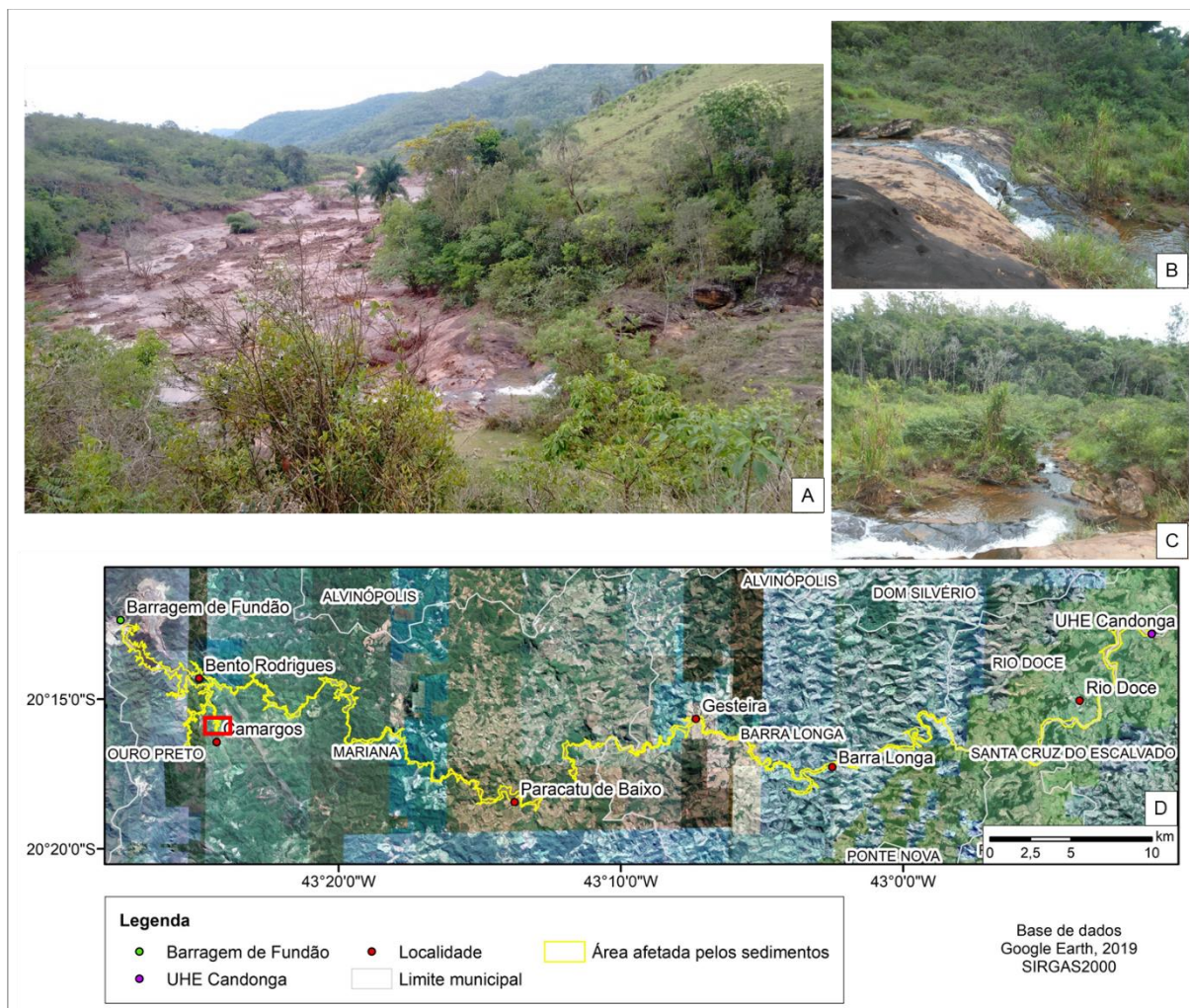


Figura 6.7 - (A) Visão geral da Cachoeira dos Camargos após o rompimento da Barragem de Fundão; (B) e (C) em fevereiro de 2018; (D) Localização da Cachoeira dos Camargos. Fonte: (A) Cedido por Alison Ramos (2015); (B e C) Acervo da autora; (D) Modificado de Google Earth (2021).

Além dos segmentos fluviais, diversas lagoas marginais, naturais e antrópicas (algumas resultantes de garimpos desativados no Rio Gualaxo do Norte – Figura 6.8), localizadas nas planícies aluvionares, foram arrasadas pela onda de rejeitos, sendo completamente soterradas ou parcialmente assoreadas.

Dados levantados pela Jacobs CH2M (2018c) indicam que entre a PCH de Bicas e a confluência com o Rio do Carmo das 142 lagoas identificadas, 85 foram soterradas e 25 não estão mais conectadas por canais ao Rio Gualaxo do Norte ou um de seus tributários.

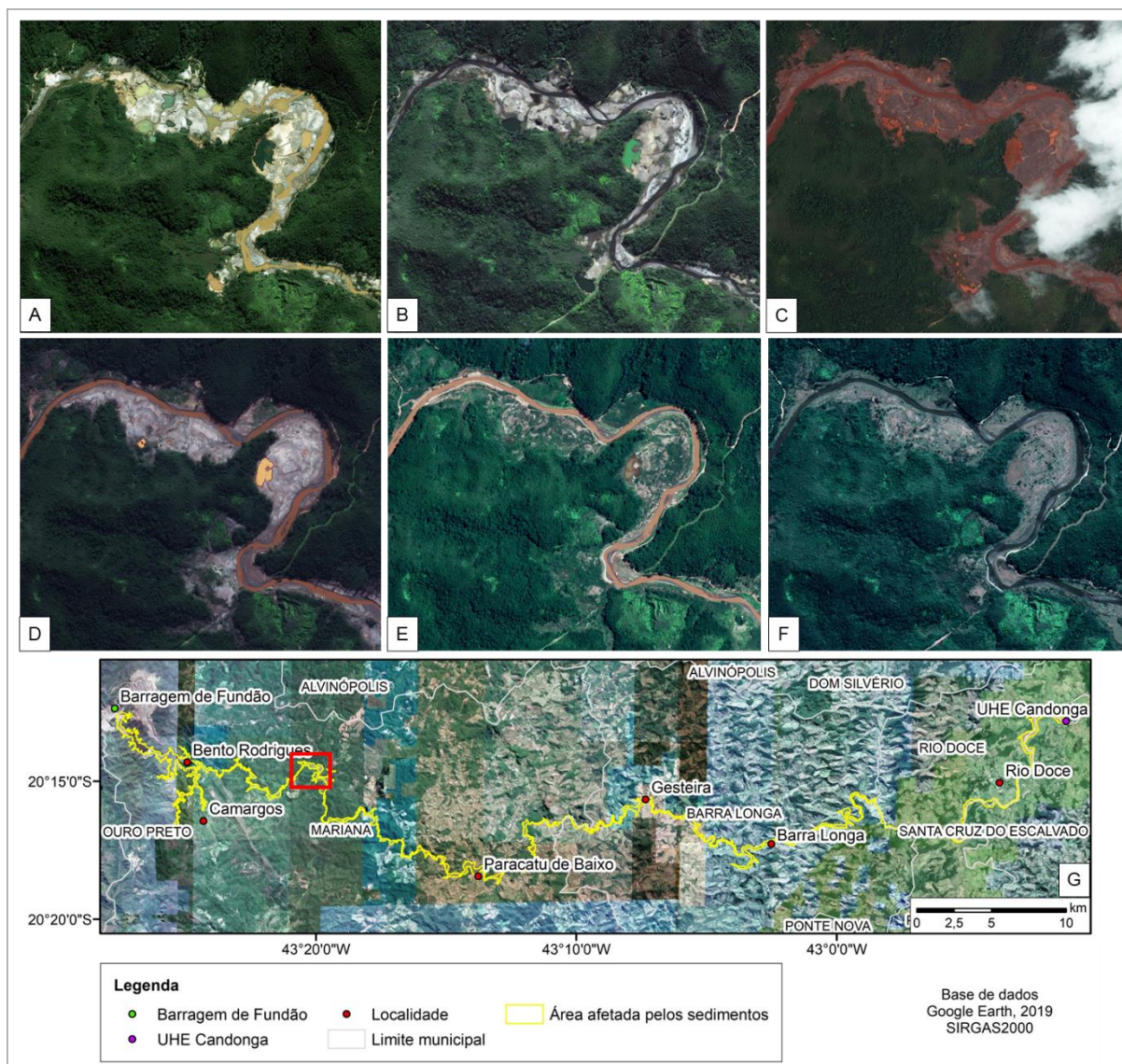


Figura 6.8 - Lagoas marginais no Rio Gualaxo do Norte associadas à atividade garimpeira: (A) junho de 2007; (B) agosto de 2014; (C) novembro de 2015; (D) maio de 2016; (E) março de 2017; (F) agosto de 2018; (G) Localização, destacada em vermelho, da área analisada. Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

No segmento fluvial analisado a Área de Proteção Ambiental (APA) Municipal de Barra Longa foi afetada pelos rejeitos provenientes do rompimento da Barragem de Fundão (Figura 6.9). Entretanto, aproximadamente 82% da área atingida pelos rejeitos (correspondendo a 16,51 km²) está situada na Área de Proteção Especial (APE) Ouro Preto – Mariana (Figura 6.18), classificada como de importância extremamente alta, criada pelo Decreto n° 12.224/1981 visando a preservação do patrimônio cultural, histórico e paisagístico.

Dados do IBAMA (2016) indicam que um total de 8,35 km² de áreas de preservação permanente foram afetadas pelo rejeito e outros materiais movimentados pelo rompimento da Barragem de Fundão. De acordo com Omachi *et al.* (2018), uma área de cerca de 4,58 km² de Mata Atlântica, concentrada nos primeiros 74 km a jusante da Barragem de Fundão, foi destruída.

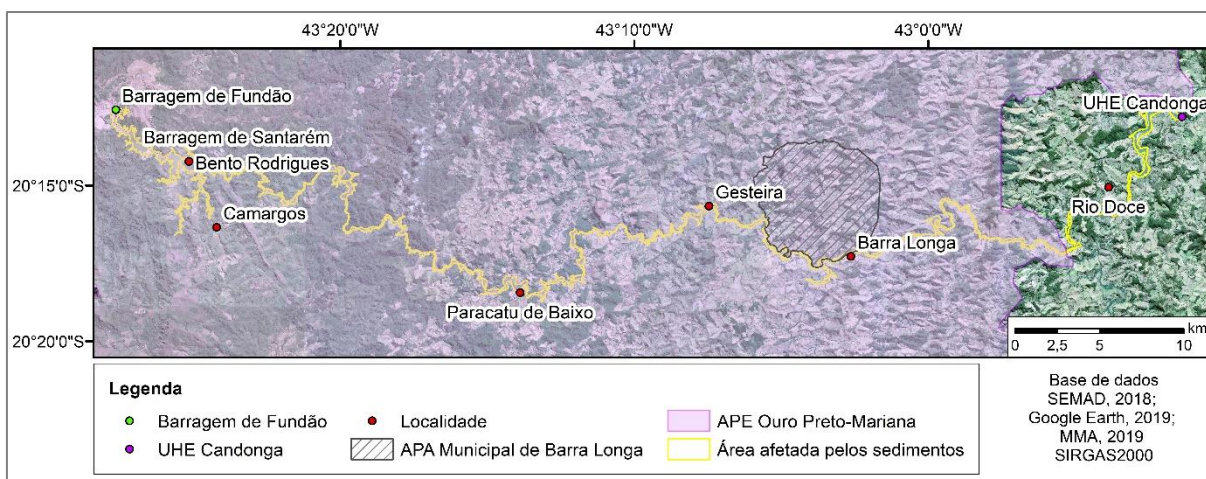


Figura 6.9 - Áreas de proteção atingidas pelo rompimento da Barragem de Fundão.
 Fonte: Modificado de Google Earth (2021) e Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável – SEMAD (2020).

De acordo com Carmo *et al.* (2017), os rejeitos atingiram de forma direta cerca de 135 fragmentos florestais, totalizando 2,98 km² de supressão de vegetação, ao longo dos rios Gualaxo do Norte e Carmo e de seus afluentes. Além disso, os rejeitos também atingiram diretamente 8,64 km² de Áreas de Preservação Permanente associadas aos cursos de água.

Vários municípios e comunidades foram atingidos ao longo da bacia, destacando-se os subdistritos de Bento Rodrigues (Figuras 6.10A) e Paracatu de Baixo (Figuras 6.10B), pertencentes ao município de Mariana; e a cidade de Barra Longa.

Cerca de 80% da área urbanizada de Bento Rodrigues, correspondendo a 0,25 km², foi afetada pelos rejeitos (Figura 6.11), observando-se o espriamento desses materiais às margens do Córrego Santarém, atingindo entre 250 e 1000 m de largura.

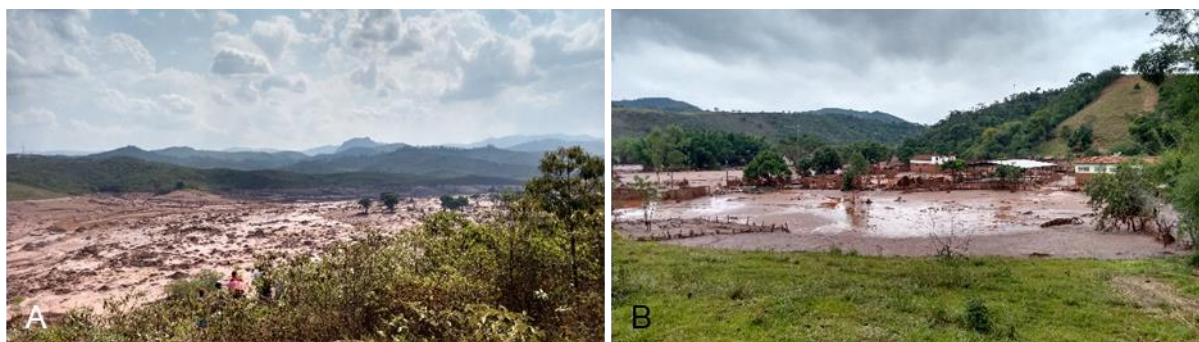


Figura 6.10 - (A) Visão geral do distrito de Bento Rodrigues; (B) Visão geral do distrito de Paracatu de Baixo, afetados pelo rompimento da Barragem de Fundão.
 Fonte: Cedido por Alisson Ramos (2015).

A avaliação da extensão do impacto do fluxo de sedimentos nesta localidade, realizada pelo IBAMA (2015), apontou que 207 das 251 edificações existentes na região foram destruídas.

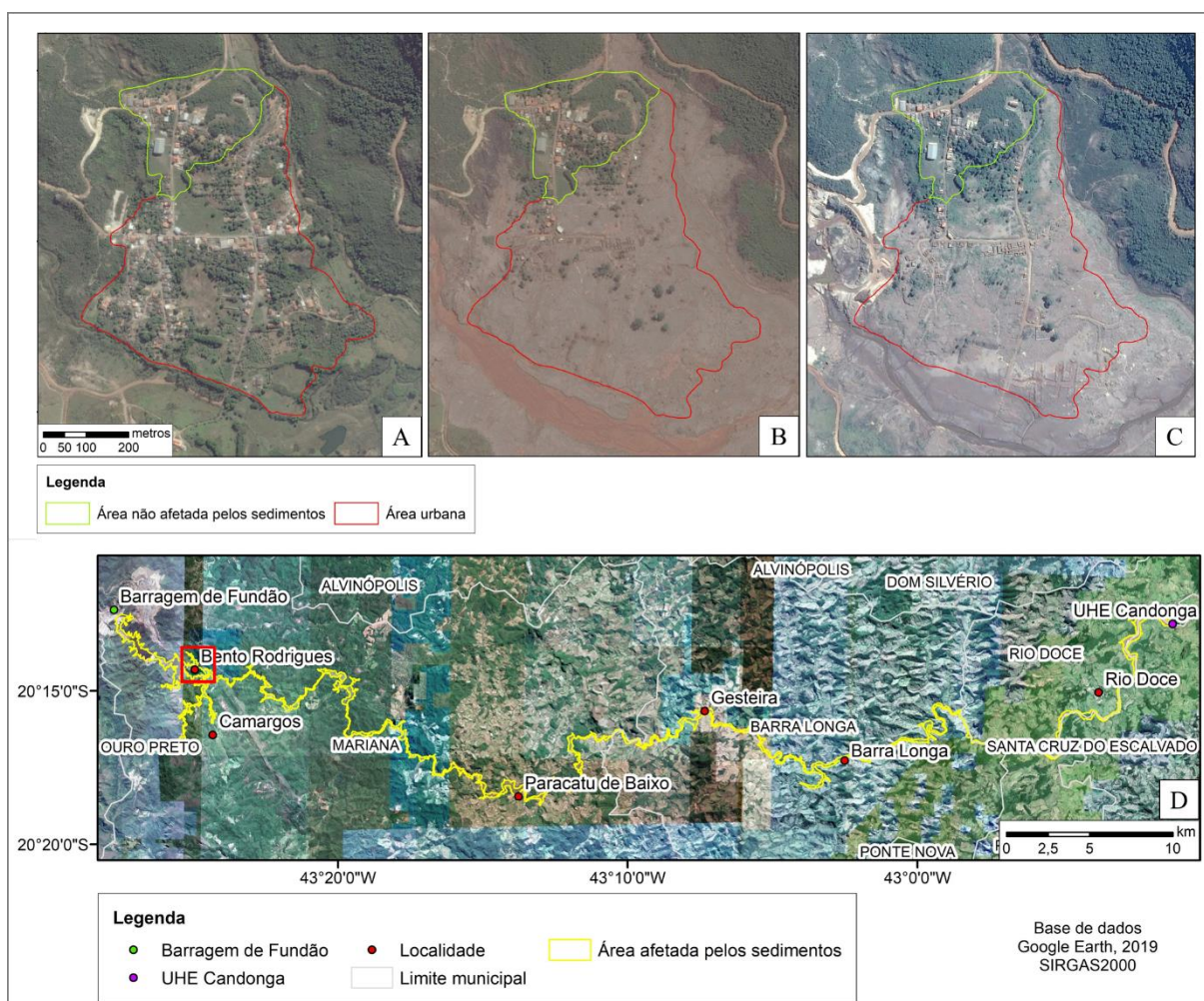


Figura 6.11 - Área urbanizada de Bento Rodrigues, (A) 20 de julho de 2015; (B) 11 de novembro de 2015; (C) Imagem obtida em 26 de julho de 2016; (D) Localização da área. Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

Já no distrito de Paracatu de Baixo, uma área com cerca de 2,82 km² foi atingida (Figura 6.12), dos quais, de acordo com o IBAMA (2015), aproximadamente 10% era coberta por florestas densas.

Cerca de 51,2% da área urbanizada do distrito foi afetada, resultando na remoção de 90% da população (JACOBS CH2M, 2018c). Além disso, nas porções topograficamente mais baixas da comunidade foram identificados depósitos de rejeito com cerca de 2 m de espessura.

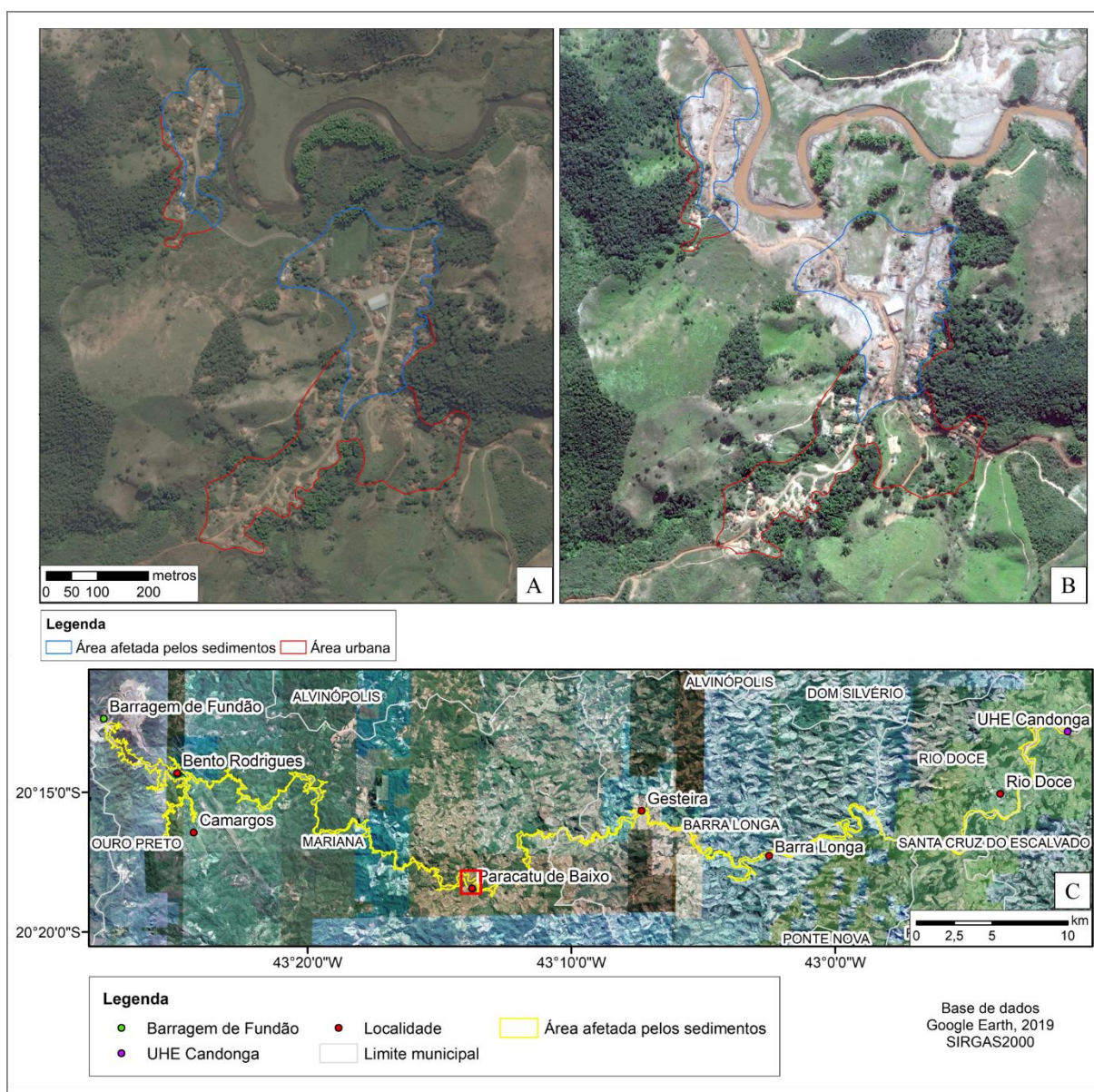


Figura 6.12 - Área urbanizada de Paracatu (A) dia 23 de junho de 2015; (B) dia 25 de abril de 2016; (C) Localização da área analisada.
 Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

No município de Barra Longa verificou-se que os sedimentos atingiram, frequentemente, 100 m de largura a partir do canal principal, afetando uma área com cerca 0,24 km² na margem direita do Rio do Carmo e 0,31 km² em sua margem esquerda, perfazendo aproximadamente 32,4% da área urbana (Figura 6.13).

Considerando o uso do solo nas áreas marginais do sistema fluvial impactado, verificou-se que 50% da extensão atingida era composta por matas ciliares; 45% por áreas desmatadas, incluindo nesta classe áreas utilizadas como pastagem; 3% da extensão era utilizada para cultivos diversos e 2% correspondiam à afloramentos rochosos.

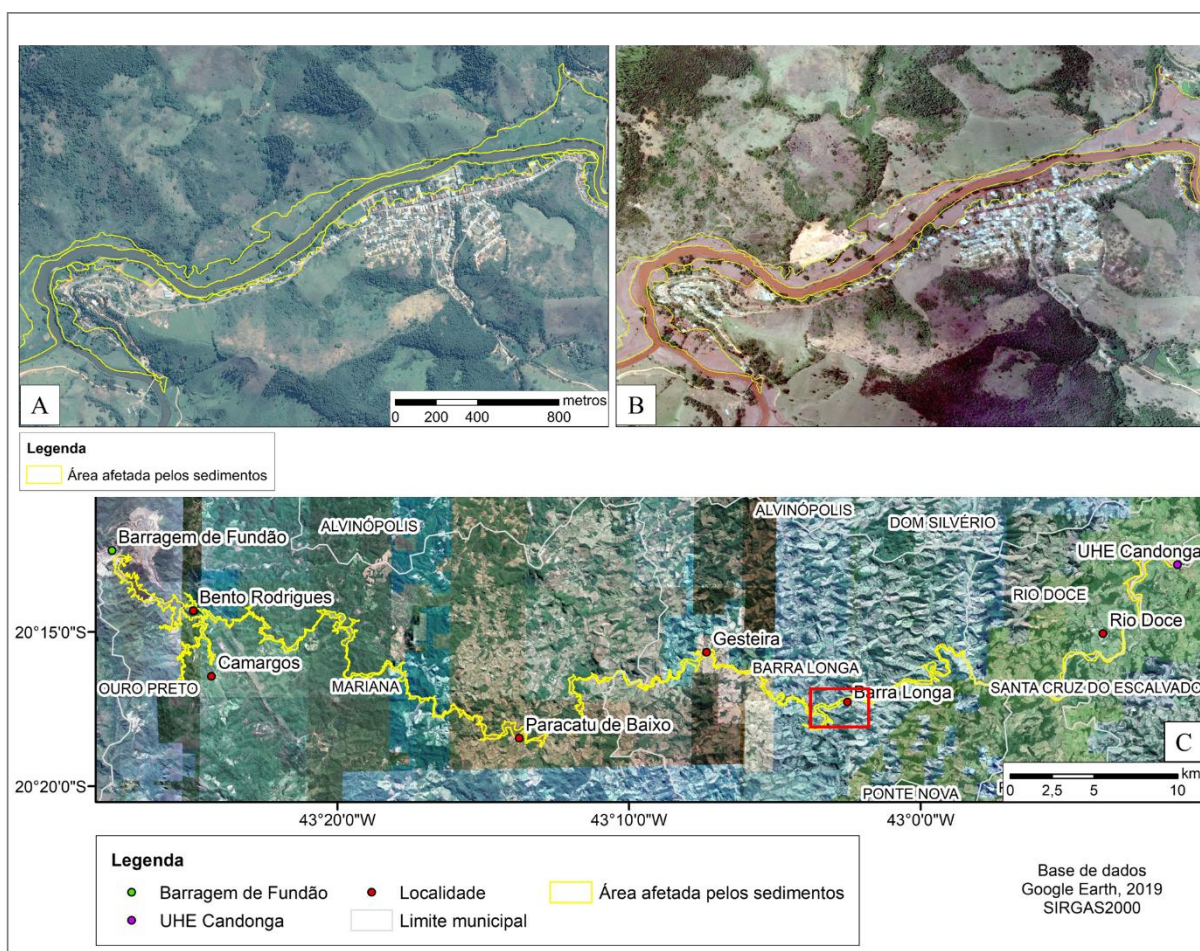


Figura 6.13 - (A) Área urbanizada de Barra Longa, dia 07 de maio de 2013; **(B)** Após o rompimento, dia 11 de novembro de 2015; **(C)** Localização da área analisada.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

Ainda neste sentido, a avaliação das mudanças do uso e cobertura do solo realizada por Aires *et al.* (2018) indicou que a maior perda de área pode ser associada à categoria “vegetação”, correspondendo a uma redução de 11,99 km², seguida pela classe de uso “pasto” (redução de 4,81km²) e “recursos hídricos” (2,66 km²), representando os cursos d’água que foram afetados pelos rejeitos nos municípios de Mariana e Barra Longa.

Dados semelhantes foram obtidos por Silva Junior *et al.* (2018), que além de verificarem uma redução de 12,89 km² da vegetação local, apontaram que o uso do sensoriamento remoto possibilitou ainda a identificação do efeito do rejeito na água, que apresentou comportamento espectral alterado.

O fluxo de material proveniente do rompimento da Barragem de Fundão provocou uma perda quase total da funcionalidade dos sistemas hídricos quanto aos processos outrora presentes ao longo do canal-planície-vertente (FELIPPE *et al.*, 2016). O grande volume de sedimentos não pode ser transportado pelos fluxos fluviais em grande parte da área afetada, sendo depositado

nos fundos dos canais e nas margens inundadas. Assim, os principais impactos relacionados ao meio físico decorrentes desse evento estão relacionados à alteração da qualidade ecológica do sistema fluvial e dos processos geomorfológicos.

A partir da confluência do Rio Gualaxo do Norte com o Rio do Carmo, nota-se uma intensificação das barras de rejeito, sugerindo que o aporte de sedimentos provenientes do rompimento pode ter acelerado o processo de transição de uma geometria meandrante para uma entrelaçada. Além disso, já nas proximidades da UHE Candonga, distante desta cerca de 6 km a montante, o intenso assoreamento do canal promoveu o seu entrelaçamento, caracterizado pela presença de barras de rejeito e divisão e junção repetidas de pequenos canais (Figura 6. 14).

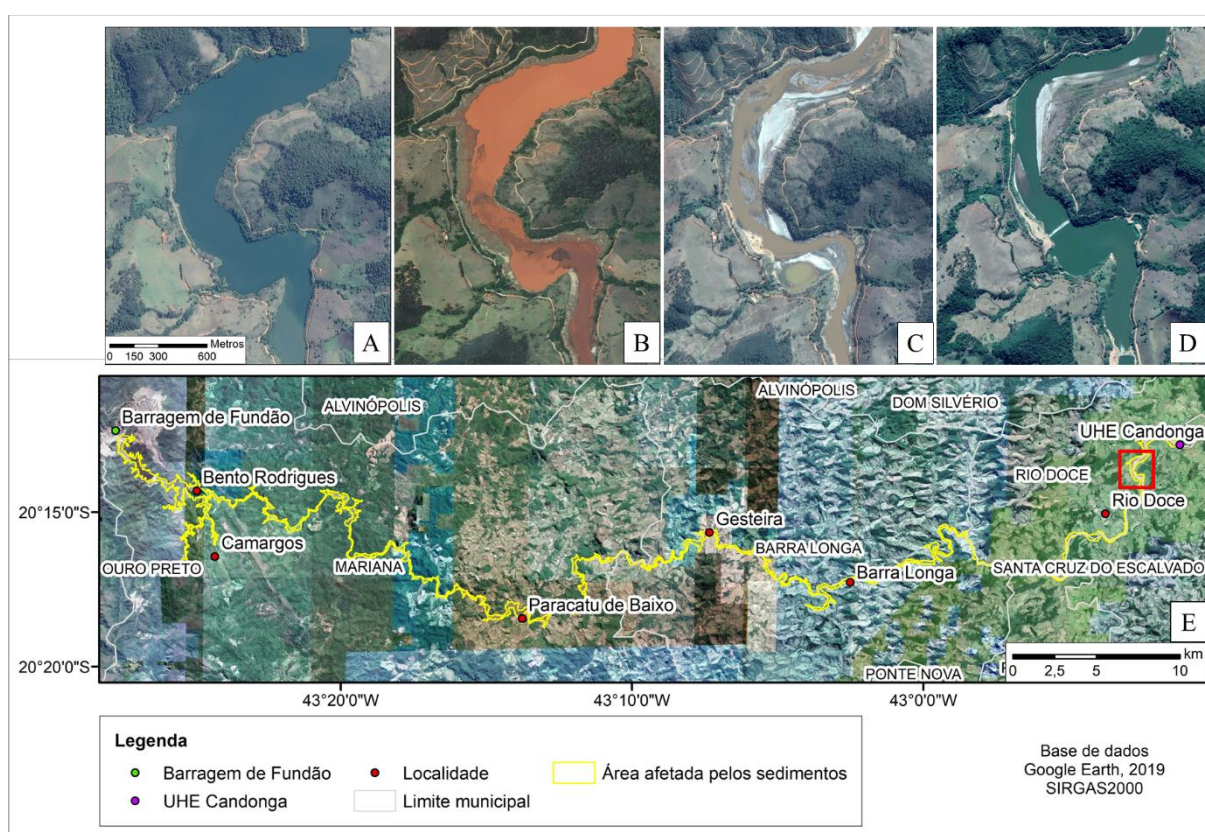


Figura 6.14 - (A) Trecho do Rio Doce, à montante da UHE Candonga, dia 31 de maio de 2014; (B) 11 de novembro de 2015; (C) 01 de agosto de 2016; (D) Após a implantação de barramentos metálicos, dia 08 de julho de 2018; (E) Localização da área analisada.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

Contudo, a implantação de dois barramentos metálicos neste trecho para retenção dos sedimentos resultou no retorno à uma geometria meandrante, porém caracterizada pela existência de significativas barras de rejeito (Figura 6. 14D).

Ao avaliarem as transformações na morfologia fluvial decorrentes do rompimento da Barragem de Fundão, Oliveira *et al.* (2017) destacaram, entre esta estrutura e a confluência entre o Córrego Santarém e o Rio Gualaxo do Norte, modificações no canal relacionadas à

descaracterização das feições fluviais e tecnogênicas, representadas, dentre outros aspectos, pelo soterramento de meandros abandonados, lagoas marginais e ilhas fluviais. Por sua vez, da confluência entre os rios Gualaxo do Norte e Carmo até a UHE Candonga, estes autores destacam que, apesar de uma menor proporção, os sedimentos depositados alteraram a morfologia das planícies, podendo ser observado o acúmulo destes em barras, ilhas e exposições rochosas no segmento situado à jusante de Barra Longa.

6.1.4 Caracterização das espessuras e volumes dos depósitos de rejeitos

As espessuras dos rejeitos intracalha e extracalha obtidas a partir de sondagens realizadas pela Fundação Renova (2019a) podem ser verificadas na Tabela 6.4 e de forma detalhada no Anexo A3.

Tabela 6.4 - Espessuras dos depósitos de rejeitos intracalha e extracalha, entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.

Descrição	Espessura média intracalha (m)	Espessura média extracalha (m)		
		Margem	Planície	Encosta
Barragem de Fundão e o remanso do dique S3	1,70	*	5,76	0,34
Rio Gualaxo do Norte, a montante da foz do Córrego Santarém	1,09	0,90	0,93	0,35
Rio Gualaxo do Norte	0,93	0,69	0,79	0,27
Rio do Carmo até confluência com o Rio Piranga	0,79	0,38	0,38	0,20
Rio Doce até remanso do reservatório da UHE Candonga	0,84	0,30	0,14	*
Reservatório da UHE Candonga	3,55	*	*	*

Nota-se na Tabela 6.4, em geral, uma redução da espessura média dos depósitos intracalha e extracalha de montante para jusante do sistema fluvial analisado. Ressalta-se, entretanto, uma maior espessura média de rejeitos intracalha associada às estruturas de contenção, como nos reservatórios formados pelo Dique S3 e da UHE Candonga.

Com relação aos depósitos extracalha, verifica-se em todos os segmentos que a deposição dos rejeitos ocorreu preferencialmente em margens e planícies. Destaca-se que esses ambientes possuem menor declividade e estão sujeitos à uma taxa de erosão menor do que aquela associada às encostas. Além disso, as encostas, quando submetidas ao intemperismo, fornecem sedimentos para a planície.

Ademais, as obras executadas para o controle emergencial dos processos erosivos, realizadas até o final do ano de 2017, podem ter promovido a remobilização dos rejeitos, contribuindo para uma maior espessura desses materiais nos depósitos extracalha (JACOBS CH2M, 2018a).

As maiores espessuras médias dos depósitos de rejeito podem ser observadas no Rio Gualaxo do Norte, a montante de um trecho sinuoso alvo de atividades garimpeiras (Figura 6.15). Neste local o transecto T8T10-R2 totaliza 5,42 m de rejeito, com espessuras significativas sendo observadas também nos transectos T8T10-R3 (cerca de 3,00 m), TS-10 (2,77 m) e T8T10-R5 (2,54 m).

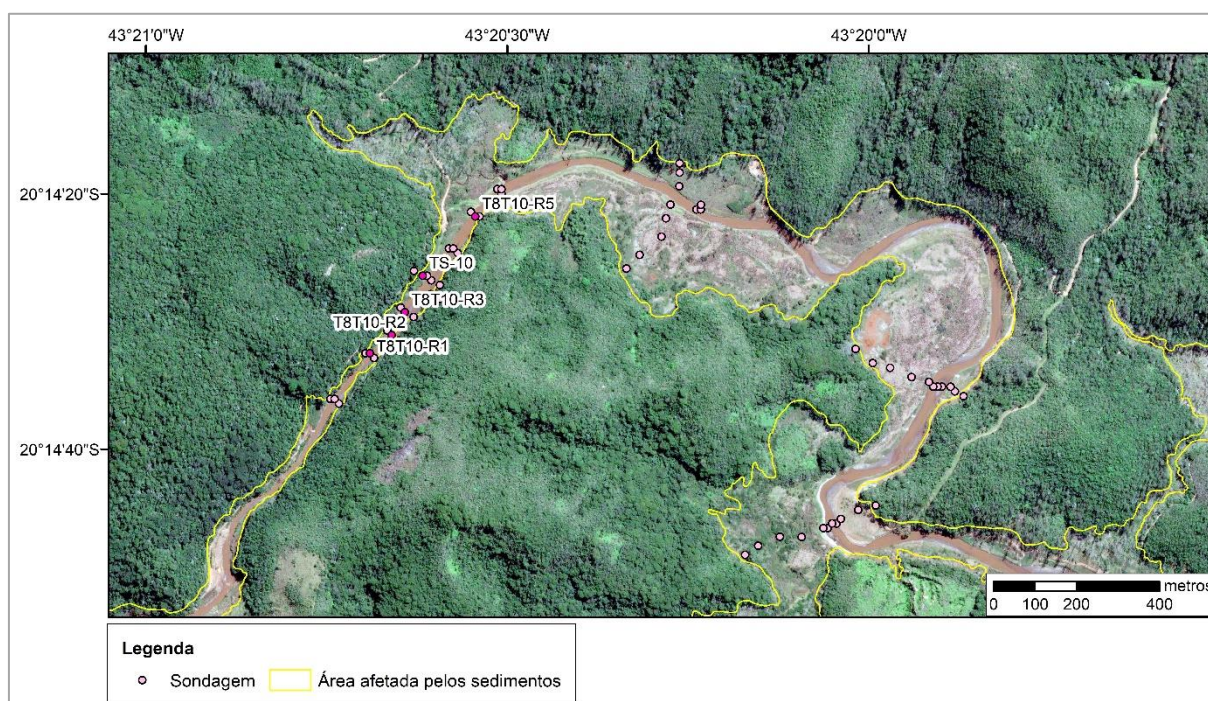


Figura 6.15 - Localização dos transectos T8T10-R2, T8T10-R3, TS-10 e T8T10-R5, caracterizados por maiores espessuras médias de rejeito intracalha ao longo do Rio Gualaxo do Norte.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

No segmento correspondente ao remanso formado pelo reservatório da UHE Candonga (Figura 6.16) nota-se que a espessura média total dos rejeitos intracalha corresponde a 3,55 m, com espessura máxima observada na sondagem T12P36 (14,0 m).

O volume de sedimentos depositados ao longo do sistema fluvial é apresentado na Tabela 6.5. Nessa estimativa não estão incluídas as áreas dos reservatórios da Barragem Nova Santarém (quando considerada a cota de 756 m), do Dique S4 e da UHE Candonga.

Afora os segmentos fluviais e reservatórios, ao longo do Rio Gualaxo do Norte, a montante da confluência com o Córrego Santarém, incluindo o trecho atingido ao longo do Córrego

Camargos, oito lagoas marginais foram impactadas pelos rejeitos, das quais sete foram soterradas e uma se manteve conectada ao curso hídrico. Uma estimativa realizada pela Jacobs CH2M (2018b) aponta para um volume total de 12.600 m³ de rejeitos depositados nesses locais.

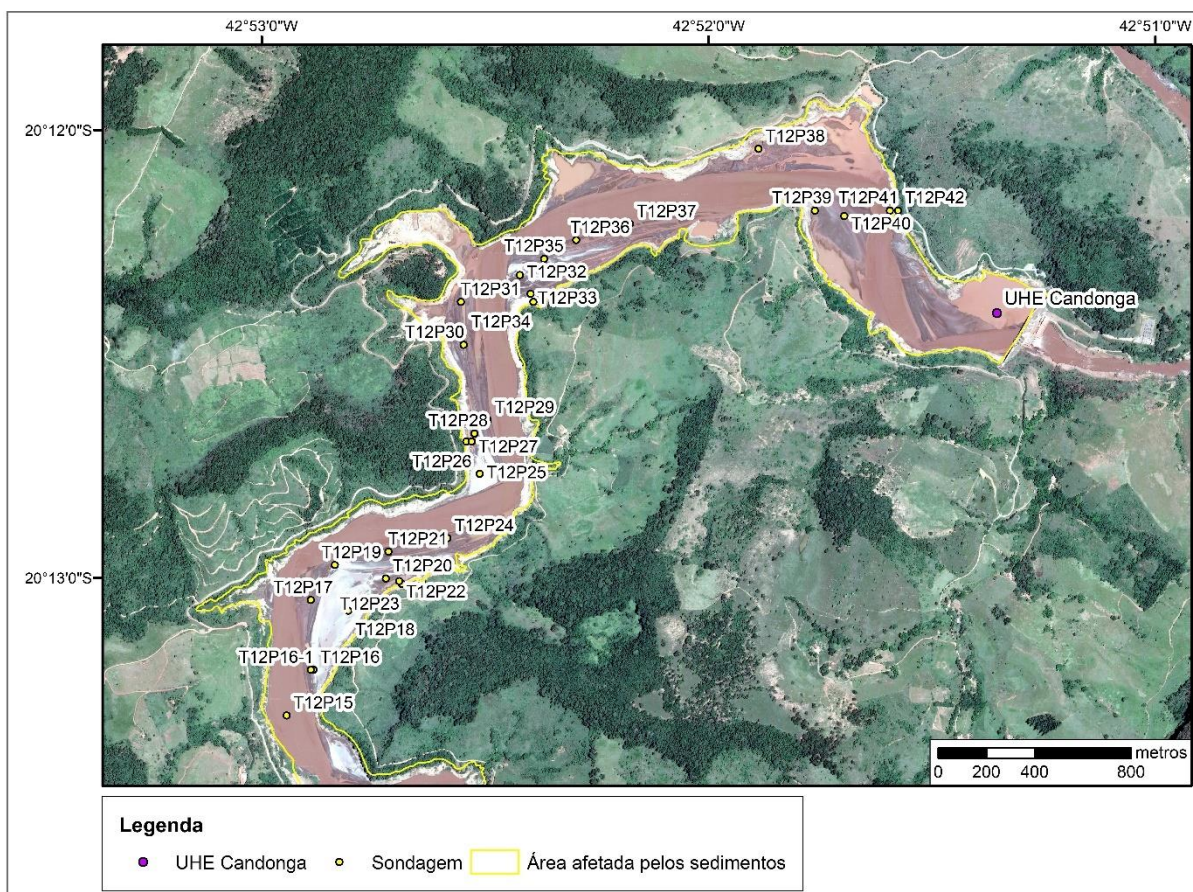


Figura 6.16 - Localização dos transectos T12, a montante da UHE Candonga.
Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

Ainda ao longo do Rio Gualaxo do Norte, a jusante da confluência com o Córrego Santarém, é estimado um volume de 101.855 m³ de rejeitos depositados nas lagoas, sendo que aproximadamente 81% desse volume está associado às lagoas soterradas (JACOBS CH2M, 2018c). Já nos rios do Carmo e Doce três lagoas marginais foram afetadas (duas dessas soterradas), correspondendo a um volume total de 1.551 m³ de rejeitos depositados (JACOBS CH2M, 2018d).

Com relação às comunidades atingidas, de acordo com dados da Jacobs CH2M (2018c, d), estima-se um maior volume de deposição de rejeitos em Paracatu de Baixo (193.090 m³), quando comparado à Gesteira (20.480 m³) e Barra Longa (171.917 m³).

Tabela 6.5 - Volume estimado de rejeito depositado nas calhas, margem, planície e encosta.

Trecho	Volume de rejeito (m ³)									Total	
	Esquerda			Calha			Direita				
	Encosta	Planície	Margem	Lavado	Inconsolidado	Ilha	Margem	Planície	Encosta		
Barragem de Fundão até o remanso da Barragem de Santarém	*	154.700	*	10.900			*	*	146.500	*	312.100
Reservatório da Barragem de Santarém	*	1.431.000	*	20.900			*	*	1.782.900	14.700	3.249.500
Barragem de Santarém	16.900	*	*	35.600			*	*	*	*	52.500
Reservatório do Dique S3	49.000	*	*	89.100			*	*	*	58.600	196.700
Rio Gualaxo do Norte, a montante da confluência com o Córrego Santarém	66.143	511.266	12.322	14.934	72.663		20.523	336.534	14.937	1.049.322	
Rio Gualaxo do Norte	10.871	105.574	6.948	9.859	47.215		3.883	36.846	25.269	246.465	
PCH de Bicas	163.570	104.415	14.402	98.727				10.583	88.570	98.955	579.222
Médio e Baixo Gualaxo do Norte	80.400	2.316.933	81.738	578.828	252.214	13.109	63.970	2.479.184	72.473	5.938.849	
Rios Carmo e Doce	21.680	458.213	19.151	1.616.385	261.959		24.743	308.099	25.209	2.735.439	
Total	408.564	5.082.101	134.561	3.122.393				123.702	5.178.633	310.143	14.360.097

Fonte: CH2M (2017), Jacobs CH2M (2018a, b, c, d).

6.1.5 Procedimentos adotados para a restauração

Os minerais mais abundantes no rejeito correspondem ao quartzo e a hematita, resultando em uma composição predominantemente formada por SiO₂ e Fe₂O₃ (SILVA *et al.*, 2016b). Contudo, a falta de estrutura do material proveniente do rompimento da Barragem de Fundão, decorrente de uma grande homogeneidade granulométrica caracterizada por elevados teores de areia fina e silte, aliada à um baixo teor de argila (PINTO-COELHO, 2015), exige o uso de técnicas de contenção adequadas, combinando intervenções no sistema biótico com intervenções físicas, de forma a alcançar medidas eficazes de bioengenharia.

Apesar de alguns trabalhos indicarem a presença de outros metais nos rejeitos e a possibilidade destes desencadear efeitos tóxicos em macrófitas (BOTTINO *et al.*, 2017), serem absorvidos por plantas utilizadas como alimento (ANDRADE *et al.*, 2018) ou ainda serem mobilizados para a água e sedimentos (SEGURA *et al.*, 2016), pesquisas desenvolvidas por Guerra *et al.* (2017) e Santos *et al.* (2019a) indicam que os elevados níveis de alguns desses elementos, como arsênio e manganês, observados em amostras coletadas nas áreas afetadas pelos rejeitos podem ter uma origem natural, associada aos solos de áreas contendo depósitos de minério de ferro.

Assim, Silva *et al.* (2019) ressaltam que para a recuperação da mata ciliar fazem-se necessárias técnicas de contenção física para o controle de processos erosivos, aliadas ao estabelecimento de uma vegetação capaz de tolerar a toxidez do rejeito, decorrente da presença de aminas, substância empregada no processo de beneficiamento mineral; e que consiga, por meio do seu sistema radicular, promover a agregação do solo.

A Fundação Renova (2017) salienta que o Plano de Recuperação Ambiental Integrado, proposto para mitigar os danos ambientais na área afetada pelo rompimento da Barragem de Fundão, objetiva de maneira geral evitar o aporte de sedimentos e aumento da turbidez em períodos chuvosos e a recomposição da mata ciliar e do ecossistema fluvial na área impactada. Em contrapartida, são ressaltados como restrições à execução das ações de recuperação os conhecimentos científicos limitados acerca dos processos fluviais, estuarinos e costeiros e o caráter, pelo menos em parte, experimental dessas ações, visto que os conhecimentos acumulados com relação à um sistema fluvial podem não ter validade em outros rios ou mesmo para trechos de um mesmo curso hídrico.

Visando a recuperação da mata ciliar do Rio Gualaxo do Norte, Santos *et al.* (2019a) avaliaram os sedimentos depositados no trecho fluvial desde Bento Rodrigues até Barra Longa, objetivando determinar a presença de substâncias tóxicas e seu grau de fertilidade. Os resultados obtidos indicaram baixos níveis de fertilidade e uma toxicidade para o crescimento das plantas relacionada à presença de eteramina e sódio.

A partir do estabelecimento de estratégias de remediação física, química e biótica do solo, além de fitoremediação, Scotti *et al.* (2018) selecionaram 12 espécies tolerantes ao rejeito pertencentes a 5 famílias botânicas, além de microrganismos promotores do crescimento das plantas e espécies fúngicas estabilizadoras do solo utilizadas para implantação de uma floresta. Dentre os resultados obtidos, destaca-se o decaimento significativo dos teores de eteramina e sódio ao longo de um ano, além do aumento expressivo da fertilidade, porosidade, agregação e estabilização dos sedimentos.

Nota-se, a partir da análise das imagens de satélite que a deposição dos sedimentos, pelo menos em dois trechos analisados ao longo do Rio Gualaxo do Norte, alterou a forma do canal fluvial, principalmente por meio do “entulhamento” de braços do curso hídrico.

No entanto, as modificações mais relevantes parecem estar associadas às ações empregadas para a estabilização das margens e reconstrução do canal, as quais promoveram a alteração da

posição geográfica e aumento da sinuosidade de meandros e a remoção de ilhas e barras de sedimentos, que já existiam antes do evento de ruptura (Figura 6.17).

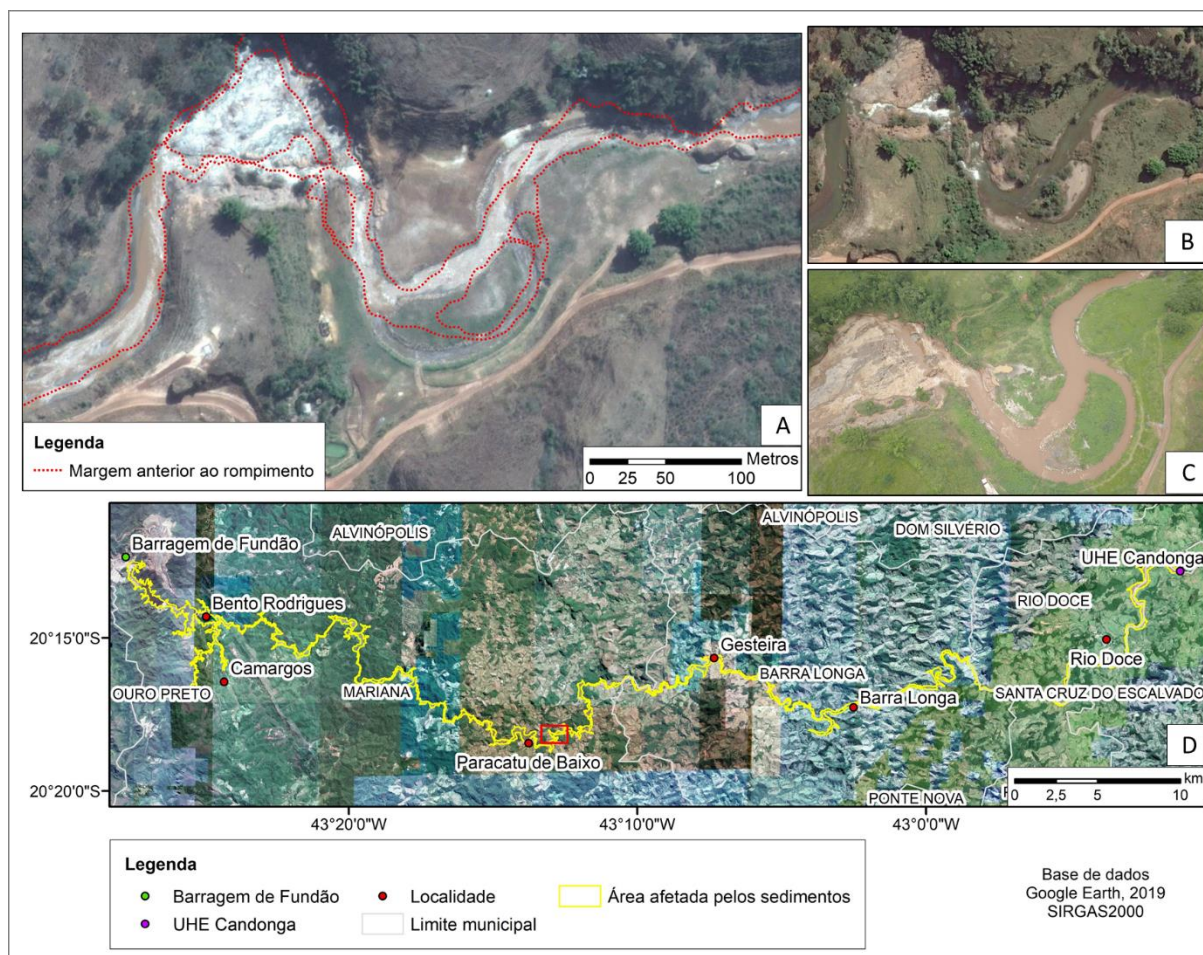


Figura 6.17 - Imagens de satélite de trecho restaurado do Rio Gualaxo do Norte obtidas no dia (A) 09 de agosto de 2016 e (B) dia 27 de junho de 2015; (C) Imagem aérea obtida no dia 23 de março de 2019; (D) Localização da área analisada.

Fontes: (A, B e D) Google Earth (2021); (C) Acervo da autora (2019).

Neste sentido, Macklin *et al.* (2006) ressaltam que medidas corretivas locais podem, comumente, ser ineficazes ou mesmo deletérias, uma vez que os processos de erosão e sedimentação do curso hídrico atuam em escalas espaciais e temporais além daquelas tipicamente usadas para implementação de ações de recuperação pontuais.

Com relação às ações implementadas, a partir da descrição de 160 pontos ao longo do sistema fluvial afetado pelos rejeitos, obtidos entre outubro de 2017 e abril de 2019, verificou-se que em cerca de 61% destes foram utilizadas técnicas para a restauração fluvial, como enrocamento de pedras lançadas (37%) e rolos e/ou mantas de fibra vegetal (17%), executadas predominantemente no segmento fluvial compreendido entre Bento Rodrigues e 10,5 km a jusante de Barra Longa (correspondendo a 91% das técnicas observadas).

Destaca-se que a jusante da Barragem de Santarém e a montante da confluência entre o Córrego Santarém e o Rio Gualaxo do Norte, foram implantados dois diques galgáveis, denominados S1 e S2 (Figura 6.18).

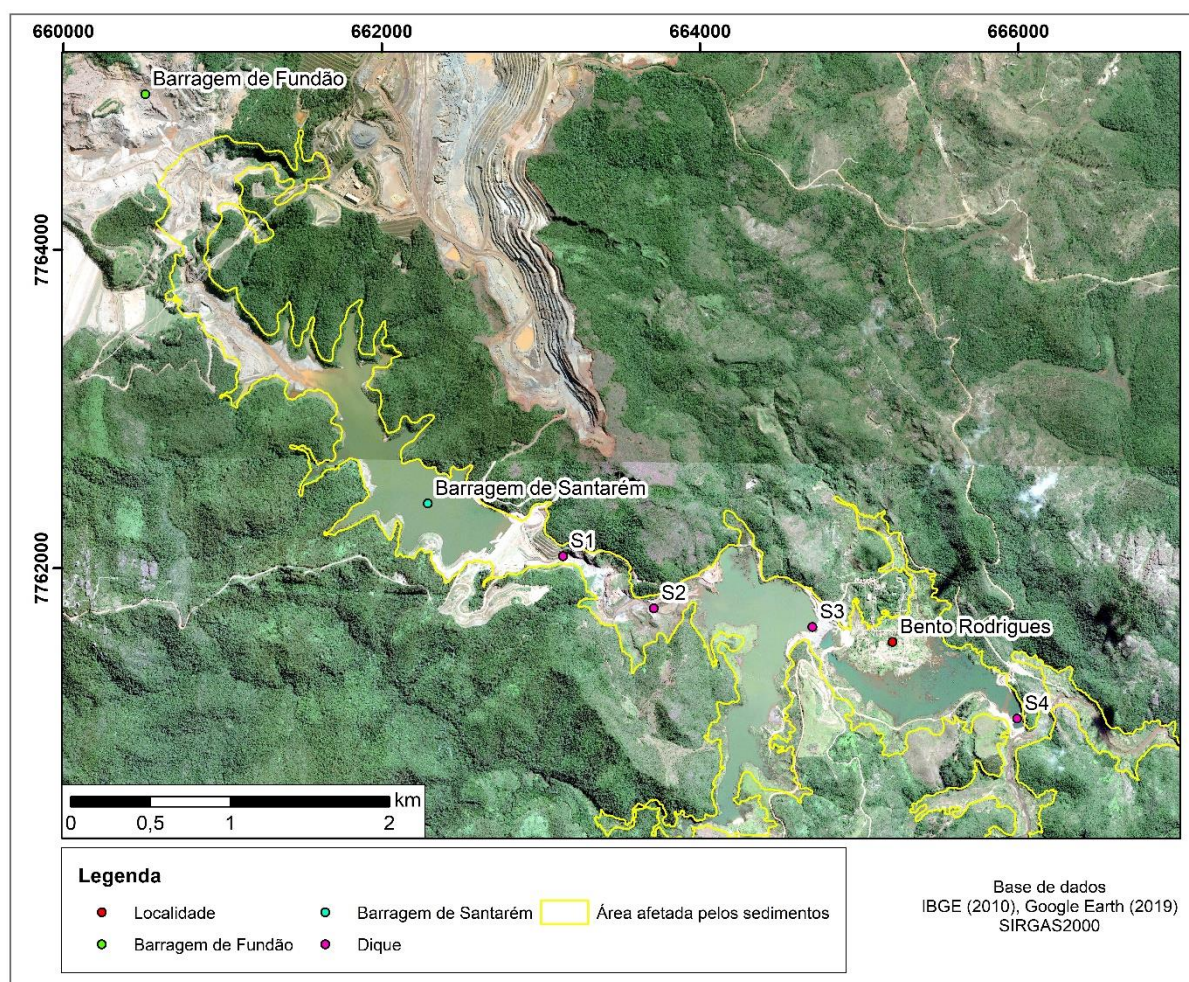


Figura 6.18 - Localização dos diques S1 a S4 implementados a jusante da Barragem de Santarém visando a contenção de sedimentos.

Fonte: Modificado de IBGE (2010), Jacobs CH2M (2018) e Google Earth (2021).

Estas estruturas de pequeno porte, concluídas em fevereiro de 2016, foram dimensionadas para possuírem baixa capacidade e eficiência breve. Atualmente essas estruturas estão assoreadas, não atuando para a contenção de sedimentos e para o controle de aspectos relacionados à qualidade das águas (JACOBS CH2M, 2018a).

Nas proximidades do distrito de Bento Rodrigues foram implantados dois diques a montante e a jusante da comunidade (Figura 6.19), denominados, respectivamente, S3 (com capacidade total de retenção de 2,9 Mm³) e S4 (possuindo capacidade de retenção de 1,05 Mm³), que visam evitar o carreamento dos sedimentos para o Rio Gualaxo do Norte (Fundação Renova, 2017).

Salienta-se que a construção do dique S4 resultou no alagamento de parte da área impactada em Bento Rodrigues (Figura 6.19A), alcançando o muro de pedras do período colonial existente no distrito, que foi protegido por um "envelopamento" (Figura 6.19B).

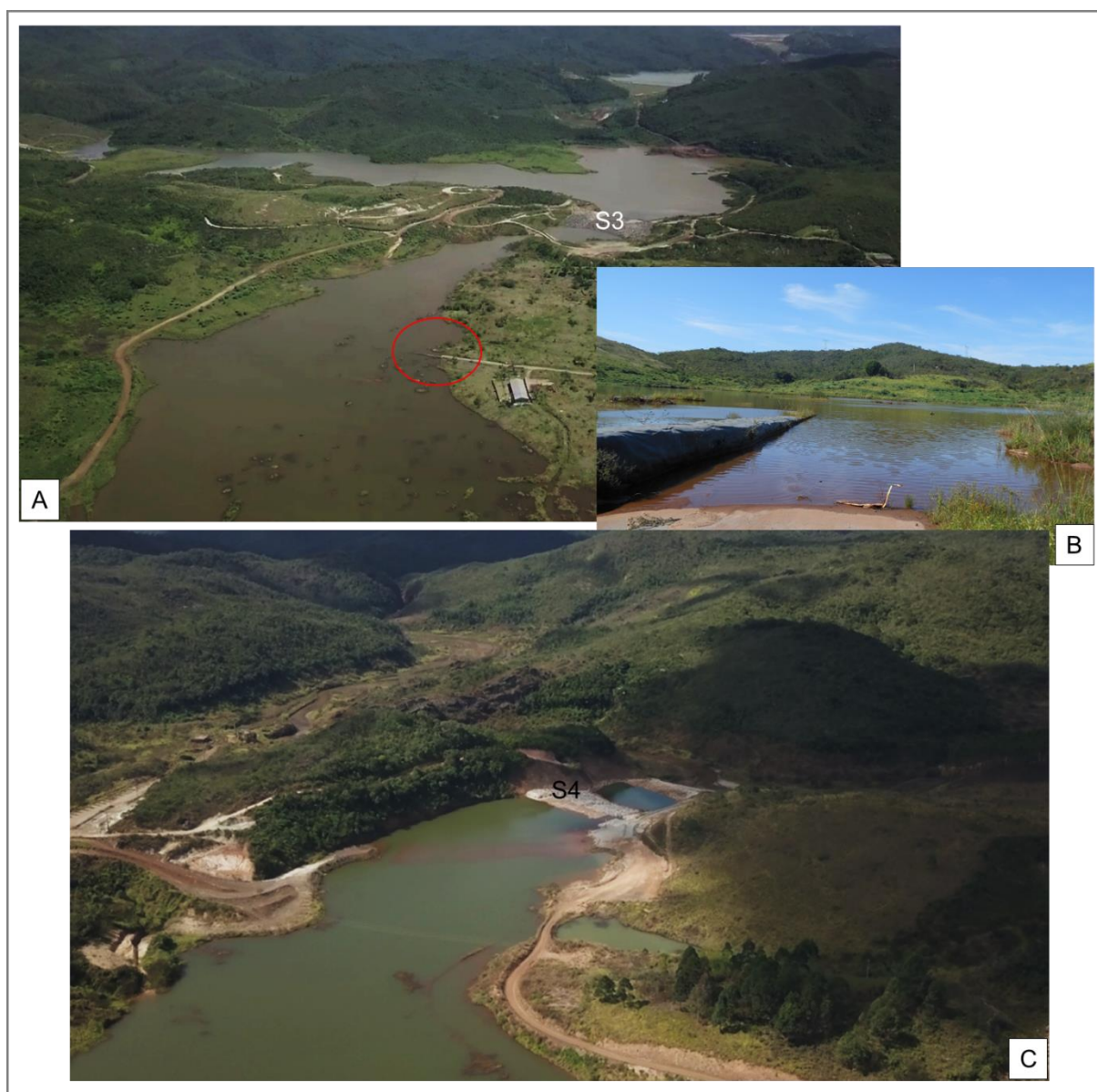


Figura 6.19 - (A) Imagem aérea do dique S3 e alagamento formado pela implantação do dique S4 no distrito de Bento Rodrigues, dia 25 e julho de 2018; (B) Visão geral do muro de pedras do período colonial, protegido por “envelopamento”; (C) Imagem aérea do dique S4. Fontes: Acervo da autora (2018).

A utilização frequente de enrocamento objetiva impedir a erosão das margens, processo que ocorre na porção côncava dos meandros. Entretanto, estas estruturas também podem ser observadas na margem convexa, localmente associadas à significativa deposição de sedimentos, os quais, eventualmente, formam barras em pontal (Figura 6.20).

Os rolos e as mantas de fibra vegetal visam reter os sedimentos provenientes das encostas carreados durante as chuvas, contribuindo para o estabelecimento da vegetação. Apesar disso,

notou-se apenas localmente o desenvolvimento apenas de plantas da família *Poaceae* e outras herbáceas, utilizadas para uma estabilização preliminar do solo (Figura 6.21).

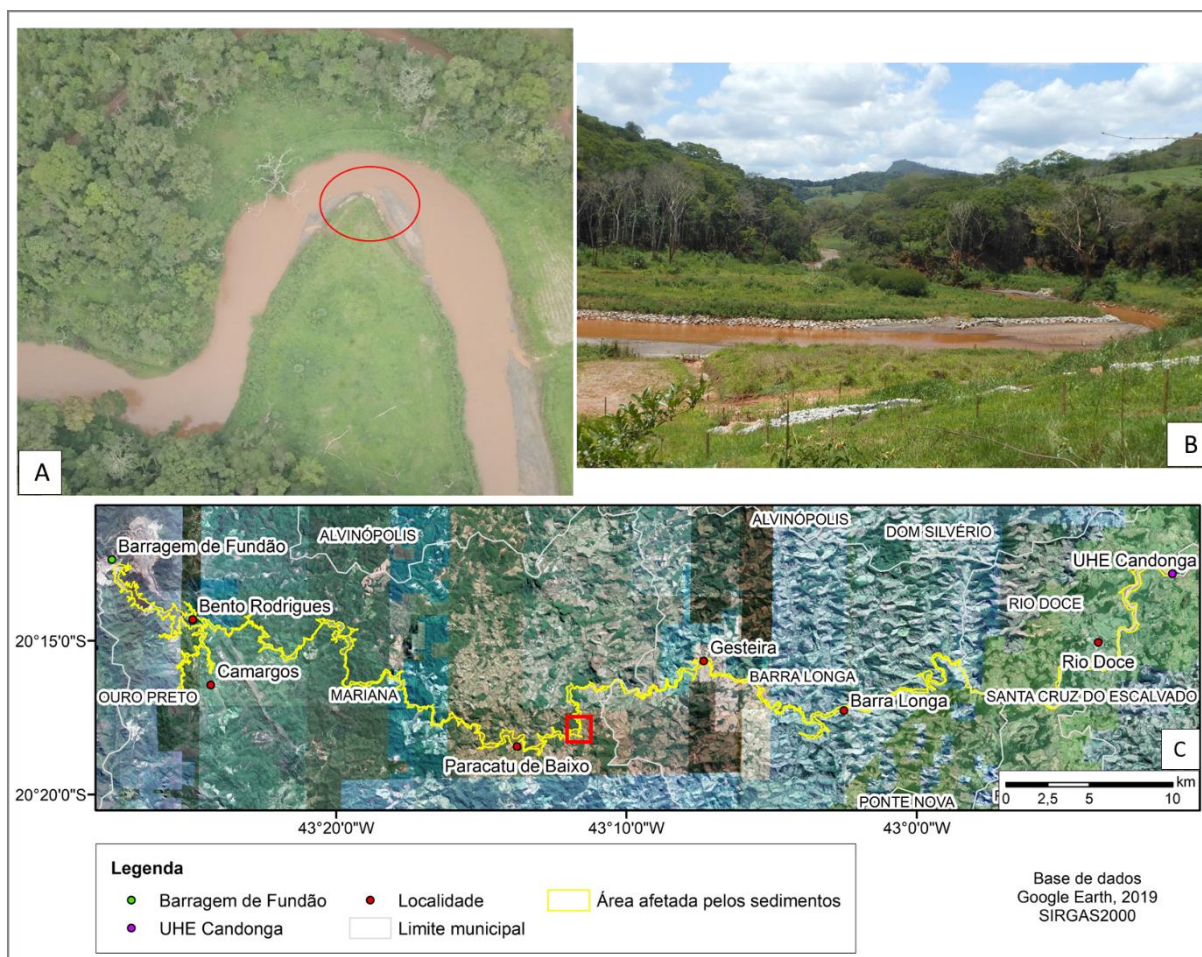


Figura 6.20 - (A) Imagem aérea de enrocamento na margem convexa de meandro no Rio Gualaxo do Norte, obtida no dia 23 de março de 2019; (B) Visão geral do enrocamento destacado em “A”; (C) Localização da área analisada.
Fontes: (A e B) Acervo da autora (obtidas, respectivamente, em 2019 e 2017); (C) Modificado de Google Earth (2021).

Destaca-se que este tipo de cobertura vegetal não representa uma ação de restauração fluvial, já que as espécies empregadas não correspondem a um sistema ripário com função tampão, com capacidade para, dentre outros aspectos, promover a contenção química e física das margens, reduzir o escoamento superficial e produzir biomassa vegetal.

Além disso, as gramíneas formam uma cobertura com distribuição irregular que, aliada à uma decomposição acelerada dos rolos e mantas de fibra vegetal, promovem o desenvolvimento de processos erosivos. Neste sentido, Silva *et al.* (2019) ressaltam que as ações empregadas para recuperação da mata ciliar, representadas pelo plantio direto de espécies agronômicas, manta vegetal e gabião, obtiveram desempenho pouco satisfatório e variável.

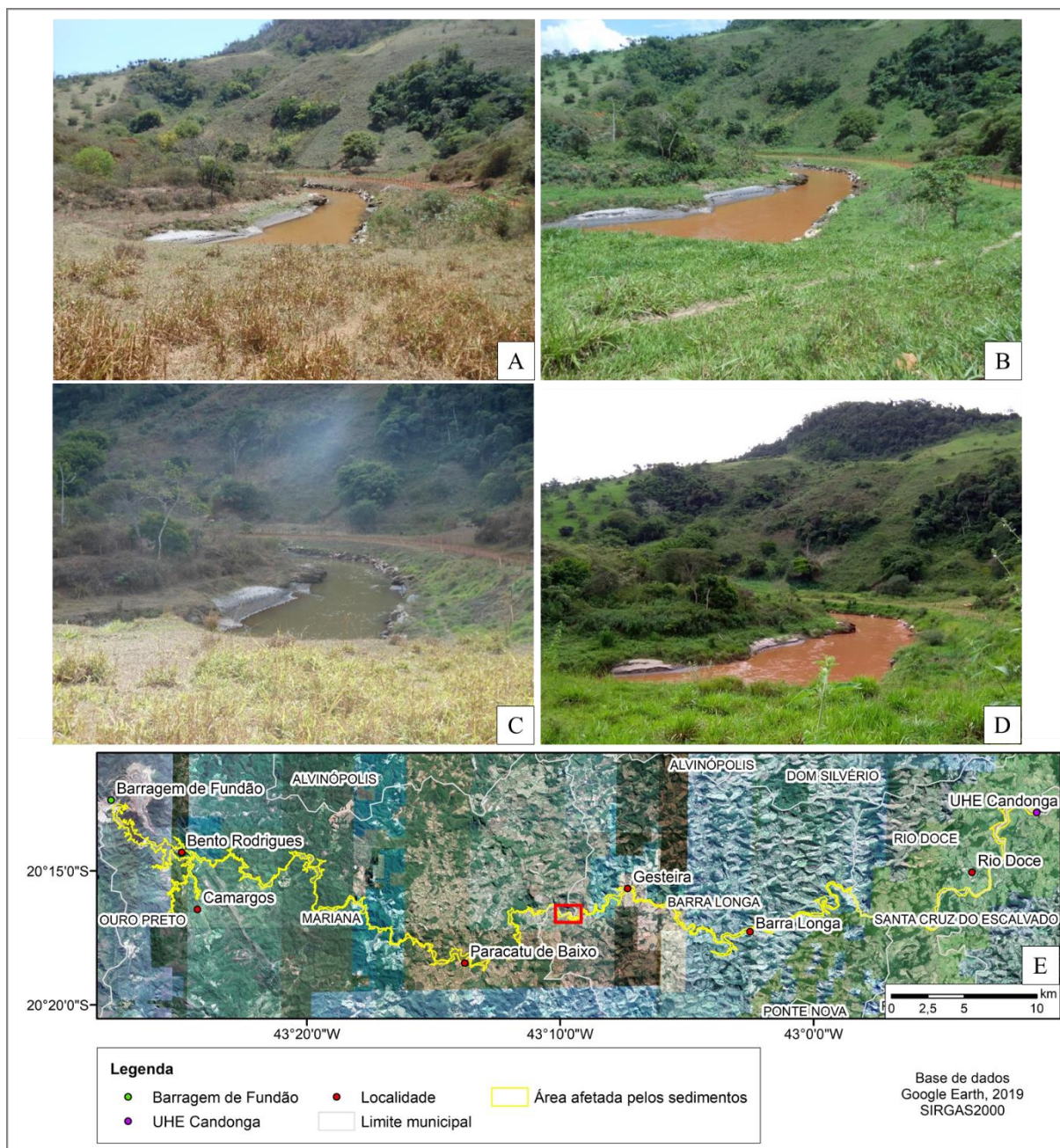


Figura 6.21 - Visão geral de trecho do Rio Gualaxo do Norte submetido às ações de restauração fluvial: (A) dia 10 de outubro de 2017; (B) dia 19 de dezembro de 2017; (C) dia 26 de julho de 2018; (D) dia 23 de março de 2019; (E) Localização da área analisada. Fontes: (A, B, C e D) Acervo da autora; (E) Modificado de Google Earth (2021).

No trecho a jusante de Barra Longa até a UHE Candonga, com extensão de cerca de 26,8 km, estão concentrados cerca de 60% dos pontos nos quais não foram constatadas técnicas para a restauração fluvial. Salienta-se, todavia, que o número reduzido de intervenções está associado ao menor impacto geomorfológico desencadeado pelos rejeitos, quando comparado às áreas situadas a montante de Barra Longa, assim como pela presença de pequenas corredeiras, formadas pelas cristas rochosas ao longo do canal, que contribuem para o transporte dos sedimentos.

7 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS FATORES NECESSÁRIOS À ESTIMATIVA DA TAXA DE EROSÃO

Visando a definição das bases de dados e metodologias mais adequadas para a obtenção dos fatores da USLE, buscou-se a análise de sensibilidade dos fatores referentes à topografia, erosividade e cobertura do solo considerando o cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão.

Faz-se importante destacar que o fator referente às práticas conservacionistas foi determinado concomitantemente ao fator de cobertura do solo. Já o fator erodibilidade dos solos foi obtido a partir de dados bibliográficos, e dessa forma, não foi considerado na análise de sensibilidade. Assim, nos subtópicos a seguir são descritos e analisados os resultados alcançados para cada um dos fatores da USLE.

7.1 Fator erodibilidade (Fator K)

A erodibilidade do solo expressa sua susceptibilidade à erosão, correspondendo à uma propriedade intrínseca que depende da sua capacidade de infiltração e de armazenamento da água, assim como das forças de resistência aos efeitos da chuva e do escoamento superficial (PRUSKI, 2009).

De acordo com o mapeamento de solos elaborado pelo Departamento de Solos (DPS)/LABGEO da UFV (2010) na escala 1: 500.000, podem ser reconhecidos na área de interesse desta pesquisa três conjuntos pedológicos formados pelas unidades CXbdf1, LVAd33 e PVAe22 (Figura 7.1).

A unidade denominada CXbdf1 é formada pelo agrupamento de cambissolo háplico Tb distrófico (solos com argila de baixa atividade e de baixa fertilidade) típico, caracterizada por horizonte A moderado, textura argilosa, em relevo forte ondulado/montanhoso (20%); latossolo vermelho distroférico típico, com horizonte A moderado, textura média, observado em relevo forte ondulado (20%) e latossolo vermelho-amarelo distrófico típico, horizonte A moderado, textura argilosa, associada à relevo forte ondulado (10%).

A unidade LVAd33 é representada por uma associação de latossolo vermelho-amarelo distrófico típico, com horizonte A moderado, textura argilosa, observado em relevo forte ondulado (50%); cambissolo háplico Tb distrófico típico, com horizonte A moderado e textura

argilosa, associado a um relevo forte ondulado (30%) e argissolo vermelho-amarelo distrófico típico, com horizonte A moderado, textura argilosa, em relevo ondulado (20%).

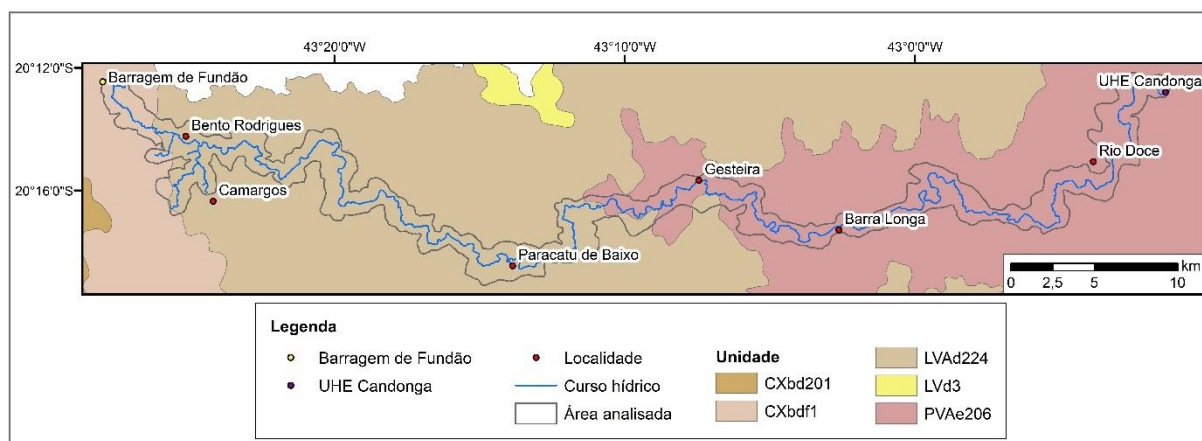


Figura 7.1 - Unidades pedológicas identificadas nas vertentes e segmento fluvial compreendidos entre a Barragem de Fundão e a UHE de Candonga.
Fonte: Modificado de UFV (2010).

Já a unidade PV Ae22 agrupa argissolo vermelho-amarelo eutrófico típico, com horizonte A moderado, textura argilosa, presente em relevo ondulado (40%); argissolo vermelho-amarelo distrófico típico, com horizonte A moderado, textura argilosa, observado em relevo ondulado (25%); latossolo vermelho-amarelo distrófico típico, com horizonte A moderado, textura argilosa/muito argilosa, associado a relevo forte ondulado (20%) e cambissolo háplico Tb distrófico típico, horizonte A moderado, textura argilosa, em relevo forte ondulado (15%).

Os cambissolos correspondem, de modo geral, a solos caracterizados por processos pedogenéticos pouco avançados, com alteração do material de origem marcada pela quase ausência da estrutura da rocha ou estratificação dos sedimentos. O critério para a classificação desse solo está relacionado à presença de horizonte B incipiente em sequência a um horizonte superficial de qualquer natureza (EMBRAPA, 2018).

Uma vez que esses solos podem ser formados a partir de diversos materiais origem, associados a diferentes formas de relevo e condições climáticas, suas características são muito variáveis. Dessa forma, essa classe abarca solos rasos a profundos, fortemente a imperfeitamente drenados, de cor bruna ou bruno-amarelada a vermelho-escura, exibindo alta a baixa saturação por bases e atividade química da fração argila (EMBRAPA, 2018).

Os latossolos são caracterizados por evolução avançada, resultando no desenvolvimento de horizonte B latossólico, em sequência a qualquer tipo de horizonte B, com quase nulo ou ligeiro aumento de teor de argila do horizonte A para o horizonte B. Esses solos são marcados por intensa atuação de processo de latolização (ferralitização), resultando no acentuado

intemperismo dos minerais primários e secundários menos resistentes. Nesses solos ocorre ainda a concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou hidróxidos e óxidos de alumínio e ferro, com inexpressiva migração ou movimentação de argila, gleização, ferrólise ou plintitização (EMBRAPA, 2018).

Além disso, são solos normalmente muito profundos (espessura do *solum* raramente inferior a 1 m), variando de fortemente a bem drenados, apesar de ocorrerem solos caracterizados por cores pálidas, com drenagem moderada a imperfeita, indicando a formação em condições (atuais ou pretéritas) com um dado grau de gleização (EMBRAPA, 2018).

Os latossolos são característicos de regiões tropicais, equatoriais e zonas subtropicais, ocorrendo em amplas e antigas superfícies de erosão, terraços fluviais antigos ou pedimentos, usualmente em relevo plano e suave ondulado, ainda que possam ser formados em áreas mais acidentadas, incluindo relevo montanhoso. Além disso, podem ser provenientes de diversos litotipos e sedimentos, sob variados climas e tipos de vegetação (EMBRAPA, 2018).

De modo geral, os latossolos possuem baixa erodibilidade associada à um baixo potencial de escoamento superficial, entretanto, quando sujeitos à concentração de água decorrente de ocupação antrópica podem desenvolver ravinas profundas e voçorocas (SARTORI *et al.*, 2005).

Os argissolos, apesar de possuírem uma evolução pedogenética semelhante à dos latossolos, diferenciam-se destes pela atuação incompleta do processo de ferralitização. Além disso, possuem horizonte B textural, caracterizado pelo acúmulo de argila. Destaca-se que o horizonte B textural é formado por argila de atividade baixa, ou atividade alta contanto que esteja conjugada com saturação por bases baixa ou com caráter alumínico (EMBRAPA, 2018).

A partir da análise de 66 perfis de solo na região de São Paulo, Lombardi Neto e Bertoni (1975) concluíram que solos contendo horizonte B textural são mais suscetíveis à erosão quando comparados aos solos com B latossólico, tanto nos horizontes superficiais como em subsuperfície.

Há diversos trabalhos que estimam a erodibilidade dos solos brasileiros considerando diferentes níveis categóricos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Para essa pesquisa, buscou-se identificar a erodibilidade de solos classificados até o 3º nível categórico (Grande Grupo), a estendendo aos demais níveis sempre que possível. Assim, a Tabela 7.1 exhibe a classificação

hierárquica dos solos mapeados na área da pesquisa de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

Tabela 7.1 - Hierarquia dos solos mapeados nas vertentes e segmento fluvial compreendidos entre a Barragem de Fundão e a UHE de Candonga. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

1º nível categórico (Ordem)	2º nível categórico (Subordem)	3º nível categórico (Grande Grupo)	4º nível categórico (Subgrupo)
Cambissolo	Háplico	Distrófico	Típico
Latossolo	Vermelho	Distroférico	Típico
	Vermelho-amarelo	Distrófico	Típico
Argissolo	Vermelho-amarelo	Eutrófico	Típico
	Vermelho-amarelo	Distrófico	Típico

A Tabela 7.2 exibe os valores de erodibilidade de cambissolos, latossolos e argissolos identificados na literatura pertinente obtidos para diferentes localidades brasileiras.

Tabela 7.2 - Valores do fator erodibilidade (K) de cambissolos, latossolos e argissolos.

Solos	Erodibilidade (t. h. MJ ⁻¹ . mm ⁻¹)
Cambissolo háplico Tb distrófico	
Textura argilosa (Rio Claro/SP)	0,0075 a 0,0171 ⁽¹⁾
Típico (Estado de São Paulo)	0,0254 (horizonte A) - 0,0186 (horizonte B) ⁽²⁾
Típico (Lavras/MG)	0,0355 ⁽³⁾
Típico, textura argilosa pouco-cascalhenta, A moderado (Cachoeiras de Macacu/ RJ)	0,0156 – 0,02118 ⁽⁴⁾
Típico, textura argilosa, A moderado (Cachoeiras de Macacu/ RJ)	0,0204 - 0,02115 ⁽⁴⁾
Latossolo vermelho distroférico	
Típico A moderado textura errática (Estado de São Paulo)	0,0071 (horizonte A) - 0,0052 (horizonte B) ⁽²⁾
Dourados (MS)	0,0045 ⁽⁵⁾
Típico (Lavras/MG)	0,0032 ⁽³⁾
Típico (Campinas/SP)	0,0116 a 0,0146 ⁽⁶⁾
Típico (Francisco Beltrão/PR)	0,02771 ⁽⁷⁾
Típico, textura argilosa (Dois Irmãos do Buriti/MS)	0,086541 – 0,156667 ⁽⁸⁾
Distroférico e eutrófico típico, textura muito argilosa a argilosa (Dois Irmãos do Buriti/MS)	0,007241 – 0,124910 ⁽⁸⁾
Santa Cruz do Rio Pardo (SP)	0,0012 – 0,044 (horizonte A) ⁽⁹⁾ 0,008 – 0,038 (horizonte B) ⁽⁹⁾
Latossolo vermelho-amarelo distrófico	
A moderado, textura argilosa (Estado de São Paulo)	0,0112 (horizonte A) - 0,0081 (horizonte B) ⁽²⁾
Textura muito argilosa (Lavras/MG)	0,010 ⁽¹⁰⁾
Textura média (Ubjara/CE)	0,011 ⁽¹¹⁾
Típico, textura muito argilosa (Belo Oriente/MG)	0,0002 ⁽¹²⁾
Sul do Estado do Piauí	0,0264 ⁽¹³⁾
Argissolo vermelho-amarelo distrófico	
Típico A moderado textura média/argilosa (Estado de São Paulo)	0,0466 (horizonte A) - 0,0100 (horizonte B) ⁽²⁾
Típico (Viçosa/MG)	0,027 ⁽¹⁴⁾

Tabela 7.2 - Valores do fator erodibilidade (K) de cambissolos, latossolos e argissolos.

Solos	Erodibilidade (t. h. MJ ⁻¹ . mm ⁻¹)
Sul do Estado do Piauí	0,0592 ⁽¹³⁾
Santa Cruz do Rio Pardo (SP)	0,045 – 0,222 (horizonte A) ⁽⁹⁾ 0,032 – 0,045 (horizonte B) ⁽⁹⁾
Argissolo vermelho-amarelo eutrófico	
Típico (Alagoa Grande/PB)	0,032 ⁽¹⁵⁾
Típico (Tavares/PB)	0,025 ⁽¹⁶⁾
Típico (Sete Lagoas/MG)	0,033 ⁽¹⁷⁾
Típico textura média/argilosa (Noroeste do estado de São Paulo)	0,0412 (horizonte A) - 0,0177 (horizonte B) ⁽¹⁴⁾
Sul do Estado do Piauí	0,0577 ⁽¹⁴⁾

Fontes: ⁽¹⁾ Corrêa *et al.* (2015); ⁽²⁾ Mannigel *et al.*, (2002); ⁽³⁾ Silva *et al.* (2009); ⁽⁴⁾ Clemente *et al.* (2017); ⁽⁵⁾ Hernani *et al.* (1997); ⁽⁶⁾ Silva *et al.* (2016a); ⁽⁷⁾ Vansan (2017); ⁽⁸⁾ Chagas *et al.* (2011); ⁽⁹⁾ Demarchi e Zimback (2014); ⁽¹⁰⁾ Silva *et al.* (1994); ⁽¹¹⁾ Fernandez Medina e Oliveira Júnior (1987); ⁽¹²⁾ Silva *et al.* (2010b); ⁽¹³⁾ Morais e Sales (2017); ⁽¹⁴⁾ Resck *et al.* (1981); ⁽¹⁵⁾ Rodrigues do Ó (1986); ⁽¹⁶⁾ Silva *et al.* (1986); ⁽¹⁷⁾ Marques (1996).

Nota-se na Figura 7.2 que os valores de erodibilidade possuem mediana de 0,0204 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹ e desvio padrão de 0,0076 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹ quando considerado o cambissolo háplico Tb distrófico. Os latossolos apresentam mediana semelhante, correspondendo a 0,0116 t. h. MJ⁻¹.mm⁻¹ (latossolo vermelho distroférico) e 0,0105 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹ (latossolo vermelho-amarelo distrófico), com desvios padrão de 0,0485 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹ e 0,0085 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹, respectivamente.

Já o argissolo vermelho-amarelo distrófico possui erodibilidade com mediana de 0,045 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹ e desvio padrão de 0,0668 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹, enquanto o argissolo vermelho-amarelo eutrófico é caracterizado por erodibilidade com mediana correspondendo a 0,0325 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹, com desvio padrão de 0,0139 t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹.

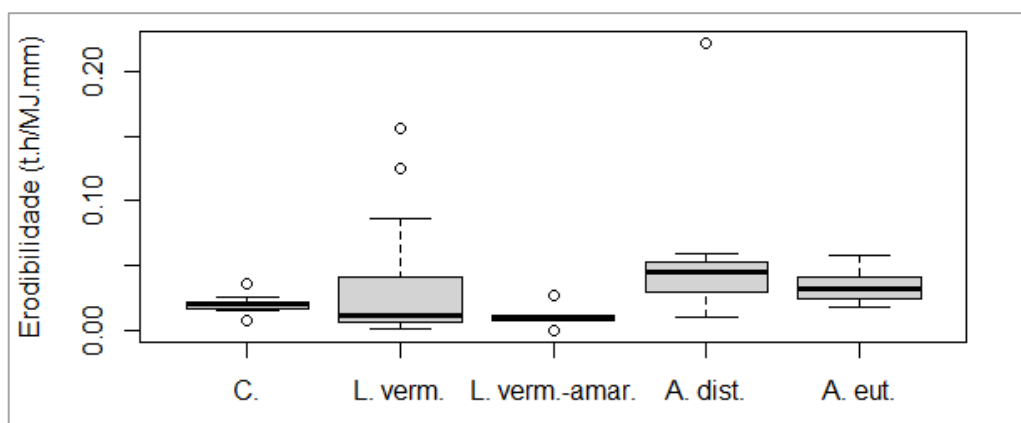


Figura 7.2 - Erodibilidade de cambissolo háplico Tb distrófico (C.), latossolo vermelho distroférico (L. verm.); latossolo vermelho-amarelo distrófico (L. verm.-amar.); argissolo vermelho-amarelo distrófico (A. dist.) e argissolo vermelho-amarelo eutrófico (A. eut.) obtidos na literatura.

Quando considerados os conjuntos pedológicos identificados no mapeamento realizado pela UFV (2010), observa-se que a unidade CXbdf1 exibe erodibilidade com mediana correspondendo a $0,0151 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e desvio padrão de $0,0356 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$; a unidade LVAd33 é caracterizada por erodibilidade com mediana de $0,02115 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e desvio padrão de $0,0440 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, enquanto a unidade PV Ae22 apresenta erodibilidade com mediana de $0,0250 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e desvio padrão de $0,0394 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ (Figura 7.3).

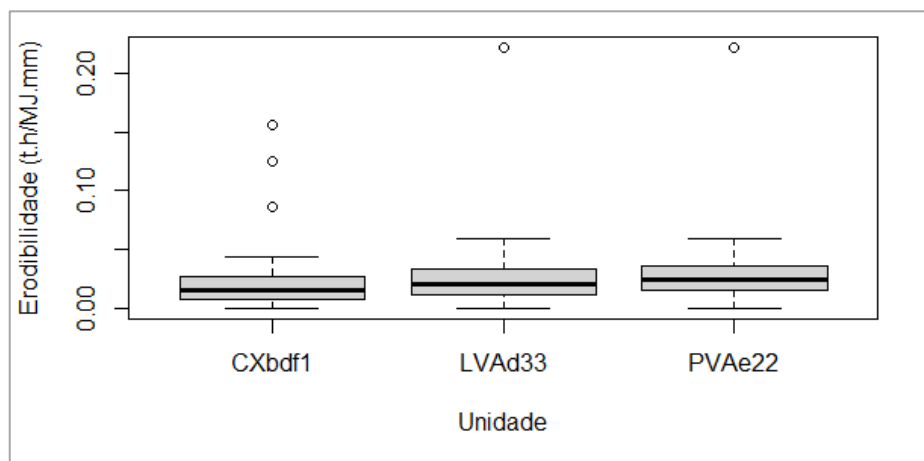


Figura 7.3 - Distribuição da erodibilidade das unidades pedológicas identificadas na área analisada nessa pesquisa de acordo com mapeamento realizado pela UFV (2010).

7.2 Fator erosividade (*Fator R*)

A Bacia Hidrográfica do Rio Doce possui clima tropical úmido, não uniforme, controlado por um conjunto de fatores, principalmente, pelas características do relevo, pela posição geográfica e pelo encontro de massas de ar que agem no interior da bacia, como, por exemplo, o Sistema Tropical Atlântico, que predomina na maior parte do ano, e o Sistema Equatorial Continental, que ocasiona Linhas de Instabilidade Tropical, especialmente no verão, resultando em chuvas intensas, com aproximadamente 60% do total anual (COELHO, 2009).

Assim, as regiões de maior altitude e as litorâneas possuem os maiores totais anuais, que de acordo com Coelho (2009), variam entre 900 mm e 1500 mm, enquanto as regiões deprimidas e fundos de vale são caracterizados por menores totais anuais (entre 700 e 1000 mm).

Quando analisados os dados das 86 estações pluviométricas localizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce no Estado de Minas Gerais no período compreendido entre 1998 e 2019, nota-se que a precipitação média anual (Figura 7.4A) varia de 850 mm na região leste – nordeste a 1.735 mm na região sudoeste.

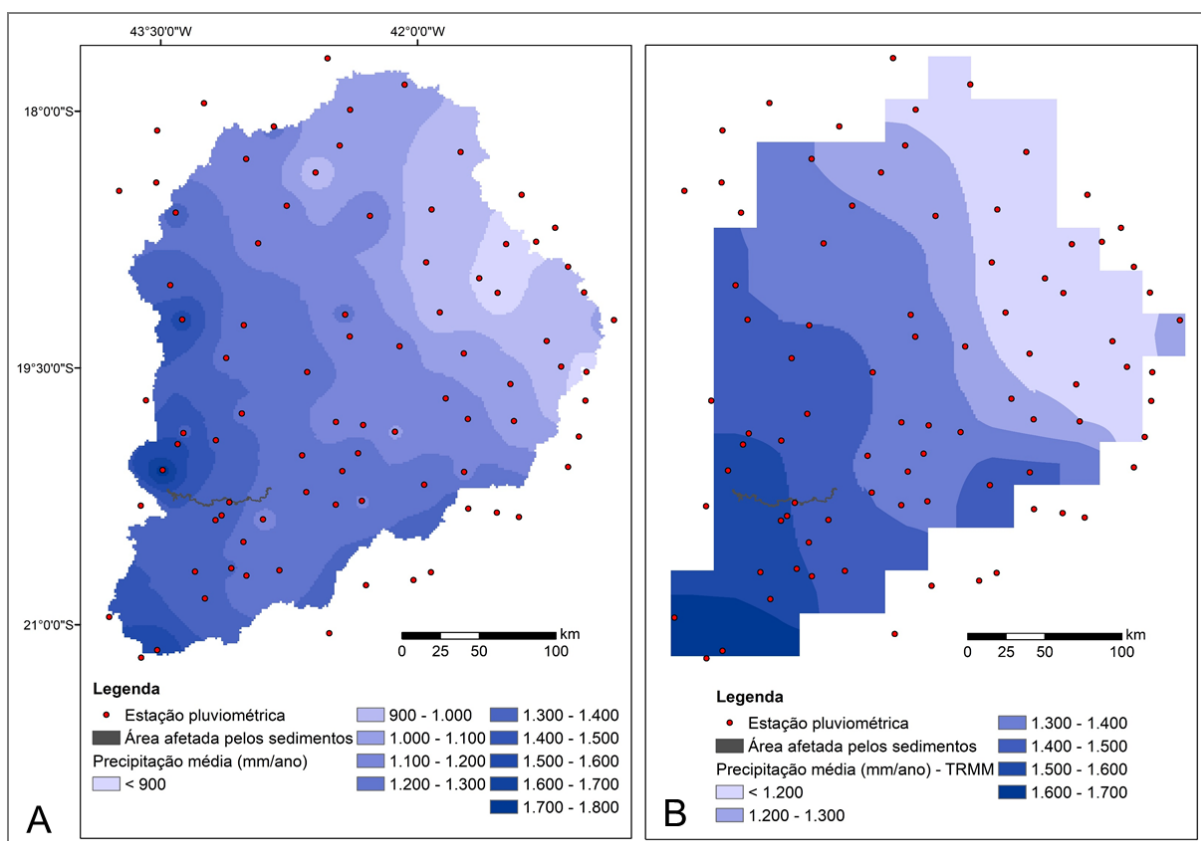


Figura 7.4 - Distribuição da precipitação média anual na Bacia Hidrográfica do Rio Doce no Estado de Minas Gerais considerando: (A) dados das estações pluviométricas entre os anos de 1998 e 2019 e (B) dados do satélite TRMM.

Os dados obtidos pelo satélite TRMM, também considerando o período compreendido entre 1998 e 2019, indicam que a precipitação média anual (Figura 7.4B) varia de valores superiores a 1.100 mm na região leste – nordeste a inferiores a 1.700 mm na região sudoeste.

A Tabela 7.3 sintetiza as características dos dados pluviométricos associados às estações e provenientes do satélite TRMM. Nota-se que a média anual quando consideradas as estações pluviométricas corresponde a 1.183,16 mm (desvio padrão de 205,12 mm) enquanto a média associada aos dados do satélite TRMM é superior, correspondendo a 1.335,98 mm (desvio padrão de 157,41 mm).

Quanto aos indicadores de desempenho, verifica-se uma correlação moderada entre os dados dos pluviômetros e aqueles provenientes do satélite, com um coeficiente de correlação de Pearson de 0,88; erro médio absoluto de 165,65 mm; raiz do erro médio quadrático de 182,25 mm e erro médio percentual de 15,0%.

Tabela 7.3 - Análise estatística da precipitação média anual registrada considerando 86 estações pluviométricas localizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce e conjunto de dados do satélite TRMM.

Estações pluviométricas		TRMM	
Média	1.183,16 mm	Média	1.335,98 mm
Desvio padrão	205,12 mm	Desvio padrão	157,41 mm
Mínimo	788,67 mm	Mínimo	1.088,13 mm
Máximo	1.736,52 mm	Máximo	1.656,54 mm
Assimetria	0,222	Assimetria	-0,022
Erro de assimetria padrão	0,260	Erro de assimetria padrão	0,260
Curtose	-0,346	Curtose	-1,193
Erro de curtose padrão	0,514	Erro de curtose padrão	0,514
P-valor do teste Shapiro-Wilk	0,062	P-valor do teste Shapiro-Wilk	0,002
P-valor do teste Kolmogorov-Smirnov, com correção de Lilliefors	0,889	P-valor do teste Kolmogorov-Smirnov, com correção de Lilliefors	0,008
Coef. de correlação de Pearson	0,88		
Índice de concordância	0,78		
Índice de confiança	0,686		
Erro médio absoluto	164,65 mm		
Erro médio percentual	15,0%		
Raiz do erro médio quadrático	182,25 mm		

Contudo, dentre as 86 estações pluviométricas analisadas 28% não possuem série de dados completa entre os anos de 1998 e 2019. Assim, visando avaliar o impacto desses dados no desempenho das informações provenientes do satélite TRMM, os dados pluviométricos foram analisados considerando apenas as 62 estações caracterizadas por uma série completa entre os anos de 1998 e 2019 (Figura 7.5).

A Figura 7.6A exibe uma comparação entre as médias anuais associadas às 86 estações pluviométricas e as informações provenientes do satélite TRMM, enquanto a Figura 7.6B apresenta a correlação entre as médias anuais referentes às 62 estações pluviométricas e os dados do satélite TRMM.

Os resultados obtidos indicam que em ambas as situações há uma relação linear positiva moderada entre os conjuntos de dados, com coeficiente R^2 sendo ligeiramente maior no cenário referente à utilização das 86 estações pluviométricas ($R^2 = 0,776$).

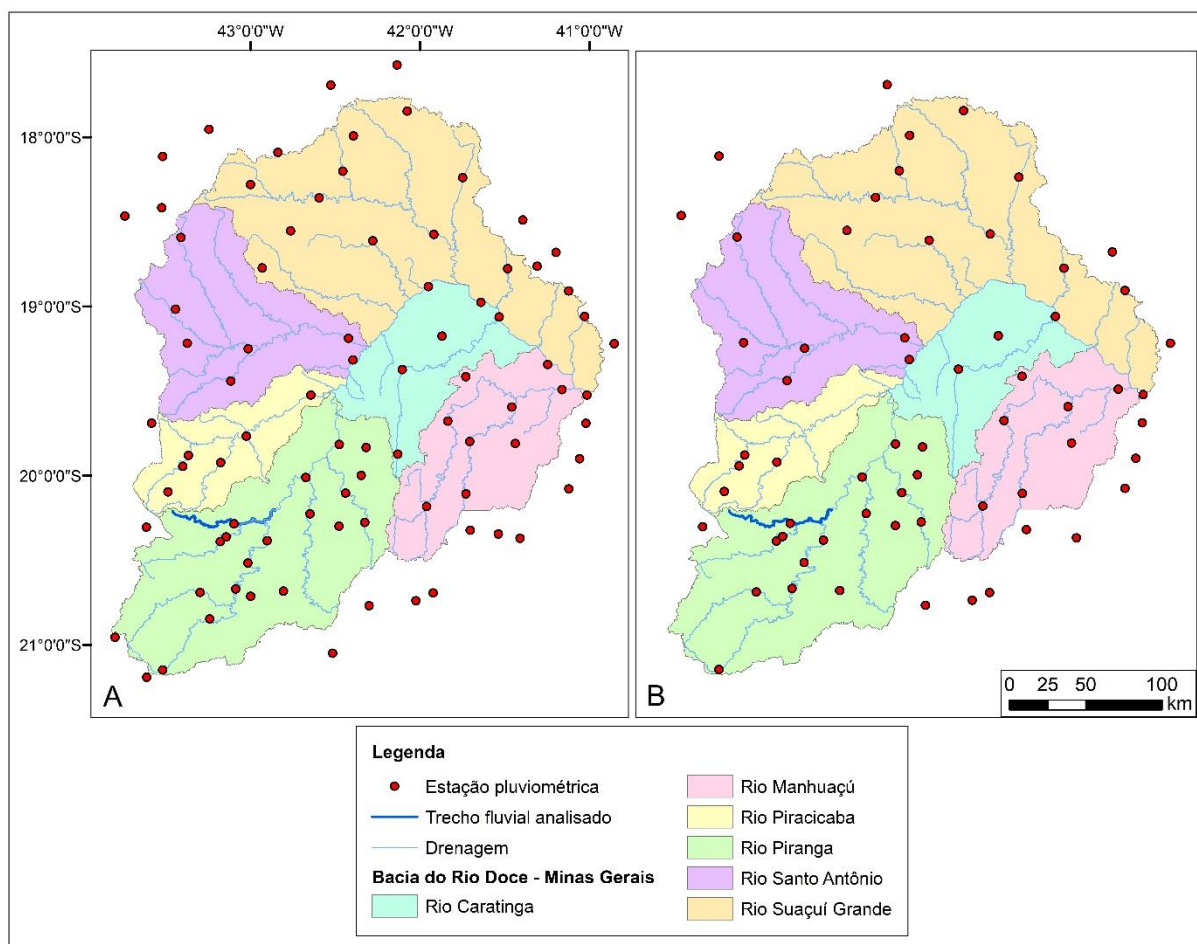


Figura 7.5 - (A) Localização das 86 estações pluviométricas; (B) Localização das 62 estações pluviométricas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce.

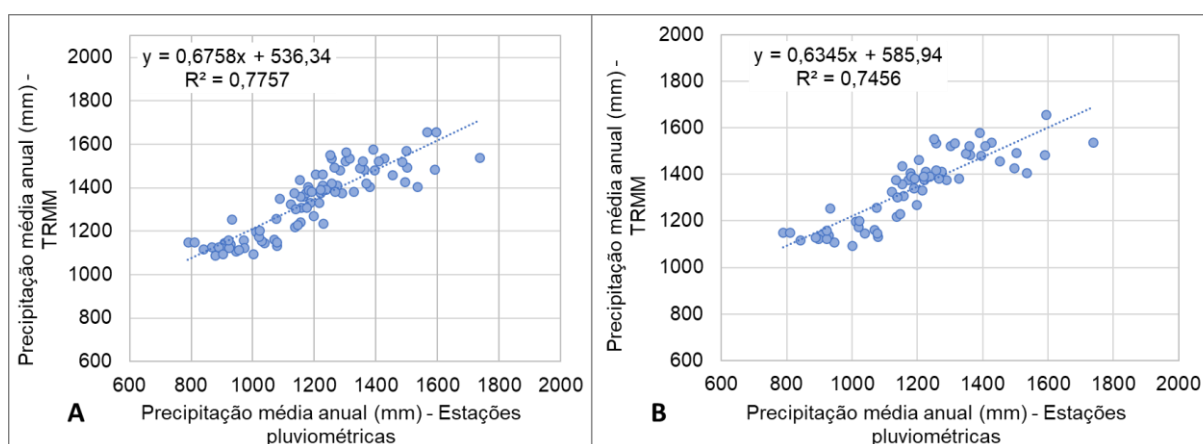


Figura 7.6 - Gráfico de dispersão da precipitação média anual: (A) considerando 86 estações pluviométricas e os dados de precipitação TRMM; (B) considerando 62 estações pluviométricas e os dados de precipitação TRMM.

Observa-se na Tabela 7.4 que a média anual das 62 estações pluviométricas corresponde a 1.188,13 mm (desvio padrão de 206,43 mm) e a média relacionada aos dados do satélite TRMM equivale a 1.339,81 mm (desvio padrão de 151,69 mm), sendo que ambos os valores são ligeiramente superiores àqueles observados quando analisadas as 86 estações pluviométricas. Com relação aos indicadores de desempenho, nota-se um coeficiente de correlação de Pearson

de 0,86; erro médio absoluto de 121,36 mm; raiz do erro médio quadrático de 157,65 mm e erro médio percentual de 11,01%.

Tabela 7.4 - Análise estatística da precipitação média anual considerando 62 estações pluviométricas localizadas na Bacia Hidrográfica do Rio Doce e o conjunto de dados do satélite TRMM.

Estações pluviométricas		TRMM	
Média	1.188,13 mm	Média	1.339,81 mm
Desvio padrão	206,43 mm	Desvio padrão	151,69 mm
Mínimo	788,67 mm	Mínimo	1.094,84 mm
Máximo	1.736,52 mm	Máximo	1.656,54 mm
Assimetria	0,247	Assimetria	-0,093
Erro de assimetria padrão	0,304	Erro de assimetria padrão	0,304
Curtose	-0,130	Curtose	-1,194
Erro de curtose padrão	0,599	Erro de curtose padrão	0,599
P-valor do teste Shapiro-Wilk	0,094	P-valor do teste Shapiro-Wilk	0,006
P-valor do teste Kolmogorov-Smirnov, com correção de Lilliefors	0,855	P-valor do teste Kolmogorov-Smirnov, com correção de Lilliefors	0,012
Coef. de correlação de Pearson	0,86		
Índice de concordância	0,76		
Índice de confiança	0,65		
Erro médio absoluto	121,356 mm		
Erro médio percentual	11,01%		
Raiz do erro médio quadrático	157,65 mm		

Percebe-se nos histogramas apresentados na Figura 7.7 e com base na análise estatística, mostrada nas Tabelas 7.3 e 7.4, que a distribuição de probabilidade dos dados provenientes dos pluviômetros e do satélite não são as mesmas. Observa-se nas Figuras 7.7A e 7.7C que a distribuição da frequência exibe aderência à distribuição normal. Esses resultados foram corroborados por testes de normalidade das distribuições de frequência, cujos resultados são mostrados nas Tabelas 7.3 e 7.4.

Por outro lado, os histogramas das Figuras 7.7B e 7.7D exibem pequena aderência dos dados estimados pelo satélite TRMM à distribuição normal, tanto para 62 estações (Figura 7.7B) quanto para as 86 estações (Figura 7.7D), conforme indicado pelos testes de normalidade, cujos resultados são exibidos nas Tabelas 7.3 e 7.4.

Uma superestimativa dos dados pluviométricos provenientes do satélite TRMM também foi observada por Prakash *et al.*, (2015); Awatade *et al.* (2018) e Kashiwar *et al.* (2018). Dandridge *et al.* (2019) verificaram uma subestimativa do algoritmo TMPA quando comparado aos dados pluviométricos principalmente durante a estação seca, enquanto Darand *et al.* (2017) notaram que os dados de precipitação do satélite TRMM foram superestimados no período chuvoso. Já Nastos *et al.* (2016) constataram uma subestimação na precipitação em áreas de grande altitude e uma superestimação na precipitação em planícies e regiões costeiras na Grécia.

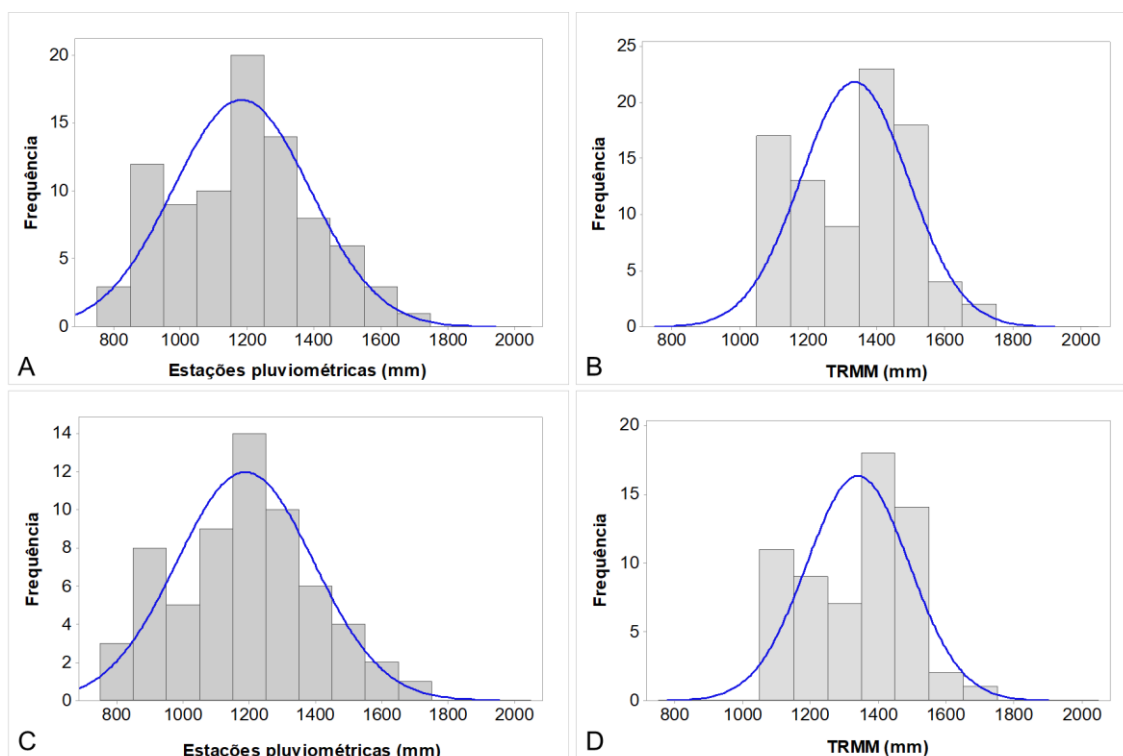


Figura 7.7 - Histogramas das médias anuais pluviométricas gerados a partir: (A) 86 estações pluviométricas; (B) satélite TRMM associado às 86 estações pluviométricas; (C) 62 estações pluviométricas; (D) satélite TRMM associado às 62 estações pluviométricas. Nota: A linha azul em todos os gráficos representa a curva normal.

Diferentes pesquisas têm indicado desempenhos melhores dos sensores remotos na estimativa da precipitação em uma escala de tempo mensal quando comparados à uma escala diária (MELO *et al.*, 2015; JIANG *et al.*, 2018) ou anual (DANDRIDGE *et al.*, 2019). Apesar disso, os dados de precipitação provenientes de sensores remotos têm um potencial de utilização para diversas aplicações em regiões onde as observações de pluviômetros são esparsas, inexistentes ou de má qualidade (MANTAS *et al.*, 2015; DARAND *et al.*, 2017) ou ainda para a compreensão da variação espacial da precipitação em terrenos complexos (ZHANG *et al.*, 2018).

Quando consideradas as pesquisas envolvendo o Brasil, de acordo com Pereira *et al.* (2013) e Almeida *et al.* (2015), os dados provenientes do sensor TRMM podem ser empregados para estimativa da precipitação na região norte do país. Apesar de Melo *et al.* (2015) terem verificado um desempenho ruim desse sensor para a região nordeste do país, esses autores identificaram um melhor desempenho do TRMM nas estações secas. Além disso, Moraes e Gonçalves (2021) destacam que os dados obtidos por meio do satélite TRMM são eficazes, confiáveis e possuem uma melhor distribuição (quando comparados às estações pluviométricas).

Quanto à erosividade média anual, considerando os dados das 86 estações pluviométricas e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), nota-se que os valores médios anuais na Bacia Hidrográfica do Rio Doce variam de inferiores a 6.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹ na porção leste, a superiores a 9.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹ na região oeste (Figura 7.8A). Já a equação proposta por Oliveira (2006), apesar de mostrar uma distribuição semelhante, resulta em valores mínimos e máximos, nessas mesmas regiões, de cerca de 9.000 e 16.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹, respectivamente (Figura 7.8D).

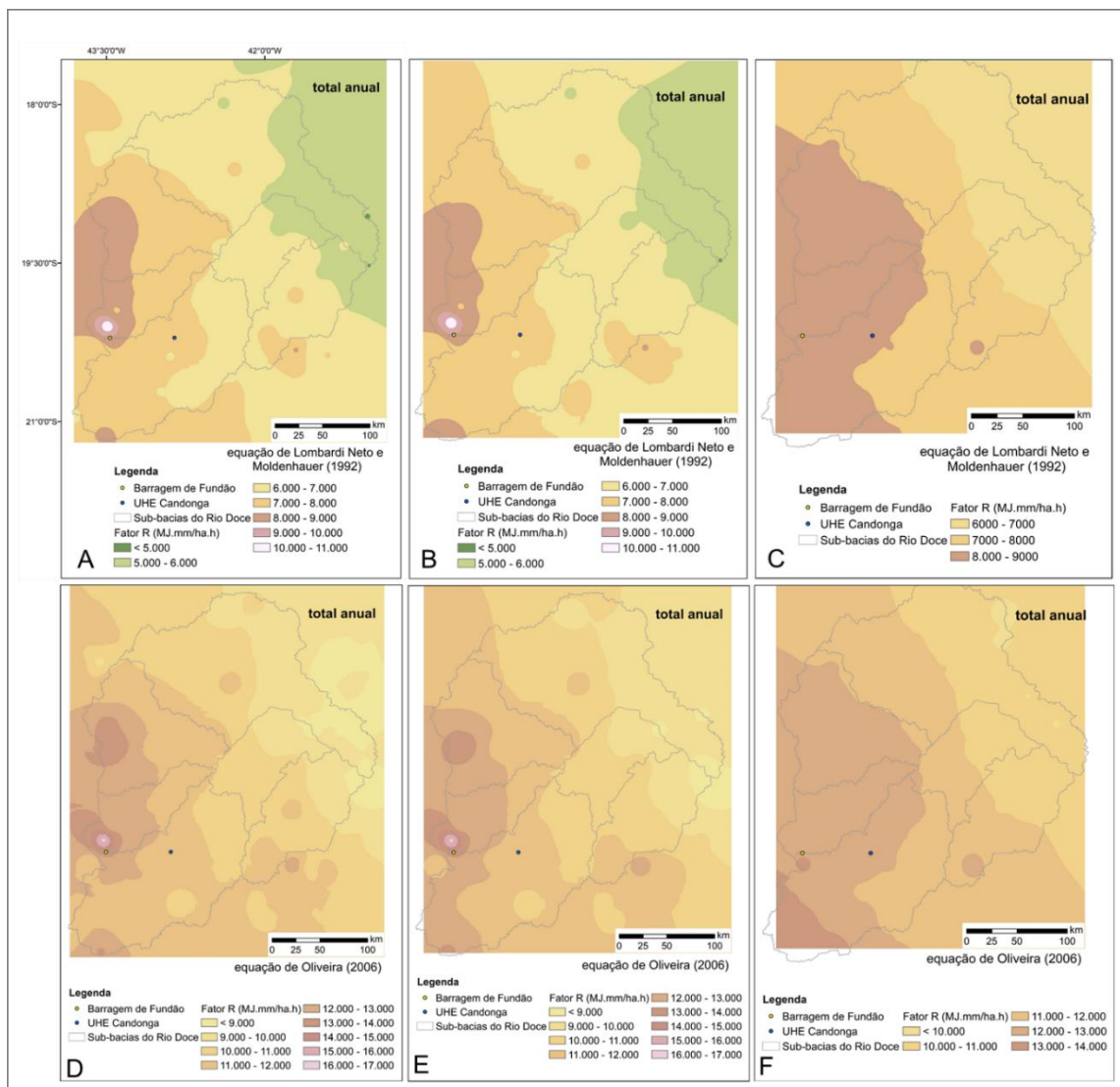


Figura 7.8 - Erosividade média anual (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹) da Bacia Hidrográfica do Rio Doce utilizando (A) 86 estações e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (B) 62 estações e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (C) satélite TRMM e a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); (D) 86 estações e a equação de Oliveira (2006); (E) 62 estações e a equação de Oliveira (2006); (F) satélite TRMM e a equação de Oliveira (2006).

Não há diferença significativa entre a erosividade média anual observada na Figura 7.8A e os dados relativos às 62 estações pluviométricas associados à equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), indicada na Figura 7.8B. Por outro lado, quando comparadas as Figuras

7.8D e 7.8E, obtidas a partir da equação de Oliveira (2006), notam-se diferenças relevantes na distribuição das faixas de erosividade inferior a $9.000 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$ e entre 11.000 e $12.000 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$, observadas, respectivamente, nas porções sudoeste e noroeste da bacia.

Com relação à erosividade média anual alcançada por meio dos dados do satélite TRMM (Figuras 7.8C e 7.8F), ambas as equações resultaram em valores inferiores àqueles obtidos a partir das estações pluviométricas, com uma distribuição semelhante quando consideradas as menores erosividades verificadas nas porções nordeste e leste da bacia.

Uma comparação entre os valores médios de erosividade obtidos com a utilização de 62 estações pluviométricas e as imagens do satélite TRMM permite identificar uma diferença de aproximadamente 8% quando utilizada a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) e cerca de 7% quando empregada a equação de Oliveira (2006).

Já quando são contrapostos os valores médios de erosividade provenientes do emprego de 86 estações pluviométricas e as imagens do satélite TRMM, constata-se uma dissemelhança ligeiramente maior do que aquelas identificadas no cenário anterior, correspondendo a 9% quando utilizada a equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) e aproximadamente 8% quando empregada a equação de Oliveira (2006).

Por outro lado, percebe-se uma discordância significativa nos valores médios de erosividade relacionada à aplicação das equações. Os resultados obtidos com a equação de Oliveira (2006) são 58 a 59% maiores do que aqueles provenientes da equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), independentemente da seleção das estações pluviométricas (62 ou 86 estações) e imagens do satélite TRMM.

Utilizando o *software NetErosividade MG*, desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos e Ambientais (GPRHidro), Borges *et al.* (2020) verificaram que a bacia hidrográfica do Rio Piranga possui erosividade média de $6.928,61 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$.

Ainda de acordo com Borges *et al.*, (2020), os municípios de Ouro Preto e Mariana exibem valores de erosividade anual de 7.357 e $7.237 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, respectivamente, enquanto os municípios de Barra Longa e Rio Doce são caracterizados por erosividade média anual de 6.765 e $6.759 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$.

Esses valores, quando comparados àqueles obtidos nessa pesquisa, sugerem uma melhor correlação com os dados provenientes da aplicação da equação de Lombardi Neto e

Moldenhauer (1992). No entanto, Silva (2009) ao avaliar a erosividade no Vale do Rio Doce identificou valores de 7.970 a 18.646 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹, os quais foram considerados pela pesquisadora como altos e muito altos.

Quanto à estimativa da erosividade por meio de sensores remotos, Duarte e Silva Filho (2019) verificaram boa concordância entre os dados do TRMM e àqueles provenientes de estações meteorológicas em superfície para a bacia hidrográfica do Rio Juma, Estado do Amazonas.

7.3 Fator topográfico (Fator LS)

O relevo ao longo da área analisada, abrangendo as vertentes e o segmento fluvial pode ser representado na forma de TIN, que consiste em uma estrutura de subdivisão planar em que as arestas são segmentos de reta e os polígonos são sempre triângulos. Considerando ambos os MDE's (Figura 7.9) e utilizando essa modelagem, verifica-se que o relevo exibe variações de elevação de cerca de 900 m (região da Barragem de Fundão) a 300 m (região da UHE Candonga).

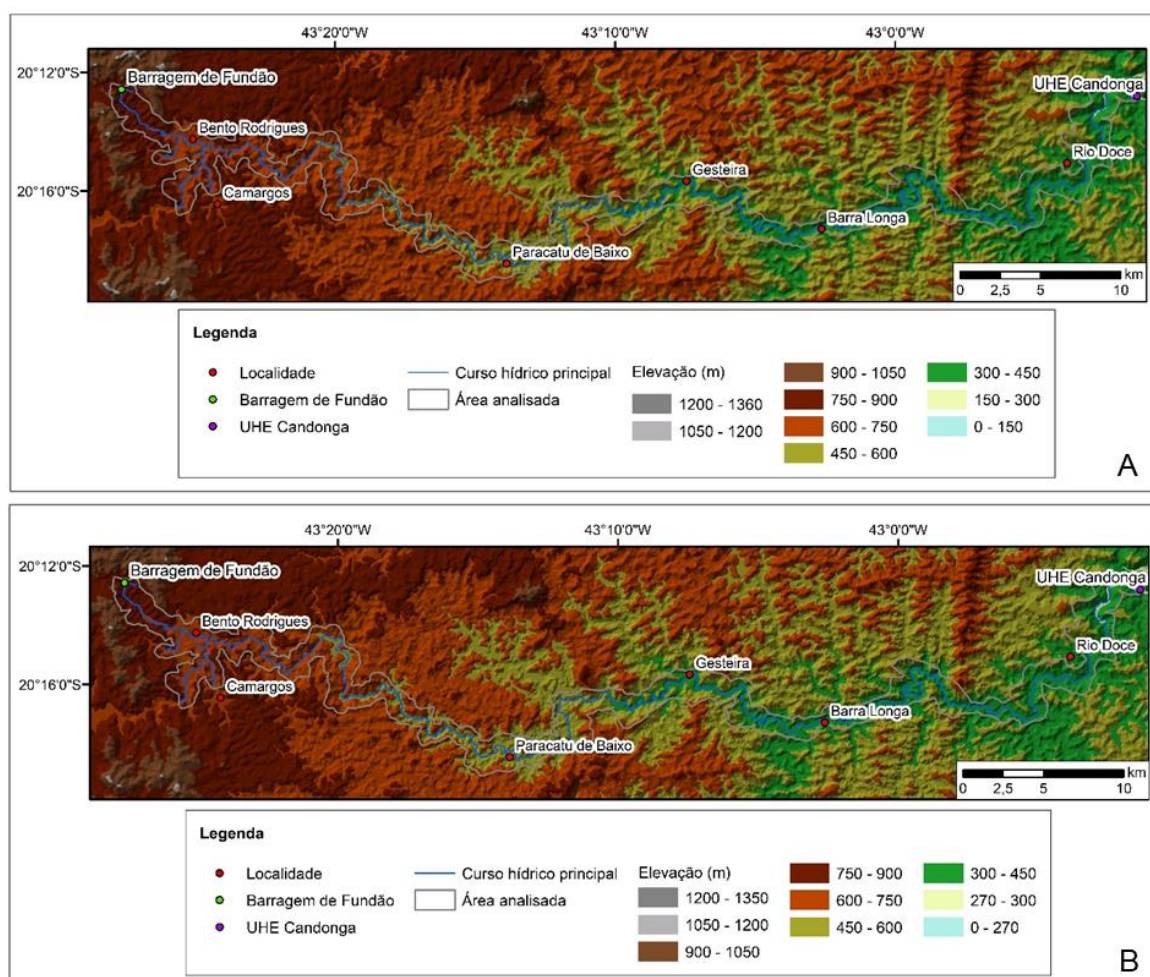


Figura 7.9 - Modelo de superfície gerado por rede triangular (TIN), utilizando MDE fornecido: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.

Nota-se que utilizando o MDE proveniente da ANA a classe de relevo “forte ondulado” representa 14% da área, uma porcentagem ligeiramente maior do que aquela observada por meio do MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR, que corresponde a 13%.

Quanto à declividade (Figura 7.10), de um modo geral, o relevo é predominantemente ondulado (perfazendo cerca de 53% da área analisada em ambos os MDE’s), com a classe “suave ondulado” sendo observada em cerca de 24 e 25% da região (respectivamente, MDE’s provenientes da ANA e satélite ALOS PALSAR). A classe “plano”, menos representativa na área analisada (correspondendo a aproximadamente 9% em ambos os MDE’s), pode ser observada em pequenos segmentos na planície fluvial.

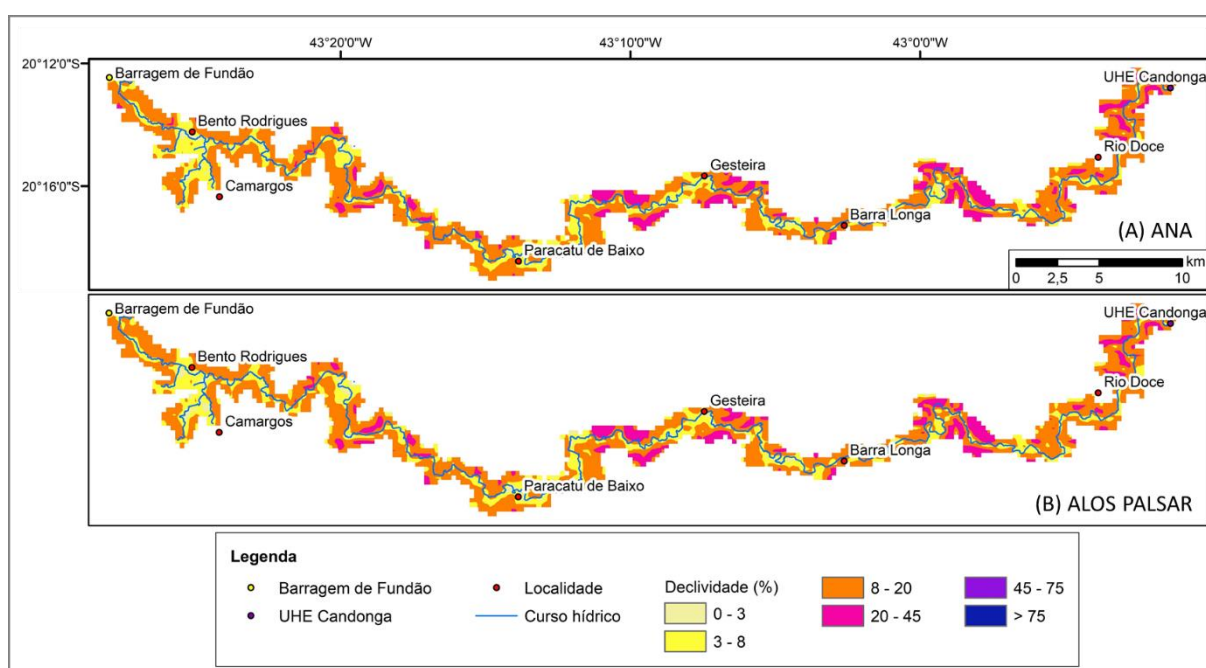


Figura 7.10 - Mapas de declividade (em porcentagem) obtidos a partir de MDE’s fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.

Os histogramas gerados a partir dos mapas de declividade (Figura 7.11) indicam um relevo com declividade média de cerca de 12% e desvio padrão de aproximadamente 7% em ambas as imagens geradas. As declividades máximas observadas correspondem a 44% e 45% nos mapas provenientes dos MDE’s da ANA e ALOS PALSAR, respectivamente.

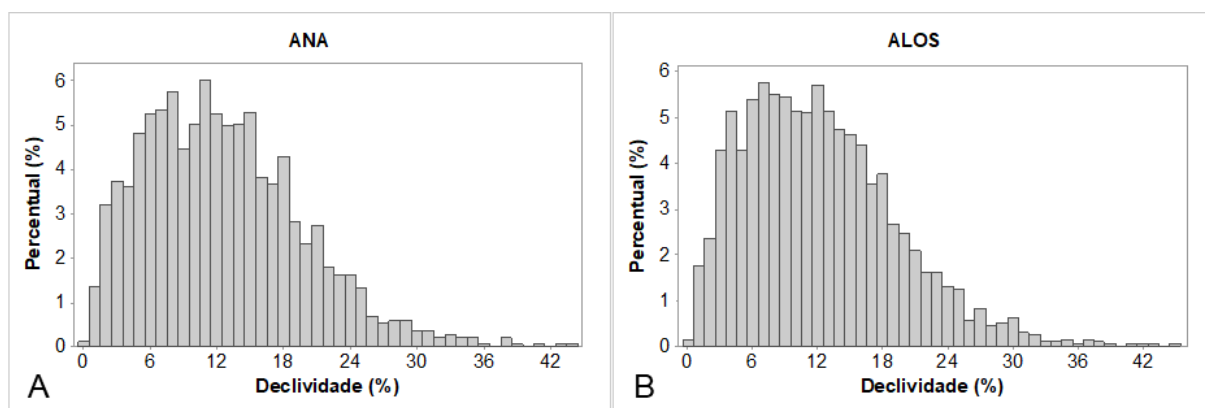


Figura 7.11 - Histogramas gerados a partir dos mapas de declividade obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.

Com relação à direção do fluxo na área analisada, a Figura 7.12 exibe as direções preferenciais de escoamento superficial obtidas a partir dos MDE's fornecidos pela ANA e pelo satélite ALOS PALSAR.

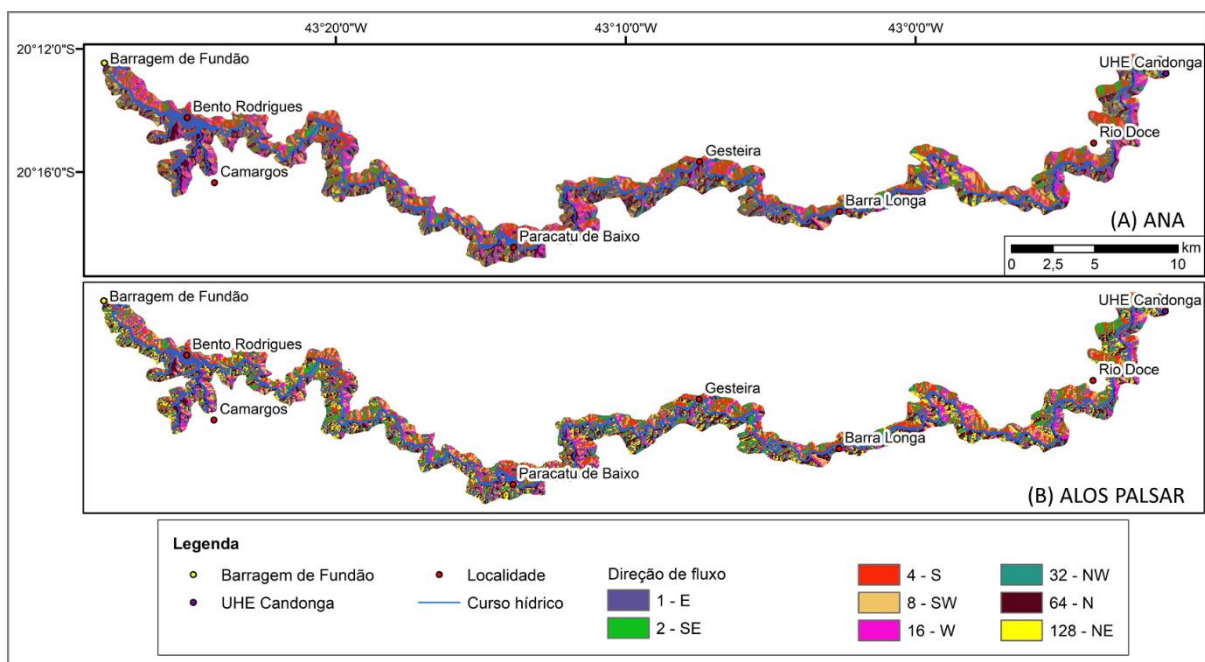


Figura 7.12 - Mapas de direção de fluxo obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.

Apesar das diferentes resoluções associadas aos MDE's, verifica-se uma similaridade entre as direções preferenciais de escoamento superficial nas imagens, assim como representado na Figura 7.13 que exibe uma porção da área analisada nas proximidades de Bento Rodrigues.

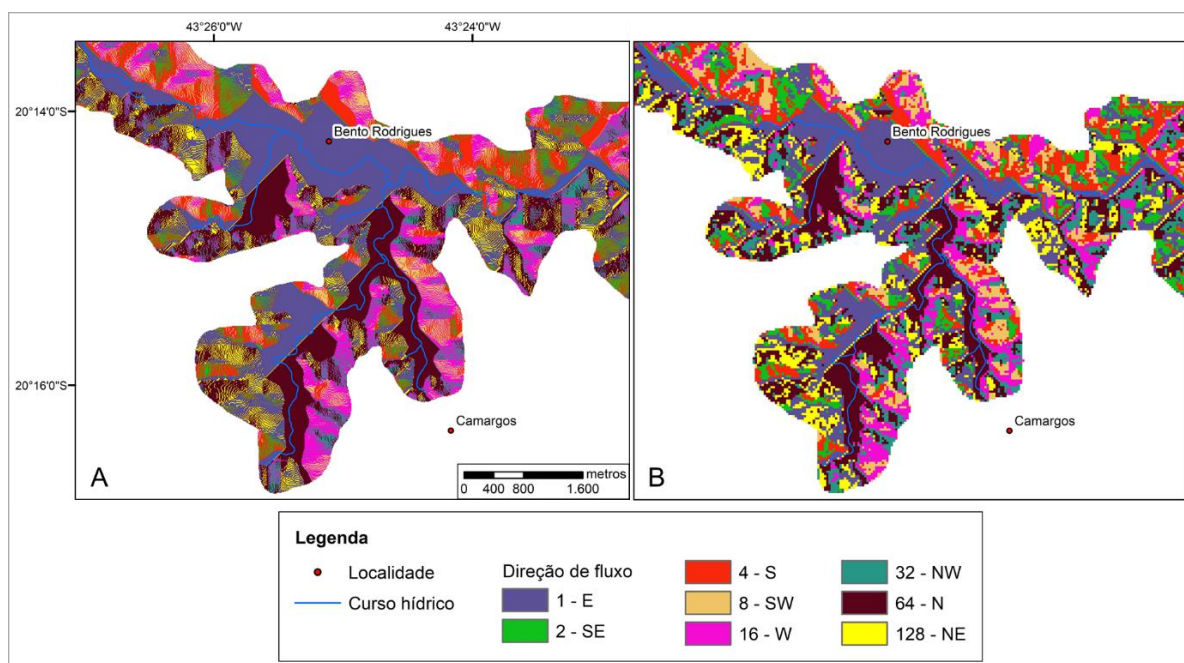


Figura 7.13 - Detalhe da direção de fluxo na região de Bento Rodrigues obtidos a partir de MDE's fornecidos: (A) pela ANA; (B) ALOS PALSAR.

As direções preferenciais de escoamento superficial na área analisada são leste (E), representando cerca de 19%, sul (S) exibindo 18% das medidas, e norte (N), correspondendo a cerca de 18% das direções no MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR e 19% no MDE fornecido pela ANA. A maior diferença observada entre os MDE's está associada às direções sudeste (SE), correspondendo a 4% no MDE obtido pelo satélite ALOS PALSAR e cerca de 8% no MDE fornecido pela ANA (Figura 7.14).

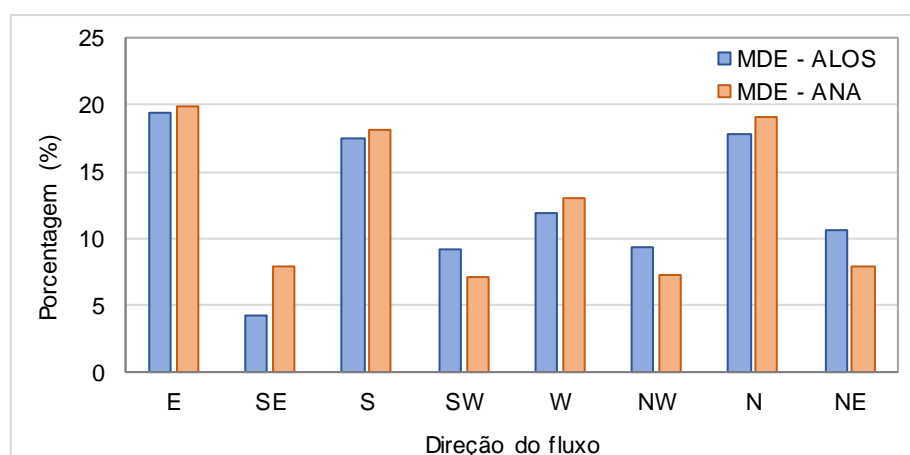


Figura 7.14 - Porcentagem relativa em área considerando as direções de escoamento superficial utilizando os MDE's fornecidos pela ANA e satélite ALOS PALSAR.

O fator topográfico obtido utilizando o *software* LS-TOOL e o MDE fornecido pela ANA (Figuras 7.15A e 7.15B) variou de 0 a 13,58, considerando o algoritmo de direção de fluxo múltiplo. Por outro lado, a utilização da extensão ArcHydro e da equação proposta por Moore

e Burch (1986a, b) e modificada por Mitasova *et al.* (1996) forneceu valores variando entre 0 e 52,25 (Figura 7.15C).

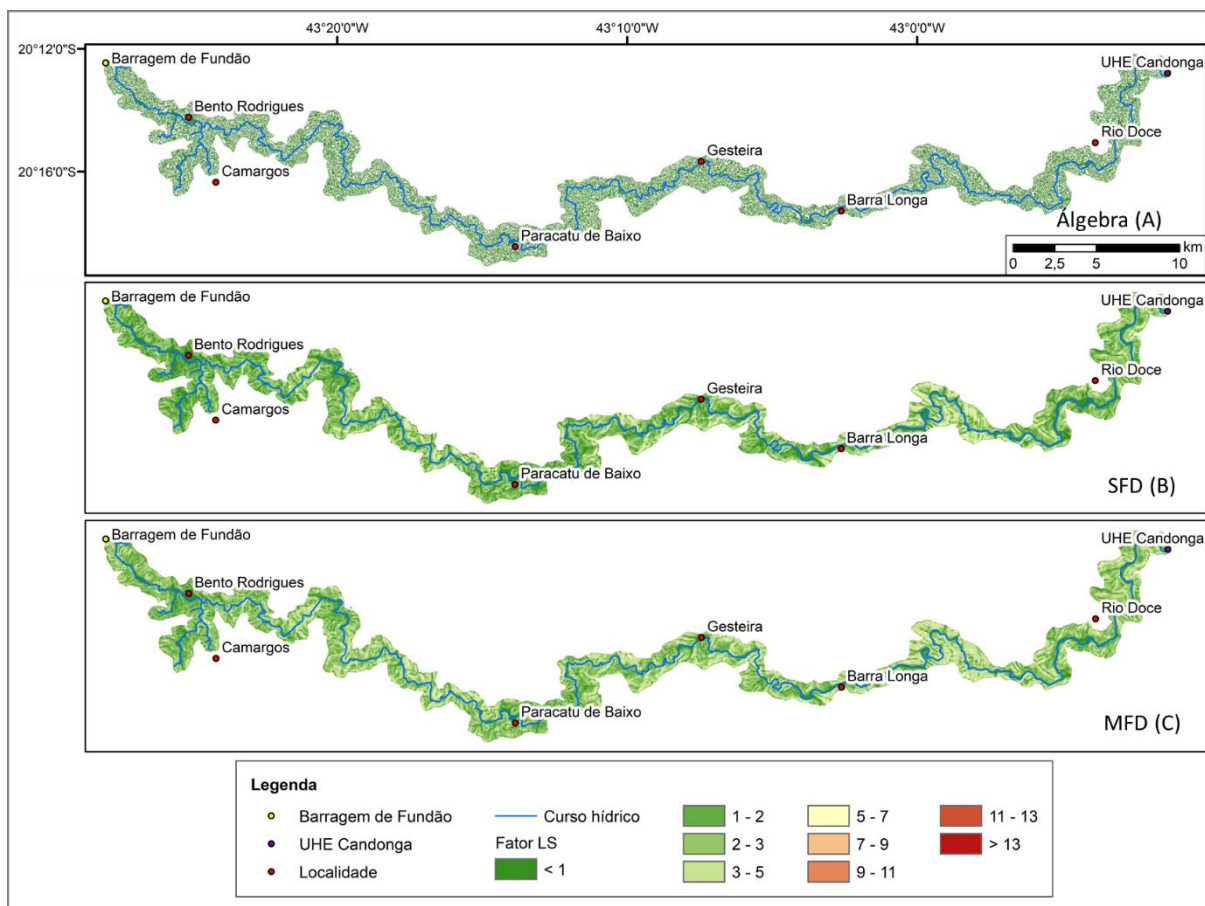


Figura 7.15 - Fator LS obtido utilizando MDE fornecido pela ANA considerando os algoritmos: (A) álgebra de mapas; (B) direção de fluxo único; (C) direção de fluxo múltiplo.

De modo geral, apesar de exibir maior valor máximo, observa-se que a extensão ArcHydro para ArcGIS associada à álgebra de mapas resulta em valores menores do fator LS quando comparado àqueles obtidos pelo *software* LS-TOOL (Figura 7.16).

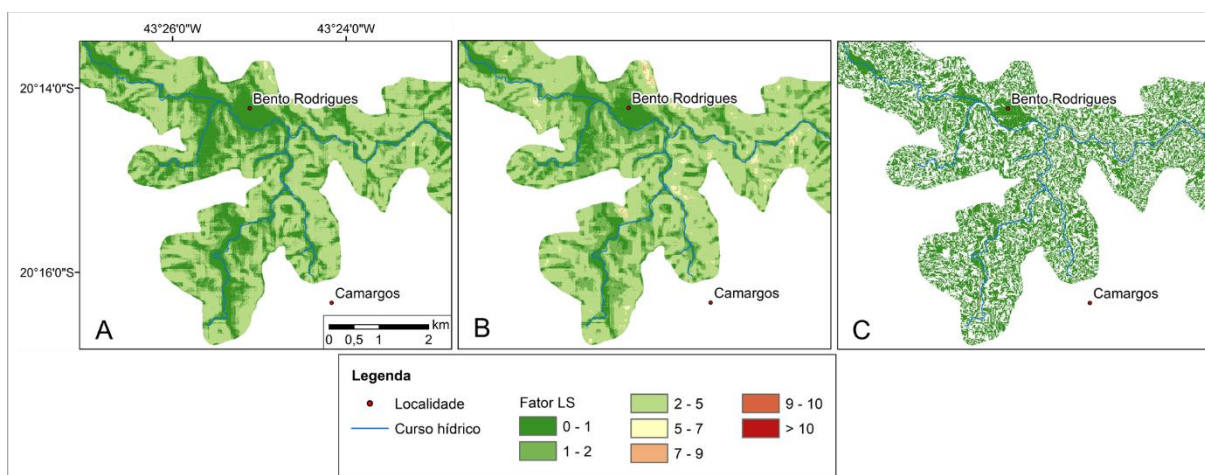


Figura 7.16 - Detalhe do fator LS na região de Bento Rodrigues utilizando MDE fornecido pela ANA considerando os algoritmos: (A) direção de fluxo único; (B) direção de fluxo múltiplo; (C) extensão ArcHydro para ArcGIS.

Nota-se nos histogramas que representam fator LS (Figura 7.17), que os valores médios fornecidos pelo *software* LS-TOOL correspondem a 2,20 e 2,76, quando consideradas as direções de fluxo único e fluxo múltiplo, com desvio padrão, respectivamente, de 1,36 e 1,56. Já utilizando a extensão ArcHydro para ArcGIS associada à álgebra de mapas verifica-se valor médio de 0,27, com desvio padrão de 2,03.

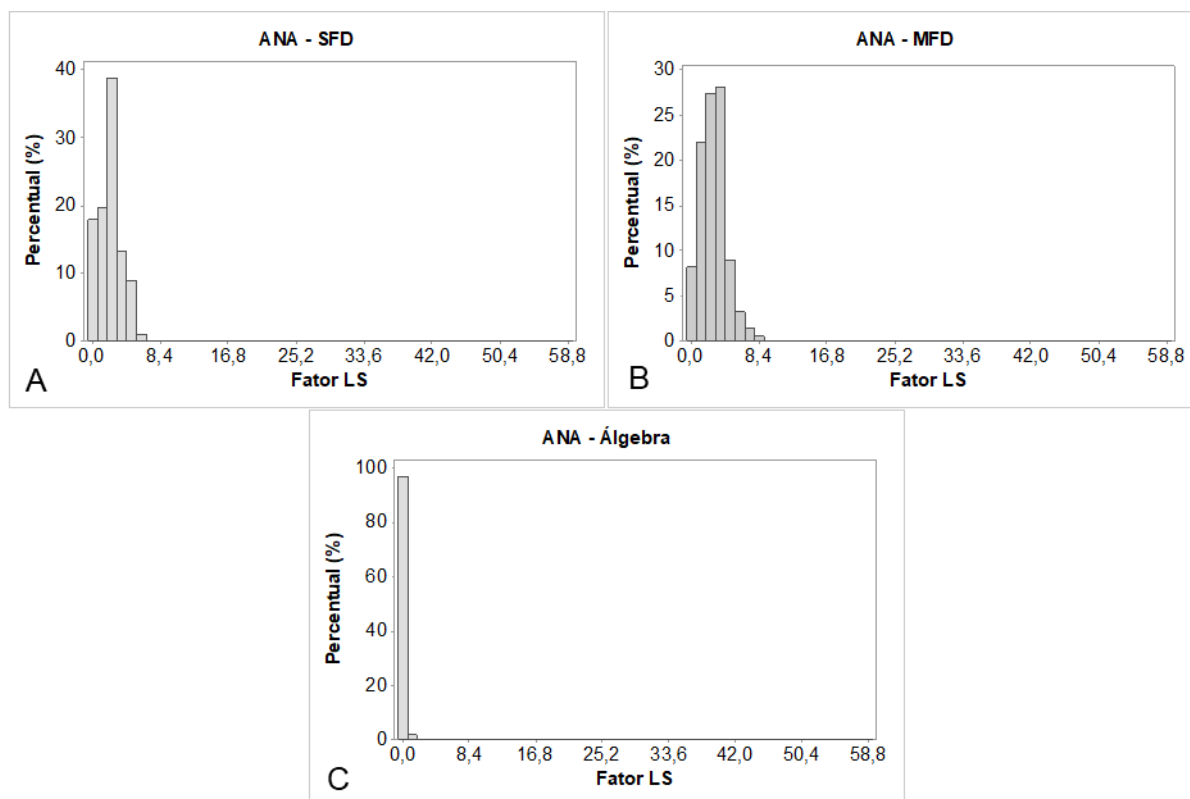


Figura 7.17 - Histogramas do fator LS obtidos a partir de MDE's fornecidos pela ANA utilizando: (A) algoritmo de direção de fluxo único; (B) algoritmo de direção de fluxo múltiplo e (C) extensão ArcHydro para ArcGIS e álgebra de mapas.

Considerando o emprego *software* LS-TOOL e o MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR, observa-se que os valores determinados para o fator LS (Figuras 7.18A e 7.18B) variaram de 0 a 24,5, considerando o algoritmo de direção de fluxo único, enquanto a utilização da extensão ArcHydro para ArcGIS combinada à álgebra de mapas forneceu valores entre 0 e 22,86 (Figura 7.18C).

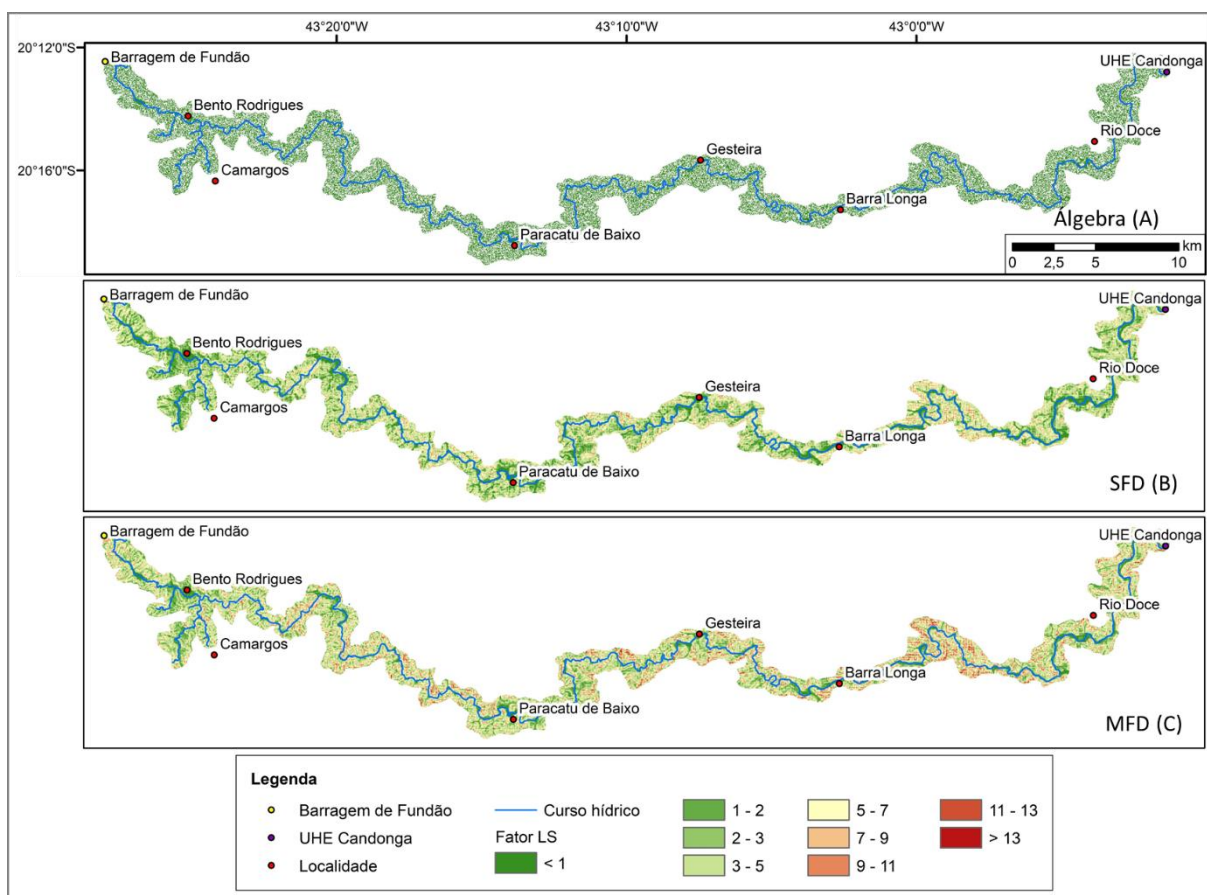


Figura 7.18 - Fator LS obtido utilizando MDE obtido pelo satélite ALOS PALSAR considerando os algoritmos: (A) álgebra de mapas; (B) direção de fluxo único e (C) direção de fluxo múltiplo.

Semelhantemente ao observado com o emprego do MDE fornecido pela ANA, nota-se que a extensão ArcHydro para ArcGIS aliada à álgebra de mapas resulta em valor máximo do fator LS superior àqueles fornecidos pelo *software* LS-TOOL (Figura 7.19), exibindo, por outro lado, valor médio inferior a esses.

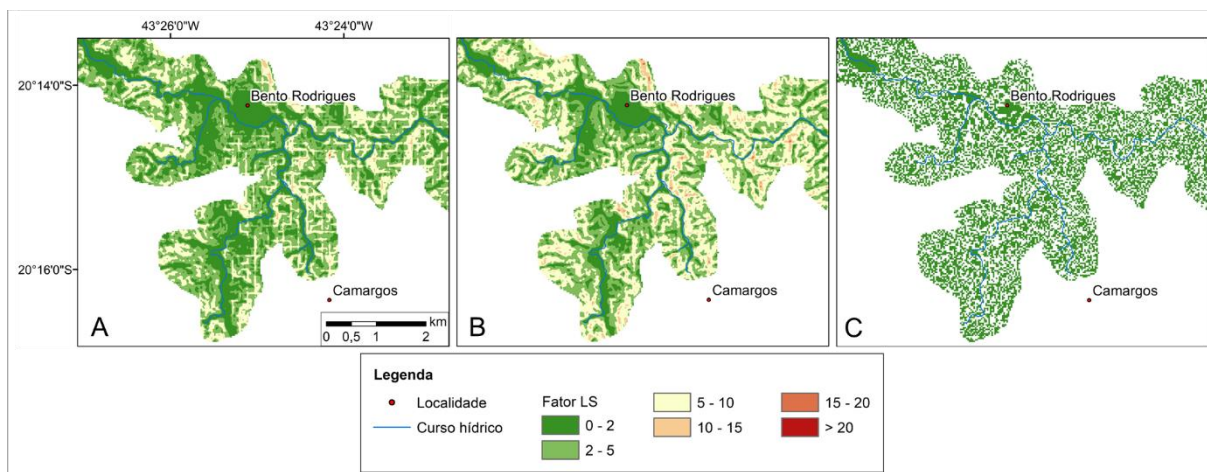


Figura 7.19 - Detalhe do fator LS na região de Bento Rodrigues utilizando MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR considerando os algoritmos: (A) direção de fluxo único; (B) direção de fluxo múltiplo; (C) extensão ArcHydro para ArcGIS.

Os histogramas apresentados na Figura 7.20 indicam valores médios de 4,22 e 5,63 obtidos pelo *software* LS-TOOL, considerando as direções de fluxo único e fluxo múltiplo, com desvio padrão de 2,98 e 3,38, respectivamente. A extensão ArcHydro para ArcGIS associada à álgebra de mapas resultou em valor médio do fator LS de 0,47, com desvio padrão de 2,48.

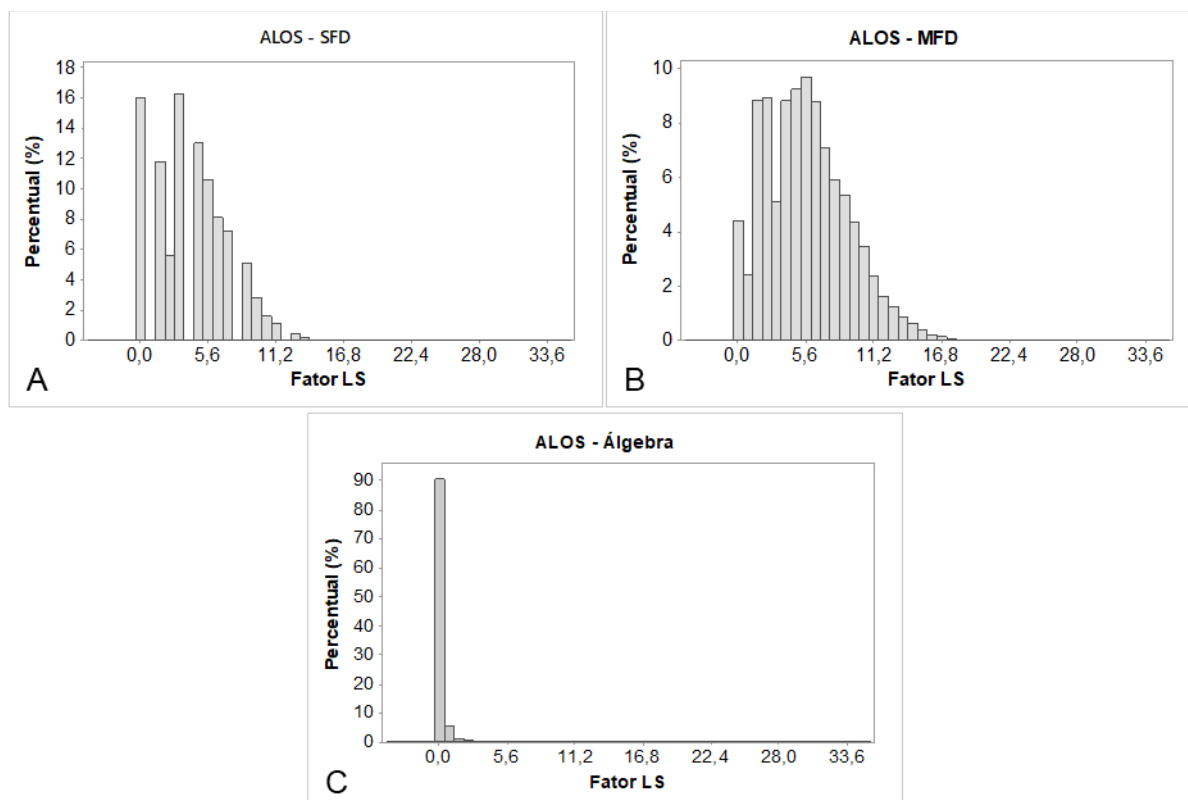


Figura 7.20 - Histogramas do fator LS obtidos a partir de MDE's fornecidos pelo satélite ALOS PALSAR utilizando: (A) algoritmo de direção de fluxo único; (B) algoritmo de direção de fluxo múltiplo e (C) extensão ArcHydro para ArcGIS e álgebra de mapas.

Nota-se que os valores médios obtidos a partir do MDE fornecido pelo satélite ALOS PALSAR são cerca de 49 a 57% maiores do que aqueles obtidos por meio do MDE disponibilizado pela ANA. Ressalta-se que as menores diferenças estão associadas ao emprego do algoritmo de fluxo múltiplo, enquanto as maiores são decorrentes da utilização da álgebra de mapas.

A disponibilidade e a precisão dos dados topográficos determinam a confiabilidade do fator de comprimento e gradiente de declive (LS), limitando o uso da equação universal de perda de solo (USLE) e suas versões adaptadas na avaliação do risco de erosão do solo em escala regional (LU *et al.*, 2020). Assim, este fator consiste na principal incerteza nos estudos de avaliação da erosão do solo (KRISHNA *et al.*, 2019).

Diferentes autores apontam para uma redução do valor médio do fator topográfico associado à uma menor resolução espacial do MDE (Wu *et al.*, 2005, Oliveira *et al.*, 2013), influenciando de forma significativa a estimativa da taxa de erosão empregando a USLE.

Dissemelhanças de até 31% nos resultados do fator LS relacionados à resolução do MDE foram observadas por Lu *et al.* (2020), que destacam que apesar da precisão do cálculo do fator LS diminuir com a utilização de grades maiores, há a necessidade de estudos adicionais para validação do uso de diferentes fontes de dados para a determinação desse fator. Essa necessidade de validação das fontes também é destacada Raj *et al.* (2018), que empregaram diferentes procedimentos computacionais e algoritmos para determinação do fator LS.

Semelhantemente, Fijałkowska (2021) ressalta que a escolha dos dados de modelagem corretos tem um impacto significativo nos valores dos fatores L e S e, portanto, também no processo de tomada de decisão. Assim, dados caracterizados por uma elevada precisão e detalhe devem ser usados para a análise de fenômenos locais, tais como a estimativa das taxas de erosão, mesmo quando estes estão associados à uma área ampla.

7.4 Fator de cobertura (Fator C)

O fator de cobertura vegetal (fator C) pode ser considerado o elemento mais importante no fenômeno erosivo, uma vez que representa as condições que podem ser mais facilmente gerenciadas visando a redução da erosão (MCCOOL *et al.*, 1995). Por outro lado, é também o fator mais complexo de ser determinado, uma vez que envolve a interação de diferentes variáveis, como os fatores R e K, culturas, sistemas de cultivo e tipos de preparo e manejo para cada solo (BERTOL *et al.* 2001, 2002).

Para algumas regiões e dependendo do tipo de vegetação, há uma variação sazonal relacionada à eficácia da cobertura do solo, decorrente, por exemplo, de estresse hídrico e existência ou não de cobertura morta sobre a superfície.

No entanto, a identificação de feições em imagens de satélite por meio de interpretação visual é eficaz apenas quando o objetivo é verificar a aparência geral e as características geométricas de objetos. Para algumas avaliações como, por exemplo, estimativa de área ocupada por uma determinada cultura agrícola, o processamento digital dos dados contidos em uma imagem de satélite pode resultar em ganhos significativos (PONZONI *et al.*, 2012).

Assim, para a análise de sensibilidade desse fator, foram utilizadas duas imagens do sensor OLI/Landsat 8, obtidas nos dias 14 de maio de 2013 e 11 de outubro de 2015, após correção atmosférica. Os valores de NDVI obtidos nessas imagens são semelhantes (Figura 7.21), variando de 0,893 a -1,0, com média de 0,617 (imagem obtida dia 14 de maio de 2013) e 0,609 (imagem obtida dia 11 de outubro de 2015).

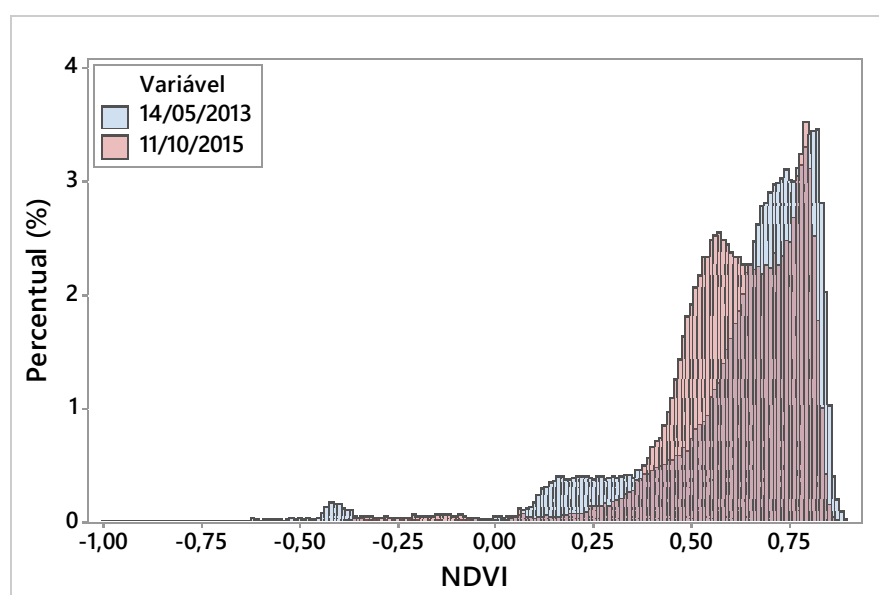


Figura 7.21 - Histogramas associados ao NDVI de imagens obtidas em maio de 2013 e outubro de 2015.

Nota-se, de modo geral, que a presença de nuvens resulta em valores do NDVI próximos a 0, enquanto as sombras projetadas por estas exibem valores de -1, assim como as superfícies de corpos hídricos. O solo exposto e a vegetação esparsa apresentam valores positivos, e áreas com vegetação densa mostram valores de NDVI próximos a 1.

Com relação aos valores do fator C, a Tabela 7.5 exhibe os resultados obtidos pelos métodos C_r (DURIGON *et al.*, 2014), aplicando o fator de correção de 0,1 proposto por Almagro *et al.* (2019) e C_{VK} (VAN DER KNIJFF *et al.*, 1999).

Tabela 7.5 - Valores do fator C obtidos pelos métodos C_r (DURIGON *et al.*, 2014) e C_{VK} (VAN DER KNIJFF *et al.*, 1999).

Data	C_r					C_{VK}				
	média	desvio padrão	mediana	mínimo	máximo	média	desvio padrão	mediana	mínimo	máximo
14/05/2013	0,0192	0,0116	0,0157	0,0053	0,1000	0,126	0,295	0,013	0,000	2,718
11/10/2015	0,0195	0,0091	0,0184	0,0053	0,1000	0,100	0,222	0,033	0,000	2,718

De modo geral, os valores mais altos (fator C_r : 0,06 – 0,1; fator C_{VK} : 0,6 – 2,8) estão associados às áreas contendo corpos hídricos (Figura 7.22), áreas caracterizadas por solo exposto exibem

valores de C_r entre 0,02 e 0,04 e C_{VK} variando entre 0,2 e 0,6 enquanto regiões formadas por vegetação mais densa apresentam valores mais baixos (fator C_r : 0 e 0,01; C_{VK} : 0 e 0,1).

Destaca-se que uma superestimativa dos valores do fator C_{VK} foi reconhecida por Van der Knijff *et al.* (1999), sendo associada a uma subestimativa do efeito de proteção do solo pela vegetação quando o NDVI é inferior a 0,65 e à presença de sombras muito extensas.

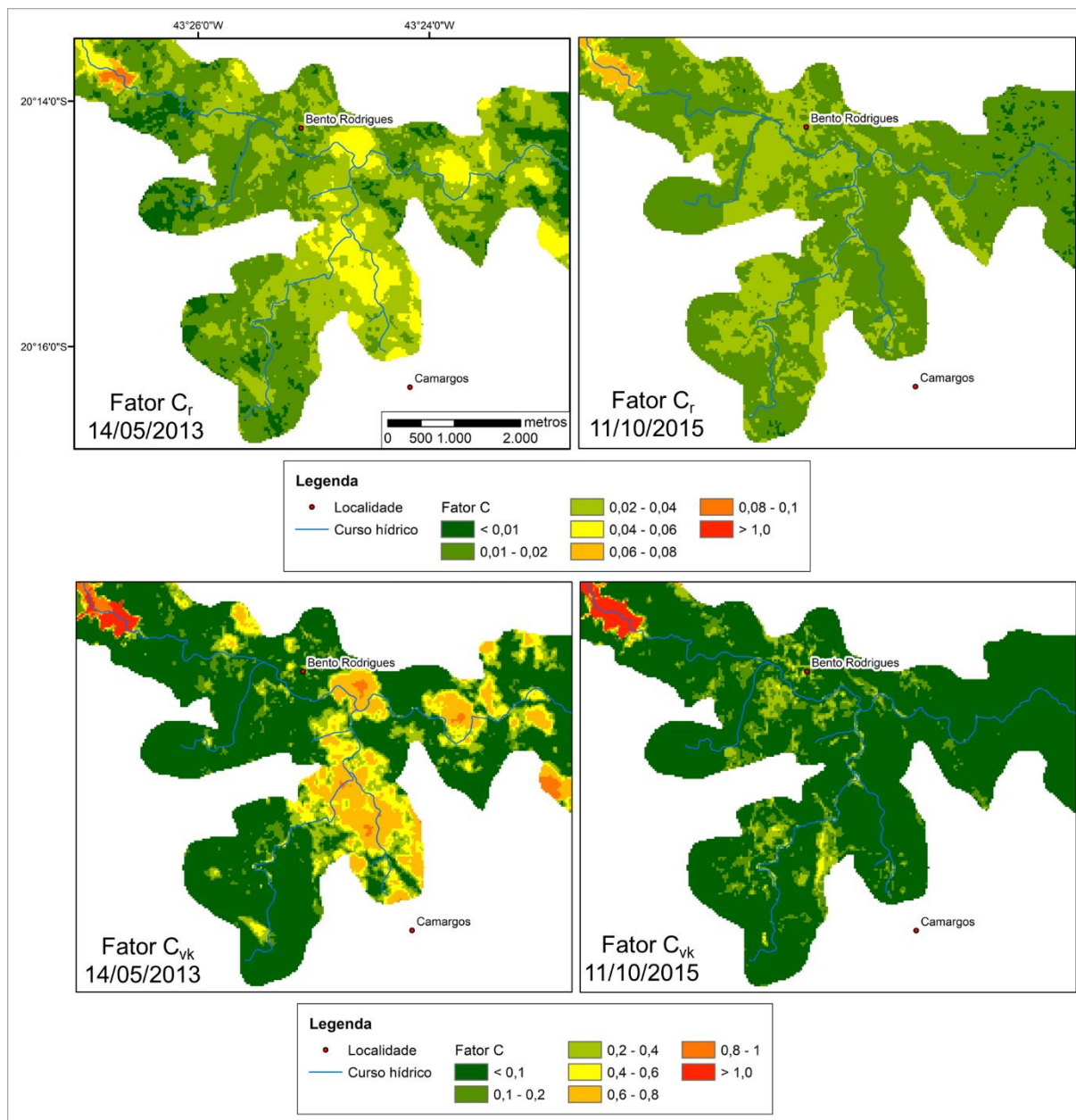


Figura 7.22 - Detalhe do fator C referente às imagens de satélite obtidas nos dias 14 de maio de 2013 e 11 de outubro de 2015.

Além disso, de acordo com Durigon *et al.* (2014), em condições climáticas tropicais, caracterizadas por chuvas mais intensas, o fator C tende a ser maior do que aquele calculado pelo método de Van der Knijff *et al.* (2000) para uma mesma cobertura vegetal.

Ainda neste sentido, Almagro *et al.* (2019) ressaltam a dificuldade vinculada ao emprego de métodos que utilizam o NDVI para estimativa do fator C em áreas caracterizadas por solo exposto, visto que esses métodos dependem estritamente da resposta espectral da biomassa capturada pelos sensores de satélite.

7.5 Taxas de erosão

Nas Tabelas 7.6 a 7.9 e nas Figura 7.23 podem ser observados os valores referentes às taxas de erosão obtidas a partir da integração dos fatores estimados da USLE, utilizando a extensão para o ArcGIS denominada GISus-M, desenvolvida por Oliveira (2014).

Nota-se que não há diferenças significativas nas taxas de erosão quando considerado o emprego de 62 ou 86 estações pluviométricas em ambas as imagens de satélite analisadas, independentemente do MDE utilizado.

Já a utilização dos dados provenientes do satélite TRMM fornecem taxas de erosão cerca de 4 a 7% maiores do que aquelas resultantes do emprego dos dados das estações pluviométricas, seja considerando 62 ou 86 estações, em ambos os MDEs. Por outro lado, verifica-se que a utilização da equação de Oliveira (2006) resulta em taxas de erosão aproximadamente 63% maiores do que aquelas alcançadas com a equação proposta por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), em ambas as imagens de satélite e MDEs.

Considerando ambos os MDEs, as imagens de satélite obtidas em maio de 2013 e outubro de 2015 e as diferentes metodologias disponíveis para determinação do fator LS, verificou-se que as diferenças mais relevantes são decorrentes do emprego da álgebra de mapas, que resulta em valores médios da taxa de erosão 66 a 91% menores do que aqueles obtidos com a utilização dos algoritmos de fluxo único ou múltiplo. Nota-se ainda que os valores médios da taxa de erosão obtidos com o algoritmo de fluxo múltiplo são cerca de 23 a 27% maiores do que aqueles procedentes do emprego do algoritmo de fluxo único. No entanto, observa-se que as taxas de erosão relacionadas à utilização do MDE proveniente do satélite ALOS PALSAR são cerca de 52% maiores do que aquelas obtidas com o emprego do MDE fornecido pela ANA.

Quanto às duas diferentes metodologias empregadas para determinação do fator C, notou-se, com relação ao MDE procedente do satélite ALOS PALSAR, que a utilização da álgebra de mapas associada ao método C_r resultou em taxas de erosão que correspondem a cerca de 10% dos valores obtidos com a utilização do método C_{vk} em ambas as imagens de satélite. Contudo, o método C_r associado aos algoritmos de fluxo único ou múltiplo resultou em taxas de erosão significativamente menores do que os valores resultantes do uso do método C_{vk} (18% na imagem de satélite obtida em maio de 2013 e 33% na imagem de satélite obtida em outubro de 2015).

Destaca-se que essa mesma diferença nas taxas de erosão associadas aos métodos C_{vk} e C_r foi verificada utilizando fluxos único e múltiplo associado ao MDE fornecido pela ANA.

Tabela 7.6 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 14 de maio de 2013, considerando o MDE fornecido pelo satélite ALOS PALSAR.

Fator LS	Fator C	Fator R		Perda de solo ($t \cdot ha^{-1} \cdot ano^{-1}$)			Perda de solo total ($t \cdot ano^{-1}$)
				média	mínimo	máximo	
Álgebra	C_r	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	215,93	0	40.824,13	$1,53 \times 10^8$
			86 estações	215,87	0	40.844,55	$1,53 \times 10^8$
			TRMM	228,19	0	44.119,52	$1,62 \times 10^8$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	341,27	0	64.825,91	$2,42 \times 10^8$
			86 estações	341,17	0	64.858,97	$2,42 \times 10^8$
			TRMM	358,84	0	69.482,96	$2,54 \times 10^8$
	C_{vk}	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	2.433	0	1.105.028	$1,72 \times 10^9$
			86 estações	2.432	0	1.105.581	$1,72 \times 10^9$
			TRMM	2.589	0	1.194.228	$1,83 \times 10^9$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	3.851	0	1.754.709	$2,73 \times 10^9$
			86 estações	3.850	0	1.755.604	$2,73 \times 10^9$
			TRMM	4.073	0	1.880.766	$2,88 \times 10^9$
SFD	C_r	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	1.224	0,65	17.026,4	$1,28 \times 10^9$
			86 estações	1.224,16	0,65	16.945,56	$1,28 \times 10^9$
			TRMM	1.271,48	0,66	16.879,01	$1,33 \times 10^9$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.927,68	1,02	26.602,32	$2,02 \times 10^9$
			86 estações	1.927,48	1,02	26.490,73	$2,02 \times 10^9$
			TRMM	1.996,59	1,03	26.463,24	$2,09 \times 10^9$
	C_{vk}	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	6.686	0	21.3577	$7,01 \times 10^9$
			86 estações	6.686	0	213.910	$7,01 \times 10^9$
			TRMM	6.896	0	223.766	$7,23 \times 10^9$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	10.515	0	336.650	$1,10 \times 10^{10}$
			86 estações	10.516	0	337.109	$1,10 \times 10^{10}$
			TRMM	10.827	0	351.407	$1,14 \times 10^{10}$
MFD	C_r	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	1.649,87	0,70	14.458,64	$1,73 \times 10^9$
			86 estações	1.650	0,70	14.457,13	$1,73 \times 10^9$
			TRMM	1.713,58	0,703	15.100,83	$1,80 \times 10^9$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	2.597,79	1,09	22.780,98	$2,72 \times 10^9$
			86 estações	2.597,55	1,09	22.778,84	$2,72 \times 10^9$
			TRMM	2.690,8	1,09	23.714,71	$2,82 \times 10^9$
	C_{vk}	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	9.111	0	240.616	$9,55 \times 10^9$
			86 estações	9.112	0	240.550	$9,55 \times 10^9$
			TRMM	9.397	0	242.658	$9,85 \times 10^9$
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	14.330	0	375.943	$1,50 \times 10^{10}$
			86 estações	14.330	0	375.844	$1,50 \times 10^{10}$
			TRMM	14.753	0	381.075	$1,55 \times 10^{10}$

Tabela 7.7 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 14 de maio de 2013, considerando o MDE fornecido pela ANA.

Fator LS	Fator C	Fator R		Perda de solo (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Perda de solo total (t.ano ⁻¹)
				média	mínimo	máximo	
Álgebra	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	118	0	59.224,61	8,54 x 10 ⁷
			86 estações	118	0	59.185,27	8,54 x 10 ⁷
			TRMM	125	0	63.813,18	8,99 x 10 ⁷
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	187	0	93.999,49	1,35 x 10 ⁸
			86 estações	187	0	93.938,7	1,35 x 10 ⁸
			TRMM	196	0	100.508	1,41 x 10 ⁸
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	1.232	0	1.564,64	8,89 x 10 ⁸
			86 estações	1.232	0	1.564,75	8,89 x 10 ⁸
			TRMM	1.305	0	1.691,63	9,41 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.949	0	2.483,98	1,41 x 10 ⁹
			86 estações	1.949	0	2.484,67	1,41 x 10 ⁹
			TRMM	2.052	0	2.664,06	1,48 x 10 ⁹
SFD	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	641	0,63	4.784,56	6,72 x 10 ⁸
			86 estações	641	0,63	4.783,24	6,72 x 10 ⁸
			TRMM	666	0,62	4.896,11	6,98 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.009	0,99	7.475,48	1,06 x 10 ⁹
			86 estações	1.009	0,98	7.473,51	1,06 x 10 ⁹
			TRMM	1.045	0,98	7.688,98	1,10 x 10 ⁹
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	3.506	0	98.934	3,68 x 10 ⁹
			86 estações	3.506	0	99.107	3,68 x 10 ⁹
			TRMM	3.617	0	105.779	3,79 x 10 ⁹
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	5.514	0	156.862	5,78 x 10 ⁹
			86 estações	5.514	0	157.209	5,78 x 10 ⁹
			TRMM	5.679	0	166.542	5,95 x 10 ⁹
MFD	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	866	0,64	7.204,74	9,08 x 10 ⁸
			86 estações	866	0,64	7.181,48	9,08 x 10 ⁸
			TRMM	899	0,64	7.524,75	9,43 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.363	1,00	11.351,77	1,43 x 10 ⁹
			86 estações	1.363	1,00	11.319,85	1,43 x 10 ⁹
			TRMM	1.412	1,00	11.817,04	1,48 x 10 ⁹
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	4.794	0	124.575	5,03 x 10 ⁹
			86 estações	4.794	0	124.173	5,03 x 10 ⁹
			TRMM	4.943	0	130.108	5,18 x 10 ⁹
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	7.539	0	196.280	7,91 x 10 ⁹
			86 estações	7.539	0	195.728	7,91 x 10 ⁹
			TRMM	7.760	0	204.325	8,14 x 10 ⁹

Tabela 7.8 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 11 de outubro de 2015, considerando o MDE fornecido pelo satélite ALOS PALSAR.

Fator LS	Fator C	Fator R		Perda de solo (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Perda de solo total (t.ano ⁻¹)
				média	mínimo	máximo	
Álgebra	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	118	0	59.224,61	8,54 x 10 ⁷
			86 estações	118	0	59.185,27	8,54 x 10 ⁷
			TRMM	125	0	63.813,18	8,99 x 10 ⁷
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	187	0	93.999,49	1,35 x 10 ⁸
			86 estações	187	0	93.938,7	1,35 x 10 ⁸
			TRMM	196	0	100.508	1,41 x 10 ⁸
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	1.232	0	1.564.642	8,89 x 10 ⁸
			86 estações	1.232	0	1.564.747	8,89 x 10 ⁸
			TRMM	1.305	0	1.691.632	9,41 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.949	0	2.483.983	1,41 x 10 ⁹
			86 estações	1.949	0	2.484.674	1,41 x 10 ⁹
			TRMM	2.052	0	2.664.061	1,48 x 10 ⁹
SFD	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	641	0,63	4.784,56	6,72 x 10 ⁸
			86 estações	641	0,63	4.783,24	6,72 x 10 ⁸
			TRMM	666	0,62	4.896,11	6,98 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.009	0,99	7.475,48	1,06 x 10 ⁹
			86 estações	1.009	0,98	7.473,51	1,06 x 10 ⁹
			TRMM	1.045	0,99	7.688,98	1,10 x 10 ⁹
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	3.506	0	98.934	3,68 x 10 ⁹
			86 estações	3.506	0	99.107	3,68 x 10 ⁹
			TRMM	3.617	0	105.779	3,79 x 10 ⁹
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	5.514	0	156.862	5,78 x 10 ⁹
			86 estações	5.514	0	157.209	5,78 x 10 ⁹
			TRMM	5.679	0	166.542	5,95 x 10 ⁹
MFD	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	866	0,64	7.204,74	9,08 x 10 ⁸
			86 estações	866	0,64	7.181,48	9,08 x 10 ⁸
			TRMM	899	0,64	7.524,75	9,43 x 10 ⁸
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.363	1,001	11.351,77	1,43 x 10 ⁹
			86 estações	1.363	1,00	11.319,85	1,43 x 10 ⁹
			TRMM	1.412	1,00	11817,04	1,48 x 10 ⁹
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	4.794	0	124.575	5,03 x 10 ⁹
			86 estações	4.794	0	124.173	5,03 x 10 ⁹
			TRMM	4.943	0	130.108	5,18 x 10 ⁹
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	7.539	0	196.280	7,91 x 10 ⁹
			86 estações	7.539	0	195.728	7,91 x 10 ⁹
			TRMM	7.760	0	204.325	8,14 x 10 ⁹

Tabela 7.9 - Taxa de erosão referente à imagem de satélite obtida no dia 11 de outubro de 015, considerando o MDE fornecido pela ANA.

Fator LS	Fator C	Fator R		Perda de solo (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Perda de solo total (t.ano ⁻¹)	
				média	mínimo	máximo		
Álgebra	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	109	0	52866,61	7,86 x 10 ⁷	
			86 estações	109	0	52.916	7,86 x 10 ⁷	
			TRMM	115	0	57054,19	8,29 x 10 ⁷	
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	172	0	83926,30	1,24 x 10 ⁸	
			86 estações	172	0	83988,86	1,24 x 10 ⁸	
			TRMM	181	0	89862,37	1,30 x 10 ⁸	
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	844	0	1.437.063	6,09 x 10 ⁸	
			86 estações	844	0	1.438.419	6,09 x 10 ⁸	
			TRMM	900	0	1.550.894	6,49 x 10 ⁸	
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	1.337	0	2.281.353	9,64 x 10 ⁸	
			86 estações	1.336	0	2.283.054	9,64 x 10 ⁸	
			TRMM	1.416	0	2.442.716	1,02 x 10 ⁹	
	SFD	Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	602	0,84	3.472,74	6,31 x 10 ⁸
				86 estações	602	0,84	3.470,89	6,31 x 10 ⁸
				TRMM	628	0,80	3.746,66	6,58 x 10 ⁸
eq. Oliveira (2006)			62 estações	948	1,30	5498,03	9,94 x 10 ⁸	
			86 estações	948	1,30	5495,46	9,94 x 10 ⁸	
			TRMM	986	1,25	5885,83	1,03 x 10 ⁹	
Cvk		eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	1.804	0	51.567	1,89 x 10 ⁹	
			86 estações	1.804	0	51.454	1,89 x 10 ⁹	
			TRMM	1.889	0	55.070	1,98 x 10 ⁹	
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	2.845	0	81.796	2,98 x 10 ⁹	
			86 estações	2.845	0	81.629	2,98 x 10 ⁹	
			TRMM	2.967	0	86.698	3,11 x 10 ⁹	
MFD		Cr	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	813	0,84	5.533,23	8,53 x 10 ⁸
				86 estações	813	0,84	5.530,28	8,53 x 10 ⁸
				TRMM	848	0,80	5.969,68	8,89 x 10 ⁸
	eq. Oliveira (2006)		62 estações	1.281	1,30	8.760,20	1,34 x 10 ⁹	
			86 estações	1.281	1,30	8.756,11	1,34 x 10 ⁹	
			TRMM	1.331	1,25	9.378,09	1,40 x 10 ⁹	
	Cvk	eq. Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)	62 estações	2.488	0	74.256	2,61 x 10 ⁹	
			86 estações	2.488	0	74.094	2,61 x 10 ⁹	
			TRMM	2.601	0	79.301	2,73 x 10 ⁹	
		eq. Oliveira (2006)	62 estações	3.922	0	117.781	4,11 x 10 ⁹	
			86 estações	3.922	0	117.546	4,11 x 10 ⁹	
			TRMM	4.086	0	124.845	4,28 x 10 ⁹	

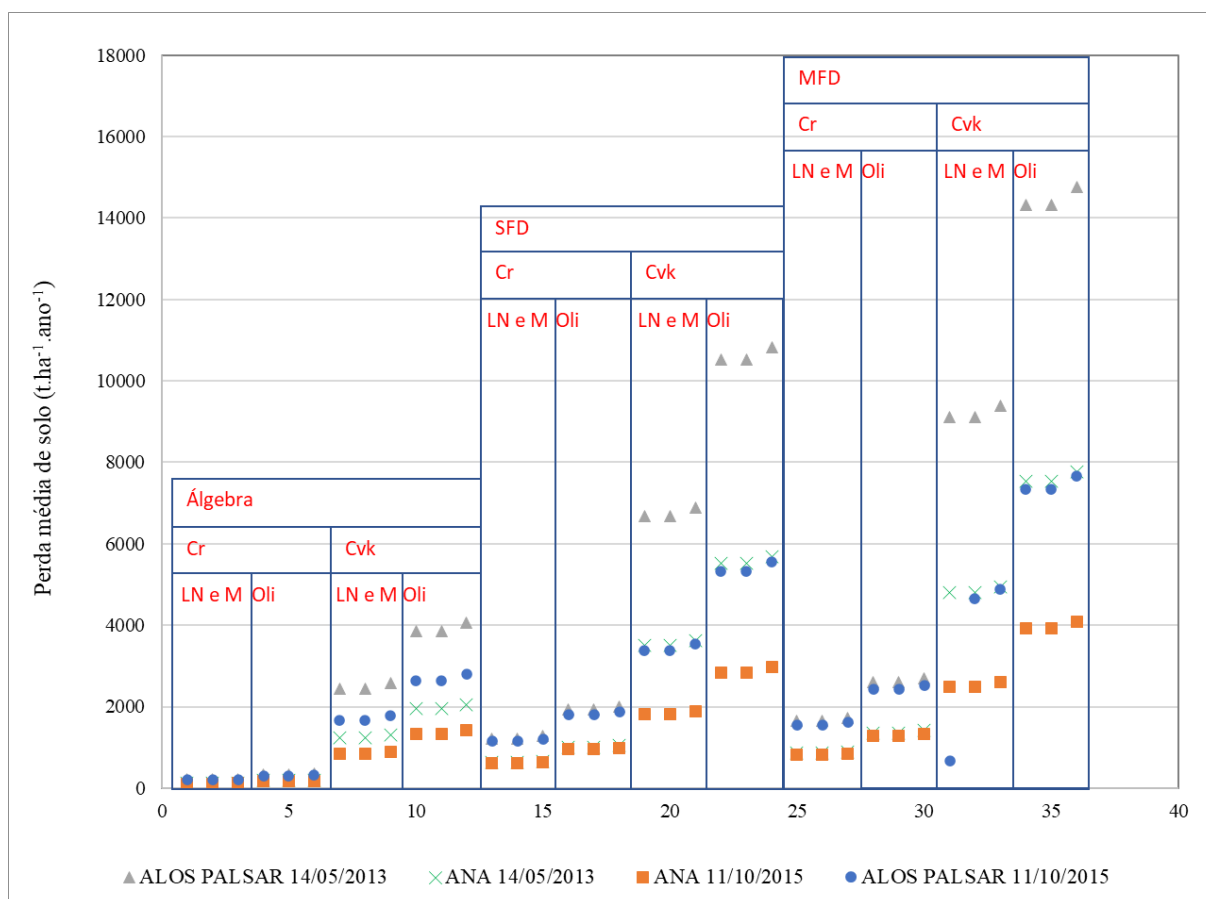


Figura 7.23 - Taxas médias de erosão obtidas utilizando diferentes metodologias/base de dados para determinação dos fatores da USLE.

Utilizando a metodologia para determinação do fator C_{vk} na Bacia Hidrográfica do Guariroba, região centro-oeste do Brasil, Almagro *et al.* (2019) identificaram um viés de cerca de 330% quando comparado aos dados provenientes de parcelas experimentais. Por outro lado, o fator C_r resultou em valores semelhantes àqueles verificados nas parcelas experimentais, apresentando um viés de 28%.

Dessa forma, o método C_r pode ser compreendido como mais adequado para regiões com climas tropicais, caracterizados por alta intensidade pluviométrica, do que modelos desenvolvidos para outras condições climáticas, como o método C_{vk} (DURIGON *et al.*, 2014).

Excetuando-se a utilização da álgebra de mapas que se mostrou um pouco mais morosa, as demais metodologias utilizadas demandaram um tempo de processamento dos dados equivalentes, não consistindo, assim, em um critério de seleção relevante.

Dessa forma, considerando os dados obtidos com a análise de sensibilidade, para a estimativa da taxa de erosão desenvolvida nessa pesquisa, o fator topográfico foi obtido a partir do MDE

disponibilizado pela ANA (resolução de 10 m), considerando o algoritmo de direção de fluxo múltiplo.

A resolução de um MDE influencia fortemente os parâmetros LS (KRUK *et al.*, 2020), fazendo com que modelos de alta resolução melhorem a qualidade dos índices topográficos obtidos, resultando, por consequência, em uma maior precisão e redução da incerteza (KHAL *et al.*, 2020). Desse modo, mesmo em uma análise em escala regional, deve-se utilizar dados com a maior precisão e detalhe disponíveis (FIJAŁKOWSKA, 2021).

Quanto ao algoritmo utilizado, sabendo-se que o método MFD pode acomodar fluxos divergentes e de convergência, possuindo um melhor desempenho na análise de uma superfície topográfica (WILSON *et al.*, 2007; ORLANDINI *et al.*, 2012), optou-se pela sua utilização na estimativa das taxas de erosão.

Já os fatores de cobertura do solo e de prática conservacionista foram obtidos a partir do fator C_r de Durigon *et al.* (2014), visto que o modelo proposto por Van der Knijff *et al.* (1999) não está ajustado às condições locais da área dessa pesquisa. No entanto, essa técnica tem sido aplicada para estudar bacias com condições semelhantes àquela da Europa, região para a qual o modelo foi proposto (PRASANNAKUMAR *et al.*, 2011).

O fator erosividade foi determinado utilizando dados de precipitação de 62 estações pluviométricas situadas na área delimitada pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce. Apesar de não terem sido verificados impactos significativos com o emprego das estações contendo séries de dados incompletos e o uso dos dados do satélite TRMM.

Essa opção foi baseada em trabalhos que indicam que os registros pluviométricos devem ser constituídos por séries robustas e contínuas (LIMA, 2003; OLIVEIRA *et al.*, 2010), uma vez que dados ausentes influenciam de forma significativa na inferência estatística, especialmente nas situações nas quais as estações meteorológicas com falhas diferem consistentemente daquelas com informações completas (HAREL; ZHOU, 2007). Além disso, a equação de Oliveira (2006) foi empregada para a estimativa da erosividade pela proximidade entre as cidades de Guanhães e Ferros e a área analisada nessa pesquisa.

8 ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EROSIÃO

Para a estimativa das taxas de erosão o fator topográfico foi obtido a partir do algoritmo de direção de fluxo múltiplo aplicado no MDE disponibilizado pela ANA, o fator erosividade foi determinado utilizando dados de precipitação de 62 estações pluviométricas situadas na área delimitada pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce e a equação de Oliveira (2006), e os fatores de cobertura do solo e de prática conservacionista foram obtidos de acordo com a proposta de Durigon *et al.* (2014), como discutido no Capítulo 7 dessa pesquisa.

Além dos dados de erodibilidade dos solos obtidos por meio do mapeamento elaborado pela UFV (2010) e informações disponíveis na bibliografia pertinente ao tema, fez-se necessária a determinação da erodibilidade dos rejeitos para a avaliação das taxas de erosão após o rompimento da Barragem de Fundão.

8.1 Fator erodibilidade (Fator K) associado ao rejeito

A análise granulométrica de 101 amostras de rejeitos coletadas e analisadas por meio do PMQQS desenvolvido pela Fundação Renova (2021) nas estações localizadas nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce indica o predomínio da classe arenosa (77%), seguida pelas classes areia-franca (14%), franco-siltosa (5%) e franco-arenosa (4%), indicadas na Figura 8.1.

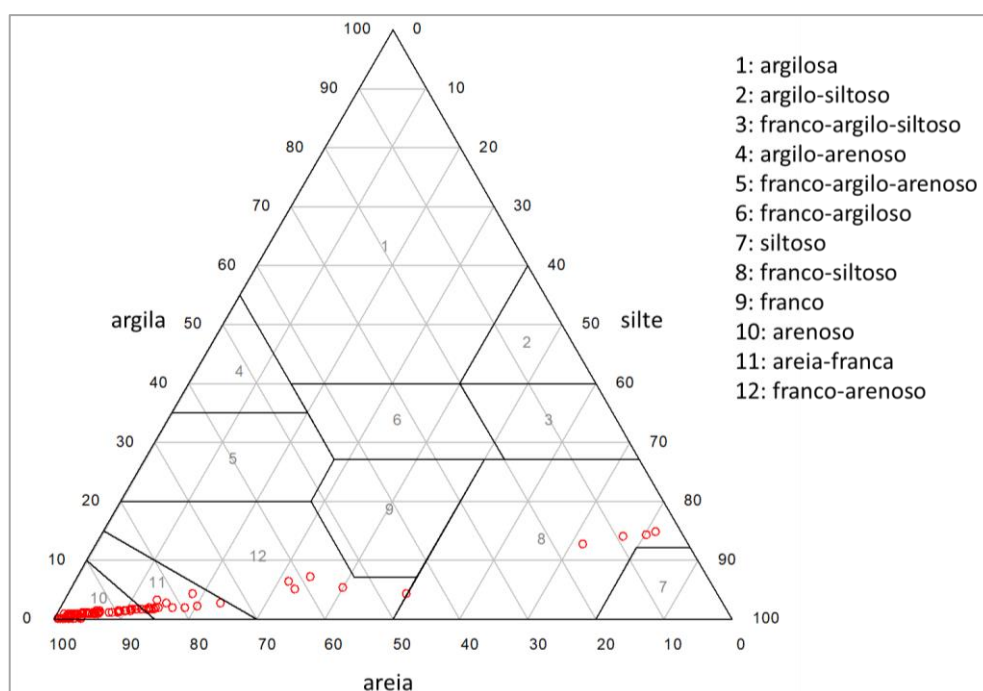


Figura 8.1 - Classes de textura das amostras de rejeito coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

Ressalta-se que uma amostra é classificada como “arenosa” se possuir mais de 85% de frações tamanho areia; “argilosa” se apresentar mais de 35% da fração argila e “média” (ou franca) se tiver as três frações em quantidades aproximadamente equilibradas (LEPSCH, 2010).

A textura arenosa é amplamente predominante nas amostras coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rios do Carmo e Doce, sendo que neste último, uma amostra exibiu textura franco arenosa. As amostras com textura franco siltosa e franco arenosa estão associadas às estações de monitoramento localizadas no trecho a montante no Rio Gualaxo do Norte (Tabela 8.1).

Tabela 8.1 - Classificação textural das amostras de rejeito coletadas nos rios Gualaxo do Norte, Doce e Carmo.

Classificação textural	Estação de monitoramento					Total
	RGN 01	RGN 06	RGN 08	RCA 02	RDO 01	
areia-franca	7	2	5	0	0	14
arenosa	0	12	16	25	25	78
franco arenosa	3	0	0	0	1	4
franco siltosa	4	1	0	0	0	5
Total	14	15	21	25	26	101

Por outro lado, a Tabela 8.2 indica que não é possível estabelecer uma relação entre a profundidade de amostragem do testemunho e a classificação textural das amostras.

Tabela 8.2 - Profundidade de amostragem do testemunho e classificação textural das amostras de rejeito coletadas nos rios Gualaxo do Norte, Doce e Carmo.

Classificação textural	Testemunho (cm)														Total
	2	4	6	8	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
areia-franca	0	1	0	0	1	3	2	1	1	2	0	1	1	1	14
arenosa	7	6	7	6	5	5	4	7	5	5	6	4	6	5	78
franco arenosa	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	4
franco siltosa	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	5
Total	8	8	8	7	6	8	7	8	6	7	7	7	7	7	101

Essas amostras, considerando a metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978) e Renard *et al.* (1997), apresentam erodibilidade (Figura 8.2) com mediana de $0,01342 \text{ t.MJ}^{-1}.\text{hmm}^{-1}$ (desvio padrão de $0,02252 \text{ t.MJ}^{-1}.\text{hmm}^{-1}$).

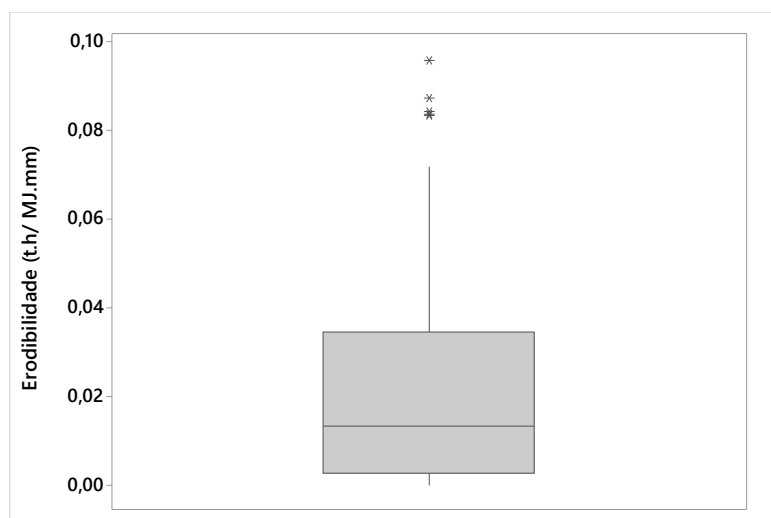


Figura 8.2 - Distribuição da erodibilidade das amostras de rejeito coletadas nas estações de monitoramento localizadas nos rio Gualaxo do Norte, Carmo e Doce utilizando a metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978) e Renard *et al.* (1997).

Considerando as classes de erodibilidade indicadas por Ranzani (1980) e apresentadas na Tabela 8.3, verifica-se que as amostras de rejeito analisadas possuem índice de erodibilidade muito baixo.

Tabela 8.3 - Classes de erodibilidade e frequência do fator K para alguns solos brasileiros.

Classe de erodibilidade	Valor de K (t.MJ ⁻¹ .hmm ⁻¹)	Tipo de solo
Muito alta	> 0,50	30% dos Luvisolos e 50% dos Neossolos quartzarênicos
Alta	0,35 – 0,50	7% dos Argissolos, 30% dos Planossolos, 30% dos Gleissolos, 20% dos Plintossolos
Média	0,25 – 0,35	17% dos Argissolos, 50% dos Cambissolos, 70% dos Planossolos, 50% dos Gleissolos, 80% dos Plintossolos
Baixa	0,10 – 0,25	12% dos Latossolos amarelos, 34% dos Latossolos vermelhos, 48% dos Argissolos, 50% dos Cambissolos, 50% dos Neossolos quartzarênicos, 70% dos Luvisolos
Muito baixa	< 0,10	88% dos Latossolos amarelos, 66% dos Latossolos vermelhos, 28% dos Argissolos, 100% dos Espodossolos

Fonte: Ranzani (1980) e Almeida (2018).

De modo geral, solos argilosos ou arenosos exibem valores reduzidos de erodibilidade, com valores maiores sendo observados em solos com textura média. Esse comportamento está associado, quando considerada a areia, à uma boa e rápida infiltração da água, reduzindo o potencial erosivo. Já os solos argilosos possuem uma estrutura com coesão, oferecendo assim uma maior resistência à erosão (CORRÊA, 2009).

Apesar do rejeito possuir características distintas de solos naturais, os valores de erodibilidade observados são semelhantes aos horizontes superficiais de latossolos (0,011 a 0,022 t.MJ⁻¹.hmm⁻¹) indicados por Bertoni e Lombardi Neto (2014).

8.2 Taxas de erosão

Para a estimativa da taxa de erosão foram considerados três conjuntos de imagens associados à Barragem de Fundão: (i) anterior ao evento de rompimento, representado por 10 imagens de satélite, obtidas entre os meses de maio de 2013 e outubro de 2015; (ii) rompimento, assinalado por 2 imagens de satélite, referentes aos dias 12 de novembro de 2015 e 31 de janeiro de 2016; (iii) subsequente ao rompimento, tipificado por 14 imagens de satélite, adquiridas entre os meses de abril de 2016 e junho de 2020. Na Tabela 8.4 podem ser observados os valores mínimos, máximos, a média e a taxa de erosão, referentes às imagens de satélite analisadas.

Tabela 8.4 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.

	Data da imagem	Erosão (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Erosão total (t.ano ⁻¹)
		Mínimo	Máximo	Média	
Anterior ao rompimento	14/05/2013	1,00	1,14 x 10 ⁴	1,36 x 10 ³	1,43 x 10 ⁹
	01/07/2013	1,21	1,56 x 10 ⁴	1,54 x 10 ³	1,61 x 10 ⁹
	02/08/2013	0,93	9,37 x 10 ³	1,29 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	04/07/2014	1,04	9,59 x 10 ³	1,26 x 10 ³	1,32 x 10 ⁹
	05/08/2014	1,17	9,06 x 10 ³	1,37 x 10 ³	1,44 x 10 ⁹
	22/09/2014	1,23	9,24 x 10 ³	1,54 x 10 ³	1,62 x 10 ⁹
	13/02/2015	0,87	9,29 x 10 ³	1,02 x 10 ³	1,07 x 10 ⁹
	24/08/2015	2,27	8,82 x 10 ³	1,57 x 10 ³	1,65 x 10 ⁹
	25/09/2015	1,24	7,68 x 10 ³	1,29 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	11/10/2015	1,30	8,76 x 10 ³	1,28 x 10 ³	1,34 x 10 ⁹
Rompimento	12/11/2015	1,16	1,54 x 10 ⁴	1,67 x 10 ³	1,75 x 10 ⁹
	31/01/2016	0,87	1,45 x 10 ⁴	1,13 x 10 ³	1,18 x 10 ⁹
Subsequente ao rompimento	20/04/2016	0,84	1,40 x 10 ⁴	1,28 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	25/07/2016	1,01	1,42 x 10 ⁴	1,47 x 10 ³	1,54 x 10 ⁹
	10/08/2016	1,16	1,40 x 10 ⁴	1,62 x 10 ³	1,70 x 10 ⁹
	11/09/2016	1,09	1,45 x 10 ⁴	1,66 x 10 ³	1,74 x 10 ⁹
	06/03/2017	0,92	1,49 x 10 ⁴	1,05 x 10 ³	1,11 x 10 ⁹
	28/05/2018	1,04	1,47 x 10 ⁴	1,27 x 10 ³	1,34 x 10 ⁹
	01/09/2018	1,12	1,46 x 10 ⁴	1,49 x 10 ³	1,56 x 10 ⁹
	22/12/2018	0,92	1,46 x 10 ⁴	1,01 x 10 ³	1,06 x 10 ⁹
	02/07/2019	1,02	1,79 x 10 ⁴	1,21 x 10 ³	1,26 x 10 ⁹
	03/08/2019	1,88	1,30 x 10 ⁴	1,60 x 10 ³	1,67 x 10 ⁹
	19/08/2019	1,50	1,37 x 10 ⁴	1,58 x 10 ³	1,65 x 10 ⁹
	04/09/2019	1,11	1,49 x 10 ⁴	1,44 x 10 ³	1,51 x 10 ⁹
	01/05/2020	0,89	1,52 x 10 ⁴	1,01 x 10 ³	1,06 x 10 ⁹
	02/06/2020	0,93	1,62 x 10 ⁴	1,29 x 10 ³	1,36 x 10 ⁹

Nota-se que os valores mínimos e máximos estimados para a taxa de erosão anteriores ao rompimento da Barragem de Fundão variaram, respectivamente, entre $0,87 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 13 de fevereiro de 2015) e $9,59 \times 10^3 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 04 de julho de 2014). A maior taxa de erosão corresponde a $1,65 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{ano}^{-1}$, referente à imagem obtida no dia 24 de agosto de 2015, enquanto a menor taxa de erosão corresponde a $1,07 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{ano}^{-1}$, determinada a partir da imagem obtida no dia 13 de fevereiro de 2015 (Figura 8.3).

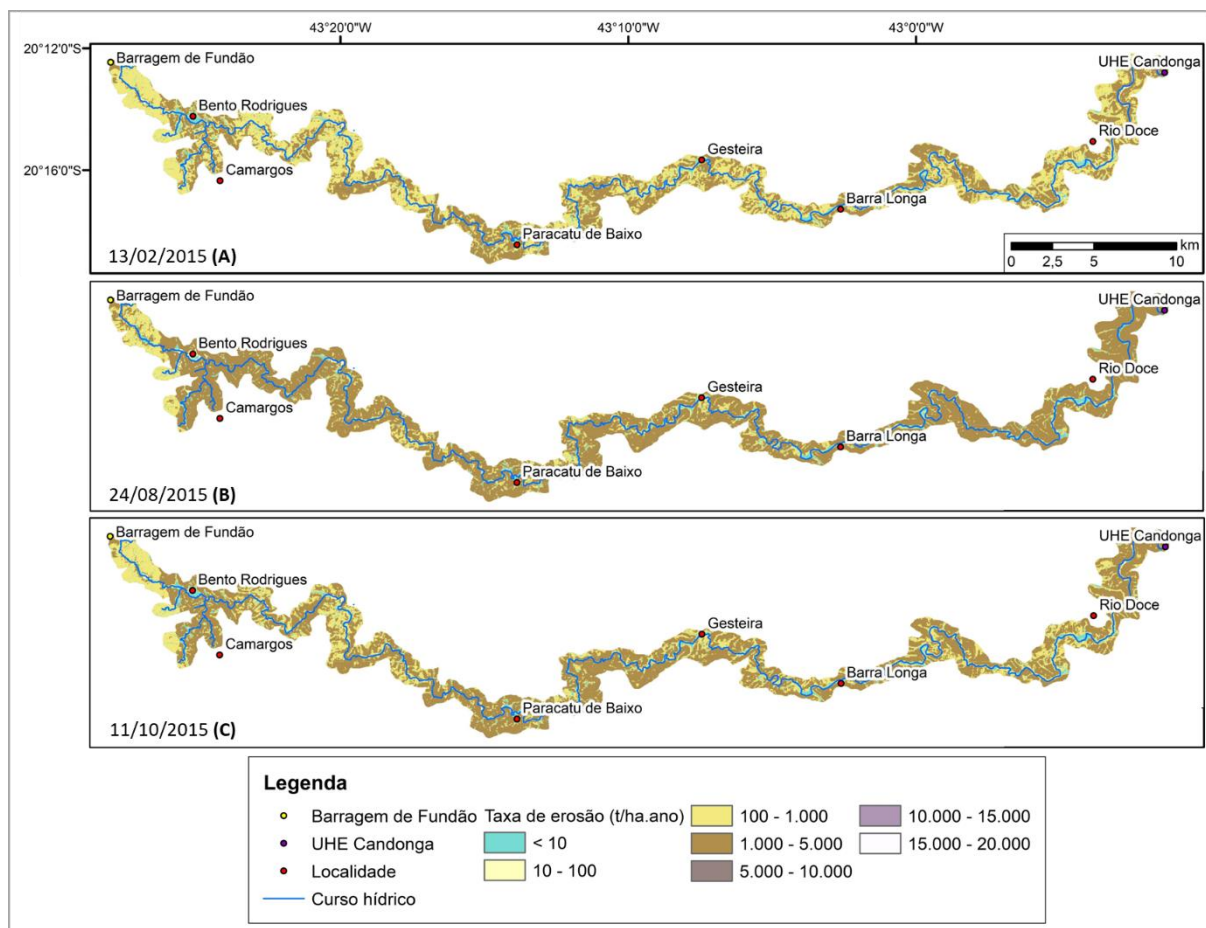


Figura 8.3 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga no cenário anterior ao rompimento dessa estrutura: (A) fevereiro de 2015; (B) agosto de 2015 e (C) outubro de 2015.

De um modo geral, os valores mais elevados de perda de solo estão associados à presença de solo exposto, aliada à declividade do terreno, ou à ausência de mata ciliar nos cursos hídricos (Figuras 8.4 e 8.5).

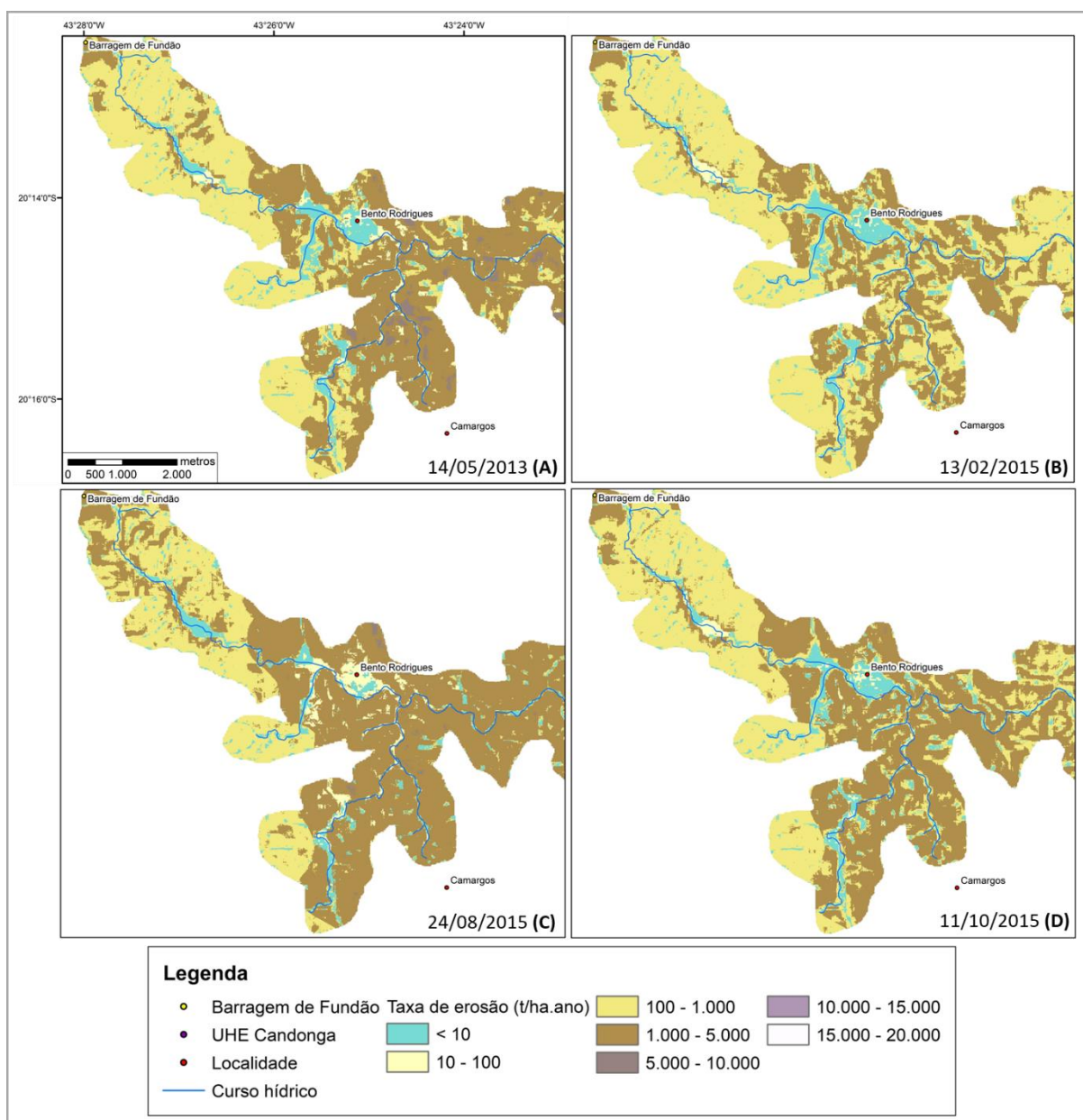


Figura 8.4 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário anterior ao rompimento dessa estrutura: (A) maio de 2013; (B) fevereiro de 2015; (C) agosto de 2015 e (D) outubro de 2015.

Uma análise de dados globais realizada por Dotterweich (2013) indica que as taxas de perda de solo associadas aos sistemas agrícolas convencionais são muito maiores do que aquelas provenientes de áreas caracterizadas pela presença de vegetação nativa. Além disso, variações locais e regionais nos ambientes naturais, tradições culturais e condições socioeconômicas desempenham um relevante papel na dinâmica e nas taxas de erosão do solo.

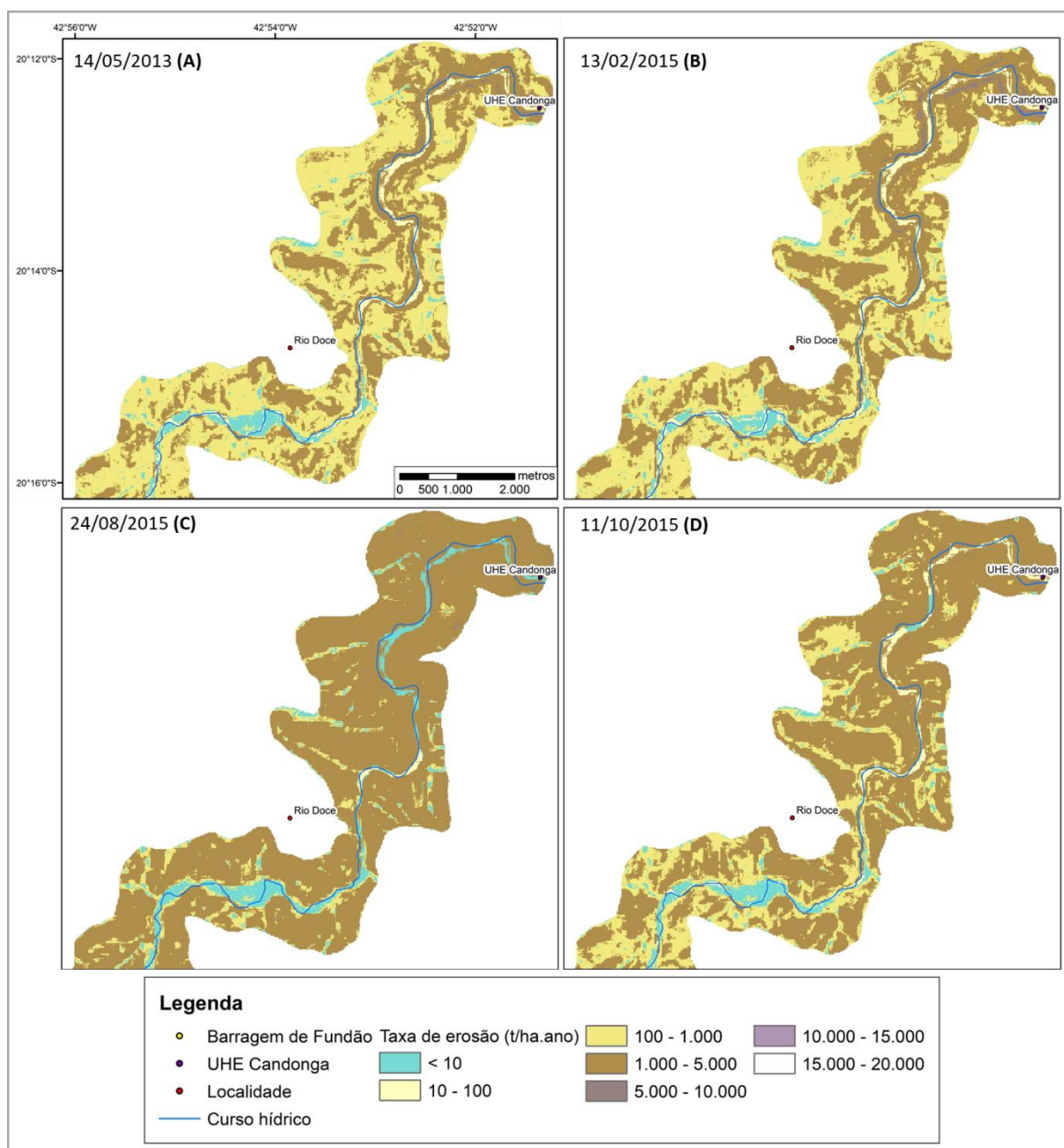


Figura 8.5 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) maio de 2013; (B) fevereiro de 2015; (C) agosto de 2015 e (D) outubro de 2015.

Apesar da Figura 8.4A indicar maiores taxas de erosão na porção sudeste de Bento Rodrigues quando comparada às demais imagens, não são observadas alterações significativas no uso e cobertura do solo que apoiem tais valores (Figura 8.6). Assim, ressalta-se a sensibilidade das taxas de erosão com relação ao período climático das imagens de satélite utilizadas para a determinação do NDVI e, conseqüentemente, do fator C_r .

Além da ausência de nuvens, o período climático é importante para a seleção das imagens uma vez que está associado à variação sazonal que ocorre com as diversas espécies vegetais, com reflexos diretos no comportamento espectral da vegetação. Dessa forma, a utilização de

imagens obtidas no período seco são mais indicadas, uma vez que possibilitam uma melhor identificação dos diferentes tipos de vegetação e, eventualmente, a discriminação de diferentes formas relacionadas a um mesmo tipo de vegetação (ROSA, 2009).

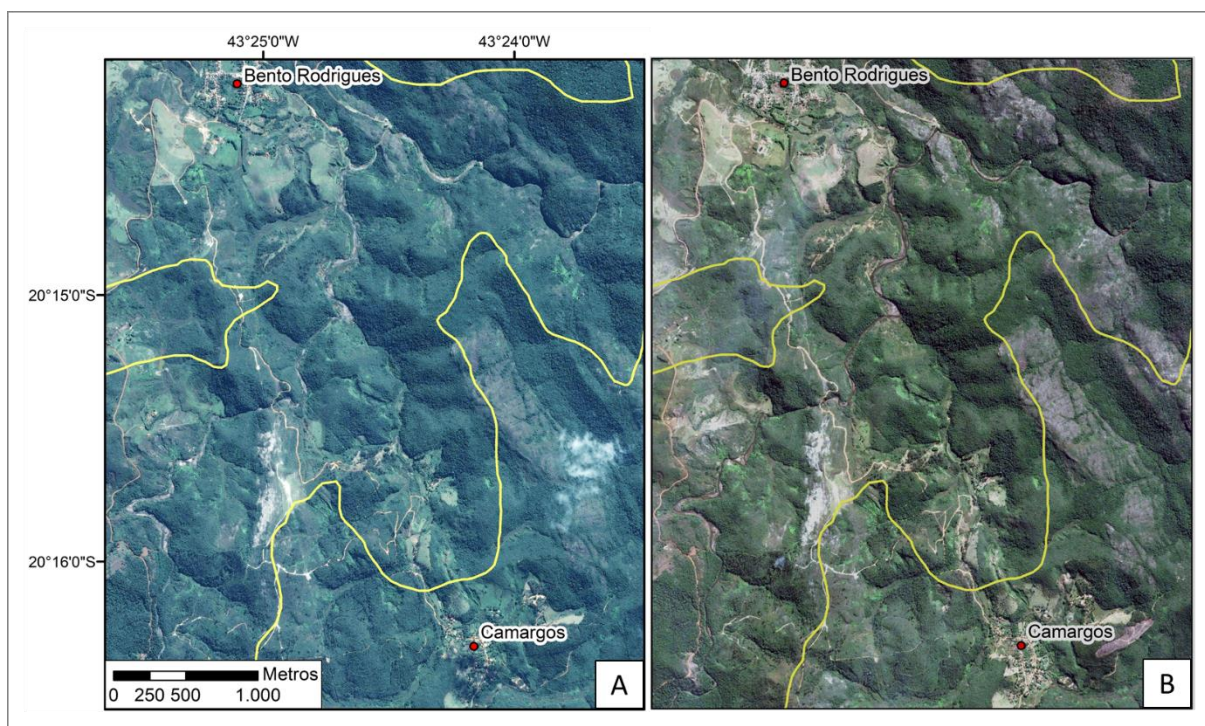


Figura 8.6 - Detalhe das imagens de satélite da região compreendida entre os distritos de Bento Rodrigues e Camargos obtidas em: (A) maio de 2013 e (B) julho de 2015.

Fonte: Modificado de Google Earth (2021).

Apesar da sua ampla utilização, o NDVI é influenciado por diversos fatores, como a topografia, exposição do solo, senescência da vegetação, poluentes atmosféricos e existência de biomassa densa (HUETE *et al.*, 2002; MATSUSHITA *et al.*, 2007; AYALEW *et al.*, 2020). Assim, a precisão desse índice como um substituto para a avaliação da biomassa e qualidade da vegetação difere de acordo com o local, uso do solo e estação climática (HUETE *et al.*, 2002; MENESES *et al.*, 2019).

Fan *et al.* (2009) e Jensen (2009) ressaltam que o NDVI representa um índice mais sensível em biomas áridos ou semiáridos, caracterizados por condições de baixa biomassa e plantios com menores índices de área foliar. Ademais, o NDVI é sensível à variação do substrato sob o dossel, possuindo valores especialmente elevados em substratos mais escuros (JENSEN, 2009).

Ainda assim, Durigon *et al.* (2014) recomendam a utilização de séries temporais do NDVI para estimativa do fator de cobertura do solo e monitoramento da erosão das bacias hidrográficas, em áreas tropicais com alta intensidade de chuva. Essas estimativas podem substituir os valores

provenientes de tabelas, desenvolvidos para coberturas específicas do solo, evitando assim a necessidade de morosas medições de campo desses fatores.

Imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão, verifica-se que os valores mínimos e máximos estimados para a taxa de erosão variaram, respectivamente, entre $0,87 \text{ t.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 31 de janeiro de 2016) e $1,54 \times 10^4 \text{ t.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 12 de novembro de 2015). A maior taxa de erosão corresponde a $1,75 \times 10^9 \text{ t. ano}^{-1}$, referente à imagem obtida no dia 12 de novembro de 2015 (Figura 8.7), uma semana após o colapso da estrutura. Ressalta-se que esse é o maior valor identificado dentre as imagens analisadas, correspondendo a um aumento de cerca de 23% na taxa de erosão quando comparado com os resultados obtidos na imagem de outubro de 2015.

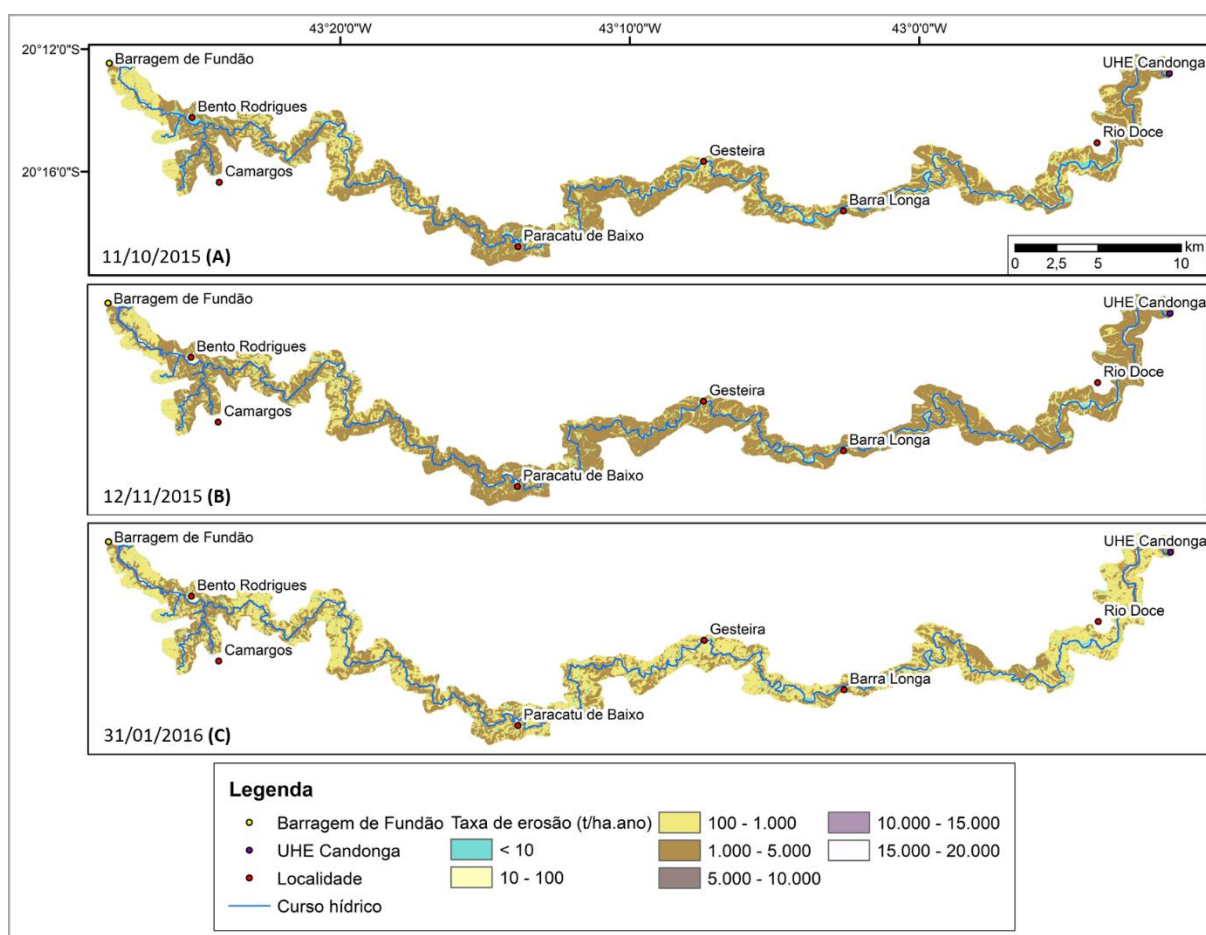


Figura 8.7 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga: (A) outubro de 2015; e após o rompimento da Barragem de Fundão (B) novembro de 2015 e (C) janeiro de 2016.

As maiores taxas de erosão podem ser observadas nos trechos correspondentes ao segmento entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues (Figura 8.8) e nas proximidades da UHE Candonga (Figura 8.9).

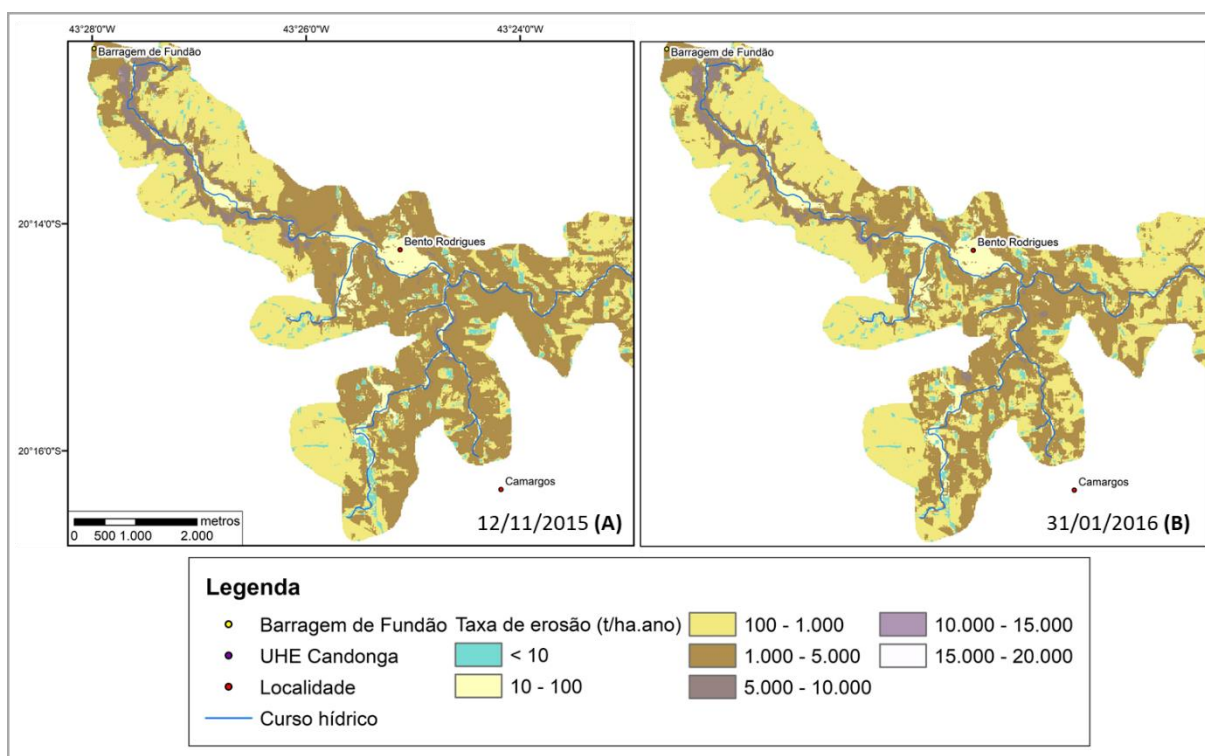


Figura 8.8 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão: (A) novembro de 2015 e (B) janeiro de 2016.

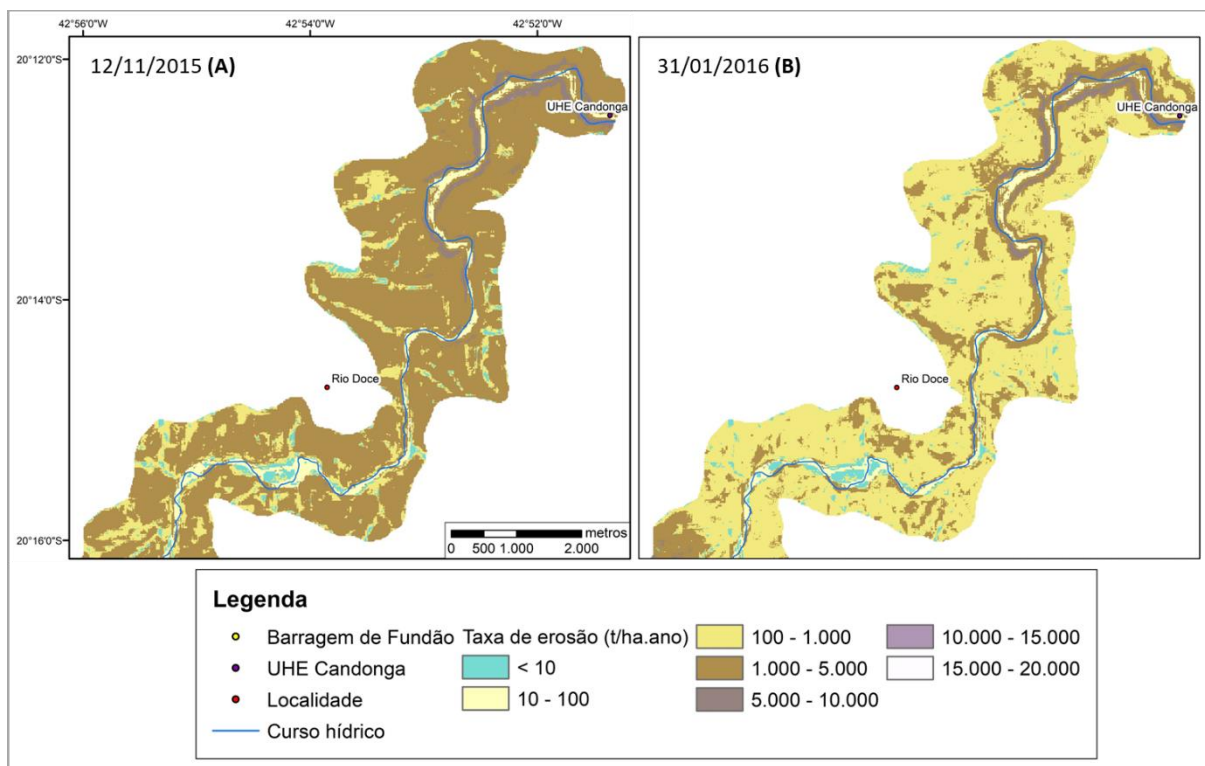


Figura 8.9 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão: (A) novembro de 2015 e (B) janeiro de 2016.

As maiores taxas de erosão observadas na Figura 8.7, principalmente no segmento compreendido entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues, podem ser

associadas à presença de encostas mais íngremes, formando vales encaixados, aliada à remoção da vegetação e deposição dos materiais presentes na onda de rejeitos.

Com relação à região da UHE Candonga (Figura 8.9), apesar desse trecho já exibir maiores taxas de erosão nas imagens anteriores ao evento de ruptura, verifica-se um aumento, localmente, de quase 3 vezes nos valores observados na imagem obtida em novembro de 2015.

Nota-se nas imagens subsequentes ao rompimento da Barragem de Fundão que os valores mínimos e máximos estimados para a taxa de erosão variaram, respectivamente, entre $0,89 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 01 de maio de 2020) e $1,79 \times 10^4 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ (imagem obtida no dia 02 de julho de 2019). A maior taxa de erosão nesse cenário corresponde a $1,74 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{ano}^{-1}$, referente à imagem obtida no dia 11 de setembro de 2016 (Figura 8.10).

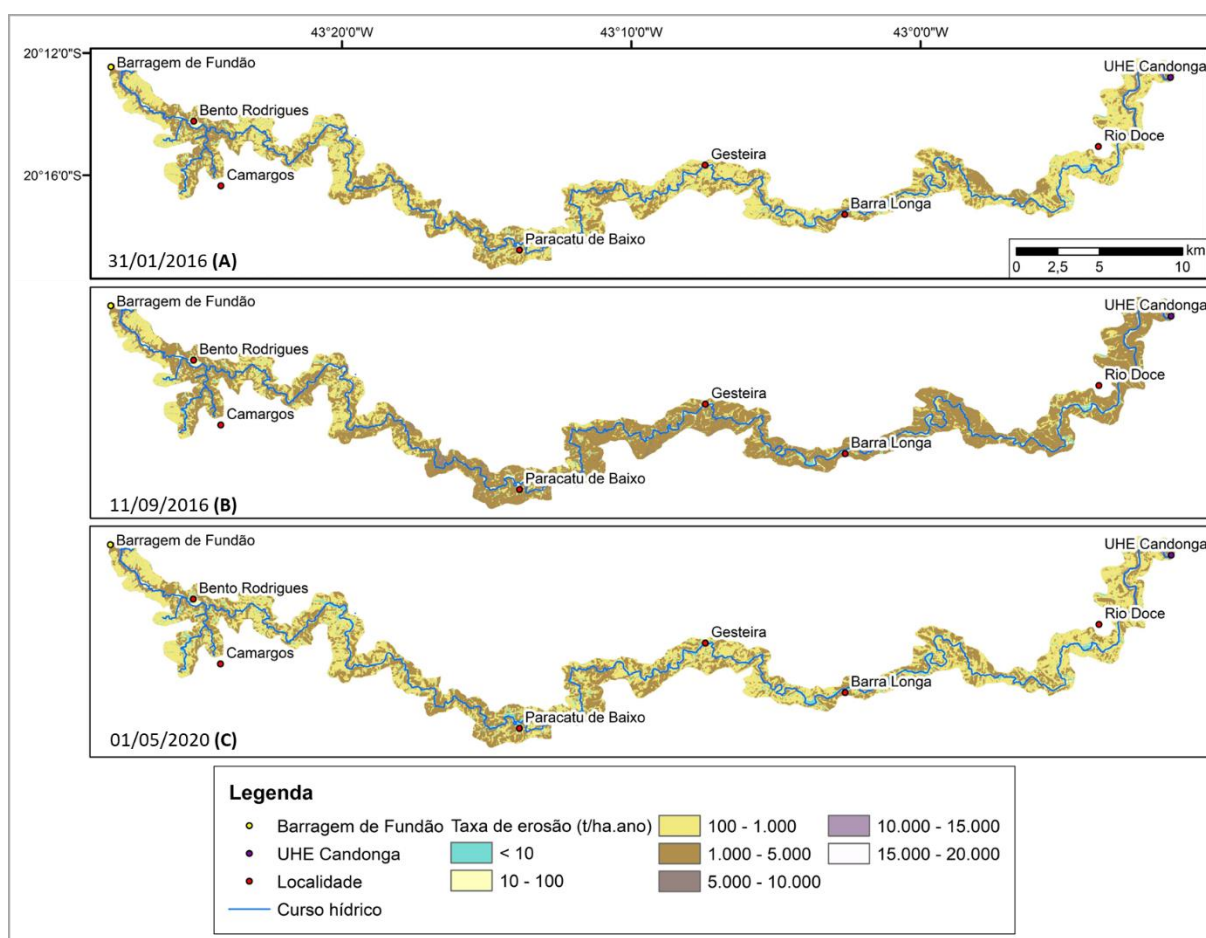


Figura 8.10 - Taxas de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga no cenário subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016 e (C) maio de 2020.

Na Figura 8.11 observa-se a permanência dos maiores valores de erosão no segmento entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues. Uma redução das taxas de erosão (cerca de 2 vezes) pode ser verificada a cerca de 1,5 km a montante desse distrito a partir de agosto de

2019. No entanto, na imagem obtida em maio de 2020 ainda são notadas áreas com taxa de erosão elevadas.

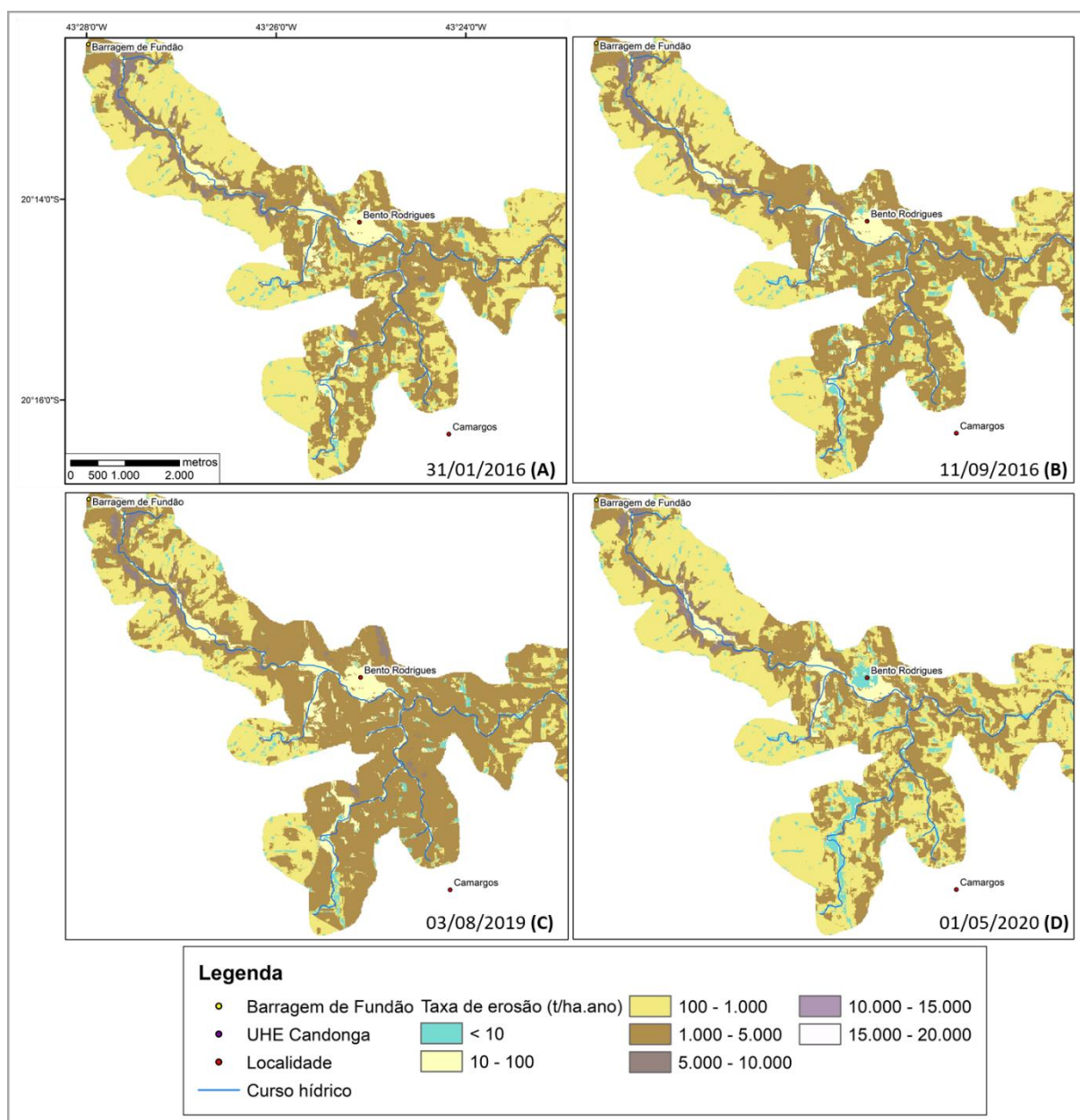


Figura 8.11 - Detalhe das taxas de erosão das vertentes entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues no cenário subsequente ao rompimento dessa estrutura: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016; (C) agosto de 2019; (D) maio de 2020.

Na região próxima a UHE Candonga (Figura 8.12) observa-se a partir do ano de 2016 um aumento das áreas caracterizadas por maiores taxas de erosão nas margens do Rio Doce, que pode ser decorrente da existência de barras arenosas junto aos meandros, formadas pela deposição dos sedimentos.

Ressalta-se que a imagem de satélite obtida em junho de 2020, que retrata características mais atuais da cobertura do solo das vertentes entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga, indica

um aumento de pouco mais de 1% da taxa de erosão com relação ao cenário anterior ao evento de ruptura (imagem obtida em outubro de 2015).

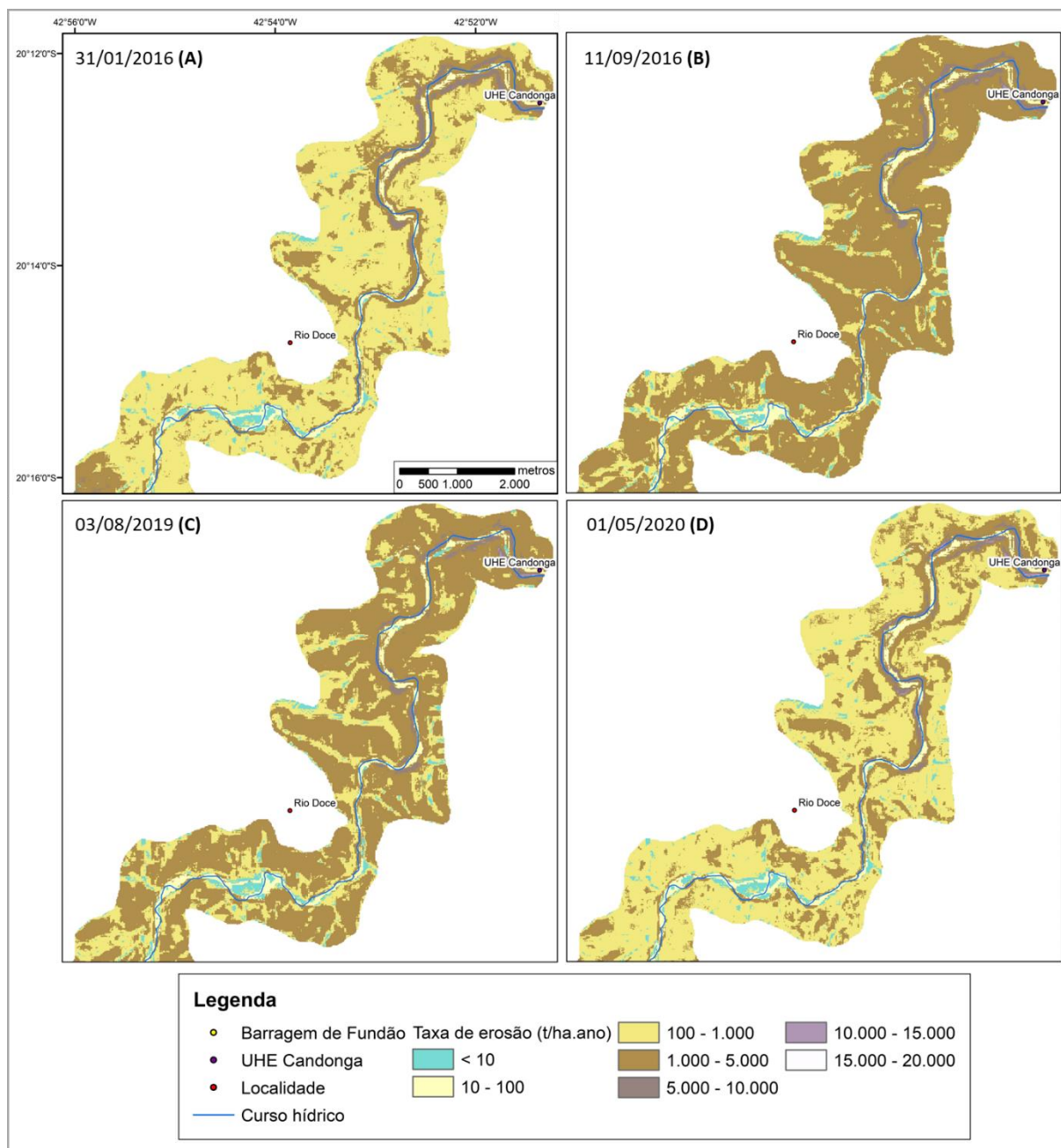


Figura 8.12 - Detalhe das taxas de erosão da região da UHE Candonga no cenário subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão: (A) janeiro de 2016; (B) setembro de 2016; (C) agosto de 2019; (D) maio de 2020.

A análise da cobertura do solo após o rompimento da Barragem de Fundão por meio do NDVI (Figura 8.13) permitiu identificar uma redução de 61% para 6% das áreas com cobertura vegetal (NDVI entre 0,5 e 0,7); redução de 8% para 0,3% das áreas com cobertura vegetal mais densa (NDVI entre 0,8 e 0,9); uma elevação de 13% para 37% das áreas caracterizadas por corpos hídricos (NDVI \leq 0) e aumento de 18% para 56% das áreas contendo solo exposto (NDVI entre 0,1 e 0,4).

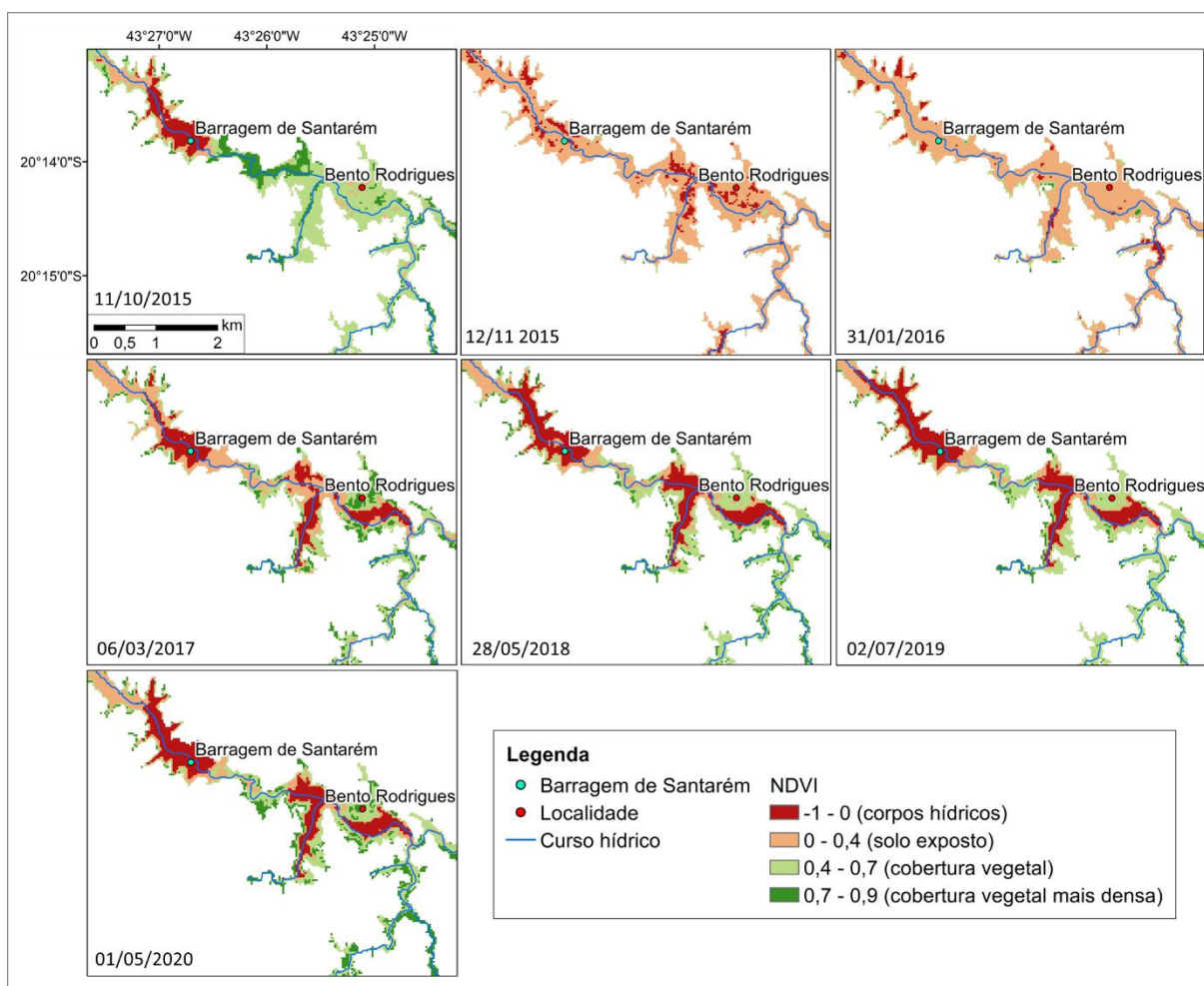


Figura 8.13 - NDVI da região de Bento Rodrigues considerando imagens de satélite obtidas entre 2015 e 2020.

Contudo, assim como observado com relação às taxas de erosão, considerando a imagem de satélite obtida em 01 de maio de 2020 verifica-se uma aproximação dos valores de NDVI àqueles identificados antes do rompimento da Barragem de Fundão, representado pela imagem obtida em outubro de 2015 (Figura 8.14).

De forma semelhante, a análise dos valores médios do fator C (Tabela 8.5), obtidos pela metodologia proposta por Durigon *et al.* (2014), aliada à aplicação do fator de correção de 0,1 recomendada por Almagro *et al.* (2019), indicam uma similaridade àqueles verificados no cenário anterior ao colapso da Barragem de Fundão.

Tabela 8.5 – Valores mínimos, máximos e médios do fator C obtidos nas imagens de satélite analisadas.

Data da imagem		Fator C (adimensional)		
		Mínimo	Máximo	Média
Anterior ao rompimento	14/05/2013	0,005	0,100	0,019
	01/07/2013	0,005	0,100	0,021
	02/08/2013	0,002	0,093	0,020
	04/07/2014	0,005	0,092	0,020
	05/08/2014	0,005	0,093	0,021
	22/09/2014	0,005	0,100	0,024
	13/02/2015	0,005	0,100	0,017
	24/08/2015	0,006	0,063	0,024
	25/09/2015	0,007	0,088	0,019
	11/10/2015	0,005	0,100	0,020
Rompimento	12/11/2015	0,007	0,062	0,025
	31/01/2016	0,005	0,074	0,016
Subsequente ao rompimento	20/04/2016	0,005	0,090	0,018
	25/07/2016	0,006	0,094	0,022
	10/08/2016	0,007	0,084	0,024
	11/09/2016	0,006	0,087	0,024
	06/03/2017	0,005	0,092	0,016
	28/05/2018	0,005	0,100	0,018
	01/09/2018	0,006	0,100	0,021
	22/12/2018	0,005	0,100	0,015
	02/07/2019	0,006	0,098	0,017
	03/08/2019	0,008	0,087	0,022
	19/08/2019	0,008	0,083	0,022
	04/09/2019	0,006	0,096	0,021
	01/05/2020	0,006	0,099	0,015
02/06/2020	0,006	0,100	0,021	

Com relação à magnitude das taxas de erosão obtidas, uma estimativa precisa desses valores, assim como dos custos associados à erosão total do solo para um país com as dimensões do Brasil é complexa (GUERRA *et al.*, 2014).

Dentre os dados disponíveis na bibliografia pertinente ao tema pode-se destacar que o Manual de Educação para o Consumo Sustentável (BRASIL, 2005) estima uma perda de solo fértil entre 822 milhões e 1 bilhão de toneladas por ano no país.

Quanto à escala regional, de acordo com Pruski (2009), não existem informações recentes sobre as perdas de solo por erosão no Estado de Minas Gerais. Assim, considerando a área cultivada

no Estado estimada por Almeida (1981) e o valor de perda de solo médio obtido para o Estado de São Paulo (correspondendo a $19 \text{ t.ha}^{-1}\text{.ano}^{-1}$), o Estado de Minas Gerais perderia anualmente $6,9 \times 10^7 \text{ t.ano}^{-1}$ de solo por erosão.

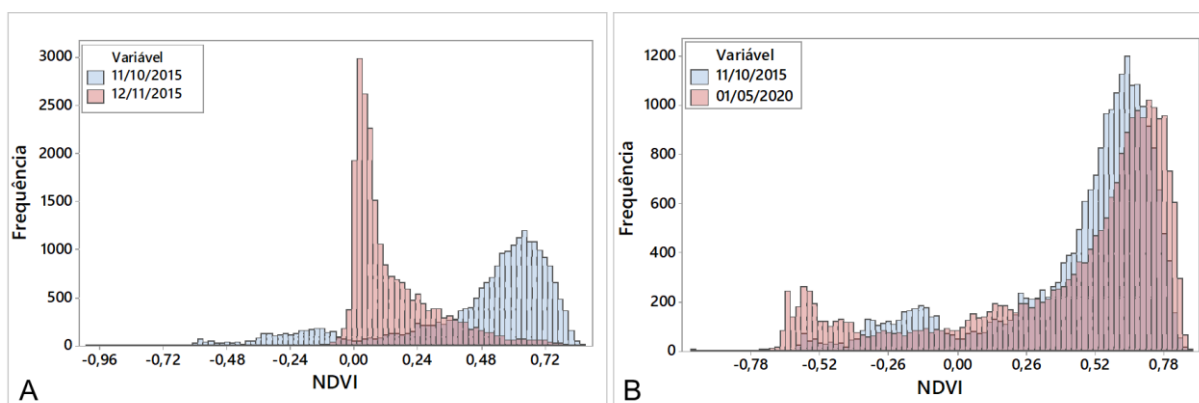


Figura 8.14 - Histogramas associados ao NDVI de imagens obtidas: (A) outubro de 2015 e novembro de 2015; (B) outubro de 2013 e maio de 2020.

A Tabela 8.6 exhibe as taxas de erosão apenas da área diretamente afetada pelo rompimento da Barragem de Fundão, que corresponde a cerca de $20,2 \text{ km}^2$ e representa, dessa forma, apenas 14% da área abrangida na análise da erosão das vertentes, que totaliza aproximadamente $140,4 \text{ km}^2$.

Considerando a área diretamente afetada pelos rejeitos, nota-se que imediatamente após o rompimento da Barragem de Fundão há um aumento de cerca de 3 vezes na taxa de erosão (comparação entre as imagens obtidas em outubro e novembro de 2015).

Consecutivamente a este evento (imagem obtida em novembro de 2015), também são observados os maiores valores mínimos de erosão e a maior média, no entanto, o maior valor máximo está associado à imagem de satélite referente ao mês de maio de 2020.

Comparações entre os valores médios e totais da erosão considerando toda a vertente e apenas a área diretamente afetada pelos rejeitos podem ser observadas, respectivamente, nas figuras 8.15 e 8.16.

Constata-se que os valores médios da erosão apresentam um crescimento significativo após o rompimento da Barragem de Fundão quando considerada a área diretamente afetada pelos rejeitos, o que não é verificado na região correspondente às vertentes (Figura 8.15).

Tabela 8.6 - Taxas de erosão da área diretamente afetada pelo colapso da Barragem de Fundão

	Data da imagem	Erosão (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Erosão total (t.ano ⁻¹)
		Mínimo	Máximo	Média	
Anterior ao rompimento	14/05/2013	1,16	1,11 x 10 ⁴	1,36 x 10 ³	1,43 x 10 ⁹
	01/07/2013	1,31	9,62 x 10 ³	1,54 x 10 ³	1,61 x 10 ⁹
	02/08/2013	1,31	8,95 x 10 ³	1,29 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	04/07/2014	1,21	8,59 x 10 ³	1,26 x 10 ³	1,32 x 10 ⁹
	05/08/2014	1,35	8,39 x 10 ³	1,37 x 10 ³	1,44 x 10 ⁹
	22/09/2014	1,35	1,24 x 10 ⁴	1,54 x 10 ³	1,62 x 10 ⁹
	13/02/2015	0,89	1,09 x 10 ⁴	1,02 x 10 ³	1,07 x 10 ⁹
	24/08/2015	2,39	5,67 x 10 ³	1,57 x 10 ³	1,65 x 10 ⁹
	25/09/2015	1,42	9,33 x 10 ³	1,29 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	11/10/2015	1,36	9,66 x 10 ³	1,28 x 10 ³	1,34 x 10 ⁹
Rompimento	12/11/2015	4,57	1,54 x 10 ⁴	1,67 x 10 ³	1,75 x 10 ⁹
	31/01/2016	3,10	1,45 x 10 ⁴	1,13 x 10 ³	1,18 x 10 ⁹
Subsequente ao rompimento	20/04/2016	2,90	1,77 x 10 ⁴	1,28 x 10 ³	1,35 x 10 ⁹
	25/07/2016	3,74	1,56 x 10 ⁴	1,47 x 10 ³	1,54 x 10 ⁹
	10/08/2016	4,50	1,82 x 10 ⁴	1,62 x 10 ³	1,70 x 10 ⁹
	11/09/2016	4,50	1,72 x 10 ⁴	1,66 x 10 ³	1,74 x 10 ⁹
	06/03/2017	2,06	1,78 x 10 ⁴	1,05 x 10 ³	1,11 x 10 ⁹
	28/05/2018	2,61	2,19 x 10 ⁴	1,27 x 10 ³	1,34 x 10 ⁹
	01/09/2018	3,16	2,19 x 10 ⁴	1,49 x 10 ³	1,56 x 10 ⁹
	22/12/2018	1,79	2,20 x 10 ⁴	1,01 x 10 ³	1,06 x 10 ⁹
	02/07/2019	2,56	2,15 x 10 ⁴	1,21 x 10 ³	1,26 x 10 ⁹
	03/08/2019	3,27	2,00 x 10 ⁴	1,60 x 10 ³	1,67 x 10 ⁹
	19/08/2019	3,74	1,92 x 10 ⁴	1,58 x 10 ³	1,65 x 10 ⁹
	04/09/2019	3,20	1,73 x 10 ⁴	1,44 x 10 ³	1,51 x 10 ⁹
	01/05/2020	1,97	2,23 x 10 ⁴	1,01 x 10 ³	1,06 x 10 ⁹
02/06/2020	2,39	1,49 x 10 ⁴	1,29 x 10 ³	1,36 x 10 ⁹	

Além disso, observa-se que os valores médios da erosão da vertente apresentam um comportamento errático, enquanto aqueles associados à área diretamente afetada indicam, após o crescimento abrupto associado ao rompimento da Barragem de Fundão, uma tendência de decréscimo.

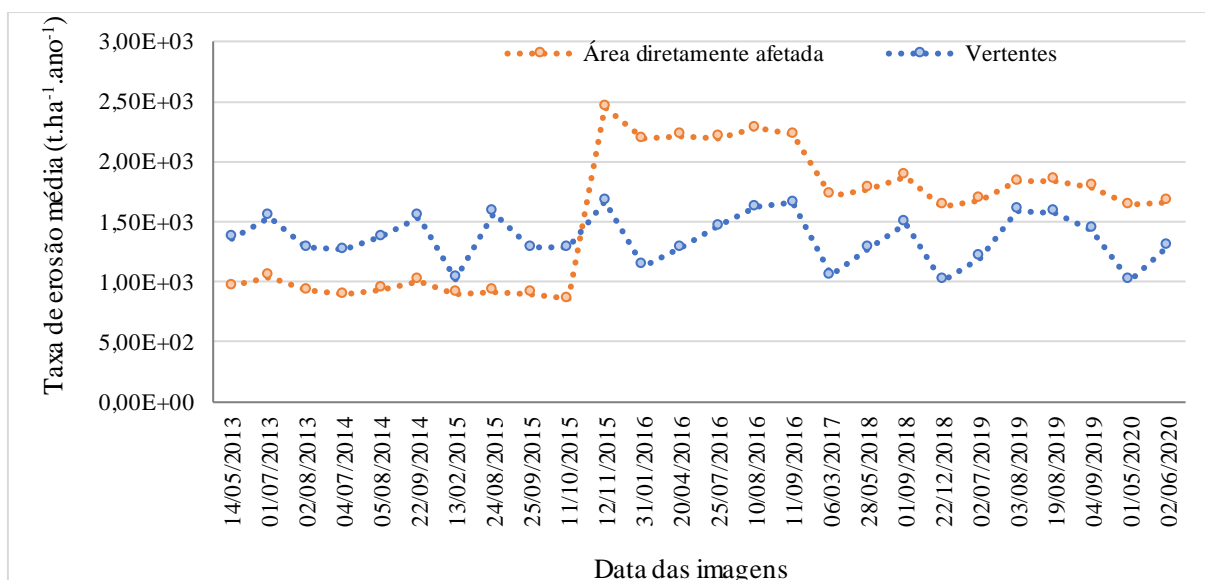


Figura 8.15 - Taxa de erosão média das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga e da área diretamente afetada pelo colapso dessa estrutura.

Um comportamento errático também pode ser verificado nos valores de erosão total relacionadas às vertentes. Por outro lado, as taxas de erosão total da área diretamente afetada pelo rompimento da Barragem de Fundão exibem, após o aumento repentino decorrente desse evento, uma leve tendência de queda, porém com valores ainda superiores àqueles inicialmente observados (Figura 8.16).

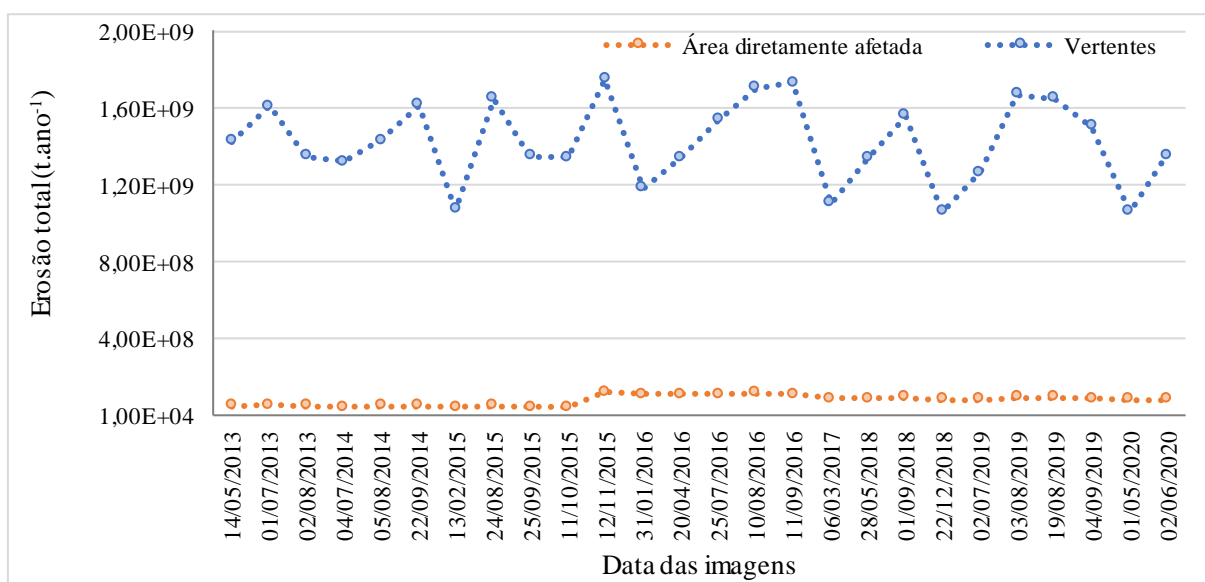


Figura 8.16 - Erosão total das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga e da área diretamente afetada pelo colapso dessa estrutura.

Esses dados sugerem que há um incremento da influência do fator C_r nas taxas de erosão obtidas em função da extensão da área analisada. Assim, uma área mais ampla também é mais susceptível às alterações vinculadas à presença de nuvens, variação do substrato sob o dossel,

estação climática e/ou senescência da vegetação, inviabilizando, neste caso, a identificação de uma tendência de evolução da cobertura do solo em escala regional.

Desse modo, buscou-se determinar o potencial natural de erosão (PNE) eliminando a influência da variabilidade espacial dos fatores da USLE associados à cobertura do solo.

8.3 Potencial Natural à Erosão

A integração dos fatores naturais da USLE (erosividade, erodibilidade e topográfico) permite a obtenção do PNE que, como independe do uso, cobertura e manejo de uma área, representa a erosão considerando a ausência de vegetação e intervenção antrópica (GRIMM *et al.*, 2002; VRIELING *et al.*, 2002).

Na Tabela 8.7 e na Figura 8.17 podem ser observados os valores referentes ao PNE da vertente analisada nesse trabalho nos cenários anterior e subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão.

Tabela 8.7 - Potencial natural de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.

PNE	Erosão (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)			Erosão total (t.ano ⁻¹)
	Mínimo	Máximo	Média	
Antes do rompimento da Barragem de Fundão	128,53	3,59 x 10 ⁵	7,16 x 10 ⁴	3,79 x 10 ⁹
Após o rompimento da Barragem de Fundão	128,53	3,59 x 10 ⁵	7,53 x 10 ⁴	3,99 x 10 ⁹

Os dados obtidos permitem constatar que a presença dos rejeitos, com erodibilidade diferente daquela observada nos solos da região, resultou em um aumento de cerca de 5% na taxa de erosão da área, entretanto, com manutenção dos valores mínimos e máximos observados antes do rompimento da Barragem de Fundão.

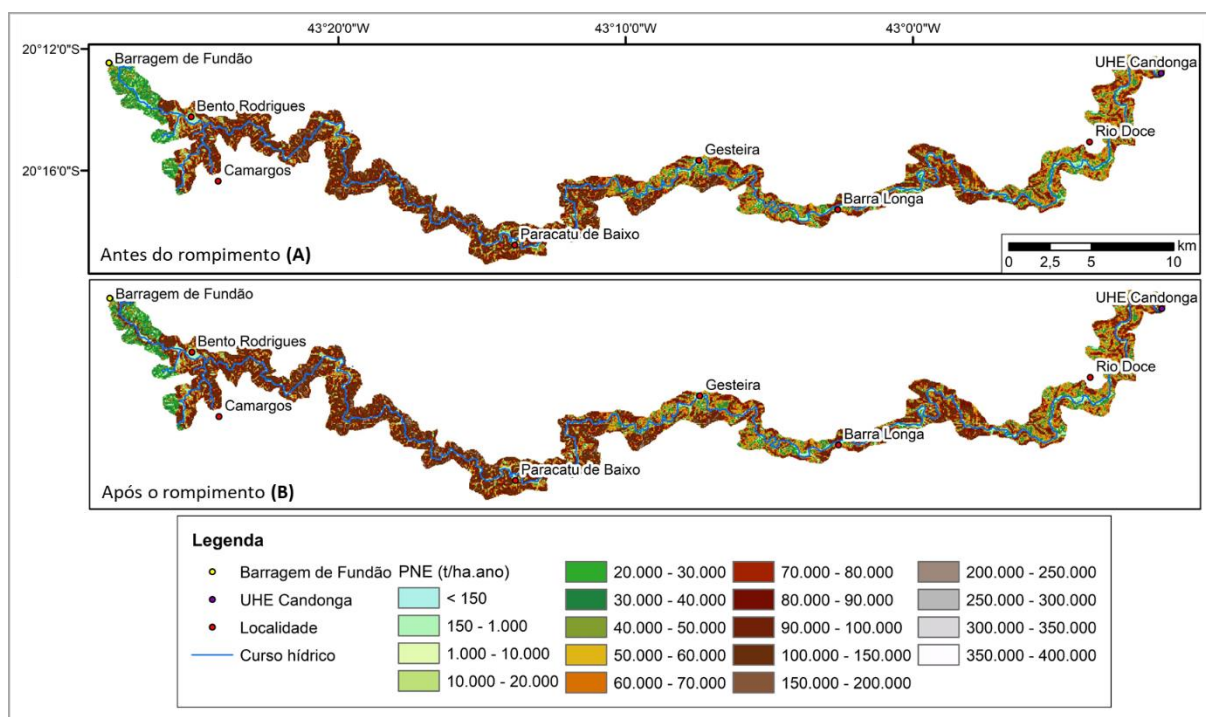


Figura 8. 17 – Potencial natural de erosão das vertentes compreendidas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga: (A) antes do rompimento; (B) subsequente ao rompimento.

No entanto, os valores médios obtidos mesmo em ambos os cenários indicam um PNE extremamente alto de acordo com a classificação de Scopel (1988), indicada na Tabela 8.8.

Tabela 8.8 - Classes do potencial natural de erosão.

Classe	PNE ($t \cdot ha^{-1} \cdot ano^{-1}$)
Muito baixo	0 - 50
Baixo	50 - 100
Médio	100 - 200
Alto	200 - 600
Muito alto	600 - 1000
Extremamente alto	> 1000

Fonte: Scopel (1988).

A influência de cada parâmetro associado ao PNE foi obtida por meio de uma matriz de correlação linear. Nessa análise, em um conjunto de camadas *raster*, a correlação entre duas camadas corresponde a uma medida de dependência entre essas.

A correlação entre camadas pode variar de + 1 a -1, em que uma correlação positiva pode ser compreendida como uma relação direta, enquanto uma correlação negativa indica que uma

variável é alterada inversamente quando comparada à outra. Uma correlação equivalente a zero indica que as camadas analisadas são independentes (ESRI, 2021).

A avaliação entre o PNE e os fatores K, LS e R, indicada na Tabela 8.9, indica que a distribuição espacial do potencial natural à erosão na área analisada nessa pesquisa é mais fortemente correlacionada com o fator topográfico em ambos os cenários, sendo ligeiramente maior quando consideradas as características da área anteriores ao rompimento da Barragem de Fundão.

Tabela 8.9 - Matriz de correlação entre o PNE e os fatores R, K e LS obtidos entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga.

Antes do rompimento da Barragem de Fundão				
	Fator K	Fator LS	Fator R	PNE
Fator K	1,00	-0,04	0,23	0,45
Fator LS	-0,04	1,00	-0,15	0,69
Fator R	0,23	-0,15	1,00	0,06
PNE	0,45	0,69	0,06	1,00
Após o rompimento da Barragem de Fundão				
	Fator K	Fator LS	Fator R	PNE
Fator K	1,00	-0,34	0,20	0,20
Fator LS	-0,34	1,00	-0,15	0,64
Fator R	0,20	-0,15	1,00	0,09
PNE	0,20	0,64	0,09	1,00

Uma correlação positiva entre o PNE e o fator LS também foi observada por Morais e Sales (2017) e Morais e Silva (2020). No entanto, esses últimos autores apontam os aspectos fisiográficos da bacia, quando resultam em fator LS com valores elevados, podem encobrir a influência da erodibilidade e erosividade.

Ressalta-se que a determinação do PNE como indicador de classes de capacidade de uso do solo consiste em uma importante ferramenta para minimização dos processos de degradação de solo, água e outros recursos naturais, auxiliando definição da forma de exploração das terras (CASTRO; HERNANI, 2015).

8.4 Parcelas de monitoramento da erosão

De acordo com a Fundação Renova (2018), notou-se na estação chuvosa, em todas as parcelas de controle, o desenvolvimento de vegetação, mesmo sem a realização de semeadura (Figura 8.15). Como o objetivo era avaliar o comportamento erosivo do rejeito na ausência total de vegetação, foram realizadas atividades de manutenção nestas parcelas, como a capina manual e roçada, sem, entretanto, revolver a camada superficial de rejeito.

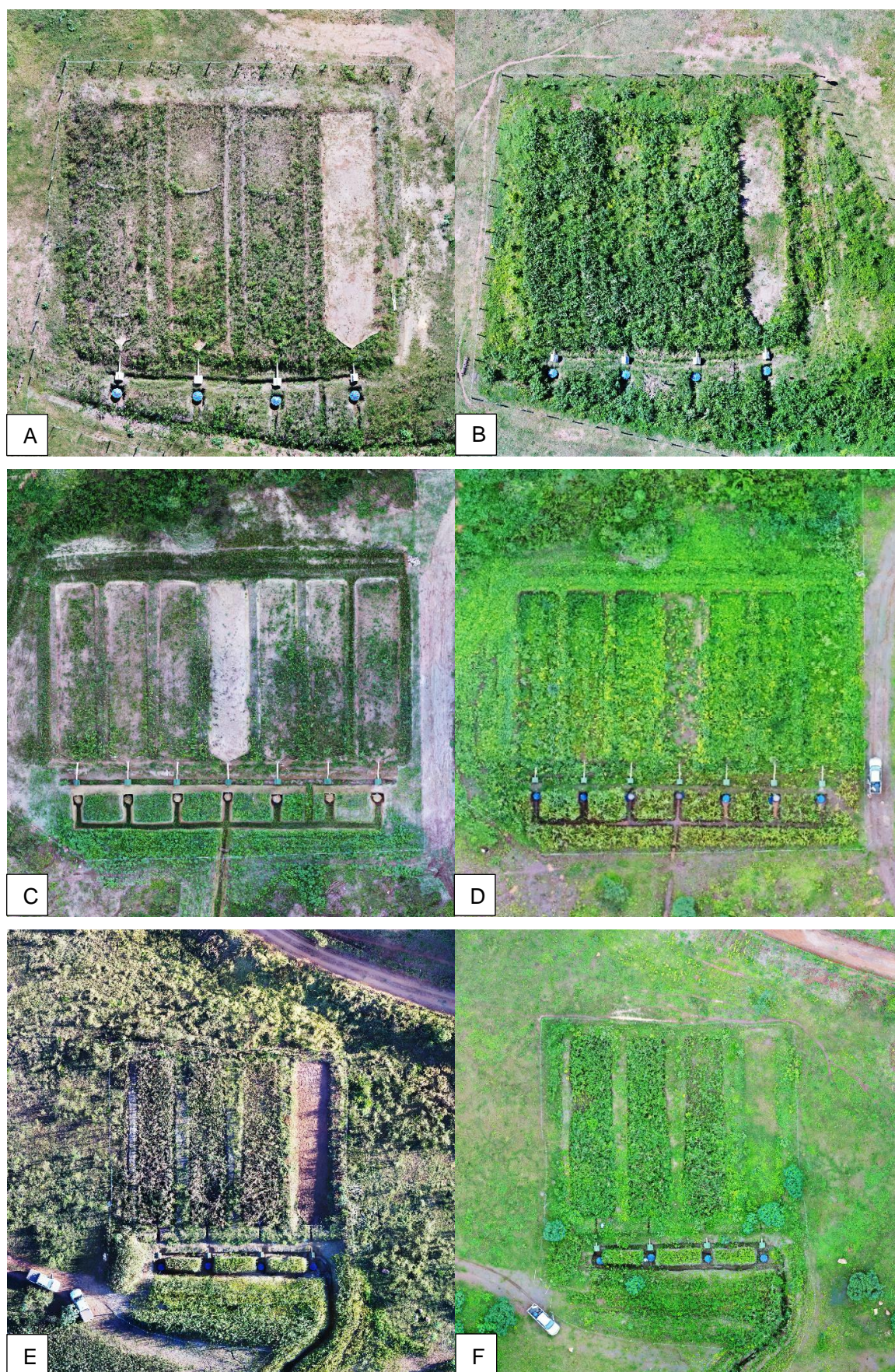


Figura 8.18 - Imagens aéreas das parcelas de monitoramento da erosão. Barra Longa (A) na estação seca de 2017 e (B) chuvosa de 2017/2018; Pedras (C) na seca de 2017 e (D) chuvosa de 2017/2018; Ponte do Gama (E) na estação seca de 2017 e (F) chuvosa de 2017/2018.

Fonte: Fundação Renova (2018, p. 130-131).

No período entre março de 2017 e maio de 2019 foram registrados 254 eventos (chuva responsável pela geração de escoamento superficial, com amostragem registrada em pelo menos uma parcela de monitoramento).

Ao longo do período de monitoramento, a perda de solo associada às parcelas variou entre 23,6 t/ha, na parcela submetida ao tratamento 4 (coveamento + adubação + semeio manual + aplicação de biomantas antierosivas), localizada na região de Ponte do Gama, a 3.127,11 t/ha, observada na parcela de controle situada na região das Pedras (Tabela 8.10).

Tabela 8.10 - Perda de solo total nas parcelas monitoradas entre março de 2017 e maio de 2019.

Área	Tratamento	Período (meses)	Declividade (%)	Perda de solo (t/ha)
Barra Longa	T1	26	3,2 – 4,0	723,32
	Parcela de controle			1.676,96
Pedras	T2	23	5,8 – 6,4	152,94
	T3		3,9 – 5,8	137,24
	Parcela de controle		3,9 – 6,4	3.127,11
Ponte do Gama	T4	25	2,0 – 2,8	23,60
	Parcela de controle			294,32

Fonte: Modificado de Fundação Renova (2019b).

Considerando a classificação proposta por Riquier (1982), nota-se que a perda de solo das parcelas que receberam tratamento pode ser considerada predominantemente forte. Por outro lado, a perda de solo nas parcelas de controle pode ser considerada muito forte, exceto na região da Ponte do Gama, que pode ser classificada como forte.

Além disso, é possível verificar que a parcela de controle com maior declividade (localizada na região das Pedras) também é caracterizada pela maior perda de solo. Neste sentido, diversos autores indicam que a perda de solo é uma função exponencial da declividade (e. g. DULEY; HAYS, 1932; NEAL, 1938; BERTONI, 1959).

Faz-se importante destacar que a Fundação Renova (2018, 2019b), apesar de fornecer, respectivamente, o “Relatório de resultados do 1º ano de monitoramento” (versão não revisada) e os dados brutos das taxas de erosão, não indicou a metodologia utilizada para a determinação da erodibilidade dos rejeitos. Os valores adotados na estimativa da perda de solo variaram de 0,400 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ adotado nas regiões de Barra Longa e Ponte do Gama a 0,044 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ utilizado para determinação da perda de solo na região das Pedras.

Em contrapartida, os valores de perda de solo observados nas parcelas de controle são cerca de 18 vezes menores do que os valores médios da taxa de erosão associados à imagem de satélite obtida em novembro de 2015. Além disso, a Fundação Renova (2018) ressalta que a deposição dos rejeitos provenientes do rompimento da Barragem de Fundão seria equivalente a um incremento de cerca 1,5 vezes no processo natural de erosão da região, valor que corresponde à pouco mais da metade do que aquele determinado nessa pesquisa quando considerada a área diretamente afetada por esses materiais.

Ressalta-se, no entanto, que a transferência de escala é um processo complexo. Dentre as razões para isso pode-se destacar a impossibilidade de uma transferência linear entre a escala de detalhe para a escala de uma bacia hidrográfica (CAMMERAAT, 2002); o efeito da escala no próprio sistema da vertente; a conectividade associada à paisagem e suas propriedades (THOMAZ, 2019).

Entretanto, nota-se que os valores das perdas de solo verificadas nas parcelas de tratamento da região das Pedras e nas parcelas de tratamento e controle da região de Ponte do Gama são equivalentes aos valores médios de perda média anual de solo provenientes de meta-análise das parcelas experimentais de erosão localizadas no Brasil realizada por Anache *et al.* (2017), que variaram entre 0,1 t.ha.ano⁻¹ (pastagem na região sul do país) e 136,0 t.ha.ano⁻¹ (áreas de pousio cultivadas na região nordeste).

Apesar de estudos desenvolvidos nas últimas décadas indicarem que as mudanças no uso do solo no Brasil estão aumentando a degradação da terra e, conseqüentemente, a erosão do solo (MORAES SÁ *et al.*, 2015; OLIVEIRA *et al.*, 2015a, 2015b), não houve continuidade do monitoramento e criação de novas parcelas experimentais de campo ao longo dos anos (ANACHE *et al.*, 2017). Além disso, ainda segundo esses últimos autores, não há um inventário nacional para as medições de parcelas experimentais, que poderia ser utilizado para apoiar decisões referentes às políticas e ações para controlar a erosão acelerada.

9 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

O balanço sedimentar de uma bacia hidrográfica corresponde a um meio eficaz para a compreensão holística da interação entre mobilização, transporte, armazenamento e produção de sedimentos (DIETRICH; DUNNE, 1978). Dessa forma, a taxa de entrega de sedimentos pode ser definida como a fração da erosão que é transportada de uma determinada bacia em um determinado intervalo de tempo (WALLING, 1983; WALLING; COLLINS, 2008).

Uma vez que a quantificação da taxa de entrega de sedimentos é importante para, dentre outros aspectos, avaliar os impactos desencadeados pelos processos erosivos em uma bacia hidrográfica, os próximos subtópicos descrevem as informações relacionadas à pluviometria, fluviometria e sedimentometria provenientes de estações de monitoramento localizadas entre a Barragem de Fundão e a UHE Candonga, controladas pela ANA, IGAM e Fundação Renova.

9.1 Pluviometria

Ao longo do trecho fluvial analisado há uma única estação pluviométrica monitorada pela ANA, denominada Fazenda Ocidente (código 2043027), localizada entre Gesteira e Barra Longa, com dados abrangendo o período compreendido entre abril de 1967 e maio de 2020.

Considerando os dados dessa estação, pode ser verificada uma precipitação média estimada em 1348,08 mm, com sazonalidade bem definida, evidenciada por um período chuvoso, entre os meses de outubro e março, e um período seco, entre abril e setembro (Figura 9.1).

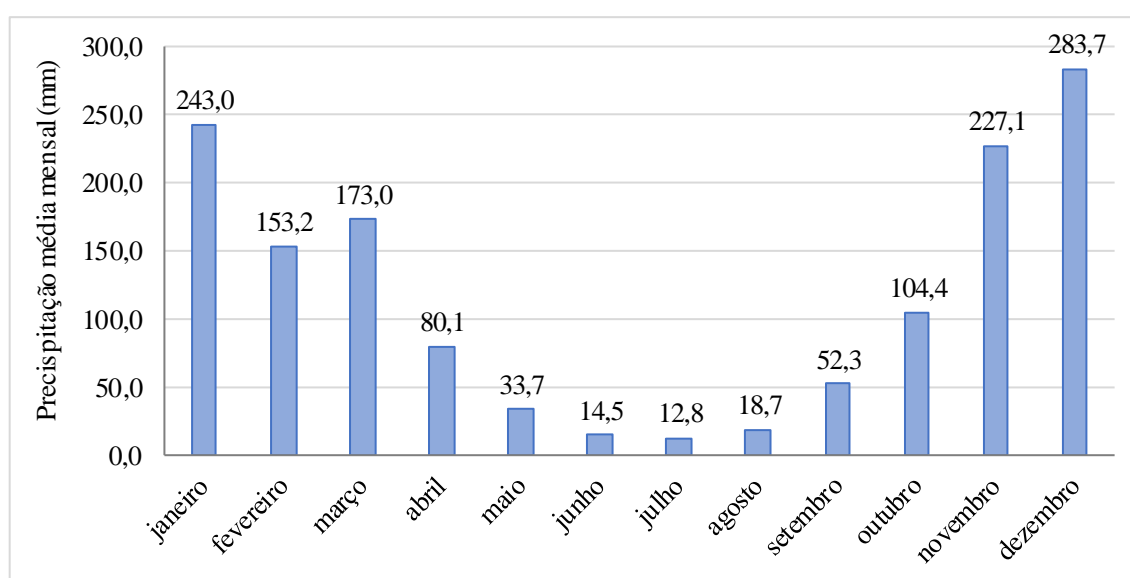


Figura 9.1 - Precipitação média mensal da estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 2043027).

A Figura 9.2 exibe a variabilidade interanual, representada pelos valores médios anuais adimensionais de precipitação (divididos pela sua média) e a média móvel ao longo de cinco anos da estação de monitoramento Fazenda Ocidente.

Destaca-se o período prolongado de precipitações próximas à média entre 2007 e 2013, seguido por uma sequência de 5 anos com precipitação inferior à média histórica. Nota-se ainda que após o ano de 2013 há uma tendência de valores ainda menores de precipitações, incluindo o ano de 2015, após a ruptura da Barragem de Fundão.

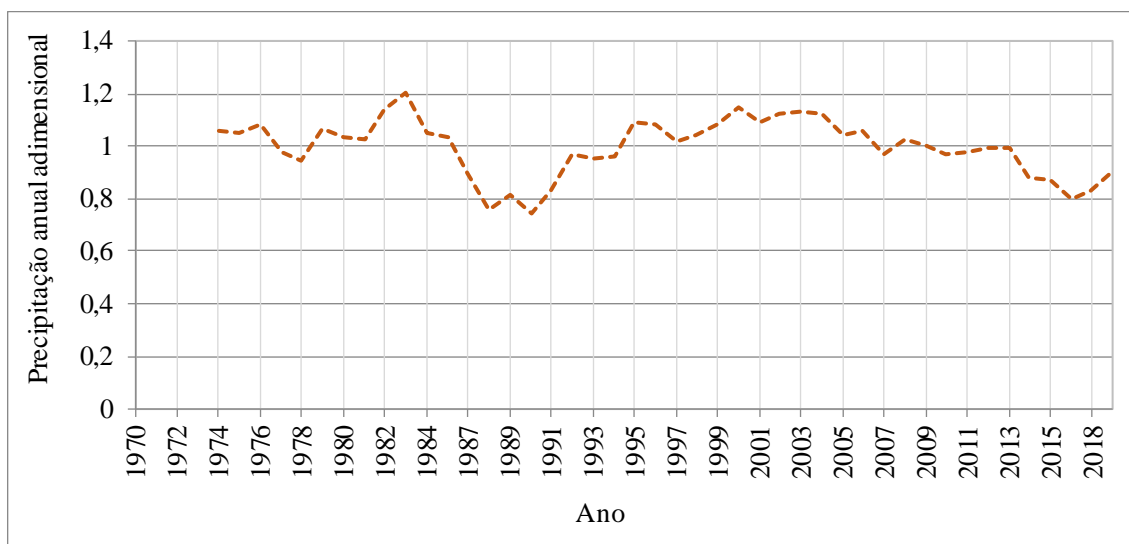


Figura 9.2 - Média móvel de cinco anos da precipitação adimensional na estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 2043027).

9.2 Fluviometria

Há ao longo do sistema fluvial analisado nesta pesquisa apenas uma estação fluviométrica, também denominada Fazenda Ocidente (código 56337000) e localizada entre Gesteira e Barra Longa. Os dados disponíveis abrangem o período compreendido entre os anos de 1938 e 2020, porém, com falhas na série histórica entre os anos de 2015 e 2017.

Na Figura 9.3 pode ser observada a distribuição das medidas de vazão ao longo do ano. Semelhantemente aos dados pluviométricos, verifica-se que as maiores vazões ocorrem no período chuvoso (novembro a março).

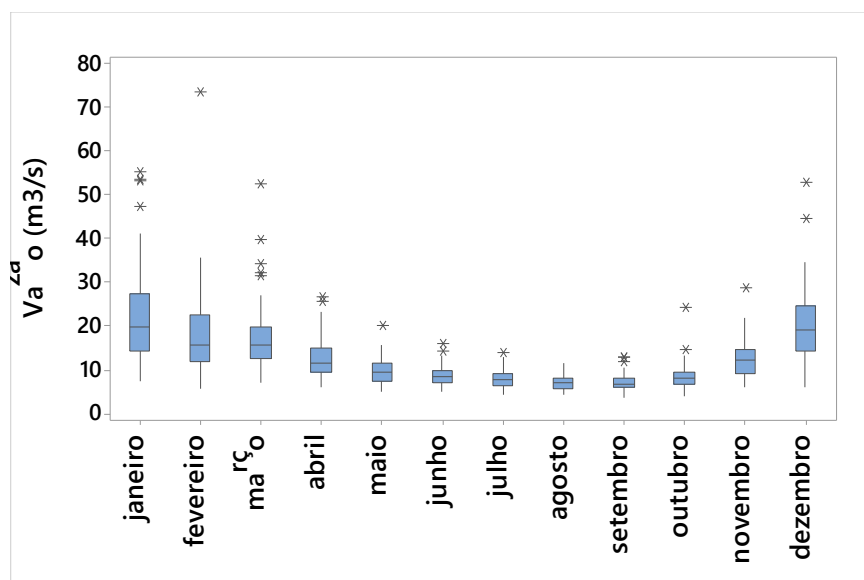


Figura 9.3 - Distribuição das medidas de vazão observadas ao longo do ano na estação fluviométrica Fazenda Ocidente (código 56337000).

Já a Figura 9.4 exibe a variabilidade interanual, representada pelos valores médios anuais adimensionais de vazão (divididos pela sua média) e a média móvel ao longo de cinco anos da estação fluviométrica Fazenda Ocidente.

Nota-se que a partir do ano de 2013 há uma sequência de anos caracterizados por vazões abaixo da média histórica, sendo que valores tão baixos foram observados apenas quando considerado o intervalo referente ao ano de 1972.

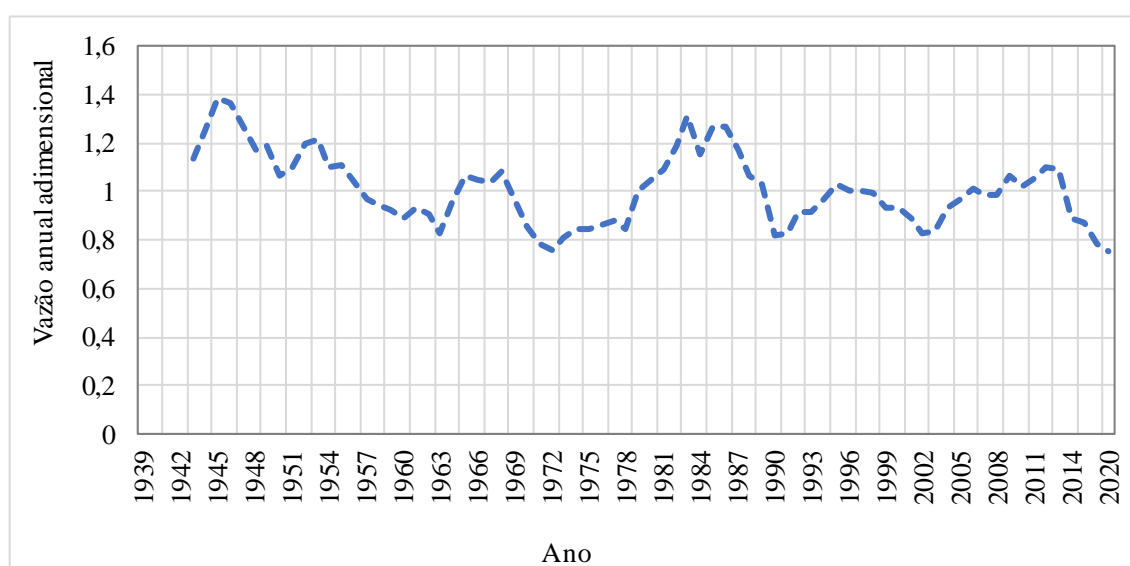


Figura 9.4 - Média móvel de cinco anos da vazão adimensional na estação de monitoramento Fazenda Ocidente (código 56337000).

Assim, no ano de 2015, quando ocorreu o rompimento da Barragem de Fundão, a onda de cheia ao atingir o Rio Doce e seus tributários, os encontrou em condições de escoamento abaixo da média histórica.

Esses eventos, de acordo com Tucci (2008, 2011), são comuns nas séries hidrológicas, correspondendo a eventos interdecadais do comportamento climático. Ainda de acordo com esse autor, ocorrências semelhantes foram verificadas em outras regiões do Brasil, como no Rio Paraguai (entre os anos de 1960 e 1972 os níveis e as vazões se mantiveram abaixo dos períodos anteriores e subsequentes) e no Rio Uruguai (no período compreendido entre os anos de 1942 e 1951 as precipitações anuais observadas foram muito abaixo da média de longo período).

Ressalta-se que após o colapso da Barragem de Fundão, dada a necessidade de intensificar o monitoramento existente na Bacia Hidrográfica do Rio Doce, a Fundação Renova instalou 35 estações com medições de turbidez no trecho compreendido entre o local do rompimento até a foz do Rio Doce.

Iniciado no ano de 2017 o PMQQS, mantido pela Fundação Renova, possui 98 estações de monitoramento, situadas entre o local do rompimento e a foz do Rio Doce, incluindo locais ao longo das costas dos estados do Espírito Santo e Bahia.

Com relação ao monitoramento hidrossedimentológico, são controlados o nível da água, a vazão, sedimentos em suspensão e as granulometrias dos materiais em suspensão e depositados no leito dos rios.

9.3 Sedimentometria

A sedimentometria pode ser compreendida como a medida da quantidade de sedimento transportado pelos cursos hídricos. A determinação da descarga sólida abrange a mensuração da descarga líquida, amostragem do material do leito e em suspensão, medição da temperatura da água e da declividade do gradiente energético da linha d'água, dentre outros parâmetros (CARVALHO *et al.*, 2000).

Assim, nos próximos subtópicos são descritas as características granulométricas dos sedimentos de fundo, as concentrações dos sedimentos em suspensão e de fundo mensurados pela Fundação Renova e em estações de monitoramento controladas pelo IGAM.

9.3.1 Granulometria

Apenas seis estações de monitoramento da Fundação Renova possuem dados referentes à granulometria dos sedimentos (RGN-01, RGN-06, RGN-08, RCA-01, RCA-02 e RDO-01), contemplando, assim, apenas o cenário posterior ao rompimento da Barragem de Fundão. A Figura 9.5 exibe a distribuição da granulometria dos sedimentos em cada uma das estações de monitoramento.

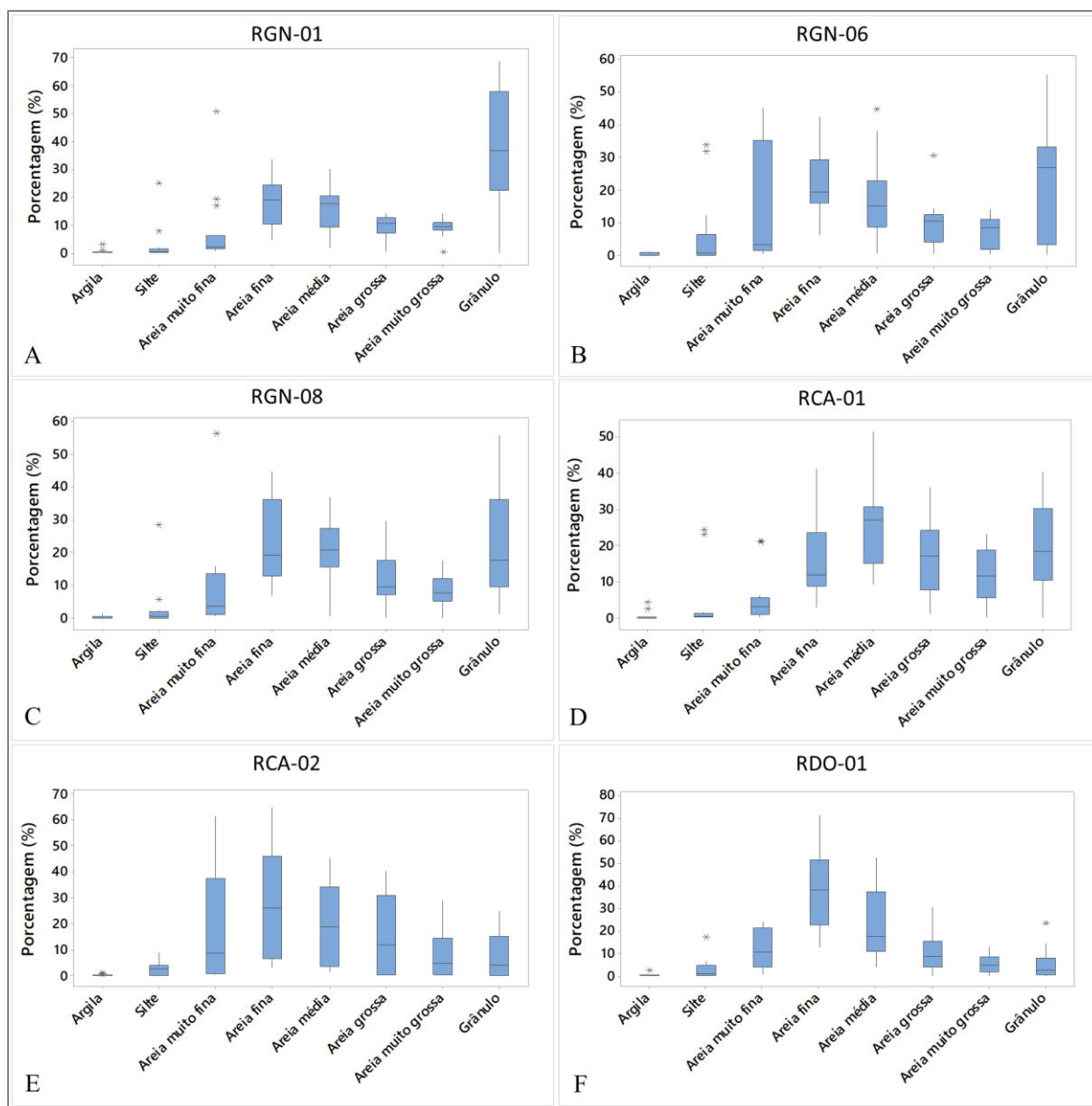


Figura 9.5 - Distribuição da granulometria dos sedimentos referente às estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova nos rios Gualaxo do Norte (RGN), Carmo (RCA) e Doce (RDO).

Nota-se uma diminuição gradual da porcentagem das partículas com granulometria mais grossa de montante para jusante (redução de uma média de 37,06% de grânulos na estação de monitoramento RGN-01 para uma média de 5,25% na estação RDO-01), acompanhada pelo

aumento da soma das frações silte, areia muito fina e areia fina neste sentido (elevação de uma média de 27,8% na estação RGN-01 para uma média de 54,8% na estação RDO-01).

A Barragem de Fundão recebia dois tipos de materiais: um “arenoso”, composto quanto à granulometria, de modo geral, por 50% de areia fina e 50% de silte, e um rejeito denominado “lama”, simplificadamente formado por 80% de silte e 20% de argila (GOLDER ASSOCIATES, 2016).

De acordo com Guimarães *et al.* (2012), a granulometria dos rejeitos é diretamente dependente das etapas empregadas no processo de beneficiamento. Dessa forma, o D50% dos rejeitos corresponde a 10 μm para lamas, 80 μm para rejeitos de flotação e 150 μm para rejeitos provenientes de concentração magnética.

Destaca-se que o predomínio da fração granulométrica “areia” (73,2 e 86,5%, respectivamente nos períodos chuvoso e intermediário) foi observado por Santolin (2015) em amostras de sedimento coletadas na estação de monitoramento RD09, de responsabilidade do IGAM, localizada no Rio do Carmo. No entanto, o lote amostrado no período seco exibiu uma maior parcela (70,15%) de sedimentos com fração cascalho, enquanto no período chuvoso foi observada uma maior concentração da fração fina (16,01%) do que aquela identificada nos demais períodos (5,22% no período intermediário e 0,77% no período seco).

9.3.1.1 Sedimentos em suspensão

A compreensão e a quantificação da descarga de sedimentos em suspensão em bacias hidrográficas representam um objetivo chave da geomorfologia, com importantes implicações para o estudo da qualidade da água, sustentabilidade agrícola e a evolução de paisagens e bacias sedimentares ao longo do tempo geológico (PELLETIER, 2012).

Os dados disponíveis das estações de monitoramento RD071 e RD072, situadas, respectivamente nos rios do Carmo (município de Barra Longa) e Doce (município de Rio Doce), de responsabilidade do IGAM, abrangem o período compreendido entre maio de 2008 e junho de 2020. A estação de monitoramento RD011, localizada no Rio Gualaxo do Norte (município de Barra Longa), foi instalada após o rompimento da Barragem de Fundão, com dados disponíveis entre setembro de 2016 e junho de 2020.

A Figura 9.6 exibe a concentração de sólidos em suspensão verificada nas estações de monitoramento do IGAM. Esses valores, quando comparados ao limite de 100 mg/L

estabelecido pela Deliberação Normativa Conjunta do Conselho Estadual de Política Ambiental (COPAM) e Conselho Estadual de Recursos Hídricos do Estado de Minas Gerais (CERH-MG) n° 01/2008 para corpos d'água classe 2 (enquadramento do Rio Doce), permitem notar que seis anos após o rompimento da Barragem de Fundão ainda são observados valores 3 vezes maiores do que aqueles indicados como limites máximos aceitáveis pela legislação.

Ressalta-se que os valores médios observados nas estações RD071 e RD072 correspondiam antes da ruptura da Barragem de Fundão, respectivamente, a 87 mg.L⁻¹ e 69 mg.L⁻¹. As maiores concentrações observadas foram 1.088 mg.L⁻¹, identificada na estação RD071, e 894 mg.L⁻¹, na estação RD072. Após o colapso da estrutura, foram verificadas concentrações de sólidos em suspensão de até 776 mg.L⁻¹ na estação RD011 (dezembro de 2016), 1.692 mg.L⁻¹ na estação RD071 (janeiro de 2016) e 9.580 mg.L⁻¹ na estação RD072 (dezembro de 2015).

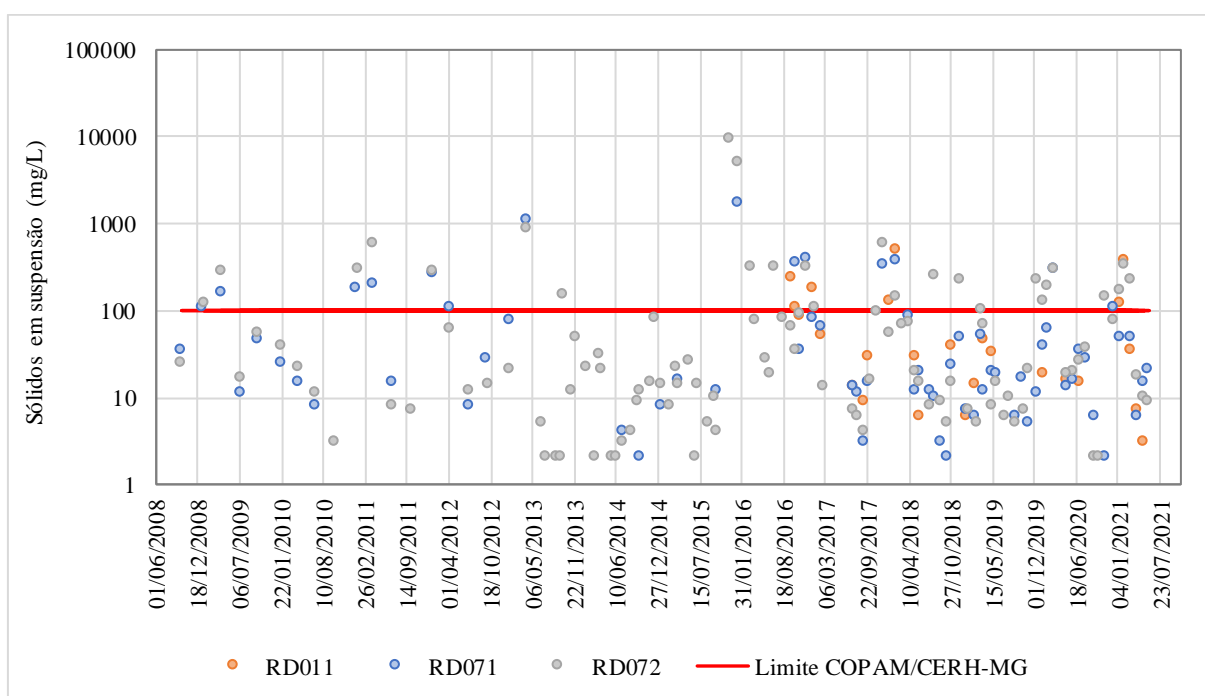


Figura 9.6 - Valores de sólidos em suspensão verificados nas estações de monitoramento RD011, RD071 e RD072, representados em escala logarítmica.

Faz-se importante salientar que as séries históricas de monitoramento nas estações RD071 e RD072 utilizadas nesta pesquisa não possuem dados no período imediatamente subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão. As informações disponíveis são referentes ao mês de outubro de 2015 e, em seguimento, a janeiro de 2016 (estação RD071) e dezembro de 2015 (estação RD072).

De acordo com o relatório técnico de “Acompanhamento da Qualidade das Águas do Rio Doce Após o Rompimento da Barragem da Samarco no distrito de Bento Rodrigues – Mariana/MG”

elaborado pelo IGAM (2015), nas primeiras semanas após o colapso da Barragem de Fundão, na estação RD071 foram observados valores de sólidos totais, dos quais a maior parcela estava relacionada aos sólidos em suspensão, variando entre 1.240 mg.L⁻¹ e 22.600 mg.L⁻¹. Já na estação RD072, no dia 07 de novembro de 2015, a concentração de sólidos totais correspondeu a 112.470 mg.L⁻¹, sendo reduzida para 13.440 mg.L⁻¹ no dia 09 de novembro de 2015 e 2.640 mg.L⁻¹ no dia 03 de dezembro de 2015.

De modo geral, considerando o cenário posterior ao colapso da Barragem de Fundão, nota-se que, no período de estiagem, as concentrações de sólidos em suspensão nas três estações de monitoramento são inferiores à média histórica. Por outro lado, no período chuvoso, os valores observados são mais elevados do que a média histórica, porém ainda semelhantes àqueles verificados antes do rompimento da estrutura.

Esses resultados indicam a influência da precipitação na qualidade das águas superficiais, uma vez que no período chuvoso, além de ocorrer o carreamento de material depositado nas margens, há um aumento da velocidade, que possibilita o revolvimento do material do leito e, conseqüentemente, a disponibilização de partículas para a coluna d'água.

Com relação ao cenário de rompimento da Barragem de Fundão, destaca-se que a onda resultante reuniu água e sedimentos, no entanto, encontrou os rios da região em um período de estiagem, com menor capacidade de diluição dos sedimentos.

Dados fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2015), indicam que essa onda de cheia atingiu a UHE Candonga na manhã do dia 06 de novembro de 2015, já a elevação da turbidez foi observada na foz do Rio Doce no dia 21 de novembro de 2015, 16 dias após o evento.

Estima-se que em rios aluvionares a calha menor possui uma vazão de tempo de retorno entre 1,5 e 2 anos (LEOPOLD *et al.*, 1964), assim, ressalta-se que essa onda de cheia correspondeu a uma vazão superior a 2 anos de tempo de retorno para o segmento fluvial até a UHE Candonga, uma vez que nesse trecho o escoamento extravasou a calha menor do rio.

Semelhantemente ao verificado nos dados provenientes das estações de monitoramento do IGAM, as informações relacionadas às estações de monitoramento implantadas pela Fundação Renova, no período compreendido entre 2017 e 2021, indicam que as maiores concentrações de sólidos em suspensão (Figura 9.7) estão associadas às medições realizadas no período

chuvoso, alcançando no mês de dezembro de 2020 o valor de 1.062 mg.L⁻¹ na estação de monitoramento RGN-03.

A necessidade contínua de medição da carga sedimentar fluvial e os recentes avanços tecnológicos levaram ao uso da turbidez como substituto para a obtenção da concentração de sedimentos em suspensão, especialmente em locais onde a vazão por si só não é um bom estimador desse parâmetro (RASMUSSEN *et al.*, 2009).

As principais vantagens do uso da turbidez para medir indiretamente a concentração de sedimentos em suspensão consistem na aquisição contínua de dados em tempo real e o baixo custo operacional. Por outro lado, podem ser destacados como desvantagens o acúmulo de resíduos na lente do sensor e as características variáveis do sedimento, com o tamanho, forma e cor, que podem afetar a resposta do sensor óptico à maneira como a luz é espalhada (HATCHER *et al.*, 2000).

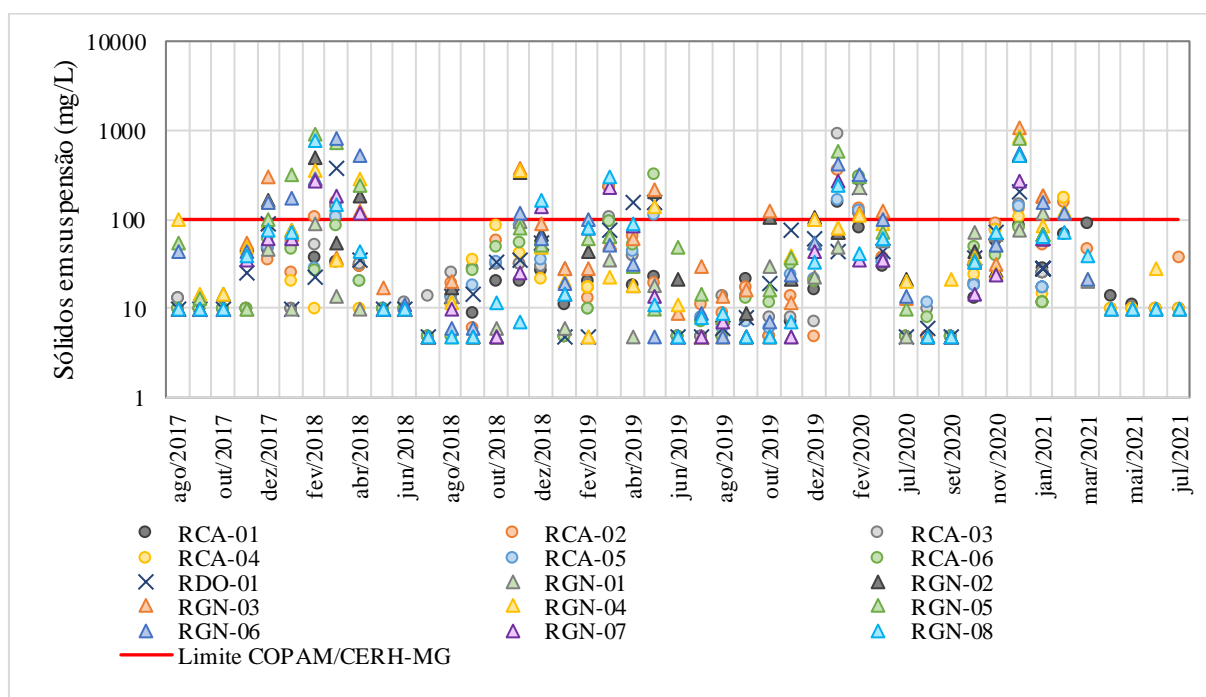


Figura 9.7 - Concentrações de sólidos em suspensão verificados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova, ambos representados em escala logarítmica.

As Figuras 9.8 e 9.9 exibem a relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e turbidez nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova nos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce. De um modo geral, notam-se valores maiores de R² nas estações situadas nos rios do Carmo e Doce do que no Rio Gualaxo do Norte. Os valores de R² obtidos variaram de 0,61 (estação de monitoramento RGN01) a 0,99 (estação de monitoramento RCA-03),

indicando que, em algumas estações de monitoramento, a turbidez pode ser utilizada como um parâmetro substituto à concentração de sólidos em suspensão.

Uma correlação significativa entre a concentração de sedimentos suspensos e turbidez foi relatada por Prestigiacomio *et al.* (2007) e Ellison *et al.* (2014), indicando que a turbidez pode ser um melhor preditor da concentração de sedimentos em suspensão do que a vazão.

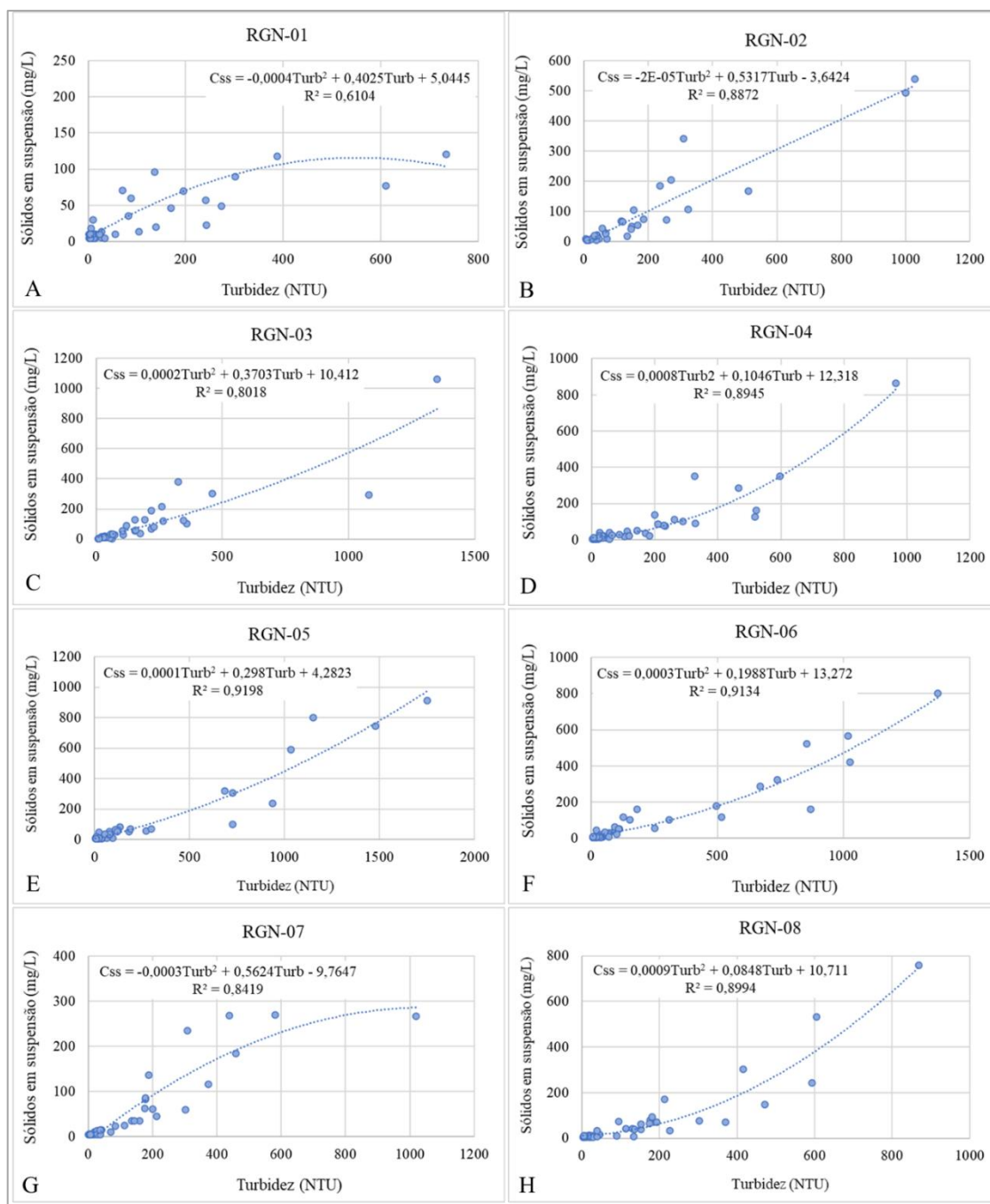


Figura 9.8 - Relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e turbidez observados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova no Rio Gualaxo do Norte, entre agosto de 2017 e julho de 2021.

Ainda neste sentido, Rasmussen *et al.* (2005) destacam que a concentração de sedimentos em suspensão determinada por esse tipo de correlação pode fornecer uma série temporal mais confiável e reprodutível com valores de incerteza menores do que aqueles provenientes de uma curva de transporte de sedimentos empregando a vazão.

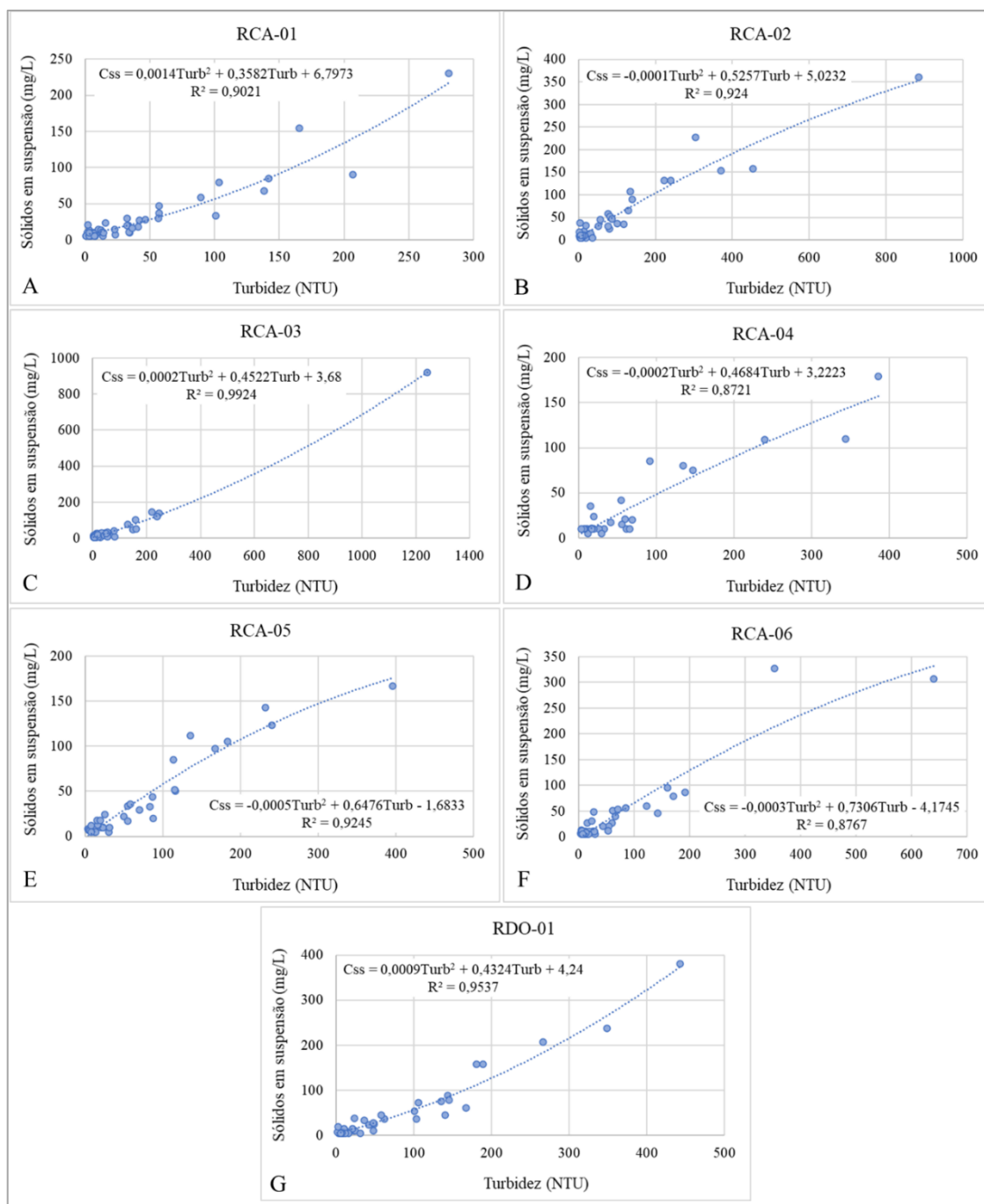


Figura 9.9 - Relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e turbidez observados nas estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova nos rios do Carmo (A a F) e Doce (G), entre agosto de 2017 e julho de 2021.

Em contrapartida, diferentemente da forte e significativa relação descrita em diferentes pesquisas, Serajuddin *et al.* (2019), ao utilizarem dados diários contínuos de um trecho do Rio

Shitalakhya, Bangladesh, não encontraram uma correlação adequada entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez (R^2 na escala mensal variando entre 0,04 e 0,79).

Um monitoramento adicional, abrangendo observações coincidentes com aquelas associadas aos parâmetros dos sedimentos, deve ser realizado em outras estações, com extensão da série temporal, para fortalecer as estimativas apresentadas de forma incipiente nesta pesquisa.

Apenas a estação RGN-08 possui informações referentes à vazão, permitindo assim a determinação da descarga sólida em suspensão. Nessa estação de monitoramento as medições realizadas abrangem o período compreendido entre os meses de outubro de 2017 e julho de 2021. Nota-se que a concentração de sólidos suspensos variou de 5 mg.L^{-1} , medida em 13 de julho de 2018 e 08 de outubro de 2018, a 241 mg.L^{-1} , medida em 28 de janeiro de 2020, com maiores concentrações sendo observadas, de modo geral, no período chuvoso.

Quanto à descarga sólida em suspensão, os valores variaram de $0,39 \text{ t.dia}^{-1}$ (observado no dia 10 de julho de 2021) a $217,70 \text{ t.dia}^{-1}$ (verificado no dia 09 de abril de 2019) para as variações de vazões de $5,12$ e $13,40 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente. Carvalho (2008) sugere que os dados hidrológicos de uma determinada seção sejam analisados separadamente de acordo com período climático. Assim, a Figura 9.10 exibe a curva-chave de sedimentos em suspensão no período chuvoso (Figura 9.10A) e de estiagem (Figura 9.10B).

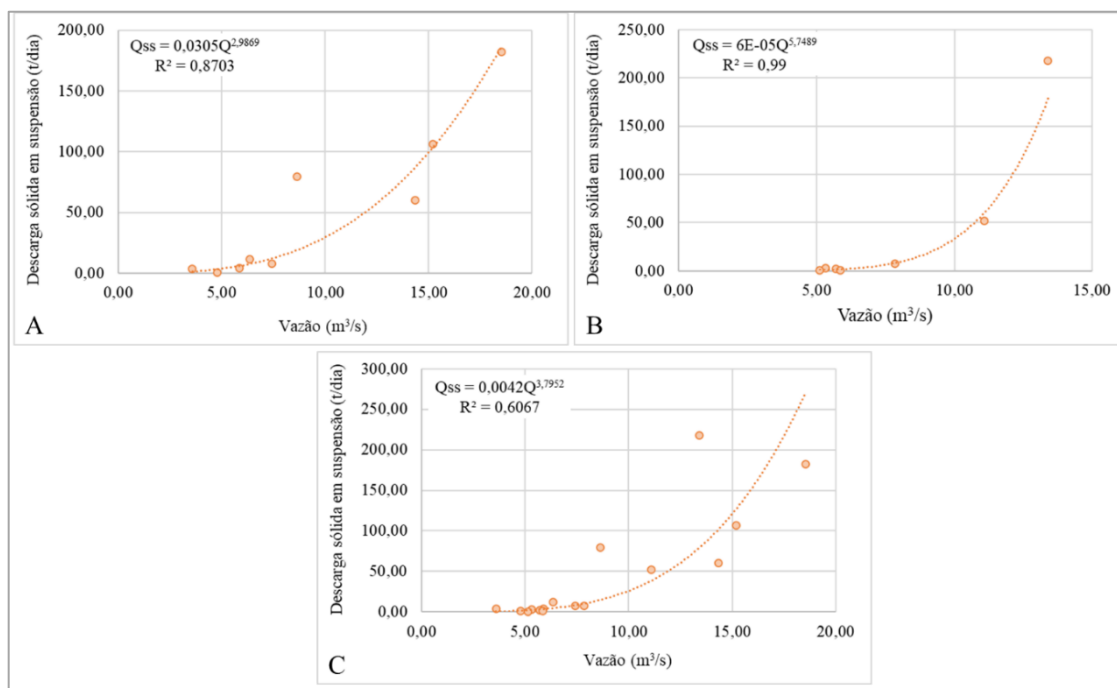


Figura 9.10 - Curva-chave de sedimentos em suspensão representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.

Apesar das maiores vazões terem sido verificadas no período chuvoso, uma maior concentração de descarga sólida em suspensão é identificada no período de estiagem. Tal observação é diferente do apontado por Carvalho (2008), que ao avaliar o comportamento associado às concentrações de sedimentos, notou que 70 a 90% do material transportado nos cursos hídricos está diretamente vinculado às precipitações.

No entanto, de acordo com Stevaux e Latrubesse (2017), a concentração de sedimentos em suspensão é modificada com a descarga e ao longo do tempo. Dessa forma, uma mesma descarga pode ser associada à diferentes concentrações de acordo com a estação do ano e com o posicionamento na curva de hidrógrafa. Ressalta-se ainda que a carga em suspensão possui uma variação vertical relacionada à distribuição das partículas segundo seu diâmetro, velocidade e profundidade do fluxo.

9.3.1.2 Sedimentos de fundo

Apenas a estação de monitoramento RGN-08 possui dados de granulometria dos sedimentos de fundo. Uma avaliação da granulometria desses materiais, indicada na Figura 9.11, permite verificar o predomínio da fração arenosa nesses materiais (D50% correspondendo predominantemente às granulometrias areia média a grossa).

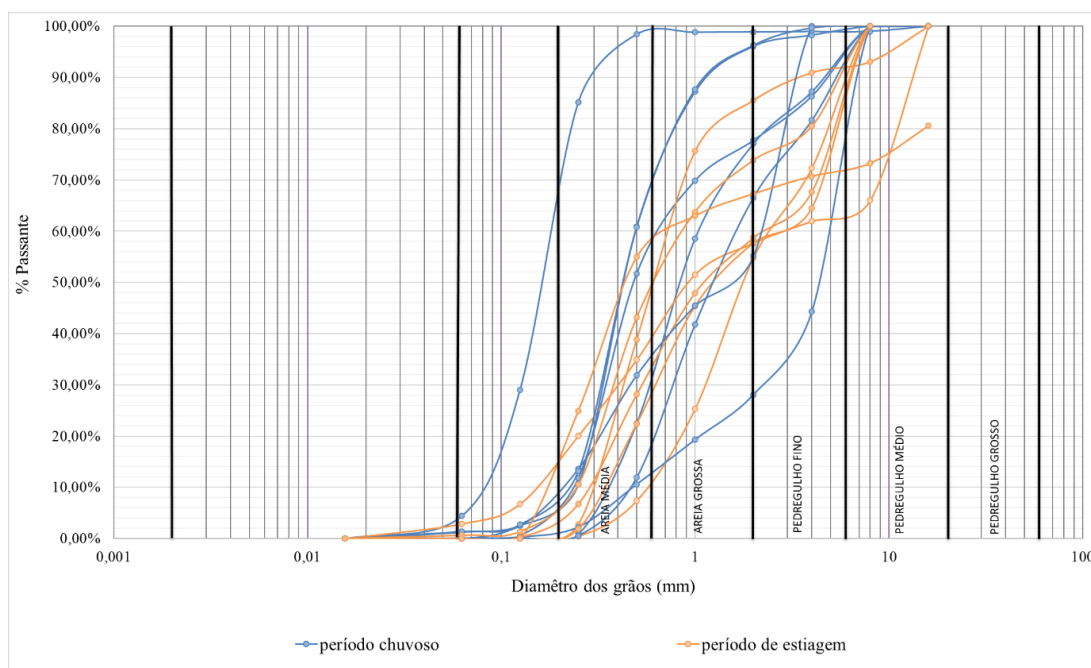


Figura 9.11 - Curvas granulométricas dos sedimentos de fundo amostrados na estação de monitoramento RGN-08.

Nota-se que sedimentos de fundo com granulometria mais grossa estão associados ao período de estiagem ou início do período chuvoso, enquanto no período chuvoso são observados

sedimentos de fundo com granulometria mais fina. Ao realizar uma avaliação geoquímica ambiental, Rodrigues (2012) identificou nas margens e sedimentos de fundo ao longo do Rio Gualaxo do Norte o predomínio de partículas de granulometria areia fina a média, siltsas, que seriam típicas do rejeito proveniente do beneficiamento de minério de ferro.

Uma vez que os sedimentos de fundo são frequentemente caracterizados por uma variabilidade granulométrica significativa, em algumas condições pode ocorrer o efeito de encouraçamento, responsável pela remoção das partículas finas do leito e o seu revestimento por clastos maiores. No entanto, durante o período de cheias extraordinárias, o encouraçamento é rompido, liberando o material mais fino para transporte (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os valores da descarga sólida de fundo variaram de 4,48 t.dia⁻¹ (observado no dia 10 de julho de 2021) a 413,10 t. dia⁻¹ (verificado no dia 28 de janeiro de 2020) para as variações de vazões de 5,12 e 18,54 m³.s⁻¹, respectivamente. Apesar do maior valor de descarga sólida de fundo ter sido verificada no período chuvoso, valores elevados também podem ser observados no período de estiagem. Nas Figuras 9.12A e 9.12B, podem ser analisadas as curvas-chave de sedimentos de fundo no período chuvoso e de estiagem, respectivamente.

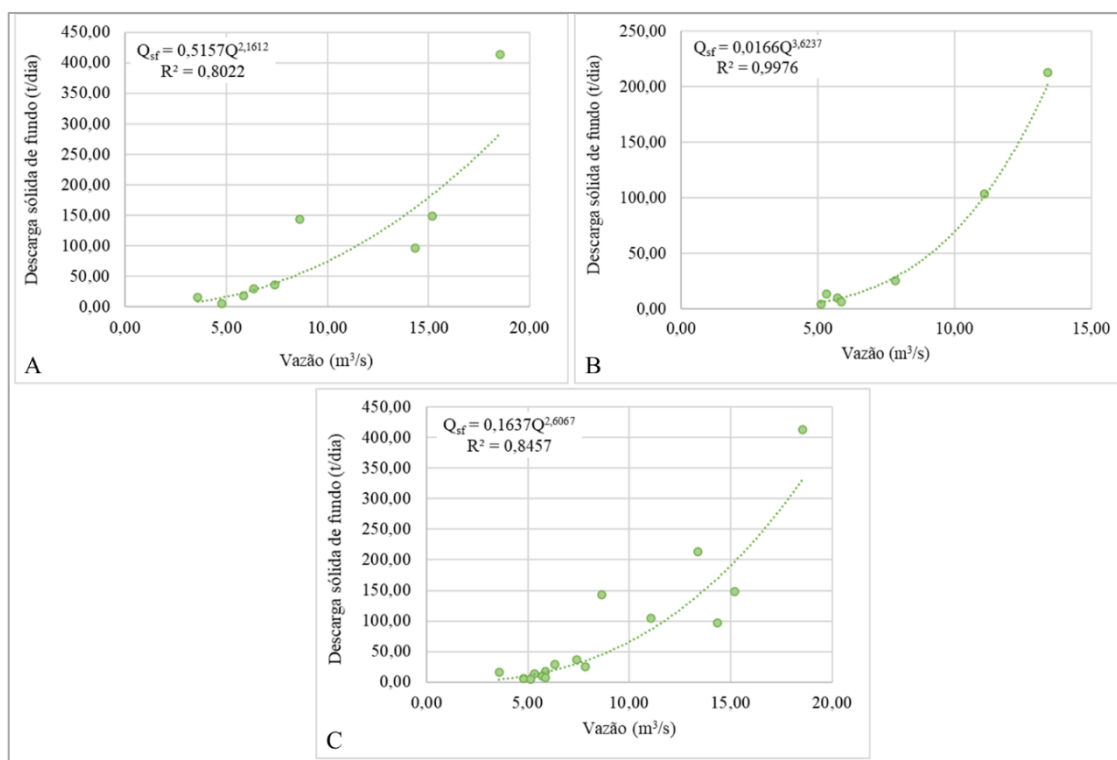


Figura 9.12 - Curva-chave de sedimentos de fundo representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.

9.3.1.3 Descarga total de sedimentos

A descarga total de sedimentos representa o valor necessário à maioria dos estudos sedimentológicos. Nota-se na Figura 9.13, que os valores da descarga sólida total abrangem o intervalo compreendido entre 4,86 t.dia⁻¹ (observado no dia 10 de julho de 2021) e 595,10 t.dia⁻¹ (verificado no dia 28 de janeiro de 2020) para as variações de vazões de 5,12 e 18,54 m³.s⁻¹, respectivamente.

A Tabela 9.1 exhibe os valores de vazão e descargas sólidas (suspensão, de fundo e total) obtidos na estação de monitoramento RGN-08 referentes ao período de amostragem realizado entre agosto de 2017 e julho de 2021.

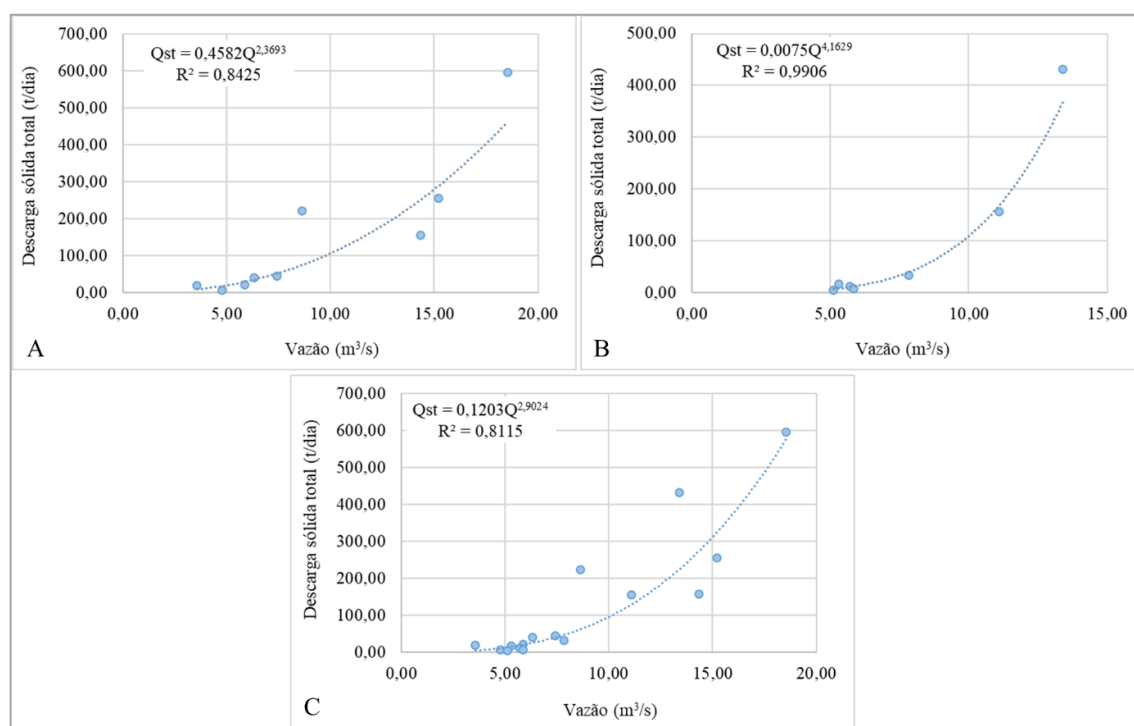


Figura 9.13 - Curva-chave de descarga sólida total representativa da estação de monitoramento RGN-08: (A) período chuvoso; (B) período de estiagem; (C) série de dados completa.

Considerando os valores médios observados entre os anos de 2018 e 2020 nota-se que a descarga sólida total corresponde a $3,8 \times 10^4$ t.ano⁻¹ (correspondente ao ano de 2018), $4,5 \times 10^4$ t.ano⁻¹ (relacionada ao ano de 2019) e $7,8 \times 10^4$ t.ano⁻¹ (referente ao ano de 2020).

Tabela 9.1 - Descarga líquida e sólida (suspensa, de fundo e total) associadas à estação de monitoramento RGN-08.

Data da amostragem	Vazão (m ³ /s)	Descarga sólida em suspensão (t/dia)	Descarga sólida de fundo (t/dia)	Descarga sólida total (t/dia)
06/10/2017	3,58	3,59	15,78	19,37
09/01/2018	8,63	79,75	143,20	222,95
09/04/2018	11,09	51,74	104,00	155,74
13/07/2018	5,32	2,76	13,93	16,69
15/10/2018	5,86	4,05	17,67	21,72
11/01/2019	7,41	7,68	36,82	44,50
09/04/2019	13,40	217,70	213,20	430,90
09/07/2019	5,71	1,78	10,01	11,79
08/10/2019	4,77	0,66	5,67	6,33
28/01/2020	18,54	182,10	413,10	595,20
17/08/2020	5,86	0,71	6,72	7,43
19/10/2020	6,34	11,56	29,44	41,00
13/02/2021	15,20	106,35	148,64	254,99
12/03/2021	14,34	59,86	96,83	156,69
09/04/2021	7,84	7,45	25,67	33,12
10/07/2021	5,12	0,39	4,48	4,86

Esses valores representam menos de 1% da carga total de sedimentos indicada por Lima *et al.* (2005) como característica do exutório da bacia hidrográfica do Rio Doce, que corresponde a $11,22 \times 10^6$ t.ano⁻¹. No entanto, ressalta-se que a estação de monitoramento RGN-08 está localizada no Rio Gualaxo do Norte, entre Gesteira e Barra Longa, representando uma área de drenagem de 567 km², que equivale a apenas cerca de 0,70% da área da bacia hidrográfica.

10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise de imagens de satélite anteriores ao rompimento da Barragem de Fundão permitiu verificar que o sistema fluvial possuía características meandranes, com tendência de evolução para um padrão entrelaçado, indicada pela presença frequente de barras de sedimentos com dimensões variadas. Essa forma do sistema fluvial pode ser correlacionada ao padrão 4 proposto por Schumm (1985), correspondendo à um padrão considerado pouco estável.

Os principais impactos relacionados ao meio físico decorrentes do evento de ruptura da Barragem de Fundão estão relacionados à alteração da qualidade ecológica do sistema fluvial e dos processos geomorfológicos, que se apresentam de forma distinta segundo as especificidades locais.

A erosão e/ou deposição dos rejeitos, pelo menos em dois trechos analisados ao longo do Rio Gualaxo do Norte, alterou a forma do canal fluvial, principalmente por meio do “entulhamento” de braços do curso hídrico e aumento da sinuosidade de meandros. No entanto, as modificações mais relevantes parecem estar associadas às ações empregadas para a estabilização das margens e reconstrução do canal, as quais promoveram a alteração da posição geográfica e aumento da sinuosidade de meandros e a remoção de ilhas e barras de sedimentos, que existiam antes do evento de ruptura.

Neste sentido, a compreensão da morfologia fluvial consiste em um elemento essencial para a definição das ações visando a restauração do sistema fluvial. Além disso, essas ações devem ser baseadas em estratégias de remediação como a fitorremediação com espécies nativas da Mata Atlântica, previamente selecionadas por sua tolerância à toxicidade dos rejeitos (representada principalmente pela presença de sódio e eteramina), e remediação físico-química, associada à incorporação de matéria orgânica a esses materiais, como proposto por Scotti *et al.* (2020).

As bases de dados e as metodologias para a estimativa das taxas de erosão por meio da aplicação da USLE foram selecionadas a partir da análise de sensibilidade dos fatores referentes à topografia, erosividade e cobertura do solo, considerando o cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão. Destaca-se que o fator de práticas conservacionistas foi determinado concomitantemente ao fator de cobertura do solo, enquanto o fator erodibilidade dos solos não foi considerado nessa análise de sensibilidade uma vez que foi definido a partir de banco de dados e informações bibliográficos.

Na área de interesse desta pesquisa podem ser reconhecidos três conjuntos pedológicos formados pelas unidades CXbdf1 (associação de cambissolo + latossolo vermelho + latossolo vermelho-amarelo), LVAd33 (associação de latossolo vermelho-amarelo + cambissolo + argissolo vermelho-amarelo) e PV Ae22 (associação de argissolo vermelho-amarelo + latossolo vermelho amarelo + cambissolo).

Os valores de erodibilidade considerando o 3º nível categórico de cada classe de solo foram obtidos a partir da literatura pertinente ao tema. Verificou-se que o conjunto pedológico CXbdf1 exibe erodibilidade com mediana correspondendo a $0,0151 \text{ Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$; a unidade LVAd33 possui erodibilidade com mediana de $0,02115 \text{ Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$, enquanto a unidade PV Ae22 apresenta erodibilidade com mediana de $0,0250 \text{ Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$.

Para a determinação da erosividade, considerando a baixa densidade e ausência de homogeneidade quanto a distribuição da rede de estações pluviométricas, buscou-se comparar os dados pluviométricos médios anuais das estações localizadas na área abrangida pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce e as informações provenientes do satélite TRMM entre os anos de 1998 e 2019.

Considerando os dados provenientes da análise de 86 estações pluviométricas e o conjunto de dados do satélite TRMM, apesar de serem observados uma relação linear positiva moderada, um coeficiente de correlação de Pearson de 0,88 e erro médio percentual de 15,0%, notou-se uma superestimativa dos dados do satélite TRMM, já identificada em outros trabalhos (DANELICHEN *et al.*, 2013; PRAKASH *et al.*, 2015; CAMPOS, 2017; AWATADE *et al.*, 2018; KASHIWAR *et al.*, 2018; SANTOS *et al.*, 2019b).

Essa superestimação ainda não foi plenamente explicada, podendo estar relacionada à algumas limitações dos algoritmos de recuperação dos dados dos sensores e à qualidade destes (CAI *et al.*, 2015); à leitura dos pluviômetros (COLLISCHONN *et al.*, 2007) ou ao tipo de chuva (ADJEI *et al.*, 2012; ANJOS *et al.*, 2017).

Apesar disso, os dados provenientes do satélite TRMM são adequados para análise da variabilidade sazonal, representando de forma satisfatória os períodos secos e chuvosos (NÓBREGA *et al.*, 2008; ABD ELHAMID *et al.*, 2020).

A equação proposta por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) resultou em valores médios anuais de erosividade na Bacia Hidrográfica do Rio Doce entre 6.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹ na sua porção leste, superiores a 9.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹ na região oeste. Já a equação sugerida por Oliveira (2006), apesar de apresentar uma distribuição de valores semelhante, indicou valores mínimos de cerca de 5.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹ e máximos da ordem de 16.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹.

De acordo com Panagos *et al.* (2017), os maiores valores de erosividade na América do Sul são observados no Brasil, Colômbia e Equador, sendo superiores a 7.000 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹. Nota-se ainda que os resultados obtidos por ambas as equações estão situados nos intervalos de erosividade identificados por Silva *et al.* (2004a), Oliveira *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2015c) e Trindade *et al.* (2016) para o Brasil e por Mello *et al.* (2007) para o Estado de Minas Gerais. Além disso, a equação de Oliveira (2006) resultou em valores semelhantes àqueles obtidos por

Silva *et al.* (2010c) para a região do Vale do Rio Doce, caracterizada por uma erosividade anual entre 7.970 e 18.646 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹.

Ressalta-se que os valores de erosividade obtidos nessa pesquisa representam classes consideradas média-forte a muito forte, representando cenários críticos. Dessa forma, faz-se necessário o emprego de práticas de conservação do solo, visando minimizar os impactos negativos associados às chuvas.

Quanto à determinação do fator topográfico, os valores médios resultantes do emprego do MDE referente ao satélite ALOS PALSAR são maiores do que aqueles obtidos com a utilização do MDE disponibilizado pela ANA, com menores dissemelhanças associadas ao emprego do algoritmo de fluxo múltiplo.

Quando considerado o MDE disponibilizado pela ANA, a utilização da extensão ArcHydro e da equação proposta por Moore e Burch (1986a, b) e modificada por Mitasova *et al.* (1996) forneceu valores máximos significativamente distintos do fator LS quando comparados àqueles associados ao uso do *software* LS-TOOL, considerando os fluxos único e múltiplo. Esta diferença pode ser associada ao efeito dos fluxos convergente e divergente da erosão, não considerado no primeiro método.

A resolução espacial do MDE e a possibilidade de emprego de diferentes equações e metodologias influenciam de forma significativa a determinação do fator LS e, conseqüentemente, na estimativa da erosão. Essas características fazem com que a obtenção do fator LS seja considerada a principal incerteza na avaliação da erosão do solo (KRISHNA *et al.*, 2019).

Para a determinação do fator C foram utilizadas duas imagens do sensor OLI/Landsat 8 obtidas nos dias 14 de maio de 2013 e 11 de outubro de 2015 e duas diferentes metodologias, propostas por Van der Knijff *et al.* (1999) – fator C_{vk}, e Durigon *et al.* (2014) – fator C_r. Notou-se uma relevante subestimativa da taxa de erosão quando empregado o método C_{vk}, com diferenças de até 70% com relação à utilização do fator C_r.

O sensoriamento remoto consiste em uma ferramenta indispensável para a estimativa do fator C, principalmente quando consideradas áreas extensas. Contudo, há ainda algumas limitações associadas à essa metodologia, podendo ser destacadas a complexidade do relevo aliada à uma ampla diversidade de condições climáticas, que resultam em relevantes variações espaciais e

temporais. Ressalta-se ainda como relevante obstáculo a impossibilidade de validação dessa metodologia, decorrente da escassez de dados provenientes de experimentos de campo (ZHANG *et al.*, 2011).

Apesar dessas dificuldades, pesquisas recentes para avaliação da estimativa de perda de solo indicam que os resultados provenientes do NDVI são mais precisos do que aqueles obtidos a partir da literatura para diferentes classes de uso do solo (LENSE *et al.*, 2020).

Quanto ao modelo proposto por Durigon *et al.* (2014), algumas pesquisas desenvolvidas em bacias tropicais (*e. g.* THOMÉ *et al.*, 2018; ALMAGRO *et al.*, 2019) indicam que há uma superestimativa dos valores do fator C obtidos, apontando, dessa forma, para a necessidade de utilização de um fator de correção, correspondente a 0,1.

Faz-se importante destacar que há no país uma escassez de análises relacionadas ao comportamento erosivo dos solos considerando a diversidade de condições naturais e manejos. Como consequência, há uma carência de estudos associados à proposição de modelos para determinação desse fator para as condições tropicais (CÔRREA, 2016).

Considerando os resultados obtidos na análise de sensibilidade realizada e sabendo-se que, à exceção da álgebra de mapas, as metodologias utilizadas demandaram um tempo de processamento dos dados equivalente, foram selecionados para a estimativa das taxas de erosão: (1) o algoritmo de direção de fluxo múltiplo aplicado no MDE disponibilizado pela ANA para obtenção do fator topográfico; (2) dados de precipitação de 62 estações pluviométricas situadas na área delimitada pela Bacia Hidrográfica do Rio Doce e a equação de Oliveira (2006) para a determinação do fator erosividade e (3) o modelo de Durigon *et al.* (2014) para definição dos fatores de cobertura do solo e de prática conservacionista (fator C_r).

Além dos dados de erodibilidade dos solos, fez-se necessária a determinação da erodibilidade dos rejeitos para a avaliação das taxas de erosão após o rompimento da Barragem de Fundão. Assim, considerando a metodologia proposta por Wischmeier e Smith (1978) e Renard *et al.* (1997), verificou-se que os rejeitos possuem erodibilidade com mediana de $0,01342 \text{ t.MJ}^{-1}.\text{hmm}^{-1}$, valor menor do que aquele obtido para os conjuntos pedológicos característicos da região (erodibilidade com medianas entre $0,0151 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e $0,0250 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$).

Nota-se que os solos, assim como os rejeitos, são caracterizados por erodibilidade considerada fraca. Entretanto, alguns trabalhos (*e. g.* CLEMENTE *et al.*, 2017) sugerem que a análise da

erodibilidade deve ser realizada em diferentes estações climáticas (seca e chuvosa), dada a influência da chuva no tamanho dos agregados e, conseqüentemente, na intensidade da força que une as partículas.

Para a estimativa das taxas de erosão foram utilizadas 26 imagens Landsat 8/OLI, abrangendo diferentes períodos climáticos entre os anos 2013 e 2020. No cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão, a taxa média de erosão correspondia a $1,42 \times 10^{10} \text{ t.ano}^{-1}$, com maior valor correspondendo a $1,65 \times 10^{10} \text{ t.ano}^{-1}$ sendo verificada na imagem obtida em agosto de 2015.

Após o rompimento da Barragem de Fundão a taxa de erosão aumentou aproximadamente 23%, com a imagem referente ao dia 12 de novembro de 2015 refletindo os maiores valores verificados no período analisado nessa pesquisa ($1,75 \times 10^{10} \text{ t. ano}^{-1}$). Nesta imagem as maiores taxas de erosão estão associadas ao trecho compreendido entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues e à região da UHE Candonga.

As imagens consecutivas ao colapso da Barragem de Fundão indicam a mesma taxa média de erosão verificada antes desse evento ($1,42 \times 10^{10} \text{ t.ano}^{-1}$), ainda que a imagem referente ao dia 11 de setembro de 2016 tenha apresentado uma taxa de erosão semelhante àquela observada no dia 12 novembro de 2015 (correspondendo a $1,74 \times 10^{10} \text{ t.ano}^{-1}$). Além disso, nota-se a permanência de valores mais elevados de erosão entre a Barragem de Fundão e o distrito de Bento Rodrigues e nas proximidades da UHE Candonga.

Os valores da taxa de erosão considerando apenas a área diretamente afetada pelos rejeitos indicam que após o rompimento da Barragem ocorreu um aumento de aproximadamente 3 vezes na taxa de erosão. Quase cinco anos após esse evento ainda são observadas taxas de erosão quase 2 vezes maiores do aquelas inicialmente verificadas.

Quando considerado o potencial natural à erosão, verificou-se um aumento de aproximadamente 5% nas taxas de erosão como consequência da deposição dos rejeitos provenientes do rompimento da Barragem de Fundão. No entanto, faz-se importante salientar que mesmo antes desse evento os valores médios obtidos indicavam um PNE extremamente alto ($> 1000 \text{ t.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$) considerando a classificação proposta por Scopel (1988).

Notou-se em ambos os cenários, anterior e subsequente ao colapso da Barragem de Fundão, que o fator topográfico exerce uma maior influência nos valores do PNE. Entretanto, os rejeitos,

por possuírem uma erodibilidade menor do que aquela determinada para os conjuntos pedológicos identificados na área, possuem uma influência menor do que os solos naturais na determinação do potencial natural à erosão.

Destaca-se que a determinação do PNE se mostra útil na identificação das áreas com maior predisposição à erosão, permitindo a seleção adequada de práticas conservacionistas e de uso do solo de tal forma que seja atendida a tolerância à perda de solo de um dado local.

Com relação ao monitoramento da erosão realizado pela Fundação Renova, notou-se que os valores de perda de solo observados nas parcelas de controle são aproximadamente 18 vezes menores do que os valores médios da taxa de erosão obtidos na imagem de satélite referente ao dia 12 de novembro de 2015.

Apesar de pesquisas questionarem o emprego de modelos para predição da erosão e indicarem a necessidade de avaliação e monitoramento de campo da erosão hídrica (EVANS, 2013), a modelagem desse fenômeno não deve ser compreendida como uma alternativa à medição e acompanhamento por meio de parcelas experimentais, mas sim como uma importante ferramenta para a compreensão de processos e verificação de teorias (ALEWELL *et al.*, 2019).

Uma das principais razões pelas quais a USLE é amplamente utilizada em todo o mundo se baseia na sua elevada flexibilidade e acessibilidade aos dados necessários à sua aplicação. Podem ser destacados ainda uma parametrização parcimoniosa, extensa literatura científica e comparabilidade de resultados que permitem adaptar o modelo a diferentes regiões do mundo (ALEWELL *et al.*, 2019).

Ressalta-se ainda que a estimativa da erosão é importante para a identificação de áreas propensas a esse fenômeno, contribuindo para o planejamento da conservação, controle desse processo e gestão do meio ambiente (PARVEEN; KUMAR, 2012).

Ainda assim, na avaliação do risco de erosão de grandes bacias hidrográficas, países ou mesmo escalas globais, deve-se atentar que essa estimativa é uma simulação e não representa exatamente a produção de sedimentos e a capacidade de transporte desses materiais (ALEWELL *et al.*, 2019).

As medições associadas ao transporte de sedimentos (descargas de sedimentos em suspensão, sedimentos de fundo e sólida total) na área delimitada nessa pesquisa estão restritas à uma única estação de monitoramento (RGN-08), sob responsabilidade da Fundação Renova. As medições

nessa estação foram iniciadas quase dois anos após o rompimento da Barragem de Fundão (outubro de 2017), possuindo uma periodicidade trimestral.

Os valores da descarga sólida em suspensão variaram de $0,39 \text{ t.dia}^{-1}$ (10 de julho de 2021) a $217,70 \text{ t. dia}^{-1}$ (09 de abril de 2019) para as variações de vazões de $5,12$ e $13,40 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente, indicando um valor médio anual de $1,26 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (ano de 2018); $2,08 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (ano de 2019) e $2,36 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (ano de 2020). Já os valores médios da descarga sólida total correspondem a $3,8 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (ano de 2018); $4,5 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (ano de 2019) e $7,8 \times 10^4 \text{ t.ano}^{-1}$ (2020).

Apesar desses valores serem significativamente elevados, de acordo com Lima *et al.* (2005), a bacia do Rio Doce possui uma carga total de sedimentos consideravelmente maior do que aquelas observadas em outras bacias brasileiras maiores, correspondendo a $11,22 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$. Como exemplos, Lima *et al.* (2005) indicam que a bacia do Rio Parnaíba tem um fluxo de sedimentos em suspensão de aproximadamente $6,06 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$, enquanto cerca de $1,83 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$ de sedimentos em suspensão alcançam a foz do Rio São Francisco, com concentração média diária de sedimentos em suspensão de apenas 25 mg.L^{-1} .

De acordo com CPRM (2015), ao longo do Rio Doce, no cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão, a descarga sólida anual correspondia a $1,5 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$ na estação de monitoramento de Governador Valadares e $5,0 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$ na estação de Colatina. No entanto, os municípios onde essas estações de monitoramento estão localizadas distam, respectivamente, pelo menos 290 km e 470 km a jusante de Barra Longa. Não foram encontradas informações relacionadas às descargas de sólidos totais na área abrangida nessa pesquisa contemplando o cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão.

Uma comparação entre a descarga sólida total e a estimativa da taxa de erosão considerando a estação de monitoramento RGN-08 como exutório, permite constatar que a taxa de erosão é pelo menos 10^5 vezes maior do que a descarga sólida total determinada para essa estação.

Dada a interação de diversos processos hidrológicos, a produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica se mostra complexa (SINGH *et al.*, 2008). Apenas uma fração do sedimento erodido em uma bacia hidrográfica alcançará o exutório da bacia e será representada na produção de sedimentos, uma vez que uma parte desse material pode ser depositado nas saliências do relevo, nas planícies de inundação ou no próprio canal (WALLING, 1983).

Em um sistema com perfeita conectividade de sedimentos, a resposta erosiva a uma dada perturbação (como atividade sísmica, chuvas intensas, incêndios florestais e mudanças no uso do solo) e o seu resultado identificado na foz do rio combinariam. No entanto, isso raramente ocorre já que os pulsos de sedimentos, particularmente quando em leitos caracterizados por granulometrias mais grossas, tendem a se dispersar ao longo do percurso em uma bacia hidrográfica, influenciados pela rede de drenagem e efeitos associados ao armazenamento de sedimentos (GRAN; CZUBA, 2017).

11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta pesquisa buscou-se a proposição de uma metodologia para a avaliação da evolução temporal da erosão marginal e dinâmica de sedimentos de sistemas fluviais, utilizando como referência o sistema fluvial afetado pelo colapso da Barragem de Fundão, formado pelos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce.

Para isso, inicialmente, foi realizada a caracterização dos estilos morfológicos fluviais dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce por meio de imagens de satélite anteriores ao rompimento da Barragem de Fundão e avaliação da sinuosidade de segmentos fluviais. Notou-se que o sistema fluvial possuía características meandantes, com tendência de evolução para um padrão entrelaçado, evidenciada pela presença de barras de sedimentos comumente dos tipos central e lateral de soldadura.

A classificação do sistema fluvial de acordo com a sinuosidade indicou o predomínio de um padrão sinuoso, contendo trechos meandantes (considerando segmentos de 500 m, 1.000 m e 2.000 m). Destaca-se que a variação observada na porcentagem de distribuição das classes de sinuosidade pode ser vinculada à morfometria irregular dos meandros, que possuem diferentes tamanhos e formas.

Quanto aos impactos hidrogeomorfológicos desencadeados pela ruptura da Barragem de Fundão, ocorrido em novembro de 2015, verificou-se que uma área de cerca de 20,2 km² entre essa estrutura e a UHE Candonga foi coberta pelos rejeitos. Os rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce foram diretamente afetados por esse evento, sendo que a perturbação do equilíbrio se manifestou pela deposição, no fundo e junto às margens desse sistema fluvial, de material constituído basicamente por resíduos desagregados, sendo por isto, instáveis e susceptíveis à erosão.

A intensa deposição de sedimentos resultou na alteração da morfometria de meandros e soterramento de lagoas e ilhas fluviais. Houve ainda a redução de áreas com cobertura vegetal e aumento das áreas caracterizadas pela presença de corpos hídricos e solo exposto, conforme estimado pelo NDVI.

As medidas adotadas para restauração fluvial ao longo do Rio Doce e seus tributários apresentaram um desempenho irregular, sendo muitas vezes inadequadas e impactantes para o

sistema fluvial. Entretanto, esse sistema mostra alta resiliência, com diversos trechos já em situação de equilíbrio.

Para a estimativa das taxas de erosão nos cenários anterior e consecutivo ao rompimento da Barragem de Fundão foi selecionado o modelo representado pela USLE, dada a sua simplicidade e facilidade de utilização, além de não exigir numerosos parâmetros de entrada. A base de dados e a metodologia empregadas para a determinação dos fatores necessários a esse modelo foram selecionadas após uma análise de sensibilidade.

A análise de sensibilidade permitiu verificar que, com relação à determinação da erosividade, na ausência de dados provenientes de estações pluviométricas, as informações obtidas por meio de satélites é apropriada. Por outro lado, esse fator é fortemente influenciado pela equação de erosividade utilizada, afetando diretamente a estimativa da taxa de erosão.

De forma semelhante, a obtenção do fator topográfico é diretamente afetado tanto pela resolução espacial do MDE como pela equação e metodologia de processamento utilizadas, fazendo com que esse fator consista em uma relevante incerteza na avaliação da erosão. Assim, recomenda-se o uso de um modelo digital de elevação com maior resolução espacial disponível, aliado a metodologias de processamento que permitam a análise da direção de fluxo.

A determinação do fator de cobertura do solo por meio de sensores remotos em um ambiente SIG permite o emprego de uma ampla resolução temporal. No entanto, a obtenção desse fator também é influenciada pela resolução espacial das imagens de satélites, metodologia de processamento aplicada e, principalmente, condições climáticas.

Considerando os resultados obtidos na análise de sensibilidade, as taxas de erosão nessa pesquisa foram estimadas por meio de um MDE com resolução espacial de 10 m, utilizando algoritmo de direção de fluxo múltiplo (fator LS); dados provenientes de estações pluviométricas, utilizando séries completas e equação de erosividade disponível na bibliografia pertinente ao tema para a localidade mais próxima à área dessa pesquisa (fator R) e determinação do NDVI e, posteriormente, do fator C, por meio de metodologia desenvolvida para regiões tropicais.

Uma comparação entre as taxas de erosão dos cenários anterior e subsequente ao rompimento da Barragem de Fundão permitiu verificar que esse evento resultou em um aumento de cerca de 23% quando equiparado à taxa de erosão referente a outubro de 2015. Todavia, a taxa de

erosão estimada a partir de imagens de satélite mais recentes (junho de 2020), aponta para uma diferença de cerca de 1% àquela observada antes do colapso da estrutura.

A integração dos fatores naturais da USLE, representados pela erosividade, erodibilidade e fator topográfico possibilitou a avaliação do potencial natural à erosão. Notou-se que a presença dos rejeitos resultou em um aumento de cerca de 5% na taxa de erosão. Contudo, os valores médios das taxas de erosão, mesmo no cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão, já indicavam um PNE extremamente alto, com distribuição espacial fortemente correlacionada ao fator topográfico.

Faz-se importante ressaltar que todas as informações utilizadas na análise de sensibilidade e na estimativa das taxas de erosão entre os anos de 2013 e 2020 foram obtidas de forma gratuita e em bancos de dados abertos à consulta pública.

A Fundação Renova, única entidade responsável por propor, desenvolver e implementar o programa de restauração do Rio Doce, forneceu até meados do ano de 2020 os relatórios referentes aos planos de manejo de rejeitos, dados consolidados de sondagem e planilhas de monitoramento da erosão. Por outro lado, informações metodológicas e bancos de dados geográficos, relacionados por exemplo, à obtenção da erodibilidade dos rejeitos e um modelo digital de elevação em escala de detalhe, não foram fornecidos.

Quanto à análise relacionada ao transporte de sedimentos, as estações de monitoramento sob responsabilidade do IGAM avaliam apenas os sedimentos em suspensão, criando uma lacuna para avaliação da descarga total de sedimentos no cenário anterior ao rompimento da Barragem de Fundão. As séries de dados hidrossedimentológicos são mais consistentes a jusante da UHE Candonga, região não abrangida nesta pesquisa e onde os impactos decorrentes do rompimento da Barragem de Fundão ficaram restritos à calha do Rio Doce.

Ressalta-se ainda a limitação dos dados obtidos em campo pela Fundação Renova que, além de contemplarem apenas o cenário posterior ao rompimento da Barragem de Fundão, possuem dados de sedimentos de fundo limitados à uma única estação de monitoramento. Ademais, as adversidades cotidianas de monitoramento, representadas por dificuldades de acesso e condições climáticas adversas, foram agravadas pelo cenário de restrições imposto pela pandemia. Em algumas estações de monitoramento não foram realizadas medições no ano de 2020, resultando em lacunas no banco de dados disponibilizado pela Fundação Renova.

Ainda assim, as informações disponíveis associadas à estação fluviométrica controlada pela ANA permitiram verificar que a partir do ano de 2013 houve uma sequência de anos caracterizados por vazões abaixo da média histórica, situação observada quando ocorreu o rompimento da Barragem de Fundão.

Com relação à granulometria dos sedimentos provenientes das estações de monitoramento da Fundação Renova, notou-se uma redução gradual da porcentagem de partículas com granulometria mais grossa de montante para jusante, acompanhada pelo aumento da soma das frações silte, areia muito fina e areia fina.

Considerando a concentração de sólidos em suspensão, como resultado do rompimento da Barragem de Fundão, foram observados valores até 1000 vezes maiores do que o limite estabelecido pela DN COPAM/CERH-MG n° 01/2008. Observa-se, no entanto, que a partir do ano de 2016, no período de estiagem, as concentrações de sólidos em suspensão são inferiores à média histórica. Já no período chuvoso, apesar dessa concentração ser superior à média histórica, ainda assim é semelhante àquela verificada antes do rompimento da estrutura.

Os dados provenientes das estações de monitoramento mantidas pela Fundação Renova permitiram identificar uma correlação significativa entre a concentração de sedimentos em suspensão e a turbidez, com maiores valores de R^2 associados aos rios do Carmo e Doce, denotando que, em algumas estações, a turbidez pode ser utilizada como um parâmetro substituto à concentração de sólidos em suspensão.

Quanto à descarga sólida total de sedimentos, os valores obtidos, apesar de significativamente elevados, representam apenas 1% da carga total de sedimentos estimada para a bacia hidrográfica do Rio Doce. Por outro lado, a descarga sólida total observada é pelo menos 10^5 vezes menor do que a taxa de erosão estimada.

Dessa forma, em uma etapa subsequente à essa pesquisa, são sugeridas as modelagens relacionadas à retenção e transporte de sedimentos, as quais contribuirão para a compreensão da dinâmica dos processos geomorfológicos na área afetada pelo rompimento da Barragem de Fundão.

Além disso, sugere-se que a metodologia proposta nessa pesquisa seja avaliada quanto à sua aplicação nos cenários envolvendo o empilhamento de rejeitos e estéreis. Desde os acidentes envolvendo a Barragem de Fundão e a Barragem I, ocorreram alterações na legislação brasileira

visando elevar o nível de segurança dessas estruturas. Ademais, dada a consequente dificuldade vinculada à obtenção de licenças ambientais, os empreendimentos minerários têm investido em métodos alternativos para a disposição de desses materiais, como, por exemplo, o empilhamento de rejeitos filtrados compactados.

A despeito do menor impacto ambiental associado à disposição em pilhas quando comparadas às barragens de rejeito, a ruptura de cerca de oito bancos da Pilha de Co-Disposição de Estéreis e Rejeitos Cachoeirinha, localizada no município de Nova Lima (MG), no dia 08 de janeiro de 2022, resultou no galgamento do Dique Lisa, estruturas sob responsabilidade da Vallourec Mineração LTDA. Os materiais mobilizados inundaram a BR-040 e causaram diversos danos ambientais, ainda não avaliados, ocasionando uma multa de R\$ 288 milhões de reais à mineradora.

Os desastres mundiais suscitados por rejeitos de mineração estão relacionados ao aumento da demanda por *commodities* minerais pelos mercados globais, promovendo uma elevada taxa de desastres em um período entre 24 e 36 meses após um aumento nos preços gerais (DAVIES; MARTIN, 2009), panorama que representa exatamente o colapso da Barragem de Fundão (CARMO *et al.*, 2017).

Portanto, além de um gerenciamento de riscos efetivo das estruturas de disposição de rejeitos, fazem-se necessários o planejamento e a gestão do solo e da água, visando a implementação de estratégias para mitigação dos efeitos das ações antrópicas no meio ambiente.

12 REFERÊNCIAS

- ABD ELHAMID, A. M. I.; ELTAHAN, A. M. H.; MOHAMED, L. M. E.; HAMOUDA, I. A. Assessment of the two satellite-based precipitation products TRMM and RFE rainfall records using ground based measurements. *Alexandria Engineering Journal*, v. 59, p. 1049 – 1058, 2020.
- ADJEI, K. A.; REN, L.; APPIAH-ADJEI, E. K.; KANKAM-YEBOAH, K.; AGYAPONG, A. A. Validation of TRMM Data in the Black Volta Basin of Ghana. *J. Hydrol. Eng.*, v. 17, n. 5, p. 647 - 654, 2012.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). *Encarte especial sobre a Bacia do Rio Doce: Rompimento da barragem em Mariana/MG. Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil. Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos – SPR. Brasília – DF. 2016.*
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). *Metadados Bacia Rio Doce*. 2017. Disponível em: <<http://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/main.home>>. Acesso em: 05 abr. 2020.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). *Modelo Digital de Elevação (MDE) de moderada resolução espacial (células de 10m) da Bacia do Rio Doce*. 2020. Disponível em: <<https://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/metadata.show?uuid=b4cfe37d-467c-4b67-8aaa-841b4081925b>>. Acesso em: 19 jun. 2020.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA – ANEEL. *Inventário Hidrelétrico da Bacia do Rio Doce*. FUMEC, 127 p., 2001.
- AGRICULTURE, COMMERCE, DEFENSE, INTERIOR DEPARTMENT, USA. *National handbook of recommended methods for water-data acquisition*. Chapter 3: Sediment. Washington, DC, 1978.
- AIELLO, A.; ADAMO, M.; CANORA, F. Remote sensing and GIS to assess soil erosion with RUSLE3D and USPED at river basin scale in southern Italy. *Catena*, 131, p. 174 – 185, 2015.
- AIRES, U. R. V.; MELO NETO, J. O.; MELLO, C. R. Estimativas de precipitação derivadas do satélite trmm para a Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba, MG. *Revista Scientia Agraria*, v. 17, n. 2, p. 57 – 66, 2016.
- AIRES, U. R. V.; SANTOS, B. S. M.; COELHO, C. D.; SILVA, D. D.; CALIJURI, M. L. Changes in land use and land cover as a result of the failure of a mining tailings dam in Mariana, MG, Brazil. *Land Use Policy*, 70, p. 63 – 70, 2018.
- ALEXAKIS, D. D.; HADJIMITSIS, D. G.; AGAPIOU, A. Integrated use of remote sensing, GIS and precipitation data for the assessment of soil erosion rate in the catchment area of “Yialias” in Cyprus. *Atmospheric Research*, 131, p. 108 – 124, 2013.
- ALEWELL, C.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; PANAGOS, P. Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research*, v. 7, p. 203 - 225, 2019.

ALI, S. A.; HAGOS, H. Estimation of soil erosion using USLE and GIS in Awassa Catchment, Rift valley, Central Ethiopia. *Geoderma Regional*, 7, p. 159 – 166, 2016.

ALMAGRO, A.; THOMÉ, T. C.; COLMAN, C. B.; PEREIRA, R. B.; MARCATO JUNIOR, J.; RODRIGUES, D. B. B.; OLIVEIRA, P. T. S. Improving cover and management factor (C-factor) estimation using remote sensing approaches for tropical regions. *International Soil and Water Conservation Research*, v. 7, p. 325 – 334, 2019.

ALMEIDA, C. T.; DELGADO, R.; JUNIOR, J. F. O.; GOIS, G.; CAVALCANTI, A. S. Avaliação das Estimativas de Precipitação do Produto 3B43 TRMM do Estado do Amazonas. *Floresta e Ambiente*, Seropédica, n. 22, v. 3, p. 279 – 286, 2015.

ALMEIDA, C. X. P. *Determinação do fator de erodibilidade K de substratos de mineração revegetados no Distrito Federal*. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais). Universidade de Brasília, 51 p., 2018.

ALMEIDA, J. R. Erosão dos solos e suas consequências. *Informe Agropecuário*, v. 7, n. 80, p. 17 - 26, 1981.

ALMEIDA, L. M. *Análise de metodologias para o cálculo da descarga de fundo, aplicada ao Rio Doce, ES*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico, 155 p., 2012.

ANACHE, J. A. A.; WENDLAND, E. C.; OLIVEIRA, P. T. S.; FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. Runoff and soil erosion plot-scale studies under natural rainfall: A meta-analysis of the Brazilian experience. *Catena*, v. 152, p. 29 – 39, 2017.

ANJOS, J. C. R.; ALMEIDA, F. P.; FERREIRA, K.; SILVA, D. C.; EVANGELISTA, A. W. P.; ALVES JÚNIOR, J.; SILVA, G. C.; BRANQUINHO, R. G. Intensidade e distribuição no espaço-tempo da erosividade da chuva no estado de Goiás e Distrito Federal. *Scientific Electronic Archives*, v. 13, n. 10, 2020.

ANJOS, R. S. *Qualidade de dados do satélite TRMM para espacialização das chuvas na microrregião de Itaparica - PE*. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação). Universidade Federal de Pernambuco, 100 p., 2017.

ANJOS, R. S.; SILVA, R. S.; CANDEIAS, A. L. B. Possíveis causas para os erros das estimativas do satélite TRMM – estudo de caso na microrregião de Itaparica-PE. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 13, p. 509 – 528, 2017.

ANDRADE, G. F.; PANIZ, F. P.; MARTINS JR., A. C.; ROCHA, B. A.; LOBATO, A. K. S.; RODRIGUES, J. L.; CARDOSO-GUSTAVSON, P.; MASUDA, H. P.; BATISTA, B. L. Agricultural use of Samarco's spilled mud assessed by rice cultivation: A promising residue use? *Chemosphere*, 193, p. 892 – 902, 2018.

ARAGÃO, R.; ALMEIDA, J. A. P.; FIGUEIREDO, E. E.; SRINIVASAN, V. S. Mapeamento do potencial de erosão laminar na Bacia do Rio Japarutuba, SE, via SIG. *Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 15, n. 7, p. 731 – 740, 2011.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment. Part 1: model development. *J. Amer. Water Resour. Assoc.* – JAWRA, 34, p. 73 – 89, 1998.

ARROIO JUNIOR, P. P. *Avaliação da produção e transporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Itaqueri, municípios de Itirapina e Brotas – SP*. Dissertação (Mestrado Ciências da Engenharia Ambiental). Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental. Universidade de São Paulo, 112 p., 2013.

ÁVILA, J. P. (Coord). *Barragem de rejeitos no Brasil*. Rio de Janeiro: CBDB, 308 p., 2012.

AWATADE, S.; KASHIWAR, S. R.; GHOSH, S.; SINGHANDHUPE, R. B.; DONGARWAR, U. R.; DHAKRE, D. S. Satellite Based Estimation and Validation of Rainfall Distribution in Monsoon over Washim (Maharashtra), India. *International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences*, v. 7, n. 8, p. 1694 - 1704, 2018.

AYALEW, D. A.; DEUMLICH, D.; ŠARAPATKA, B.; DOKTOR, D. Quantifying the Sensitivity of NDVI-Based C Factor Estimation and Potential Soil Erosion Prediction using Spaceborne Earth Observation Data. *Remote Sens.*, 12, 1136, 2020.

BACCHI, V.; RECKING, A.; ECKERT, N.; FREY, P.; PITON, G.; NAAIM, M. The effects of kinetic sorting on sediment mobility on steep slopes. *Earth Surf. Process. Landforms*, 39, p. 1075 – 1086, 2014.

BAGNOLD, R. A. *An approach to the sediment transport problem from general physics*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 422-I, 1966.

BAHRAWI, J. A.; ELHAG, M.; ALDHEBIANI, A. Y.; GALAL, H. K.; HEGAZY, A. K.; ALGHAILANI, E. Soil Erosion Estimation Using Remote Sensing Techniques in Wadi Yalamlam Basin, Saudi Arabia. *Advances in Materials Science and Engineering*, Article ID 9585962, 8 p., 2016.

BALABATHINA, V.; RAJU, R. P.; MULUALEM, W. Integrated Remote sensing and GIS-based Universal Soil Loss Equation for Soil Erosion Estimation in the Megech River Catchment, Tana Lake Sub-basin, Northwestern Ethiopia. *American Journal of Geographic Information System*, 8 (4), p. 141 – 157, 2019.

BAPTISTA, M. B.; COELHO, M. M. L. P. *Fundamentos de Engenharia Hidráulica*. 4ª ed. rev. e ampl. Belo Horizonte: Editora UFMG, 477p., 2016.

BARBOSA, A. F.; OLIVEIRA, E. F.; MIOTO, C. L.; PARANHOS FILHO, A. C. Aplicação da Equação Universal de Perda do Solo (USLE) em Softwares Livres e Gratuitos. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, v. 38 – 1, 2015, p. 170 – 179, 2015.

BARBOSA, E. H. B.; IDE, C. N.; GONÇALVES, F. V. Análise Estatística de Comparação Entre os Modelos de Erosividade da Chuva (Fator R). *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, v. 41 – 2, p. 133 - 140, 2018.

BATISTA, P. V. G.; SILVA, M. L. N.; SILVA, B. P. C.; CURI, N.; BUENO, I. T.; ACÉRBI JÚNIOR, F. W.; DAVIES, J.; QUINTON, J. Modelling spatially distributed soil losses and sediment yield in the upper Grande River Basin – Brazil. *Catena*, 157, p. 139 – 150, 2017.

BENCHETTOUH, A.; KOURI, L.; JEBARI, S. Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE/GIS techniques and practices conservation suggested for reducing soil erosion in Wadi Mina watershed (northwest, Algeria). *Arab. J. Geosci.*, 10: 79, 2017.

BENZER, N. Using the Geographical Information System and Remote Sensing Techniques for Soil Erosion Assessment. *Polish J. of Environ. Stud.*, v. 19, n. 5, p. 881 – 886, 2010.

BERTOL, I. Índice de erosividade (EI30) para Lages (SC) – 1ª aproximação. *Pesq. Agrop. Bras.*, Brasília, v. 28, n. 4, p. 515 - 521, 1993.

BERTOL, I.; SCHICK, J.; BATISTELA, O. Razão de perdas de solo e Fator C para as culturas de soja e trigo em três sistemas de preparo em um cambissolo húmico alumínico. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 25, p. 451 - 461, 2001.

BERTOL, I.; SCHICK, J.; BATISTELA, O. Razão de perdas de solo e Fator C para milho e aveia em rotação com outras culturas em três tipos de preparo de solo. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 26, p. 545 - 552, 2002.

BERTONI, J. O espaçamento de terraços em culturas anuais, determinado em função das perdas por erosão. *Bragantia*, v. 18, p. 113 – 140, 1959.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. *Conservação do solo*. Piracicaba, Livroceres, 392 p., 1985.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. *Conservação do solo*. 9ª ed. São Paulo: Ícone, 355 p., 2014.

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

BEZERRA, U. A. *Índices espectrais utilizando os sensores OLI/Landsat-8 e MSI/Sentinel-2, na Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó – PE*. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Cartográfica e de Agrimensura. Universidade Federal de Pernambuco. 112 p., 2019.

BHAT, S. A.; HAMID, I.; DAR, M. U. D.; RASOOL, D.; PANDIT, B. A.; KHAN, S. Soil erosion modeling using RUSLE & GIS on micro watershed of J&K. *Journal of Pharmacognosy and Phytochemistry*, v. 6, n. 5, p. 838 – 842, 2017.

BHATTARAI, R.; DUTTA, D. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale. *Water Resour. Manag.*, 21, p. 1635 – 1647, 2007.

BISWAS, S. S.; PANI, P. Estimation of soil erosion using RUSLE and GIS techniques: a case study of Barakar River basin, Jharkhand, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 1: 42, 2015.

BLANCO, H.; LAL, R. *Principles of soil conservation and management*. Springer, 617 p., 2008.

BORGES, F. R. F.; EZEZINOS, K. E.; VIEIRA, E. M. A erosividade da chuva nos municípios mineiros da bacia do rio Doce, por meio do programa computacional netErosividade MG. *Research, Society and Development*, v. 9, n. 11, e55791110126, 2020.

BOTELHO, T. H. A.; JÁCOMO, S. A.; ALMEIDA, R. T. S.; GRIEBELER, N. P. Use of USLE/GIS technology for identifying criteria for monitoring soil erosion losses in agricultural areas. *Engenharia Agrícola*, v. 38, n. 1, p. 13 – 21, 2018.

BOTTINO, F.; MILAN, J. A. M.; CUNHA-SANTINO, M. B.; BIANCHINI JR., I. Influence of the residue from an iron mining dam in the growth of two macrophyte species. *Chemosphere*, 186, p. 488 – 494, 2017.

BORRELLI, P.; ALEWELL, C.; ALVAREZ, P.; ANACHE, J. A. A.; BAARTMAN, J.; BALLABIO, C.; BEZAKJ, N.; BIDDOCCU, M.; CERDÀ, A.; CHALISE, D.; CHEN, S.; CHEN, W.; DE GIROLAMO, A. M.; GESSESSE, G. D.; DEUMLICH, D.; DIODATO, N.; EFTHIMIOU, N.; ERPUL, G.; FIENER, P.; FREPPAZ, M.; GENTILE, F.; GERICKE, A.; HAREGEWEYN, N.; HUAA, B.; JEANNEAU, A.; KAFFAS, K.; KIANI-HARCHEGANI, M.; VILLUENDAS, I. L.; LI, C.; LOMBARDO, L.; LÓPEZ-VICENTE, M.; LUCAS-BORJA, M. E.; MÄRKER, M.; MATTHEWS, F.; MIAO, C.; MIKOŠ, M.; MODUGNO, S.; MÖLLER, M.; NAIPAL, V.; NEARING, M.; OWUSU, S.; PANDAY, D.; PATAULT, E.; PATRICHE, C. V.; POGGIO, L.; PORTES, R.; QUIJANO, L.; RAHDARI, M. R.; RENIMA, M.; RICCI, G. F.; RODRIGO-COMINO, J.; SAIA, S.; SAMANI, A. N.; SCHILLACI, C.; SYRRIS, V.; KIMC, H. S.; SPINOLA, D. N.; OLIVEIRA, P. T.; TENG, H.; THAPA, R.; VANTAS, K.; VIEIRA, D.; YANG, J. E.; YIN, S.; ZEMA, D. A.; ZHAO, G.; PANAGOS, P. Soil erosion modelling: A global review and statistical analysis. *Science of the Total Environment*, v. 780, 146494, 2021.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. *Elementos da natureza e propriedades dos solos*. 3ª ed. Porto Alegre: Bookman, 686 p., 2013.

BRANDT, S. A. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, v. 40, p. 375 - 401, 2000.

BRASIL. *Manual de Educação para o Consumo Sustentável*. Brasília, Consumers International/MMA/MEC/IDEC.160 p., 2005.

BRAVARD, J-P.; PETIT, F. *Lês cours d'eau – Dynamique du système fluvial*. Paris, Armand Colin, 222 p., 2000.

BREIBY, T. *Assessment of Soil Erosion Risk within a Subwatershed using GIS and RUSLE with a Comparative Analysis of the use of STATSGO and SSURGO Soil Databases*. Volume 8, Papers in Resource Analysis. 22 p., 2006. Saint Mary's University of Minnesota Central Services Press. Winona, MN.

BRICE, J. C. Factors in stability of relocated channels. *J. Hydraul. Eng.*, 109, 10, p. 1298 - 1313, 1983.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, 398p., 2005.

BRITO, J. L. S.; LIMA, S. C.; SHIKI, S.; MOREIRA, M. R. Uso do geoprocessamento na estimativa da perda de solos por erosão laminar em Iraí de Minas – MG. *Anais... IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 501-512.

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). Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 166 p., 2015.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. Effects of hydraulic roughness on surface textures of gravel-bed rivers, *Water Resour. Res.*, v. 35, n. 11, p. 3507 – 3521, 1999.

CAI, Y.; JIN, C.; WANG, A.; GUAN, D.; WU, J.; YUAN, F.; XU, L. Spatio-Temporal Analysis of the Accuracy of Tropical Multisatellite Precipitation Analysis 3B42 Precipitation Data in Mid-High Latitudes of China. *PLoS ONE*, v. 10, n. 4, e0120026, 2015.

CAMMERAAT, L. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, n. 11, p. 1201 – 1222, 2002.

CAMPANA, K. D. S. *Simulação do transporte de sedimentos em trecho do Rio Doce (ES) utilizando modelagem computacional*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo, 127 p., 2018.

5.6

CAMPOS, R. F. *Comparação entre dados de precipitação interpolados e do TRMM (3B43V7)*. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal), Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Agrárias e Engenharias, 54 p., 2017.

CARLING, P.; JANSEN, J.; MESHKOVA, L. Multichannel rivers: their definition and classification. *Earth Surf. Process. Landforms* 39, p. 26 – 37, 2014.

CARMO, F. F.; KAMINO, L. H. Y.; TOBIAS JUNIOR, R.; CAMPOS, I. C.; CARMO, F. F.; SILVINO, G.; CASTRO, K. J. S. X.; MAURO, M. L.; RODRIGUES, N. U. A.; MIRANDA, M. P. S.; PINTO, C. E. F. Fundão tailings dam failures: the environment tragedy of the largest technological disaster of Brazilian mining in global context. *Perspectives in Ecology and Conservation*, 15, p. 145 – 151, 2017.

CARVALHO, N. O. *Hidrossedimentologia prática*. 2ª ed., rev., atual. e ampliada. Rio de Janeiro: Interciência, 599 p., 2008.

CARVALHO, N. O.; FILIZOLA JÚNIOR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. *Guia de práticas sedimentométricas*. Brasília: ANEEL, 154 p., 2000.

CASTRO, S. S.; HERNANI, L. C. *Solos frágeis: caracterização, manejo e sustentabilidade*. Brasília, DF: EMBRAPA, 367 p., 2015.

CH2M. CH2M HILL do Brasil Engenharia Ltda. *Volume 1: Aplicação do Plano de Manejo de Rejeito no Trecho 8*. 192 p., 2017.

CHADWICK, A.; MORFETT, J.; BORTHWICK, M. *Hydraulics in civil and environmental engineering*. 5ª Edição. Florida: Taylor & Francis Group, 611 p., 2013.

CHAGAS, C. S.; BHERING, S. B.; SILVA, E. F.; COELHO, M. R.; AMARAL, F. C.S.; ZARONI, M. J.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO JÚNIOR, W.; GONÇALVES, A. O.; DART, R. O.; AGLIO, M. L. D; LOPES, C. H. L.; DANIEL FILHO, A. C. B.; EARP, C. G. S. *Zoneamento Agroecológico do Município de Dois Irmãos do Buriti – MS*. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, n. 181, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 61 p., 2011.

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

CHANSON, H. *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. 2nd Edition, Butterworth-Heinemann, London, 585 p., 2004.

CHARLTON, R. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. London: Routledge, 234 p., 2008.

CHATTERJEE, N. Soil erosion assessment in a humid, Eastern Himalayan watershed undergoing rapid land use changes, using RUSLE, GIS and high-resolution satellite imagery. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2019.

CHAVES, H. M. L. Modelagem matemática da erosão hídrica: Passado, presente e futuro. *Anais... Conferências Convidadas do XXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Viçosa, p. 731-750, 1996.

CHAVES, M. A. *Modelos digitais de elevação hidrologicamente consistentes para a Bacia Amazônica*. Tese (Programa de Pós-Graduação em Ciência Floresta). Universidade Federal de Viçosa. Viçosa: UFV, 115 p., 2002.

CHAVEZ JR., P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, v. 24, p. 459 - 479, 1988.

CHEN, T., NIU, R., LI, P.; ZHANG, L.; DU, B. Regional soil erosion risk mapping using RUSLE, GIS, and remote sensing: a case study in Miyun Watershed, North China. *Environmental Earth Sciences*, 63, p. 533–541, 2011.

CHIN, C. O.; MELVILLE, B. W.; RAUDKIVI, A. J. Streambed armoring. *J. Hydraul. Eng.*, v. 120, n. 8, p. 899 – 918, 1994.

CHITALE, S. V. River channel patterns. *Journal of Hydraulics Division*, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 96 (HY1), p. 201 - 222, 1970.

CHONG, S. K.; GREEN, R. E.; AHUJA, L. R. Infiltration prediction based on estimation of Green-Ampt wetting front pressure head from measurements of soil water redistribution. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 46, p. 235-239, 1982.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 313 p., 1981.

CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de sistemas ambientais*. 1ª ed. São Paulo: Blucher, 236 p., 1999.

CHRISTOPHER, T. B. S.; MOKHTARUDDIN, A. M. A computer pro- gram to determine the soil textural class in 1–2–3 for Windows and Excel. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.*, v. 27, p. 2315 – 2319, 1996.

CLEMENTE, E. P.; OLIVEIRA, A. P.; FONTANA, A.; MARTINS, A. L. S.; SCHULER, A. E.; FIDALGO, E. C. C.; MONTEIRO, J. M. G. *Erodibilidade dos solos da região serrana do Rio de Janeiro obtida por diferentes equações de predição indireta*. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, n. 262, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 54 p., 2017.

COELHO, A. L. N. *Alterações hidrogeomorfológicas no Médio - Baixo Rio Doce/ES*. Tese de Doutorado (Departamento de Geografia), Universidade Federal Fluminense, Niterói, 227 p., 2007.

COELHO, A. L. N. Bacia Hidrográfica do Rio Doce (MG/ES): uma análise socioambiental integrada. *Geografares*, v. 7, p. 131 - 146, 2009.

COELHO, T. M. *Análise do transporte de sedimentos na região central da Baixada Santista (SP) através da modelagem numérica*. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 130 p., 2011.

COLBY, B. R. Relationship of unmeasured sediment discharge to mean velocity. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 38, n. 5, p. 707 – 717, 1957.

COLBY, B. R. *Discharge of sands and mean-velocity relationships in sand-bed streams*. Geol. Survey Prof. Paper, 462-A, U.S. Gov't Printing Office, Washington, D.C., p. 1 – 47, 1964.

COLBY, B. R.; HEMBREE, C. H. *Computations of total sediment discharge: Niobrara river near Cody, Nebraska*. U. S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1357, Washington, DC, 187 p., 1955.

COLBY, B. R.; HUBBELL, D. W. *Simplified methods for computing total sediment discharge with the modified Einstein procedure*. U. S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1593, Washington, DC, 17 p., 1961.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a Bacia do Paraguai Superior. *Revista Brasileira de Cartografia*, n. 59/01, p. 93 – 99, 2007.

CONGEDO, L. *Semi-Automatic Classification Plugin Documentation*. Release 5.0.0.1. 208 p., 2016.

CONSÓRCIO ECOPLAN-LUME. *Plano integrado de recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio Doce e planos de ações para as unidades de planejamento e gestão de recursos hídricos no âmbito da bacia do rio Doce*. Contrato N° 043/2008 – IGAM, Vol. 1, Relatório Final, 472 p., 2010.

COPPIN, P.; JONCKHEERE, I.; NACKAERTS, K; MUYS, B.; LAMBIN, E. Digital change detection methods in ecosystem monitoring: a review. *Int. J. Remote Sensing*, v. 25, n. 9, p. 1565 – 1596, 2004.

COOK, H. L. The nature and controlling variables of the water erosion process. *Soil Sci. Soc. of America Proc.*, 1, p. 487 - 494, 1937.

CÔRREA, E. A. *Perdas de solo e índices de vegetação: proposta metodológica para a determinação do Fator C (MEUPS) em pastagens e cana-de-açúcar*. Tese de Doutorado (Geografia). Universidade Estadual Paulista, 187 p., 2016.

CORRÊA, R. S. *Recuperação de áreas degradadas pela mineração no Cerrado: manual para revegetação*. 2º ed. Brasília Brasília-DF. Universa, 174p., 2009.

CORRÊA, E. A.; MORAES, I. C.; PINTO, S. A. F. Estimativa da erodibilidade e tolerância de perdas de solo na região do centro leste paulista. *Geociências*, v. 34, n. 4, p.848-860, 2015.

COSTA, B. O.; OLIVEIRA, G. S.; PISSARRA, T. C. T.; CAMPOS, S.; WERNER, A.; SANTOS, J. P.; VANZELA, L. S. Factors of soil erosion in the Córrego Rico watershed, São Paulo, Brazil. *Irriga*, Botucatu, v. 21, n. 3, p. 530-544, julho - setembro, 2016.

COSTA, J.; PEREIRA, G.; SIQUEIRA, M. E.; CARDOZO, F.; SILVA, V. V. Validação dos dados de precipitação estimados pelo CHIRPS para o Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*, ano 15, v. 24, p. 228 – 243, 2019.

COUTO JÚNIOR, A. A. *Erosão hídrica e transporte de sedimentos na bacia do Ribeirão Cachoeirinha, Rio Claro (SP)*. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, 90 p., 2016.

CUNHA, E. R.; BACANI, V. M.; PANACHUKI, E. (2017). Modeling soil erosion using RUSLE and GIS in a watershed occupied by rural settlement in the Brazilian Cerrado. *Nat Hazards*, 85, p. 851 – 868, 2017.

CURRAN, J. C.; TAN, L. An investigation of bed armoring process and the formation of microclusters. *Anais... 2nd Joint Federal Interagency Conference*, Las Vegas, NV, June 27 - July 1, 2010.

DABRAL, P. P.; BAITHURI, N.; PANDEY, A. Soil Erosion Assessment in a Hilly Catchment of North Eastern India Using USLE, GIS and Remote Sensing. *Water Resour. Manage.*, 22, p. 1783 – 1798, 2008.

DANDRIDGE, C.; LAKSHMI, V.; BOLTEN, J.; SRINIVASAN, R. Evaluation of Satellite-Based Rainfall Estimates in the Lower Mekong River Basin (Southeast Asia). *Remote Sens.*, v. 11, 2709, 2019.

DANELICHEN, V. H. M.; MACHADO, N. G.; SOUZA, M. C.; BIUDES, M. S. TRMM satellite performance in estimating rainfall over the midwest region of Brazil. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 12, p. 22 – 31, 2013.

DARAND, M.; AMANOLLAHI, J.; ZANDKARIMI, S. Evaluation of the performance of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) estimation over Iran. *Atmospheric Research*, v. 190, p. 121 – 127, 2017.

DAVIES, M.; MARTIN, T. Mining market cycles and tailings dam incidents. *Anais... Proceedings of the 13th International Conference on Tailings and Mine Waste*, Banff, Alberta, 2009.

- DEMARCHI, J. C.; ZIMBACK, C. R. L. Mapeamento, erodibilidade e tolerância de perda de solo na sub-bacia do Ribeirão das Perobas. *Energ. Agric., Botucatu*, v. 29, n. 2, p. 102 - 114, 2014.
- DEMARCHI, J. C.; PIROLI, E. L.; ZIMBACK, C. R. L. Estimativa de perda de solos por erosão laminar e linear na bacia hidrográfica do Ribeirão das Perobas (SP), nos anos 1962 e 2011. *RA'EGA*, v. 46, p. 110 -131, 2019.
- DEMIRCI, A.; KARABURUN, A. Estimation of soil erosion using RUSLE in a GIS framework: a case study in the Buyukcekmece Lake watershed, northwest Turkey. *Environmental Earth Sciences*, v. 66, p. 903–913, 2012.
- DE ROO, A. P. J. Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS. *Hydrological Processes*, 12, p. 905 – 922, 1998.
- DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. LISEM: a single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. *Hydrological Processes*, v. 10, n. 8, p. 1107 – 1117, 1996.
- DESALEGN, A.; GESSESSE, A. T.; TESFAY. F. Developing GIS-Based Soil Erosion Map Using RUSLE of Andit Tid Watershed, Central Highlands of Ethiopia. *Journal of Scientific Research & Reports*, v. 19, n. 1, p. 1 - 13, 2018.
- 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.
- DEY, S. *Fluvial Hydrodynamics: Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena*. Springer, Berlin, 687 p., 2014.
- DIDONÉ, E. J.; MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Quantifying soil erosion and sediment yield in a catchment in southern Brazil and implications for land conservation. *J. Soils Sediments*, 15, p. 2334 – 2346, 2015.
- DIETRICH, W. B.; DUNNE, T. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorphol.*, Suppl. 29, p. 191 – 206, 1978.
- DILTS, T.; YANG, J. *Stream Gradient and Sinuosity Toolbox for ArcGIS 10.1*. Great Basin Landscape Ecology Lab. University of Nevada Reno, 2015.
- DINGMAN, S. L. *Fluvial Hydraulics*. Oxford University Press, 559 p., 2009.
- DOTTERWEICH, M. The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation—A global synopsis. *Geomorphology*, v. 201, n. 1, p. 1 – 34, 2013.
- DUARTE, M. L.; SILVA FILHO, E. P. Estimativa da erosividade da chuva na bacia hidrográfica do rio Juma com base em dados do satélite TRMM. *Caderno de Geografia*, v. 29, n. 56, 2019.
- DULEY, F. L.; HAYS, O. E. The effect of the degree of slope on runoff and soil erosion. *J. Agr. Res.*, v. 45, p. 349 – 360, 1932.

DURÃES, M. F.; MELLO, C. R. Distribuição espacial da erosão potencial e atual do solo na Bacia Hidrográfica do Rio Sapucaí, MG. *Eng. Sanit. Ambient.*, v. 21, n. 4, p. 677 – 685, 2016.

DURÃES, M. F.; COELHO FILHO, J. A. P.; OLIVEIRA, V. A. Water erosion vulnerability and sediment delivery rate in upper Iguaçu river basin – Paraná. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 21, n. 4, p. 728 - 741, 2016.

DURIGON, V. L.; CARVALHO, D. F.; ANTUNES, M. A. H.; OLIVEIRA, P. T. S.; FERNANDES, M. M. NDVI time series for monitoring RUSLE cover management factor in a tropical watershed. *International Journal of Remote Sensing*, v. 35, n. 2, p. 441 – 453, 2014.

DURY, G. H. Tidal stream action and valley meanders. *Australian Geographical Studies*, 7, p. 49 - 56, 1969.

EINSTEIN, H. A. Formulas for the transportation of bed load. *Trans. ASCE*, 107, p. 561 –573, 1942.

EINSTEIN, H. A. *The bed load function for sediment transport in open channel flows*. Technical Bulletin no. 1026. Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, 1950.

ELLISON, W. D.; ELLISON, O. T. Soil erosion studies - part VI: soil detachment by surface flow. *Agricultural Engineering*, St. Joseph, v. 28, n. 9, p. 402-405, 408, 1947.

ELLISON, C. A.; SAVAGE, B. E.; JOHNSON, G. D. *Suspended-Sediment Concentrations, Loads, Total Suspended Solids, Turbidity, and Particle-Size Fractions for Selected Rivers in Minnesota, 2007 through 2011*. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2013–5205, 43 p., 2014.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. *Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos*. In: Reunião Técnica de Levantamento de Solos, 10. Rio de Janeiro. Súmula. Rio de Janeiro: Embrapa, 83 p., 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5ª. Ed., rev. e ampl. Brasília, DF: EMBRAPA, 356 p., 2018.

ENGELUND, F.; SKOVGAARD, O. On the origin of meandering and braiding in alluvial streams. *Journal of Fluid Mechanics*, v. 57, part 2, p. 289 - 302, 1973.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (ESRI). *How Band Collection Statistics works*. Disponível em: <<http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-band-collection-statistics-works.htm>>. Acesso em: 20 dezembro 2021.

ESPANHA. Ministerio de Medio Ambiente. *Restauración de rios*: Guía metodológica para la elaboración de proyectos. 318p., 2007.

EVANS, R. Assessment and monitoring of accelerated water erosion of cultivated land - when will reality be acknowledged? *Soil Use and Management*, v. 29, n. 1, 105e118, 2013.

FAN, L.; GAO, Y.; BRÜCK, H.; BERNHOFER, C. Investigating the relationship between NDVI and LAI in semi-arid grassland in the Inner Mongolia using in-situ measurements. *Theoretical and Applied Climatology*, Wien, v. 95, p. 151-156, 2009.

FELICES, A. R. *Introducción a la Hidráulica Fluvial*. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, 1ª ed., Peru. 270 p., 1998.

FELIPPE, M. F.; COSTA, A.; FRANCO JÚNIOR, R.; MATOS, R. E. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Acabou-se o que era Doce: notas geográficas sobre a construção de um desastre ambiental. p. 125-159. In: MILANEZ, B.; LOSEKANN, C. (Orgs.). *Desastre no Vale do Rio Doce: antecedentes, impactos e ações sobre a destruição*. Rio de Janeiro: Folio Digital: Letra e Imagem437p., 2016.

FENG, X.; WANG, Y.; CHEN, L.; FU, B.; BAI, G. Modeling soil erosion and its response to land-use change in hilly catchments of the Chinese Loess Plateau. *Geomorphology*, v. 118, p. 239 - 248, 2010.

FERDOWSI, B.; ORTIZ, C. P.; HOUSSAIS, M.; JEROLMACK, D. J. River-bed armoring as a granular segregation phenomenon. *Nature Communications*, 8, 1363, 2017.

FERNANDES, G. W.; GOULART, F. F.; RANIERI, B. D.; COELHO, M. S.; DALES, K.; BOESCHE, N.; BUSTAMANTE, M.; CARVALHO, F. A.; CARVALHO, D. C.; DIRZO, R.; FERNANDES, S.; GALETTI JR., P. M.; MILLAN, V. E. G.; MIELKE, C.; RAMIREZ, J. L.; NEVES, A.; ROGASS, C.; RIBEIRO, S. P.; SCARIOT, A.; SOARES-FILHO, B. Deep into the mud: ecological and socio-economic impacts of the dam breach in Mariana, Brazil. *Natureza & Conservação, Brazilian Journal of Nature Conservation*, 14, p. 35 – 45, 2016.

FERNANDEZ MEDINA, B.; OLIVEIRA JÚNIOR, R.C. A aplicabilidade de alguns índices erosivos em Latossolo Amarelo de Manaus (AM). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 11, n. 1, p. 67 - 70, 1987.

FERRAZ, S. F. B.; PEREIRA, M. F.; PAULA, F. R.; VETTORAZZI, C. A.; ALVARES, C. A. Simulação de perdas de solo em função de cenários de adequação ambiental em microbacias agrícolas. *Sci. For.*, v. 41, n. 98, p. 271-282, 2013.

FERRO, V.; PORTO, P. Predicting the equilibrium bed slope in natural streams using a stochastic model for incipient sediment motion. *Earth Surf. Process. Landforms*, 36, p. 1007 – 1022, 2011.

FIDALGO, E. C. C.; THOMPSON, D.; LIMA, E. P.; GONÇALVES, A. O.; SCHULER, A. E.; LAUREANO, I. C. M. *Estimativa da erosividade nas bacias hidrográficas dos rios Guapi-Macacu e Caceribu*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 35 p., 2012.

FIJALKOWSKA, A. Analysis of the Influence of DTM Source Data on the LS Factors of the Soil Water Erosion Model Values with the Use of GIS Technology. *Remote Sens.*, 13, 678, 2021.

FIORENTIN, A. M. X.; MIRANDA, R. B.; VITTI, D. M. C.; SCARPINELLA, G. A.; MAUAD, F. F. Spatial distribution of areas susceptible to sheet erosion in computing environment. *Management of Environmental Quality: An International Journal*, v. 28, n. 3, p. 414 – 429, 2017.

FIGLIANO, C. H. U. Susceptibilidade natural à erosão nas áreas de pastagem da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Santa Cruz, no município de Muniz Freire (ES). *RISUS – Journal on Innovation and Sustainability*, v. 12, n. 1, p. 83-96, 2021.

FISTIKOGLU, O.; HARMANCIOGLU, N. B. Integration of GIS with USLE in Assessment of Soil Erosion. *Water Resources Management*, 16, p. 447 - 467, 2002.

FOSTER, G. R. *Channel erosion within farm fields*. ASCE Specialty Conference, Las Vegas, NV. 1982.

FOSTER, G. R.; MCCOOL, K. G.; MOLDENHAUER, W. C. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. *J. Soil Water Cons.*, v. 36, n. 6, p. 355-359, 1981.

FOTH, H. D. *Fundamentals of soil science*. New York: Wiley, 384 p., 1990.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; VASQUES, A. C.; SANTO, C. M. E.; CONFORTE, J. C. Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, D02105, 2009.

FREIRE, O.; VIZEU, L. A. S. *Curso sobre estudo de transporte sólido nos cursos d'água e assoreamento de reservatório de uso múltiplo*. DNAEE/CESP/ELETOBRÁS. Ilha Solteira, SP, 1985.

FU, B. J.; ZHAO, W. W.; CHEN, L. D.; ZHANG, Q. J.; LÜ, Y. H.; GULINCK, H.; POESEN, J. Assessment of soil erosion at large watershed scale using RUSLE and GIS: a case study in the Loess Plateau of China. *Land Degradation & Development*, 16, p. 73 – 85, 2005.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE (FEAM). *Inventário de barragem do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: FEAM, 2018. Disponível em <<http://www.feam.br/declaracoes-ambientais/gestao-de-barragem>>. Acesso em: 19 jan. 2019.

FUNDAÇÃO RENOVA. *Atualização do Plano de Recuperação Ambiental Integrado – PRAI*. 151 p., 2017. Disponível em: < <http://www.fundacaorenova.org/arquivos-e-relatorios/>>. Acesso em: 15 jun. 2017.

FUNDAÇÃO RENOVA. *Plano de Monitoramento das Intervenções Prioritárias: Relatório de Resultados do 1º ano de Monitoramento*. 228 p., 14 anexos, 2018.

FUNDAÇÃO RENOVA. *Dados de sondagem para determinação da espessura dos rejeitos*. Documento interno, 2019a.

FUNDAÇÃO RENOVA. *Parcelas de Monitoramento de Erosão*. Dados brutos das taxas de erosão 2017 - 2019. Documento interno, 2019b.

FUNDAÇÃO RENOVA. *Programa de Monitoramento Quali-quantitativo Sistemático de Água e Sedimento (PMQQS)*. Disponível em: < <https://portal-de-monitoramento-rio-doce-fundacaorenova.hub.arcgis.com/pages/pa-download>>. Acesso em: 15 dez. 2021.

GALDINO, S. *Distribuição espacial do fator topográfico da Rusle na Bacia do Alto Paraguai*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 19 p., 2015a.

GALDINO, S.; GREGO, C. R.; SILVA, J. S. V. Rainfall erosivity in the upper Paraguai River Basin, Brazil. *Geografia*, v. 40, número Especial, p. 119 - 129, 2015b.

GALDINO, S. *Distribuição espacial da Erosividade da chuva no Estado de Goiás e no Distrito Federal*. Embrapa Monitoramento por Satélite, 20 p., 2015c.

GALDINO, S.; SANO, E. E.; ANDRADE, R. G.; GREGO, C. R.; NOGUEIRA, S. F.; BRAGANTINI, C.; FLOSI, A. H. G. Large-scale modeling of soil erosion with RUSLE for conservationist planning of degraded cultivated Brazilian pastures. *Land Degrad. Develop.*, 27, p. 773 – 784, 2016.

GANASRI, B. P.; RAMESH, H. Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS - A case study of Nethravathi Basin. *Geoscience Frontiers*, 7, p. 953 – 961, 2016.

GAUBI, I.; CHAABANI, A.; MAMMOU, A. B.; HAMZA, M. H. A GIS-based soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (Lebna watershed, Cap Bon, Tunisia). *Nat. Hazards*, 86, p. 219 – 239, 2017.

GELAGAY, H. S.; MINALE, A. S. Soil loss estimation using GIS and Remote sensing techniques: A case of Koga watershed, Northwestern Ethiopia. *International Soil and Water Conservation Research*, 4, p. 126 – 136, 2016.

GEOMECÂNICA & NORWEGIAN GEOTECHNICAL INSTITUTE. *Ruptura da Barragem do Fundão em 5 de novembro de 2015 - Avaliação das causas da ruptura*. Relatório elaborado pela Geomecânica & Norwegian Geotechnical Institute, com parceria do Ministério Público de Minas Gerais, no setor NUCAM (Núcleo de Resoluções de Conflitos Ambientais), 135 p. 26 de abril de 2016.

GESSLER, J. *The beginning of bedload movement of mixtures investigated as natural armoring in channels*. W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, Calif., Translation T-5, Mar., 1967.

GESSLER, J. Self stabilization tendencies of alluvial channels. *Journal of Waterways, Harbour and Coastal Engineering Division*, 99, p. 235 – 249, 1970.

GODOI, R. F.; RODRIGUES, D. B. B.; BORRELLI, P.; OLIVEIRA, P. T. S. High-resolution soil erodibility map of Brazil. *Science of The Total Environment*, v. 781, 146673, 2021.

GOLDER ASSOCIATES. Golder Associates Brasil Consultorias e Projetos. *Avaliação dos Impactos no Meio Físico Resultantes do Rompimento da Barragem de Fundão*. Relatório Técnico n° RT-023_159-515-2282_00-J. Belo Horizonte. 2732 p., 2016.

GOLDER ASSOCIATES. Golder Associates Brasil Consultorias e Projetos. *Programa de Caracterização Geoquímica de Rejeitos, Solos e Sedimentos*. Relatório Técnico n° RT-015_159-515-2282_03-J. Belo Horizonte. 152 p., 2017.

GONÇALVES, F. A.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; CARVALHO, D. F.; CRUZ, E. S. Índice e espacialização da erosividade das chuvas para o Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande, v. 10, n. 2, p. 269 - 276, 2006.

GOOGLE. Google Earth. Versão 7.1.5.1557. 2017. *Nota* (Córregos Santarém e Camargo, rios Gualaxo do Norte, Carmo e Doce - MG). Disponível em: <<http://www.google.com/earth/download/ge/agree.html>>. Acesso em: 27 dez. 2021.

GOUDIE, A. *The changing Earth – rates of geomorphological processes*. Oxford: Blackwell. 302 p., 1995.

GRAÇA, C. H.; PASSIG, F. H.; KELNIAR, A. R.; PIZA, M. A.; CARVALHO, K. Q.; ARANTES, E. J. Multitemporal analysis of estimated soil loss for the river Mourão watershed, Paraná – Brazil. *Braz. J. Biol.*, v. 75, n. 4, suppl. 2, p. S120 - S130. 2015.

GRAN, K. B.; CZUBA, J. A. Sediment pulse evolution and the role of network structure. *Geomorphology*, v. 277, p. 17 – 30, 2017.

GRANT, G. E. Dam removal: Panacea or Pandora for rivers? *Hydrol. Process.* 15. 1531- 1532, 2001.

GRIMM, M.; JONES, R.; MONTANARELLA, L. *Soil Erosion Risk in Europe*. European Soil Bureau – Institute for Environment and Sustainability. European Commission – Joint Research Centre – Ispra. Revised Edition. Italy, 44 p., 2002.

GUEDES JUNIOR, E. *Avaliação da erosão hídrica e transporte de sedimentos através do modelo hidrossedimentológico SWAT (Soil and Water Assessment Tool)*. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, 85 p., 2015.

GUERRA, J. T. A.; CUNHA, S. B. *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 13ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 474 p., 2015.

GUERRA, J. T. A.; FULLEN, M. A.; JORGE, M. C. O.; ALEXANDRE, S. T. Soil Erosion and Conservation in Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 37, n. 1, p. 81 – 91, 2014.

GUERRA, M. B. B.; TEANEY, B. T.; MOUNT, B. J.; ASUNSKIS, D. J.; JORDAN, B. T.; BARKER, R. J.; SANTOS, E. E.; SCHAEFER, C. E. G. R. Post-catastrophe Analysis of the Fundão Tailings Dam Failure in the Doce River System, Southeast Brazil: Potentially Toxic Elements in Affected Soils. *Water Air Soil Pollut.*, 228: 252, 2017.

GUIMARÃES, D. V.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; MARTINS, R. P.; MELO NETO, J. O. Modeling of Soil Losses on a Yellow Argisol Under Planted Forest. *Floresta e Ambiente*, v. 26, n. 1, e20160292, 2019.

GUIMARÃES, N. C.; VALADÃO, G. E. S.; PERES, A. E. C. Filtragem de rejeitos de minério de ferro visando à sua disposição em pilhas. *REM: R. Esc. Minas*, v. 65, n. 4, p. 543 - 548, 2012.

GUIMARÃES, R. Z.; LINGNAU, C.; RIZZI, N. E.; SCHEICHI, R. G.; BIANCHI, R. C. Espacialização da perda de solo por erosão laminar na microbacia do Rio Campinas, Joinville SC. *RA EGA*, v. 23, p. 534 – 554, 2011.

H Aidong, G.; Zhanbin, L.; Lianlian, J.; Peng, L.; Guoce, X.; Zongping, R.; Guowei, P.; Binhua, Z. Capacity of soil loss control in the Loess Plateau based on soil erosion control degree. *J. Geogr. Sci.*, v. 26, n. 4, p. 457 – 472, 2016.

HAREL, O.; ZHOU, X. H. Multiple imputation: review of theory, implementation and software. *Statistics in Medicine*, v. 26, n. 16, p. 3057-77, 2007.

HARRISON, A. S. *Report on special investigation of bed sediment segregation in a degrading bed*. US Army Corps of Engineers, Missouri River Division, Sediment Series 30, 1950.

HASSET, J. J.; BANWART, W. L. *Soils and their environment*. New Jersey: Englewood Cliffs. 424 p., 1992.

HATCHER, A.; HILL, P.; GRANT, J.; MACPHERSON, P. Spectral optical back-scatter of sand suspension: effects of particle size, composition and color. *Marine Geology*, v. 168, p. 115 – 128, 2000.

HATJE, V.; PEDREIRA, R. M. A.; REZENDE, C. E.; SCHETTINI, F.; SOUZA, G. C.; MARIN, D. C.; HACKSPACHER, P. C. The environmental impacts of one of the largest tailing dam failures worldwide. *Scientific Reports*, 7: 10706, 2017.

HERNÁNDEZ, Y. A.; FREITAS, C. H.; TAKUSHI, M. R. H.; LIER, Q. J. Erosividade das precipitações em ecossistemas tropicais: haverá diferença dentro de uma mesma zona climática? *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 11, n. 2, p. 415 – 430, 2018.

HERNANI, L.C.; SALTON, J.C.; FABRÍCIO, A.C.; DEDECEK, R.; ALVES JÚNIOR, M. Perdas por erosão e rendimentos de soja e de trigo em diferentes sistemas de preparo de um Latossolo Roxo de Dourados (MS). *R. Bras. Ci. Solo*, v. 21, p. 667 - 676, 1997.

HICKEY, R. Slope angle and slope length solutions for GIS. *Cartography*, v. 29, n. 1, p. 1–8, 2000.

HICKEY, R.; SMITH, A.; JANKOWSKI, P. Slope length calculations from a DEM within Arc/Info GRID. *Comput. Environ. Urban Syst.*, v. 18, n. 5, p. 365 – 380, 1994.

HRABALÍKOVÁ, M.; JANEČEK, M. Comparison of different approaches to LS factor calculations based on a measured soil loss under simulated rainfall. *Soil & Water Res.*, 2017.

HUANG, H. Q.; NANSON, G. C. Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern? *Water Resources Research*, v. 43, W07441, 2007.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E.P.; GAO, X.; FERREIRA, L.G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sens. Environ.*, 83, p. 195 – 213, 2002.

HUGGETT, R. J. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge fundamentals of physical geography series. Routledge, 386 p., 2003.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Resolução do Presidente nº 01/2005*. Altera a caracterização do Sistema Geodésico Brasileiro. Disponível em: ftp://geofp.ibge.gov.br/metodos_e_outros_documentos_de_referencia/normas/. Acesso em: 20 abr. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Metadados Carta Internacional ao Milionésimo*. 2010. Disponível em: <http://mapas.ibge.gov.br/interativos/servicos/wms-do-arcgis>. Acesso em: 12 out. 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Base cartográfica contínua do Brasil, ao milionésimo – BCIM*. 4ª versão. Documentação Técnica Geral Volume II. Anexos. Rio de Janeiro, 26 p., 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS (IBAMA). *Impactos ambientais decorrentes do desastre envolvendo o rompimento da barragem de Fundão, em Mariana, Minas Gerais*. IBAMA: Brasília, 38 p., 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS (IBAMA). *Mensuração do dano em APP dos rios Gualaxo do Norte, Carmo e seus afluentes*. Not. Téc. 02001.000606/2016-36 CGMAM/IBAMA, 3 p., 2016.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS (IGAM). *Base cartográfica de hidrografia*. 2010. Disponível em: < http://www.igam.mg.gov.br/index.php?option=com_content&task=view&id=90&Itemid=147>. Acesso em: 05 dez. 2019.

JACOBS CH2M. Volume 3: *Aplicação do Plano de Manejo de Rejeito nos Trechos 1 ao 4*. Revisão 1. 1552 p., 2018a.

JACOBS CH2M. Volume 2: *Aplicação do Plano de Manejo de Rejeito nos Trechos 6 e 7*. Revisão 1. 390 p., 2018b.

JACOBS CH2M. Volume 4: *Aplicação do Plano de Manejo de Rejeito nos Trechos 9*. Revisão 1. 661 p., 2018c.

JACOBS CH2M. Volume 5: *Aplicação do Plano de Manejo de Rejeito nos Trechos 10 e 11*. Revisão 1. 490 p., 2018d.

JAZOULI, A.; BARAKAT, A.; GHAFIRI, A.; MOUTAKI, S.; ETTAQY, A.; KHELLOUK, R. Soil erosion modeled with USLE, GIS, and remote sensing: a case study of Ikkour watershed in Middle Atlas (Morocco). *El Jazouli et al. Geosci. Lett.*, 4: 25, 2017.

JENA, R. K.; PADUA, S.; RAY, P.; RAMACHANDRAN, S.; BANDYOPADHYAY, S.; DEB ROY, P.; OBI REDDY, G. P.; SINGH, S. K.; RAY, S. K. Assessment of soil erosion in sub tropical ecosystem of Meghalaya, India using remote sensing, GIS and RUSLE. *Indian Journal of Soil Conservation*. v. 46, n. 3, p. 273 - 282, 2018.

JENSEN, J. R. *Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. São José dos Campos, SP: Parênteses, 598 p., 2009.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 54, n. 11, p. 1593 – 1600, 1988.

JIANG, Q.; LI, W.; WEN, J.; QIU, C.; SUN, W.; FANG, Q.; XU, M.; TAN, J. Accuracy Evaluation of Two High-Resolution Satellite-Based Rainfall Products: TRMM 3B42V7 and CMORPH in Shanghai. *Water*, v. 10, n. 40, 2018.

JONES, L. S.; SCHUMM, S. A. Causes of avulsion: an overview. In: *Fluvial Sedimentology VI*, Smith ND, Rogers J (eds). Blackwell Science: Oxford; p. 171 – 178, 1999.

JOSHI, V.; SUSWARE, N.; SINHA, D. Estimating soil loss from a watershed in Western Deccan, India, using Revised Universal Soil Loss Equation. *Landscape & Environment*, v. 10, n. 1, p. 13 – 25, 2016.

JULIEN, P. Y. *Erosion and sedimentation*. 2^a ed. Cambridge University Press, 371 p., 2010.

KALAMBUKATTU, J. G.; KUMAR, S. Modelling soil erosion risk in a mountainous watershed of Mid-Himalaya by integrating RUSLE model with GIS. *Eurasian J. Soil Sci.*, v. 6, n. 2, p. 92 – 105, 2017.

KARIM, M. F.; HOLLY, F. M. Armoring and sorting simulation in alluvial rivers. *J. Hydraul. Eng.*, v. 112, n. 8, p. 705 – 715, 1986.

KARIM, M. F.; HOLLY, F. M.; KENNEDY, J. F. *Bed armoring procedures in IALLUVIAL and application to the Missouri River*. Iowa Institute of Hydraulic Research, Report No. 269, The Univ. of Iowa, Iowa City, Iowa, Dec, 1983.

KASHIWAR, S. R.; DONGARWAR, U. R.; KUNDU, M. C.; AWATADE, S.; KUMAR, D.; DONGARWAR, L.; VERMA, H. GIS Mapping of TRMM Precipitation Data (NASA) over Bhandara District. *International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences*, v. 7, n. 8, p. 555 - 564, 2018.

KASSEM, A.; CHAUDHRY, H. Effect of bed armoring on bed topography of channel bends. *Journal of Hydraulic Engineering*, p. 1136 – 1140, 2005.

KAUFMANN, R. K.; ZHOU, L-M.; MYNENI, R. B.; TUCKER, C. J.; SLAYBACK, D.; SHABANOV, N. V.; PINZON, J. The effect of vegetation on surface temperature: a statistical analysis of NDVI and climate data. *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, p. 21 – 47, 2003.

KHAL, M.; ALGOUTI, A.; ALGOUTI, A.; AKDIM, N.; STANKEVICH, S. A.; MENENTI, M. Evaluation of open Digital Elevation Models: estimation of topographic indices relevant to erosion risk in the Wadi M’Goun watershed, Morocco. *AIMS Geosciences*, v. 6, n. 2, p. 231 – 257, 2020.

KNIGHTON, A. D. Channel bed adjustment along mine-affected rivers of northeast Tasmania. *Geomorphology*, 4, p. 205 – 219, 1991.

KONDOLF, G. M. Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, v. 21, n. 4, p. 533 – 551, 1997.

KOULI, M.; SOUPIO, P.; VALLIANATOS, F. Soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern Crete, Greece. *Environ. Geol.*, v. 57, p. 483 – 497, 2009.

KRISHNA, P. R. A.; LALITHA, R.; SHANMUGASUNDARAM, K., NAGARAJAN, M. Assessment of Topographical Factor (LS-Factor) Estimation Procedures in a Gently Sloping Terrain. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, v. 47, n. 6, p. 1031 – 1039, 2019.

KRUK, E.; KLAPA, P.; RYCZEK, M.; OSTROWSKI, K. Influence of DEM Elaboration Methods on the USLE Model Topographical Factor Parameter on Steep Slopes. *Remote Sens.*, v. 12, 3540, 2020.

- LANE, E. W. *The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering*. Hydraulic laboratory report, no. 372, United States Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Engineering Laboratories, Commissioner's Office. Denver, Colorado, 1954.
- LANE, L. J.; RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; LAFLEN, J. M. Development and application of modern soil erosion prediction technology. *Australian Journal of Soil Research*, v. 30, n. 6, p. 893 – 912, 1992.
- LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega-rivers. *Geomorphology*, n. 101, p. 130-145, 2008.
- LAWS, J. O. Recent studies in raindrops and erosion. *Agric. Engr.*, 21, p. 431 - 433, 1940.
- LEAL, M. S.; DIAS, H. C. T.; MINGOTI, R.; FERREIRA, M. P.; TONELLO, K. C. Definition of priority areas for soil and water conservation in the Itanguá watershed, Capão Bonito, SP state, Brazil. *Ciência Florestal*, Santa Maria, v. 29, n. 2, p. 531-544, 2019.
- LEE, H. Y.; ODGAARD, J. Simulation of bed armoring in alluvial channels. *J. Hydraul. Eng.*, v. 112, n. 9, p. 794 – 801, 1986.
- LEGATES, D. R.; MCCABE JR., G. J. Evaluating the use of “goodness- of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, v. 35, n. 1, p. 233 – 241, 1999.
- LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. *Proc. Am. Phil. Soc.*, 123, p. 168 - 202, 1979.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 282B, p. 39 - 85, 1957.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. *Fluvial process in geomorphology*. Freeman, São Francisco e Londres, 522 p., 1964.
- LEPSCH, I. F. *Formação e conservação dos solos*. 2ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 216 p., 2010.
- LENSE, G. H. E.; MOREIRA, R. S.; BÓCOLI, F. A.; AVANZI, J. C.; TEODORO, A. E. M.; MINCATO, R. L. Estimation of sediments produced in a subbasin using the Normalized Difference Vegetation Index. *Ciência e Agrotecnologia*, v. 44, e031419, 2020.
- LI, Y.; BAI, X.; ZHOU, Y.; QIN, L.; TIAN, X.; TIAN, Y.; LI, P. Spatial–Temporal Evolution of Soil Erosion in a Typical Mountainous Karst Basin in SWChina, Based on GIS and RUSLE. *Arab. J. Sci. Eng.*, 41, p. 209 – 221, 2016.
- LIBÂNIO, M. *Fundamentos de qualidade e tratamento de água*. 4ª ed. Campinas: Editora Átomo, 638 p., 2016.
- LIMA, J. G. S. *Integração de dados climatológicos heterogêneos para aplicações em agricultura*. Dissertação (Mestrado em Ciência da Computação). Universidade Estadual de Campinas, 104 p., 2003.

LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A.; CARVALHO, N. O.; VIEIRA, M. R.; SILVA, E. M. Suspended Sediment Fluxes in the Large River Basins of Brazil, 291. *IAHS-AISH Publication*, p. 355 - 363, 2005.

LITTLE, W. C.; MAYER, P. G. *The role of sediment gradation on channel armoring*. School of Civil Engineering, Georgia Institute of Technology, Atlanta, Ga., May, 1972.

LIU, K.; TANG, G.; JIANG, L.; ZHU, A-X; YANG, J.; SONG, X. Regional-scale calculation of the LS factor using parallel processing. *Computers & Geosciences*, 78, p. 110 - 122., 2015.

LIU, X.; PARKER, G.; CZUBA, J. A.; OBERG, K.; MIER, J. M.; BEST, J. L.; PARSONS, D. R.; ASHMORE, P.; KRISHNAPPAN, B. G.; GARCIA, M. H. Sediment mobility and bed armoring in the St Clair River: insights from hydrodynamic modeling. *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, p. 957 – 970, 2012.

LIU, W. T. H. *Aplicações de sensoriamento remoto*. Campo Grande: Ed. UNIDERP, 908 p., 2006.

LOMBARDI NETO, F.; BERTONI, J. *Erodibilidade de solos paulistas*. Campinas, SP. Instituto Agrônomo, Boletim Técnico 27, 12 p., 1975.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em campinas, SP. *Bragantia*, Campinas, v. 51, n. 2, p.189 - 196, 1992.

LONGLEY, P. A.; GOODCHILD, M. F.; MAGUIRE, D. J.; RHIND, D. W. *Sistemas e Ciência da Informação Geográfica*. 3ª edição. Porto Alegre: Bookman, 540 p., 2013.

LU, D.; LI, G.; VALLADARES, G. S.; BATISTELLA, M. Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degrad. Develop.*, 15, p. 499 – 512, 2004.

LU, S.; LIU, B.; HU, Y.; FU, S.; CAO, Q.; SHI, Y.; HUANG, T. Soil erosion topographic factor (LS): Accuracy calculated from different data sources. *Catena*, v. 187, 104334, 2020.

MA, Y. X.; HUANG, H. Q.; NANSON, G. C.; LI, Y.; YAO, W. Y. Channel adjustments in response to the operation of large dams: the upper reach of the lower Yellow River. *Geomorphology*, 147, p. 35 – 48, 2012.

MACHADO, N. C. *Retroanálise da propagação decorrente da ruptura da Barragem do Fundão com diferentes modelos numéricos e hipóteses de simulação*. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos), Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte: UFMG. 189 p., 2017.

MACKLIN, M. G.; BREWER, P. A.; HUDSON-EDWARDS, K. A.; BIRD, G.; COULTHARD, T. J.; DENNIS, I. A.; LECHLER, P. J.; MILLER, J. R.; TURNER, J. N. A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining. *Geomorphology*, 79, 423–447, 2006.

MAKASKE, B. Anastomosing rivers; a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Sci. Rev.*, 53, p. 149 - 196, 2001.

- MANNIGEL, A. R.; CARVALHO, M. P.; MORETI, D.; MEDEIROS, L. R. Fator erodibilidade e tolerância de perda dos solos do Estado de São Paulo. *Acta Scientiarum*, Maringá, v. 24, n. 5, p. 1335 - 1340, 2002.
- MANTAS, V. M.; LIU, Z.; CARO, C.; PEREIRA, A. J. S. C. Validation of TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) products in the Peruvian Andes. *Atmospheric Research* v. 163, p. 132 – 145, 2015.
- MAO, L.; COOPER, J. R.; FROSTICK, L. E. Grain size and topographical differences between static and mobile armour layers. *Earth Surf. Proc. Land.*, 36, p. 1321 – 1334, 2011.
- MATI, B. M.; VEIHE, A. Application of the USLE in Savannah environment: comparative experiences from east and West Africa. *J. Trop. Geogr.*, v. 22, n. 2, p. 138 – 155, 2001.
- MATSUSHITA, B.; YANG, W.; CHEN, J.; ONDA, Y.; QIU, G. Sensitivity of the Enhanced Vegetation Index (EVI) and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) to topographic effects: A case study in high-density cypress forest. *Sensors*, 7, p. 2636 – 2651, 2007.
- MATTHEUS, C. R.; NORTON, M. S. Comparison of pond-sedimentation data with a GIS-based USLE model of sediment yield for a small forested urban watershed. *Anthropocene*, 2, p. 89 – 101, 2013.
- MARKOSE, V. J.; JAYAPPA, K. S. Soil loss estimation and prioritization of sub-watersheds of Kali River basin, Karnataka, India, using RUSLE and GIS. *Environ. Monit. Assess.*, 88: 225, 2016.
- MARQUES, J. J. G. S. M. *Estimativas e comparações dos fatores erosividade das chuvas e erodibilidade de solos com horizonte B textural no Brasil*. Dissertação (Mestrado) Universidade Federal de Lavras, Lavras, 119p., 1996.
- MCCOOL, D. K.; FOSTER, G. R.; MUTCHLER, C. K.; MEYER, L. D. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. *Trans. ASAE*, v. 32, p. 1571 - 1576, 1989.
- MCCOOL, D. K.; FOSTER, G. R.; RENARD, K. G.; YODER, D. C. WEESIES, G. A. *The Revised Universal Soil Loss Equation*. Department of Defense/Interagency Workshop on Technologies to Address Soil Erosion on Department of Defense Lands San Antonio, TX, June 11-15, 9 p., 1995.
- MEASURES, R.; TAIT, S. Quantifying the role of bed surface topography in controlling sediment stability in water-worked gravel deposits. *Water Resources Research*, v. 44, W04413, 2008.
- MEDEIROS, G. O. R.; GIAROLLA, A.; SAMPAIO, G.; MARINHO, M. A. Estimates of Annual Soil Loss Rates in the State of São Paulo, Brazil. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, 40, e0150497, 2016.
- MELLO, C. R.; SÁ, M. A. C.; CURI, N.; MELLO, J. M.; VIOLA, M. R.; SILVA, A. M. Erosividade mensal e anual da chuva no Estado de Minas Gerais. *Pesq. Agropec. Bras.*, v. 42, n. 4, p. 537 - 545, 2007
- MELO, D. C. D.; XAVIER, A. C.; BIANCHI, T.; OLIVEIRA, P. T. S.; SCANLON, B. R.; LUCAS, M. C.; WENDLAND, E. Performance evaluation of rainfall estimates by TRMM

- Multi-satellite Precipitation Analysis 3B42V6 and V7 over Brazil. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, p. 9426 – 9436, 2015.
- MELVILLE, B. W.; CHIN, C. O. Stream bed armouring. *Anais... 9th Australasian Fluid Mechanics Conference Auckland*, 8-12, December 1986.
- MENESES, P. R.; ALMEIDA, T.; BAPTISTA, G. M. M. *Reflectância dos materiais terrestres: análise e interpretação*. São Paulo: Oficina de Textos, 337 p., 2019.
- MEYER-PETER, E. *Quelques Problèmes concernant le Charriage des Matières Solides*. Soc. Hydrotechnique de France, No. 2, 1949.
- MEYER-PETER, E. *Transport des matières Solides en Général et problème Spéciaux*. Bull. Génie Civil d'Hydraulique Fluviale, Tome, 1951.
- MIALL, A. D. A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Review*, v. 13, n. 1, p. 1 - 62, 1977.
- MICHETTE, J. F. *Modelos de previsão de erosão pluvial utilizando SIG: estudo na bacia hidrográfica da represa do Lobo (Broa), SP*. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 273 p., 2015.
- MIDDLETON, G. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: *Flysch Sedimentology in North America*, Lajoie J (ed). Geological Association of Canada, p. 253 – 272, 1970.
- MIDDLETON, G. V.; SOUTHARD, J. B. *Mechanics of Sediment Movement*. Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral., Tulsa, Okla., 401 p., 1984.
- MILLER, J. R. The role of fluvial geomorphic processes in the dispersal of heavy metals from mine sites. *Journal of Geochemical Exploration*, 58, p. 101 – 118, 1997.
- MILLWARD, A. A.; MERSEY, J. E. Adapting the RUSLE to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. *Catena*, 38, p. 109 – 129, 1999.
- MITASOVA, H.; HOFIERKA, J.; ZLOCHA, M.; IVERSON, L. R. Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Systems*, v. 10, n. 5, p. 629 – 641, 1996.
- MONTGOMERY, D. R. Process domains and the river continuum. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 35, n. 2., p. 397 – 410, 1999.
- MOORE, I. D.; BURCH, G. J. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 129441298, 1986a.
- MOORE, I. D.; BURCH, G. J. Modeling erosion and deposition: Topographic effects. *Transactions American Society of Agricultural Engineers*, v. 29, p. 1624 – 1640, 1986b.
- MORAES, B. C.; SODRÉ, G. R. C.; SOUZA, E. B.; RIBEIRO, J. B. M.; FILHO, L. G. M.; FERREIRA, D. B. S.; OLIVEIRA, J. V. Climatologia da precipitação na Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia Física*, Recife, v. 8, n. 5, p. 1359 - 1373, 2015.

MORAES, R. B. F.; GONÇALVES, F. V. Validation of TRMM data in the geographical regions of Brazil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 26, e36, 2021.

MORAES SÁ, J. C.; SÉGUY, L.; TIVET, F.; LAL, R.; BOUZINAC, S.; BORSZOWSKI, P. R.; BRIEDIS, C.; SANTOS, J. B.; CRUZ HARTMAN, D.; BERTOLONI, C. G.; ROSA, J.; FRIEDRICH, T. Carbon depletion by plowing and its restoration by no-till cropping systems in oxisols of subtropical and tropical agro-ecoregions in Brazil. *Land Degrad. Dev.*, v. 26, p. 531 – 543, 2015.

MORAIS, R. C. S.; SALES, M. C. L. Estimativa do Potencial Natural de Erosão dos Solos da Bacia Hidrográfica do Alto Gurguéia, Piauí-Brasil, com uso de Sistema de Informação Geográfica. *Caderno de Geografia*, v. 27, Número Especial 1, p. 84 – 105, 2017.

MORAIS, R. C. S.; SILVA, A. J. O. Estimativa do potencial natural de erosão dos solos na bacia hidrográfica do Rio Longá, Piauí, Brasil. *GEOTemas*, v. 10, n. 2, p. 116-137, 2020.

MOREIRA, E. B. M.; SOARES, D. B.; RIBEIRO, E. P.; NÓBREGA, R. S. Suscetibilidade à erosão hídrica na bacia hidrográfica do Rio Pajeú, Pernambuco. *Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia Física*, Campinas (SP), 2017.

MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; SMITH, R. E.; 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*. Silsoe College, Cranfield University, Cranfield, UK, 30 p., 1998.

MORGENSTERN, N. R.; VICK, S. G.; VIOTTI, C. B.; WATTS, B. D. *Fundão Tailings Dam Review Panel*. Report on the Immediate Causes of the Failure of the Fundão Dam. 2016. 88 p. Disponível em: <<http://fundaoinvestigation.com/>>. Acesso em: 05 nov. 2017.

MUSGRAVE, G. W. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. *Journal of Soil Water Conservation*, 2, p. 133 – 138, 1947.

NAIMAN R.J.; DECAMPS, H.; MCLAIN, M. E. *Riparia: Ecology, conservation, and management of streamside communities*. New York: Elsevier. 430p, 2005.

NANSON, G. C.; HUANG, H. Q. Anabranching rivers: Divided efficiency leading to fluvial diversity. In: *Varieties of Fluvial Form*, edited by A. J. Miller and A. Gupta, John Wiley, Hoboken, N. J. p. 477–494, 1999.

NANSON, G. C.; KNIGHTON, A. D. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, p. 217 - 239, 1996.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). *TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission*. Disponível em: <<https://gpm.nasa.gov/precipitation-measurement-missions>>. Acesso em: 15 abr. 2020.

NASCIMENTO, D. T. F.; OLIVEIRA, I. J. Aplicação das estimativas de precipitação do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) no estudo da pluviometria habitual e excepcional de Goiás e Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 11, n. 05, p. 1664 – 1679, 2018.

- NASTOS, P. T.; KAPSOMENAKIS, J.; PHILANDRAS, K. M. Evaluation of the TRMM3B43 gridded precipitation estimates over Greece. *Atmospheric Research*, v. 169, p. 497 – 514, 2016.
- NAYAKATAWA, E. Z.; DEFFY, K. C.; LEMUNYION, J. L. Predicting soil erosion in conservation tillage cotton production systems using the revised universal soil loss equation (RUSLE). *Soil & Tillage Research*, n. 57, p. 213 – 224, 2001.
- NEAL, J. H. *The effect of the degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion*. Agricultural Experiment Station, Research Bulletin, 280, 1938.
- NEARING, M. A.; LANE, L. J.; ALBERTS, E. E; LAFLEN, J. M. Prediction technology for soil erosion by water: Status and research needs, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, p. 1702 - 1711, 1990.
- NEVES, S. M. A. S.; NUNES, M. C. M.; NEVES, R. J.; KREITLOW, J. P.; GALVANIN, E. A. S. Susceptibility of soil to hydric erosion and use conflicts in the microregion of Tangará da Serra, Mato Grosso, Brazil. *Environ. Earth Sci.*, 74, p. 813 – 827, 2015.
- NICHOLS, G. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., London, 432 p., 2009.
- NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; GALVÍNCIO, J. D. Análise da estimativa de precipitação do TRMM em uma sub-bacia da Amazônia Ocidental. *Revista de Geografia*, v. 25, n. 1, p. 6 – 20, 2008.
- NOGUEIRA, S. M. C.; MOREIRA, M. A.; VOLPATO, M. M. L. Evaluating Precipitation Estimates from Eta, TRMM and CHRIPS Data in the South-Southeast Region of Minas Gerais State – Brazil. *Remote Sens.*, v. 10, n. 313, 2018.
- NUNES, M. C. M.; NEVES, S. M. A. S.; NEVES, R. J.; KREITLOW, J. P.; CHIMELLO, A. M. Susceptibility to water erosion of soils from the municipality Salto do Céu, SW Mato Grosso state, Brazil. *Geografia*, Rio Claro, v. 38, Número Especial, p. 191-206, 2013.
- OLIVEIRA, B. T. A.; MENDES, L. C.; FELIPPE, M. F.; SILVA, B. M. Transformações na morfologia fluvial decorrentes do rompimento da Barragem de Fundão: estudos preliminares. *Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia Física*, 2017, Campinas (SP). Disponível em: <<https://ocs.ige.unicamp.br/ojs/sbfga/article/view/2543>>. Acesso em: 19 mar. 2018.
- OLIVEIRA, F. P. *Erosão hídrica em áreas florestais no Vale do Rio Doce, região Centro-Leste do Estado de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-graduação em Agronomia), Universidade Federal de Lavras, Lavras. 105 p., 2006.
- OLIVEIRA, J. A. *Extensão SIG para cálculo automático das perdas de solos a partir da EUPS*. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociência da Universidade Federal da Bahia. 63 p., 2014.
- OLIVEIRA, J. P. B.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; ZANETTI, S. S. Espacialização da erosividade das chuvas no Brasil a partir de séries sintéticas de precipitação. *Agrária - Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v. 10, n. 4, p. 558 - 563, 2015c.

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*, 78, p. 101 - 115, 2017.

OLIVEIRA, L. F. C.; FIOREZE, A. P.; MEDEIROS, A. M. M.; SILVA, M. A. S. Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação pluvial anual. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v. 14, n. 11, p. 1186 – 1192, 2010.

OLIVEIRA, P. T. S.; RODRIGUES, D. B. B.; ALVES SOBRINHO, T.; PANACHUKI, E.; WENDLAND, E. Use of SRTM data to calculate the (R)USLE topographic factor. *Acta Sci.-Technol.*, v. 35, p. 507 - 513, 2013.

OLIVEIRA, P. T. S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. A. Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena*, v. 100, p. 139-147, 2012.

OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; WENDLAND, E. Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. *Earth Surf. Process. Landf.* v. 40, p. 1524 – 1532, 2015b.

OLIVEIRA, S. P.; LACERDA, N. B.; BLUM, S. C.; ESCOBAR, M. E. O.; OLIVEIRA, T. S. Organic carbon and nitrogen stocks in soils of Northeastern Brazil converted to irrigated agriculture. *Land Degrad. Dev.*, v. 26, p. 9 – 21, 2015a.

OLIVEIRA, V. A.; MELLO, C. R.; DURÃES, M. F.; SILVA, A. M. Soil erosion vulnerability in the Verde River Basin, Southern Minas Gerais. *Ciênc. Agrotec.*, Lavras, v. 38, n. 3, p. 262 - 269, 2014.

OMACHI, C. Y.; SIANI, S. M. O.; CHAGAS, F. M.; MASCAGNI, M. L.; CORDEIRO, M.; GARCIA, G. D.; THOMPSON, C. C.; SIEGLE, E.; THOMPSON, F. L. Atlantic Forest loss caused by the world's largest tailing dam collapse (Fundão Dam, Mariana, Brazil). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 12, p. 30 – 34, 2018.

ORLANDINI, S.; MORETTI, G.; CORTICELLI, M. A.; SANTANGELO, P. E.; CAPRA, A.; RIVOLA, R.; ALBERTSON, J. D. Evaluation of flow direction methods against field observations of overland flow dispersion. *Water Resour. Res.*, 48, 13, 2012.

ORRÚ, C.; BLOM, A.; UIJTTEWAAL, W. S. J. Armor breakup and reformation in a degradational laboratory experiment. *Earth Surf. Dynam.*, 4, p. 461 – 470, 2016.

OSTOVARIA, Y.; GHORBANI-DASHTAKIA, S.; BAHRAMIB, H. A.; NADERIA, M.; DEMATTEC, J. A. M. Soil loss estimation using RUSLE model, GIS and remote sensing techniques: A case study from the Dembecha Watershed, Northwestern Ethiopia. *Geoderma Regional*, 11, p. 28 – 36, 2017.

OZSOY, G.; AKSOY, E.; DIRIM, M. S.; TUMSAVAS, Z. Determination of Soil Erosion Risk in the Mustafakemalpaşa River Basin, Turkey, Using the Revised Universal Soil Loss Equation, Geographic Information System, and Remote Sensing. *Environmental Management*, 50, p. 679 – 694, 2012.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; VAN DER ZANDEN, E. H.; POESEN, J.; ALEWELL. Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Environmental science & policy*, 51, p. 23 – 34, 2015b.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; POESEN, J.; BALLABIO, C.; LUGATO, E.; MEUSBURGER, K.; MONTANARELLA, L.; ALEWELL, C. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, v. 54, p. 438 – 447, 2015a.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; YU, B.; KLIK, A.; LIM, K. J.; YANG, J. E.; NI, J.; MIAO, C.; CHATTOPADHYAY, N.; SADEGHI, S. H.; HAZBAVI, Z.; ZABIHI, M.; LARIONOV, G. A.; KRASNOV, S. F.; GOROBETS, A. V.; LEVI, Y.; ERPUL, G.; BIRKEL, C.; HOYOS, N.; NAIPAL, V.; OLIVEIRA, P. T. S.; BONILLA, C. A.; MEDDI, M.; NEL, W.; AL DASHTI, H.; BONI, M.; DIODATO, N.; VAN OOST, K.; MARK NEARING, M.; BALLABIO, C. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific Reports*, 7: 4175, 2017.

PANDEY, A.; CHOWDARY, V. M.; MAL, B. C. Identification of critical erosion prone areas in the small agricultural watershed using USLE, GIS and remote sensing. *Water Resour. Manage.*, 21, p. 729 – 746, 2007.

PAREDES-TREJO, F. J.; BARBOSA, H. A.; KUMAR, T. V. L. Validating CHIRPS-based satellite precipitation estimates in Northeast Brazil. *Journal of Arid Environments*, 139, 26e40, 2017.

PARK, A.; OH, C.; JEON, S.; JUNG, H.; CHOI, C. Soil erosion risk in Korean watersheds, assessed using the revised universal soil loss equation. *Journal of Hydrology*, 399, p. 263 – 273, 2011.

PARKER, G., KLINGEMAN, P. C. On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research*, v. 18, n. 5, p. 1409 – 1423, 1982.

PARKER, G.; KLINGEMAN, P. C.; MCLEAN, D. G. Bed-load and size distribution in paved gravel bed streams. *J. Hydraul. Eng.*, 108, p. 544 – 571, 1982.

PARVEEN, R.; KUMAR, U. Integrated Approach of Universal Soil Loss Equation (USLE) and Geographical Information System (GIS) for Soil Loss Risk Assessment in Upper South Koel Basin, Jharkhand. *Journal of Geographic Information System*, v. 4, p. 588-596, 2012.

PEIXOTO, R. A. O. *Estudo do transporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Jordão – UPGRH-PN I*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Programa de Pós-Graduação Em Engenharia Civil. Universidade Federal de Uberlândia, 143 p., 2019.

PELLETIER, J. D. A spatially distributed model for the long-term suspended sediment discharge and delivery ratio of drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, F02028, 2012.

PEREIRA, G.; SILVA, M. E. S.; MORAES, E. C.; CARDOZO, F. S. Avaliação dos Dados de Precipitação Estimados pelo Satélite TRMM para o Brasil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n. 3, p. 139-148, 2013.

PESSI, D. D.; SANTOS, C. S. A.; NONATO, J. J.; DOURADO, L. G. A.; SILVA, O. P.; BASSINI, R. T.; JOSÉ, J. V. Validação das estimativas de precipitação do satélite TRMM no Estado de Mato Grosso, Brasil. *Revista de Ciências Agrárias*, v. 42, n. 1, p. 79 - 88, 2019.

PETROPOULOS, G. P.; KALIVAS, D. P.; GRIFFITHS, H. M.; DIMOU, P. P. Remote sensing and GIS analysis for mapping spatio-temporal changes of erosion and deposition of two Mediterranean river deltas: The case of the Axios and Aliakmonas rivers, Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, p. 217 – 228, 2015.

PETTS, G. E.; AMOROS C. (Eds.) *Fluvial Hydrosystems*. Chapman & Hall, London, UK. 322 p., 1996.

PEROVIC, V.; ZIVOTIC, L.; KADOVIC, R.; DORDEVIC, A.; JARAMAZ, D.; MRVIC, V.; TODOROVIC, M. Spatial modelling of soil erosion potential in a mountainous watershed of South-eastern Serbia. *Environ Earth Sci.*, v. 68, p. 115 – 128, 2013.

PHAM, T. G.; DEGENER, J.; KAPPAS, M. Integrated universal soil loss equation (USLE) and Geographical Information System (GIS) for soil erosion estimation in A Sap basin: Central Vietnam. *International Soil and Water Conservation Research*, 6, p. 99 – 110, 2018.

PINTO, S. A. F.; GARCÍA, G. J.; LOMBARDI, F.; DEMATTE, J. A. M. Geoprocessing techniques in the study of the soil erosion potential on agricultural lands. *Revista de Teledetección*, 22, p. 5 – 12, 2004.

PINTO-COELHO, R. M. Existe governança das águas no Brasil? Estudo de caso: o rompimento da Barragem de Fundão, Mariana (MG). *Arquivos do Museu de História Natural e Jardim Botânico*, v. 24, n. 1/2, p. 16 – 43, 2015. Belo Horizonte: UFMG.

POLETO, C. *Sedimentologia fluvial: estudos e técnicas*. vol. 1. Porto Alegre: ABRH, 218 p., 2014.

PONTES, L. M.; SILVA, M. L. N.; BISPO, D. A. F.; BATISTA, M. L.; AVALOS, F. A. P.; OLIVEIRA, M. S. Distribuição espacial da erosividade na Bacia Hidrográfica dos Rios Jaguarí e Camanducaia. *Anais... XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, Natal (RN), 2015.

PONTES, L. M.; SILVA, M. L. N.; BISPO, AVALOS, F. A. P.; OLIVEIRA, M. S.; ROCHA, H. R. Spatial Distribution of Annual and Monthly Rainfall Erosivity in the Jaguarí River Basin. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, v. 41, e0160407, 2017.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. *Sensoriamento remoto da vegetação*. 2ª ed. atualizada e ampliada. São Paulo: Oficina de Textos, 176 p., 2012.

POWELL, D. M. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, v. 22, n. 1, p. 1 – 32, 1998.

PRAKASH, S.; MITRA, A. K.; AGHAKOUCHAK, A.; PAI, D. S. Error characterization of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA-3B42) products over India for different seasons. *Journal of Hydrology*, v. 529, p. 1302 – 1312, 2015.

PRASANNAKUMAR, V.; VIJITH, H.; GEETHA, N.; SHINY, R. Regional scale erosion assessment of a subtropical highland segment in the Western Ghats of Kerala, South India. *Water Resour. Manag.* v. 25, p. 3715 – 3727, 2011.

PRESTIGIACOMO, A. R.; EFFLER, S. W.; O'DONNELL, D.; HASSETT, J. M.; MICHALENKO, E. M., LEE, Z.; WEIDEMANN, A. Turbidity and suspended solids levels and loads in a sediment enriched stream: implications for impacted lotic and lentic ecosystems. *Lake and Reserv. Manage.*, v. 23, p. 231 – 244, 2007.

PROVANSAL, M.; DUFOUR, S.; SABATIER, F.; ANTHONY, E. J.; RACCASI, G.; ROBRESO, S. The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: hydropower dams versus other control factors. *Geomorphology*, 209, p. 27 – 41, 2014.

PRUSKI, F. F. *Conservação do solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica*. 2ª ed. atual. e ampl. Viçosa: Ed. UFV. 279 p., 2009.

RABELO, D. R.; GIRÃO, I. R. F.; ARAÚJO, J. C. Processos erosivos superficiais: o caso da erosividade da chuva na bacia hidrográfica do rio Seridó RN/PB. *REGNE*, v. 4, n. Especial, 2018.

RAJ, A. R.; GEORGE, J.; RAGHAVENDRA, S.; KUMAR, S.; AGRAWAL, S. Effect of DEM resolution on LS factor computation. *Anais... International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLII-5, 2018. ISPRS TC V Mid-term Symposium “Geospatial Technology – Pixel to People”, 20–23 November 2018, Dehradun, India.*

RANZANI, C. Erodibilidade de alguns solos do Estado do Amazonas. *Acta Amazônica*, v. 10, n. 2, p. 263 – 269, 1980.

RASMUSSEN, T. J.; ZIEGLER, A. C.; RASMUSSEN P. P. *Estimation of constituent concentrations, densities, loads, and yields on lower Kansas River, northeast Kansas, using regression models and continuous water-quality modeling, January 2000 through December 2003*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005–5165, 117 p., 2005.

RASMUSSEN, P. P.; GRAY, J. R.; GLYSSON, G. D.; ZIEGLER, A. C. *Guidelines and procedures for computing time-series suspended-sediment concentration and loads from in-stream turbidity-sensor and streamflow data*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 3, chap. C4, 54 p., 2009.

RAWAT, K. S.; MISHRA, A. K.; BHATTACHARYYA, R. Soil erosion risk assessment and spatial mapping using LANDSAT-7 ETM+, RUSLE, and GIS - a case study. *Arab. J. Geosci.*, 9: 288, 2016.

REBUCCI, L. C. S.; OLIVEIRA, P. T. S.; RODRIGUES, D. B.; PERTUSSATTI, C. A.; ALVES SOBRINHO, T. Erosividade das Chuvas no Estado de Mato Grosso do Sul. *Anais... XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande (MS), 2009.*

REED, C. W.; NIEDORODA, A. W.; SWIFT, D. J. P. Modeling sediment entrainment and transport processes limited by bed armoring. *Marine Geology*, 154, p. 143 – 154, 1999.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; PORTER, J. P. RUSLE—revised universal soil loss equation. *J. Soil Water Conserv.*, 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. *J. Soil Water Conserv.*, v. 49, n. 3, p. 213 – 220, 1994.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A. MCCOOL, D. K.; YODER, D.C. *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. U. S. Department of Agriculture (Agriculture Handbook 703), 404 p., 1997.

RENARD, K. G.; FREIMUND, J. R. Using monthly precipitation data to estimate the R- factor in the revised USLE. *J. of Hydrol.*, n. 174, p. 439 - 444, 1994.

RENSCHLER, C. S.; HARBOR, J. Soil erosion assessment tools from point to regional scales - the role of geomorphologists in land management research and implementation. *Geomorphology*, 47, p. 189 – 209, 2002.

RESCK, D. V. S.; FIGUEIREDO, M. S.; FERNANDES, B.; RESENDE, M.; SILVA, T. C. A. Erodibilidade de um Podzólico Vermelho-Amarelo câmbico distrófico fase terraço, localizado na zona da Mata (MG), determinada com simulador de chuva. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.5, p.7-14, 1981.

RICO, M.; BENITO, G.; DÍEZ-HERRERO, A. Floods from tailings dam failures. *Journal of Hazardous Materials*, 154, p. 79 – 87, 2008.

RIQUIER, J. Évaluation globale de la dégradation des sols. *Nature et Ressources*, Paris: Unesco, v. 18, n. 2, 19-23, 1982. Paris, France.

ROBINSON, N. P.; ALLRED, B. W.; JONES, M. O.; MORENO, A.; KIMBALL, J. S.; NAUGLE, D. E.; ERICKSON, T. A.; RICHARDSON, A. D. A Dynamic Landsat Derived Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) Product for the Conterminous United States. *Remote Sensing*, v. 9, n. 863, 2017.

RODRIGUES, A. S. L. *Caracterização da bacia do Rio Gualaxo do Norte, MG, Brasil: avaliação geoquímica ambiental e proposição de valores de background*. Tese (doutorado). Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Universidade Federal de Ouro Preto, 162 p., 2012.

RODRIGUES, J. A. M.; MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; RODRIGUES, M. C. Estimativa da vulnerabilidade dos solos à erosão hídrica na bacia hidrográfica do Rio Cervo – MG. *Geociências*, v. 36, n. 3, p. 531 - 542, 2017.

RODRIGUES DO Ó, N. C. *Erodibilidade das principais classes de solo do Estado da Paraíba determinada por chuva simulada e método nomográfico*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) Universidade Federal da Paraíba, Areia. 29 p., 1986.

ROSA, R. *Introdução ao sensoriamento remoto*. 7ª ed. Uberlândia: EDUFU, 264 p., 2009.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. *Catena*, 22, p. 169 - 199, 1994.

ROUSE, J. W. JR.; HAAS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *Anais...* In Proceedings of the Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, Washington, DC, USA, 10 – 14 December 1973.

RUST, B. R. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology Calgary*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5, p. 187-193, 1978.

SADAT-HELBAR, S. M.; AMIRI-TOKALDANY, E.; DARBY, S.; SHAFIAIE, A. Fall Velocity of Sediment Particles. In: *Proceedings of the 4th IASME/WSEAS International Conference on Water Resources, Hydraulics & Hydrology (WHH'09)*. Cambridge, UK, February 24-26, p. 39 – 45, 2009.

SAMARCO. *Demonstrações Financeiras em 31 de dezembro de 2015*. Samarco, Belo Horizonte, 2016. Disponível em: <<https://www.samarco.com/relatorios/>>. Acesso em: 23 jul. 2019.

SAMARCO. *Relatório de Impacto Ambiental – RIMA - EIA Integrado do Complexo Germano*. 150 p., 2017. Disponível em: <<https://www.samarco.com/noticia/rima-relatorio-de-impacto-meio-ambiente/>>. Acesso em: 19 jan. 2019.

SANTOLIN, C. V. A. *Quantificação e avaliação ambiental por metais e arsênio em sedimentos da Bacia do Rio Doce*. Tese (doutorado em Ciências – Química). Universidade Federal de Minas Gerais, 157 p., 2015.

SANTOS, C. N. *El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas no Estado do Rio Grande do Sul*. (Tese de Doutorado) Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Programa de Pós-graduação em Agronomia Universidade Federal de Pelotas, 138 p., 2008.

SANTOS, A. R.; EUGENIO, F. C.; SOARES, V. P.; MOREIRA, M. A.; RIBEIRO, C. A. A. S.; BARROS, K. O. *Sensoriamento remoto no ArcGIS 10.2.2 Passo a Passo: Processamento de Imagens Orbitais – volume 1*. Alegre: CAUFES, 107 p., 2014.

SANTOS, F. L.; REIS, J. L.; MARTINS, O. C.; CASTANHEIRA, N. L.; SERRALHEIRO, R. P. Comparative assessment of infiltration, runoff and erosion of sprinkler irrigated soils. *Biosyst. Eng.*, 86, p. 355–364, 2003.

SANTOS, G. O.; LIMA, F. B.; SILVA, C. A. P.; ARONOVITCH, W.; MAGNA JÚNIOR, J. P. Distribuição espacial da variação de dados pluviométricos entre estações de superfície e sensoriamento remoto. *Agrometeoros*, v. 27, n. 1, p. 93 - 100, 2019b.

SANTOS, M. L.; FERNANDES, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos morfogenéticos das barras de cabal do Rio Paraná, trecho de Porto Rico, PR. *Boletim de Geografia*, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, v. 1, n. 1, p. 11 – 24, 1992.

SANTOS, O. S. H.; AVELLAR, F. C.; ALVES, M.; TRINDADE, R. C.; MENEZES, M. B.; FERREIRA, M. C.; FRANÇA, G. S.; CORDEIRO, J.; SOBREIRA, F. G.; YOSHIDA, I. M.; MOURA, P. M.; BAPTISTA, M. B.; SCOTTI, M. R. Understanding the Environmental Impact of a Mine Dam Rupture in Brazil: Prospects for Remediation. *J. Environ. Qual.*, 48, p. 439 – 449, 2019a.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 5ª ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 100 p., 2005.

- SARTORI, A.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A. M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 10, n. 4, p. 05 – 18, 2005.
- SCHMIDT, J. *Soil erosion: application of physically based models*. Springer, Berlin, 318p., 2000.
- SCHULTZ, G. B.; SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Avaliação do ARCMUSLE para estimativa da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do Alto Rio Negro, região sul brasileira. *Bol. Geogr.*, Maringá, v. 31, n. 2, p. 131-141, 2013.
- SCHUMM, S. A. Sinuosity of aluvial rivers on the great plains. *Geol. Soc. America Bulletin*, v. 74, n. 9, p. 1089 - 1100, 1963.
- SCHUMM, S. A. Meander wavelength of aluvial rivers. *Science*, 157, p. 1549 - 1550, 1967.
- SCHUMM, S. A. *River adjustments to altered hydrologic regimen - Murrumbidgee River and paleo-channels, Australia*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 598, 65 p., 1968.
- SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 31, p. 19 - 29, 1981.
- SCHUMM, S. A. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, p. 5 - 27, 1985.
- SCHUMM, S. A. *River variability and complexity*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 234 p., 2005.
- SCOPEL, I. *Avaliação da erosão com auxílio de técnicas de sensoriamento remoto e da Equação Universal de Perdas de Solo a nordeste de Cornélio Procópio (PR)*. Tese de Doutorado (Engenharia Florestal). Universidade Federal do Paraná, 156 p., 1988.
- SCORPIO, V.; ROSSKOPF, C. M. Channel adjustments in a Mediterranean river over the last 150 years in the context of anthropic and natural controls. *Geomorphology*, 275, p. 90 – 104, 2016.
- SCORPIO, V.; AUCELLI, P. P. C.; GIANO, I.; PISANO, L.; ROBUSTELLI, G.; ROSSKOPF, C. M.; SCHIATTARELLA, M. River channel adjustment in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery. *Geomorphology*, 251, p. 77 – 90, 2015.
- SCOTTI, M. R.; AVILA, S. S.; MENDES, L.; JANSEN, T.; LOURENÇO, S.; MEDEIROS, M. B.; ALVARENGA, S.; SANTOS, C. H. B.; RIGOBELLO, E. Native woody species from the Brazilian Atlantic Forest able to remediate contaminated sites with tailings from the Samarco collapsed dam. *Anais... XVI Congresso de Fisiologia Vegetal. Libro de Resúmenes*. Cordoba Argentina 15-18 de Noviembre de 2018. p. 64.
- SCOTTI, M. R.; GOMES, A. R.; LACERDA, T. J.; AVILA, S. S.; SILVA, S. L. L.; ANTÃO, A.; RIGOBELLO, E. C. Remediation of a riparian site in the Brazilian Atlantic Forest reached by contaminated tailings from the collapsed Fundão dam with native Woody species. *Integrated Environmental Assessment and Management*, v. 16, p. 669 – 675, 2020.

SECRETARIA DE ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL (SEMAD). *Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE-Sisema)*. 2020. Disponível em: <http://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/>. Acesso em: 15 mar. 2020.

SEGURA, F. R.; NUNES, E. A.; PANIZ, F. P.; PAULELLI, A. C. C.; RODRIGUES, G. B.; BRAGA, G. U. L.; PEDREIRA FILHO, W. R.; BARBOSA JR., F.; CERCHIARO, G.; SILVA, F. F.; BATISTA, B. L. Potential risks of the residue from Samarco's mine dam burst (Bento Rodrigues, Brazil). *Environmental Pollution*, 218, p. 813 – 825, 2016.

SERAJUDDIN, M. D.; CHOWDHUR, A. I.; HAQUE, M. D.; HAQUE, E. Using Turbidity to Determine Total Suspended Solids in an Urban Stream: A Case Study. *Anais... Proceedings of the 2nd International Conference on Water and Environmental Engineering*, Dhaka, p. 148-154, 19-22 January 2019.

SERIO, J.; COSTA, C. AL. G.; TEIXEIRA, A. S.; ORTEGA, E. Aplicação da USLE e SIG na caracterização de três micro bacias hidrográficas no Brasil. *Rev. Acad., Ciênc. Agrár. Ambient.*, Curitiba, v. 6, n. 2, p. 213 - 221, 2008.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). *Monitoramento especial da bacia do Rio Doce*. Relatório 01: Acompanhamento da onda de cheia. Primeira Campanha de Campo. 33 p., 2015.

SETE SOLUÇÕES E TECNOLOGIAS AMBIENTAIS. *Relatório de Impacto Ambiental do Projeto Unificação e Alçamento das Barragens de Rejeito Germano e Fundão*. Mariana/ MG (RIMA). Relatório Técnico. 79 p., outubro de 2013.

SHEIKH, A. H.; PALRIA, S.; ALAM, A. Integration of GIS and Universal Soil Loss Equation (USLE) for soil loss estimation in a Himalayan watershed. *Recent Research in Science and Technology*, v. 3, n. 3, p. 51 – 57, 2011.

SHEN, H. W.; LU, J. Y. Development and prediction of bed armoring. *J. Hydraul. Eng.*, v. 109, n. 4, p. 611 – 629, 1983.

SHI, Z. H.; CAI, C. F.; DING, S. W.; WANG, T. W.; CHOW, T. L. Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS: a case study in the Three Gorge Area of China. *Catena*, 55, p. 33 – 48, 2004.

SHI, X. Z.; WANG, K.; WARNER, E. D.; YU, D. S.; WANG, H. J.; YANG, R. W.; LIANG, Y.; SHI, D. M. Relationship between soil erosion and distance to roadways in undeveloped areas of China. *Catena*, 72, p. 305 – 313, 2008.

SHIELDS, A. *Anwendung der aenlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geshiebewegung*. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt fur Wasserbau and Schiffbau*, Berlin, Germany, Translated to English by W. P. Ott and J. C. van Uchelen, California Inst, of Technology, Pasadena, Calif, 1936.

SHINDE, V.; SHARMA, A.; TIWARI, K. N.; SINGH, M. Quantitative Determination of Soil Erosion and Prioritization of Micro-Watersheds Using Remote Sensing and GIS. *J. Indian Soc. Remote Sens.*, v. 39, n. 2, p. 181 – 192, 2011.

SILVA, A. M. Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, v. 57, n. 3, p. 251-259, 2004a.

SILVA, V. C. Estimativa da erosão atual da Bacia do Rio Paracatu (MG/GO/DF). *Pesquisa Agropecuária Tropical*, v. 34, n. 3, p. 147 - 159, 2004b.

SILVA, M. A. *Modelagem espacial da erosão hídrica no Vale do Rio Doce, região centro-leste do Estado de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo). Universidade Federal de Lavras, 116 p., 2009.

SILVA, A. M.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; AVANZI, J. C.; FERREIRA, M. M. Erosividade da chuva e erodibilidade de cambissolo e latossolo na região de Lavras, sul de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1811-1820, 2009.

SILVA, A. C.; CAVALCANTE, L. C. D.; FABRIS, J. D.; FRANCO JÚNIOR, R.; BARRAL, U. M.; FARNEZI, M. M. M.; VIANA, A. J. S.; ARDISSON, J. D.; FERNANDEZ-OUTON, L. E.; LARA, L. R. S.; STUMPF, H. O.; BARBOSA, J. B. S.; SILVA, L. C. Chemical, mineralogical and physical characteristics of a material accumulated on the river margin from mud flowing from the collapse of the iron ore tailings dam in Bento Rodrigues, Minas Gerais, Brazil. *Revista Espinhaço*, v. 5, n. 2, p. 44 – 53, 2016b.

SILVA, D. L.; FERREIRA, M. C.; SANTOS, O. S. H.; AVELLAR, F.; CAMPOS, M. A. C.; SCOTTI, M. R. O maior desastre ambiental brasileiro: de Mariana (MG) à Regência (ES), p. 104-122, In: Pinheiro, T. M. M; Polignano, M. V.; Goulart, E. M. A.; Procópio, J. C. (Orgs). *Mar de lama da Samarco na bacia do rio Doce: em busca de respostas*. Belo Horizonte: Instituto Guaicuy, 316 p., 2019.

SILVA, F. G. B.; 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. *Eng. Sanit. Ambient.*, v. 15, n. 2, p. 141 – 148, 2010a.

SILVA, I. F.; ANDRADE, A. P.; CAMPOS FILHO, O. R. Erodibilidade de seis solos do semi-árido paraibano obtida com chuva simulada e método nomográfico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.10, p.283-287, 1986.

SILVA, L. F. S.; MARINHO, M. A.; ROCCO, E. O.; WALTER, M. K. C.; BOSCHI, R. S. Métodos indiretos de estimativa da erodibilidade de um latossolo vermelho da região de Campinas, SP. *Revista Ciência, Tecnologia & Ambiente*, v. 3, n. 1, p. 51 – 58, 2016a.

SILVA, M. A.; SILVA, M. L. N.; AVANZI, J. C.; OLIVEIRA, A. H.; LIMA, G. C.; CURI, N.; LEITE, F. P. Erodibilidade de latossolos no vale do Rio Doce, região centro-leste do Estado de Minas Gerais. *Anais... XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*. 31 de julho a 05 de agosto, 2010b, Uberlândia, Minas Gerais.

SILVA, M. A.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; SANTOS, G. R.; MARQUES, J. J. G. S. M.; MENEZES, M. D.; LEITE, F. P. Avaliação e espacialização da erosividade da chuva no Vale do Rio Doce, região centro leste do Estado de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 34, p. 1029 - 1039, 2010c.

SILVA, M. L. N.; CURI, N.; OLIVEIRA, M. S.; FERREIRA, M. M.; LOMBARDI NETO, F. Comparação de métodos direto e indiretos para determinação da erodibilidade em Latossolos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 29, n. 11, p. 1751 - 1761, 1994.

SILVA, R. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, C. A. Integration of GIS and remote sensing for estimation of soil loss and prioritization of critical sub-catchments: a case study of Tapacurá catchment. *Nat. Hazards*, 62, p. 953 – 970, 2012.

SILVA JUNIOR, C. A.; COUTINHO, A. D.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; TEODORO, P. E.; LIMA, M.; SHAKIR, M.; GOIS, G.; JOHANN, J. A. Analysis of the impact on vegetation caused by abrupt deforestation via orbital sensor in the environmental disaster of Mariana, Brazil. *Land Use Policy*, 76, p. 10 – 20, 2018.

SINGH, G.; PANDA, R. K. Grid-cell based assessment of soil erosion potential for identification of critical erosion prone areas using USLE, GIS and remote sensing: A case study in the Kapgari watershed, India. *International Soil and Water Conservation Research*, 5, p. 202 – 211, 2017.

SINGH, P. K.; BHUNYA, P. K.; MISHRA, S. K.; CHAUBE, U. C. A sediment graph model based on SCS-CN method. *Journal of Hydrology*, n. 349, p. 244 – 255, 2008.

SKOFRONICK-JACKSON, G.; PETERSEN, W. A.; BERG, W.; KIDD, C.; STOCKER, E. F.; KIRSCHBAUM, D. B.; KAKAR, R.; BRAUN, S. A.; HUFFMAN, G. J.; IGUCHI, T.; KIRSTETTER, P. E.; KUMMEROW, C.; MENEGHINI, R.; OKI, R.; OLSON, W.; TAKAYABU, Y. N.; FURUKAWA, K.; WILHEIT, T. The Global Precipitation Measurement (GPM) mission for science and society. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, p. 1679 – 1695, 2017.

SMITH, D. G.; SMITH, N. D. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sed. Petrol.*, 50, p. 158 - 164, 1980.

SOARES, A. S. D.; PAZ, A. R.; PICCILLI, D. G. A. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 21, n. 2, p. 288 – 299, 2016.

SOUSA, F. R. C.; PAULA, D. P. Análise de perda do solo por erosão na Bacia Hidrográfica do Rio Coreaú (Ceará-Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 3, p. 491 – 507, 2019.

SOUZA, L. A.; SOBREIRA, F. G.; PRADO FILHO, J. F. Cartografia e diagnóstico geoambiental aplicados ao ordenamento territorial do município de Mariana-MG. *Revista Brasileira de Cartografia*, Rio de Janeiro, v. 57, n. 3, p. 189-203, 2005.

SOUZA, W. F. L.; KNOPPERS, B. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geoquímicas Bras.*, v. 17, n. 1, p. 57 - 74, 2003.

STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, 114, p. 55 - 65, 2004.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Oficina de Textos, 336 p., 2017.

STEVENS, H. H.; YANG, C. T. *Summary and use of selected fluvial sediment discharge formulas*. U. S. Geological Survey, Denver, Colorado, 1989.

SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION. *Determination of fluvial sediment discharge*. Inter-Agency Committee on Water Resources. Report n° 14. Washington, D. C. 151 p., 1963.

SUGUIO, K. *Rochas Sedimentares*. São Paulo: Edgard Blücher - Edusp. 500 p., 1980.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. *Ambiente fluvial*. Curitiba: UFPF, 183 p., 1979.

SUMMER, W.; WALLING, D. E. *Modelling erosion, sediment transport and sediment yield*. International Hydrological Programme. IHP-VI. Technical Documents in Hydrology, n. 60, UNESCO, Paris. 264 p., 2002.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landform*. John Wiley and Sons Inc., New York, 537 p., 1991.

SUPRAM. *Parecer Único SUPRAM-ZM*. Ao indexado Processo N^o: 00015/1984/066/2008. Disponível em: <<http://200.198.22.171/reunioes/Sistema/Arquivos/material/Samarco Mineracao.pdf>>. Acesso em: 12 fev. 2019.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and up slope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, v. 33, n. 2, p. 309 - 319, 1997.
CHAVES

TERRANOVA, O.; ANTRONICO, L.; COSCARELLI, R.; IAQUINTA, P. Soil erosion risk scenarios in the Mediterranean environment using RUSLE and GIS: an application model for Calabria (southern Italy). *Geomorphology*, 112, p. 228 – 245, 2009.

THOMAS, J.; JOSEPH, S.; THRIVIKRAMJI, K. P. Assessment of soil erosion in a tropical mountain river basin of the southern Western Ghats, India using RUSLE and GIS. *Geoscience Frontiers*, 9, p. 893 – 906, 2018.

THOMAZ, E. L. *Erosão do solo: teorias, métodos e perspectivas*. CRV, 260 p., 2019.

THOMÉ, T. C.; COLMAN, C. B.; SOUZA, D. A. F.; OLIVEIRA, P. T. S.; ALVES SOBRINHO, T. Fator uso e cobertura do solo na erosão em bacia tropical. *Anais... XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, I Partículas das Américas*. Vitória (ES), 24 a 28 de setembro de 2018.

TINKLER, K. J.; WOHL, E. A primer on bedrock channels. In: Tinkler, K. J; Wohl, E. E. (Eds.), *Rivers over rock – Fluvial process in bedrock channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monographs, n. 107, p. 1 – 18, 1998.

TOMAZONI, J. C.; MANTOVANI, L. E.; BITTENCOURT, A. V. L.; ROSA FILHO, E. F. A sistematização dos fatores da EUPS em SIG para quantificação da erosão laminar na bacia do Rio Anta Gorda (PR). *Estudos Geográficos*, Rio Claro, v. 3, n. 1, p. 01 - 21, 2005.

TRINDADE, A. L. F.; OLIVEIRA, P. T. S.; ANACHE, J. A.; WENDLAND, E. Variabilidade espacial da erosividade das chuvas no Brasil. *Pesq. agropec. bras.*, v. 51, n. 12, p. 1918 - 1928, 2016.

TROEH, F. R.; HOBBS, J. A.; DONAHUE, R. L. Chapter Six: Predicting Soil Loss. *In.: Soil and Water Conservation*, 2^a. ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 1991.

TUCCI, C. E. M. Variabilidade climática. 2008. Disponível em: <<http://www.rhama.com.br/blog/index.php/variabilidade-climatica/variabilidade-climatica/>>. Acesso em: 11 dez. 2021.

TUCCI, C. E. M. Estacionalidade e Variabilidade climática. 2011. Disponível em: <<http://www.rhama.com.br/blog/index.php/variabilidade-climatica/estacionalidade-e-variabilidade-climatica/>>. Acesso em: 11 dez. 2021.

UDDIN, K.; MURTHY, M. S. R.; WAHID, S. M.; MATIN, M. A. Estimation of Soil Erosion Dynamics in the Koshi Basin Using GIS and Remote Sensing to Assess Priority Areas for Conservation. *PLoS ONE*, v. 11, n. 3, e0150494, 2016.

UNITED STATES BUREAU OF RECLAMATION (USBR). *Step method for computing total sediment load by the modified Einstein procedure*. Project Investigation Division. Denver, Colorado, 16 p., 1955.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (USDA). *Soil survey manual*. United States Agriculture Handbook 18, USDA, Washington, 1983.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). *Landsat 8*. Disponível em: <<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/>>. Acesso em: 06 jul. 2020.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA (UFV). *Mapa de solos do Estado de Minas Gerais*. Universidade Federal de Viçosa; Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais; Universidade Federal de Lavras; Fundação Estadual do Meio Ambiente. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010.

URBANSKI, J. *Integration of GEOBIA with GIS for semi-automatic land cover mapping from Landsat 8 imagery*. Apresentado na 5ª GEOBIA Conferência, 21 – 24 de maio, Thessaloniki, Grécia, 2014. Disponível em: < <https://cgis.oig.ug.edu.pl/GEOBIA%20in%20ArcGIS.pdf>>. Acesso em: 13 jul. 2020.

VALLADARES, G. S.; GOMES, A. S.; TORRESAN, F. E.; RODRIGUES, C. A.G.; GREGO, C. R. Modelo multicritério aditivo na geração de mapas de susceptibilidade a erosão em área rural. *Pesq. Agropec. Bras.*, Brasília, v. 47, n. 9, p. 1376 - 1383, 2012.

VALÉRIO FILHO, M. Técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto aplicados ao estudo integrado de bacias hidrográficas. In: Pereira, M. E.; Cruz, M. C. P. *Solos altamente suscetíveis à erosão*. Jaboticabal: FCAV-UNESP; Viçosa, MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 223-242, 1994.

VAN DER KNIJFF, J. M.; JONES, R. J. A.; MONTANARELLA, L. *Soil Erosion Risk Assessment in Italy*. Ispra: European Commission Directorate General JRC, Joint Research Centre Space Applications Institute European Soil Bureau, 58p., 1999.

VAN DER KNIJFF, J. M., JONES, R. J. A.; MONTANARELLA, L. *Soil Erosion Risk Assessment in Europe*. Ispra: European Soil Bureau. Joint Research Centre. EUR 19044 EN. 38 p., 2000.

VANONI, V. A. *Sedimentation engineering*. Edition by ASCE. New York, 1977.

VAN REMORTEL, R. D.; HAMILTON, M. E.; HICKEY, R. J. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. *Cartography*, v. 30, p. 27 – 35, 2001.

VAN REMORTEL, R. D.; MAICHLE, R. W.; HICKEY, R. J. Computing the LS factor for the revised universal soil loss equation through array-based slope processing of digital elevation data using a C++ executable. *Computers & Geosciences*, v. 30, p. 1043 - 1053, 2004.

VAN ROMPAEY, A. J. J.; VERSTRAETEN, G.; VAN OOST, K.; GOVERS, G.; POESEN, J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surf. Process. Landf.*, 26, p. 1221 – 1236, 2001.

VANSAN, A. P. *Estudo da erosão hídrica laminar do solo da Bacia Hidrográfica do Córrego São José, em Francisco Beltrão (PR), utilizando técnicas de geoprocessamento*. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil). Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Pato Branco, Paraná, 135 p., 2017.

VERICAT, D.; BATALLA, R. J.; GARCIA, C. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *Geomorphology*, 76, p. 122 – 136, 2006.

VERVLOET, R. J. H. M. A geomorfologia da região de rompimento da barragem da Samarco: a originalidade da paisagem à paisagem da mineração. p. 91-121. In: MILANEZ, B.; LOSEKANN, C. (Orgs.). *Desastre no Vale do Rio Doce: antecedentes, impactos e ações sobre a destruição*. Rio de Janeiro: Folio Digital: Letra e Imagem, 437 p., 2016.

VIEIRA, S. R.; LOMBARDI NETO, F. Variabilidade espacial do potencial de erosão das chuvas do Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, v. 54, n. 2, p. 405 – 412, 1995.

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

VIEL, J. A.; ROSA, K. K.; HOFF, R. Estudo da erosão superficial do solo por meio de SIG na região da denominação de origem Vale dos Vinhedos (Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 3, 2017.

VRIELING, A.; STERK, G.; BEAULIEU, N. Erosion risk mapping: A methodological case study in the Colombian Eastern Plains. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 57, p. 158 – 163, 2002.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, n. 65, p. 209 - 237, 1983.

WALLING, D. E.; COLLINS, A. L. The catchment sediment budget as a management tool. *Environmental Science & Policy*, n. 11, p. 136 – 143, 2008.

WALTHALL, C.; DULANEY, W.; ANDERSON, M.; NORMAN, J.; FANG, H.; LIANG, S. A comparison of empirical and neural network approaches for estimating corn and soybean leaf area index from Landsat ETM+ imagery. *Remote Sensing of Environment*, v. 92, p. 465 - 474, 2004.

WANG, G.; GERTNER, G.; PARYSOW, P.; ANDERSON, A. Spatial prediction and uncertainty assessment of topographic factor for revised universal soil loss equation using digital elevation models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 56, p. 65 – 80, 2001.

WEILL, M. A. M.; SPAROVEK, G. Estudo da erosão na microbacia do Ceveiro (Piracicaba, SP). I - Estimativa das taxas de perda de solo e estudo de sensibilidade dos fatores do modelo EUPS. *R. Bras. Ci. Solo*, 32, p. 801 - 814, 2008.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments, *Jour. Geology*, 30, p. 377 – 392, 1922.

WHOL, E.; ANGERMEIER, P. L.; BLEDSOE, B.; KONDOLF, G. M.; MACDONNEL, L.; MERRITT, D. M.; PALMER, M. A.; POFF, N. L.; TARBOTON, D. River Restoration. *Water Resources Research*, 41, w 10301, 2005.

WIJESUNDARA, N. C.; ABEYSINGHA, N. S.; DISSANAYAKE, D. M. S. L. B. GIS-based soil loss estimation using RUSLE model: a case of Kirindi Oya river basin, Sri Lanka. *Modeling Earth Systems and Environment*, 4, p. 251 – 262, 2018.

WILCOCK, P. R.; DETEMPLE, B. T. Persistence of armour layers in gravel-bed streams. *Geophysical Research Letters*, 32, L08402, 2005.

WILLIAMS, J. R. Sediment-Yield Prediction with Universal Equation Using Runoff Energy Factor. In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*, US Department of Agriculture, Agriculture Research Service, Washington DC, p. 244 - 252, 1975.

WILLIAMS, J. R.; BERNDT, H. D. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 20, p. 1100-1104, 1977.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. *Physical Geography*, v.2, p. 184 - 194, 1981.

WILSON, J. P.; LAM, C. S.; DENG, Y. Comparison of the performance of flow-routing algorithms used in GIS-based hydrologic analysis. *Hydrological Processes*, v. 21, n. 8, p. 1026 – 1044, 2007.

WISCHMEIER, W. Use and misuse of the universal soil loss equation. *J. Soil Water Conserv.*, 31, p. 5 - 9, 1976.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transaction, American Geophysical Union*, v. 39, n. 2, p. 285-290, 1958.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. *Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning*. Agriculture Handbook No. 537. US Department of Agriculture Science and Education Administration, Washington, DC, USA, 163 p., 1978.

WISCHMEIER, W. H.; JOHNSON, C. B.; CROSS, B. V. Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *J. Soil Water Conserv.*, v. 26, p. 189 – 193, 1971.

WISE URANIUM PROJECT. *Chronology of major tailings dam failures*. 2020. Disponível em: <<http://www.wise-uranium.org/mdaf.html>>. Acesso em: 20 fev. 2020.

WOLOCK, D. M.; MCCABE, G. J. Differences in topographic characteristics computed from 100- and 1000-m resolution digital elevation model data. *Hydrol. Process.*, v. 14, p. 987 - 1002, 2015.

- WU, S.; LI, J.; HUANG, G. An evaluation of grid size uncertainty in empirical soil loss modeling with digital elevation models. *Environmental Modeling and Assessment*, v. 10, p. 33–42, 2005.
- XAVIER, J. P. S.; BARROS, A. H. C.; WEBBER, D. C.; ACCIOLY, L. J. O.; MARQUES, F. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; SILVA, A. B. Estimativa da erosividade da chuva por diferentes métodos e seu impacto na equação universal de perdas de solo, no semiárido pernambucano. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 12, n. 3, p. 859 – 875, 2019.
- XU, J. Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology*, 17, p. 351 – 359, 1996.
- YANG, F.; LIU, X.; CAO, S.; HUANG, E. Bed load transport rates during scouring and armoring processes. *J. Mt. Sci.*, 7, p. 215 – 225, 2010.
- YANG, S.; LIANYOU, L.; PING, Y.; TONG, T. A review of soil erodibility in water and wind erosion research. *J. Geogr. Sci.* 15, p. 167–176, 2005.
- YOUNG, R. A.; ONSTAD, C. A.; BOSCH, D. D.; ANDERSON, W. P. AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 44, n. 2, 168, 1989.
- YU, B. A unified framework for water erosion and deposition equations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, p. 251–257, 2003.
- YU, B.; ROSE, C. W.; YIN, D.; ANECKSAMPHAT, C. Re-interpretation of USLE datasets for physically based erosion models with examples from Southern China and Northern Thailand. In *Sustaining the Global Farm – Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting*. Edited by Stott DE, Mohtar RH, Steinhardt GC. May 24–29, 1999, West Lafayette, p. 929 – 934, 2001.
- ZANOTTA, D. C.; FERREIRA, M. P.; ZORTEA, M. *Processamento de imagens de satélite*. São Paulo: Oficina de Textos, 320 p., 2019.
- ZERIHUN, M.; MOHAMMEDYASIN, M. S.; SEWNET, D.; ADEM, A. A.; LAKEW, M. Assessment of soil erosion using RUSLE, GIS and remote sensing in NW Ethiopia. *Geoderma Regional*, 12, p. 83 – 90, 2018.
- ZHANG, C.; CHEN, X.; SHAO, H.; CHEN, S.; LIU, T.; CHEN, C.; DING, Q.; DU, H. Evaluation and Intercomparison of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates—GPM, TRMM, and CMORPH in the Tianshan Mountain Area. *Remote Sens.*, v. 10, 1543, 2018.
- ZHANG, G. S.; CHAN, K. Y.; OATES, A.; HEENAN, D.P.; HUANG, G. B. Relationship between soil structure and runoff/soil loss after 24 years of conservation tillage. *Soil Tillage Res.*, 92, p. 122–128, 2007.
- ZHANG, H.; YANG, Q.; LI, R.; LIU, Q.; MOORE, D.; HE, P.; RITSEMA, C.J.; GEISSEN, V. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE equation LS factor. *Comput. Geosci.*, v. 52, n. 0, p. 177 – 188, 2013a.
- ZHANG, K. L.; SHU, A.P.; XU, X. L.; YANG, Q. K.; YU, B. Soil erodibility and its estimation for agricultural soils in China. *J. Arid. Environ.*, 72, p. 1002–1011, 2008.

ZHANG, Y.; DEGROOTE, J.; WOLTER, C.; SUGUMARAN, R. Integration of Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) into a GIS framework to assess soil erosion risk. *Land Degrad. Develop.*, 20, p. 84 – 91, 2009.

ZHANG, H.; YANG, Q.; LI, S.; HAN, W.; YU, S.; ZHAO, X. DEM based Extraction of LS factor: integrate channel networks and convergence flow. *Geomorphometry 2013*, October 16-20, 2013b. *Anais...* Xianlin Campus, Nanjing Normal University, Nanjing, China.

ZHANG, W.; ZHANG, Z.; LIU, F.; QIAO, Z.; HU, S. Estimation of the USLE Cover and Management Factor C Using Satellite Remote Sensing: A Review. *Anais...* International Conference on Geoinformatics, June 2011.

ZHOU, W.; WU, B. Assessment of soil erosion and sediment delivery ratio using remote sensing and GIS: a case study of upstream Chaobaihe River catchment, north China. *International Journal of Sediment Research*, v. 23, n. 2, p. 167-173, 2008.

ZHU, M. Soil erosion assessment using USLE in the GIS environment: a case study in the Danjiangkou Reservoir Region, China. *Environ. Earth Sci.*, 73, p. 7899 – 7908, 2015.

ZHU, S.-J.; TANG, G.-A.; XIONG, L.-Y.; ZHANG, G. Uncertainty of slope length derived from digital elevation models of the Loess Plateau, China. *J. Mountain Sci.*, v. 11, p. 1169 - 1181, 2014.