

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel
Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água



Dissertação

**Perda de solo e aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã –
Passo do Mendonça**

Ana Paula Knapp

Pelotas, 2022

Ana Paula Knapp

**Perda de solo e aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã –
Passo do Mendonça**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientadora: Dr^a. Maria Cândida Moitinho Nunes

Coorientadores: Dr. Pablo Miguel

Dr^a. Tamara Leitzke Caldeira Beskow

Pelotas, 2022

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

K67p Knapp, Ana Paula

Perda de solo e aporte de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Camaquã - Passo do Mendonça / Ana Paula Knapp ; Maria Cândida Moitinho Nunes, orientadora ; Pablo Miguel, Tamara Leitzke Caldeira Beskow, coorientadores. — Pelotas, 2022.

177 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, 2022.

1. Erosão hídrica. 2. Curva-chave de sedimentos. 3. Rusle. 4. Sdr. 5. Conservação do solo. I. Nunes, Maria Cândida Moitinho, orient. II. Miguel, Pablo, coorient. III. Beskow, Tamara Leitzke Caldeira, coorient. IV. Título.

CDD : 631.45

Ana Paula Knapp

**Perda de solo e aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã –
Passo do Mendonça**

Dissertação aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Mestre em Ciências, Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 08/12/2022

Banca examinadora:

.....
Prof^a. Dr^a. Maria Cândida Moitinho Nunes
Doutora em Ciência do Solo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

.....
Prof^a. Dr^a. Danielle de Almeida Bressiani
Doutora em Engenharia Hidráulica e Saneamento pela Universidade de São Paulo

.....
Dr^a. Viviane Rodrigues Dorneles
Doutora em Recursos Hídricos pela Universidade Federal de Pelotas

Agradecimentos

Agradeço a todos que, de alguma forma, me auxiliaram a alcançar a conclusão desta etapa tão importante e desejada em minha trajetória acadêmica.

Agradeço à minha família, em especial meus pais Gilberto e Lonise e meu irmão, João Vitor, por todo apoio, compreensão, incentivo e carinho dedicados a mim, pois sem o apoio incondicional de vocês, nada disso seria possível. E ao meu namorado, Darlei, por estar ao meu lado, me apoiando e incentivando, nos momentos felizes e também nos dias mais difíceis!

À minha orientadora, Maria Cândida, muito obrigada por me guiar nessa jornada, por todo carinho e atenção dedicados durante esse processo! Agradeço pelos ensinamentos e conselhos, que foram de grande valia e fonte de motivação!

Aos meus coorientadores, Tamara e Pablo, agradeço pela disponibilidade, pelo apoio e pela atenção dedicados!

Aos demais professores e colegas do Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, pelo conhecimento e convivência.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pelo suporte através da concessão de bolsas de pesquisa.

À Universidade Federal de Pelotas, à Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel e ao Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, pela infraestrutura, recursos oferecidos e a oportunidade de realização deste Curso.

E a todos que me incentivaram e torceram por mim.

Muito obrigada.

Resumo

KNAPP, Ana Paula. **Perda de solo e aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça**. 2022. 177 f. Dissertação (Mestrado em Manejo e Conservação do Solo e da Água) – Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2022.

A perda de solo por erosão hídrica representa uma forma de degradação ambiental que deve ser mensurada e manejada de forma a evitar ou reduzir os efeitos negativos ao meio ambiente, como o assoreamento de corpos hídricos, perda da camada produtiva dos solos e perda de nutrientes e defensivos agrícolas. Para tanto, é importante mensurar a perda de solo e o aporte de sedimentos, com a finalidade de entender a dinâmica da produção e transporte de sedimentos na área de estudo. O objetivo do presente estudo foi avaliar a viabilidade da utilização de curvas-chave de sedimentos em suspensão, ajustadas com base em diferentes cenários de entrada de dados, para estimar o aporte de sedimentos na seção de controle da Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã à montante da estação fluviométrica Passo do Mendonça (BHRC-PM); estimar a perda de solo por erosão hídrica por meio do modelo da Equação Universal de Perda de Solo Revisada (RUSLE) e verificar a capacidade de transporte de sedimentos na área por meio da Taxa de Entrega de Sedimentos (SDR), para o período de 1997 a 2019. Foram testados quatro cenários de manipulação dos dados de entrada para o ajuste das curvas-chave na forma de potência, sendo eles: dados completos, subdivididos em períodos de tempo, intervalos de vazão e intervalos sazonais. A avaliação da perda de solo por erosão hídrica foi realizada com o auxílio de ferramentas de geoprocessamento, com os fatores do equacionamento da RUSLE modelados para a área de estudo e com base em pesquisa bibliográfica. Foi verificada também a relação entre a perda de solo por erosão hídrica e o aporte de sedimentos no curso d'água por meio do SDR. Os resultados obtidos demonstraram que a utilização dos dados completos do período forneceu o melhor ajuste para a curva-chave de sedimentos em suspensão, bem como revelou que a subdivisão dos dados de entrada em intervalos menores não representou melhora no desempenho preditivo das curvas-chave. Constatou-se que houve agravamento das perdas de solo na área de estudo de 1997 para 2019, além de que os Neossolos, Argissolos e Planossolos foram as classes de solos que mais sofreram degradação e apresentaram maiores riscos de erosão. Diferentes metodologias de obtenção dos fatores R e K da RUSLE influenciaram nas perdas médias de solo de forma que, aquelas que resultaram em valores mais baixos para os fatores, reduziram as perdas de solo em classes mais críticas de perda de solo e aumentaram as perdas em classes menos críticas, enquanto aquelas que resultaram em valores mais altos para os fatores implicaram no crescimento das áreas de solos classificadas com perdas de maiores proporções. A taxa de entrega de sedimentos na BHRC-PM passou de 8% em 1997 para 5,2% em 2019, indicando que houve maior deposição de sedimentos no curso d'água com o passar dos anos, enquanto a utilização de metodologias baseadas nas características fisiográficas da área para obtenção do SDR superestimou a capacidade de transporte de sedimentos no exutório da bacia.

Palavras-chave: Erosão hídrica. Curva-chave de sedimentos. RUSLE. SDR. Conservação do solo.

Abstract

KNAPP, Ana Paula. **Soil loss and sediment yield in the Rio Camaquã Watershed – Passo do Mendonça**. 2022. 177 f. Dissertation (Master of science) – Management and Conservation of Soil and Water Post-Graduate Program – Eliseu Maciel Agronomy School, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2022.

The soil loss by water erosion represents a type of environmental degradation that must be measured and managed to avoid or to reduce the negative effects for the environment, such as silting of water bodies, loss of the productive layer of soils and loss of nutrients and agricultural pesticides. Therefore, it is important to measure soil loss and sediment yield, with the purpose to understand the dynamics of sediment production and transport in the study area. The objective of this study was to evaluate the feasibility of using sediment rating curves, adjusted based on different data entry scenarios, to estimate the sediment yield in the control section of the Camaquã River Basin upstream of the Passo do Mendonça fluviometric station (BHRC-PM); to estimate soil loss due to water erosion using the Revised Universal Soil Loss Equation model (RUSLE) and to verify the sediment transport capacity in the area through the Sediment Delivery Ratio (SDR), for the period 1997 to 2019. Four scenarios of manipulation of the input data were tested for the adjustment of the sediment rating curves in power function, which were: complete data, subdivided into time periods, streamflow intervals and seasonal intervals. The evaluation of soil loss by water erosion was performed with the aid of geoprocessing tools, with the RUSLE equation factors modeled for the study area and based on bibliographic research. The relationship between soil loss due to water erosion and sediment yield in the watercourse was also verified through the SDR. The obtained results showed that the use of complete data for the period provided the best fit for the sediment rating curves, as well revealed that subdivision of input data into smaller intervals did not represent an improvement in the predictive performance of the sediment rating curves. It was found that there was a worsening of soil losses in the study area from 1997 to 2019, in addition to the Neosols, Argisols and Planosols were the soil classes that suffered the most degradation and presented greater erosion risks. Different methodologies to obtaining the R and K factors of RUSLE model influenced the average soil losses so that those that resulted in lower values for the factors, reduced the soil losses in more critical classes of soil loss and increased losses in less critical classes, while those that resulted in higher values for the factors implied the growth of soil areas classified with losses of greater proportions. The sediment delivery ratio in the BHRC-PM went from 8% in 1997 to 5,2% in 2019, indicating that there was greater deposition of sediments in the watercourse over the years, while the use of methodologies based on the physiographic features of the area to obtain the SDR overestimated the sediment transport capacity in the watershed outlet.

Keywords: Water erosion. Sediment Rating Curve. RUSLE. SDR. Soil conservation.

Lista de Figuras

Figura 1 - Localização da área de estudo com relação à América do Sul, Brasil e no Rio Grande do Sul.	39
Figura 2- Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados completos (1997-2019) para a seção de controle da BHRC-PM.	49
Figura 3 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados completos (1997-2019) para a seção de controle da BHRC-PM.	49
Figura 4 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para os dados completos (1997-2019).	50
Figura 5 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 1997 a 2008 para a seção de controle da BHRC-PM.	53
Figura 6 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 2009 a 2019 para a seção de controle da BHRC-PM.	53
Figura 7 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 1997 a 2008 para a seção de controle da BHRC-PM.	54
Figura 8 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 2009 a 2019 para a seção de controle da BHRC-PM.	55
Figura 9 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o período de 1997 a 2008.	56
Figura 10 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o período de 2009 a 2019.	58
Figura 11 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.	61
Figura 12 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.	61

Figura 13 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).....	62
Figura 14 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para médias vazões ($110 - 633 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.....	64
Figura 15 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para médias vazões ($110 - 633 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.....	64
Figura 16 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de médias vazões ($110 - 633 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).....	65
Figura 17 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.....	67
Figura 18 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.....	67
Figura 19 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).....	68
Figura 20 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o verão para a seção de controle da BHRC-PM.....	72
Figura 21 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o outono para a seção de controle da BHRC-PM.....	72
Figura 22 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o inverno para a seção de controle da BHRC-PM.....	73
Figura 23 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para a primavera para a seção de controle da BHRC-PM.....	73
Figura 24 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o verão para a seção de controle da BHRC-PM.....	74
Figura 25 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o outono para a seção de controle da BHRC-PM.....	74
Figura 26 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o inverno para a seção de controle da BHRC-PM.....	75
Figura 27 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para a primavera para a seção de controle da BHRC-PM.....	75

Figura 28 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do verão.	76
Figura 29 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do outono.	76
Figura 30 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do inverno.	77
Figura 31 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo da primavera.	77
Figura 32 - Comportamento do aporte de sedimentos dos ajustes das curvas-chave de sedimentos com dados completos e subdivididos em intervalos de tempo.	91
Figura 33 - Comportamento do aporte de sedimentos para os ajustes das curvas-chave subdivididas em intervalos sazonais.	93
Figura 34 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã à montante da estação fluviométrica Passo do Mendonça (BHRC-PM).....	98
Figura 35 - Municípios que compõem a área da BHRC-PM.....	99
Figura 36 - Mapa de altitude da BHRC-PM.....	100
Figura 37 - Mapa de solos da BHRC-PM.	101
Figura 38 - Espacialização da erosividade da chuva na BHRC-PM.....	116
Figura 39 - Erodibilidade dos solos da BHRC-PM conforme pesquisa bibliográfica. ..	119
Figura 40 - Declividade da BHRC-PM classificada conforme sugerido por Santos et al. (2014a).....	125
Figura 41 - Distribuição do fator LS na BHRC-PM conforme classificação proposta por Batista et al. (2017).	126
Figura 42 – Distribuição do fator C na BHRC-PM em 1997 (a) e em 2019 (b).....	128
Figura 43 - Distribuição espacial das perdas de solo na BHRC-PM, classificadas conforme Beskow et al. (2009).....	131
Figura 44 - Área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo, conforme classificação de Beskow et al. (2009) para o ano de 1997.	132
Figura 45 - Área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme, classificação de Beskow et al. (2009) para o ano de 2019.	132
Figura 46 - Comportamento da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo, conforme classificação de Beskow et al. (2009), de 1997 para 2019.	133
Figura 47 - Incremento absoluto e relativo das perdas de solo por classe de solo da BHRC-PM de 1997 para 2019.....	135

Figura 48 - Área relativa de cada classe de solo da BHRC-PM com relação à tolerância a perda de solo no ano de 1997.....	139
Figura 49 - Área relativa de cada classe de solo da BHRC-PM com relação à tolerância a perda de solo no ano de 2019.....	141
Figura 50 – Curva-chave de sedimentos em suspensão para a BHRC-PM para o período de 1997 a 2019.	145

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Interpretação para o Erro Relativo Percentual Médio.....	42
Tabela 2 - Interpretação do coeficiente de determinação (R^2) conforme classificação proposta por Moriasi et al. (2007) e sugerida por Aga, Melesse e Chane (2019).	43
Tabela 3 - Critério de classificação do teste de PBIAS conforme Moriasi et al. (2007).	44
Tabela 4 - Critério de classificação do Índice de Confiança de Desempenho conforme proposto por CAMARGO e SENTELHAS (1997).	45
Tabela 5 - Resumo de informações obtidas para os ajustes propostos para construção das curvas-chave de sedimentos em suspensão.....	47
Tabela 6 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados completos (1997-2019).....	50
Tabela 7 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de tempo para o período de 1997 a 2008.....	56
Tabela 8 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de tempo para o período de 2009 a 2019.....	58
Tabela 9 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de baixas vazões.	63
Tabela 10 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de médias vazões.	65
Tabela 11 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de altas vazões....	68
Tabela 12 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalos sazonais.....	78
Tabela 13 - Avaliação do coeficiente de Nash-Sutcliffe para os ajustes das curvas-chave.....	79
Tabela 14 - Desempenho do Erro Relativo Percentual Médio para os ajustes das curvas-chave.....	80
Tabela 15 - Desempenho e classificação segundo Moriasi et al. (2007) do coeficiente de determinação (R^2) e desempenho do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os ajustes das curvas-chave.	82

Tabela 16 - Interpretação do <i>Percent BIAS</i> para os ajustes das curvas-chave de acordo com a classificação de Moriasi et al. (2007).....	83
Tabela 17 - Desempenho do Índice de concordância de Willmott (d) para os ajustes das curvas-chave.....	84
Tabela 18 - Avaliação do Índice de confiança de desempenho segundo Camargo e Sentelhas (1997) para os ajustes das curvas-chave.....	85
Tabela 19 - Aporte de sedimentos registrados na seção de controle Passo do Mendonça para os ajustes das curvas-chave.	89
Tabela 20- Área de abrangência absoluta e relativa das classes de solo mapeadas na BHRC-PM.....	101
Tabela 21 – Classificação para interpretação do índice de erosividade das chuvas conforme Foster et al. (1981) modificada por Carvalho (2008).	105
Tabela 22 - Valores de erodibilidade (fator K) adquiridos por pesquisa bibliográfica. .	106
Tabela 23 - Valores para o parâmetro de estrutura (s) conforme proposto por Wischmeier et al. (1971).	107
Tabela 24 - Valores para o parâmetro de permeabilidade (Per, p) conforme proposto por Wischmeier et al. (1971).	107
Tabela 25 - Classes de erodibilidade do solo conforme proposto por Mannigel et al. (2002).....	108
Tabela 26 – Valores do fator C para a BHRC-PM, para as respectivas classes de uso e cobertura do solo.....	110
Tabela 27 - Classificação das perdas de solo, conforme proposto por Beskow et al. (2009).....	111
Tabela 28 – Descrição dos cenários propostos para o cálculo das perdas de solo na BHRC-PM para os anos de 1997 e 2019.	111
Tabela 29 – Classificação de tolerância à perda de solo.	112
Tabela 30 - Classificação de risco de erosão conforme proposto por Mello; Bueno; Pereira (2006).	113
Tabela 31 - Valores de erodibilidade do solo adquiridos por pesquisa bibliográfica e conforme metodologias propostas.	120
Tabela 32 - Comportamento do fator K obtido pela metodologia de Denardin (1990) em relação aos dados de pesquisa bibliográfica.....	123
Tabela 33 - Comportamento do fator K obtido pela metodologia de Wischmeier e Smith (1978) em relação aos dados de pesquisa bibliográfica.	123

Tabela 34 - Abrangência relativa das classes de declividade proposta por Santos et al. (2014a) na BHRC-PM.	125
Tabela 35 - Abrangência relativa das classes do fator LS conforme classificação proposta por Batista et al. (2017).	126
Tabela 36 - Área de abrangência absoluta e relativa das categorias de uso (fator C) na BHRC-PM, para os anos de 1997 e 2019.	129
Tabela 37 - Perdas de solo máximas e médias para os cenários simulados.	133
Tabela 38 - Perdas de solo médias na BHRC-PM por classe de solo para os anos de 1997 e 2019.	134
Tabela 39 - Classificação do risco de erosão para cada classe de solo, para o ano de 1997, segundo classificação proposta por Mello; Bueno; Pereira (2006).....	142
Tabela 40 - Classificação do risco de erosão para cada classe de solo, para o ano de 2019, segundo classificação proposta por Mello; Bueno; Pereira (2006).....	143
Tabela 41 - Área da BHRC-PM sob cada classe de risco de erosão, conforme classificação de Mello; Bueno; Pereira (2006) para o ano de 1997.	143
Tabela 42 - Área da BHRC-PM sob cada classe de risco de erosão, conforme classificação de Mello; Bueno; Pereira (2006) para o ano de 2019.	144
Tabela 43 - Valores calculados para o SDR da BHRC-PM, de acordo com diferentes propostas metodológicas.....	146

Lista de abreviaturas e siglas

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
BHRC	Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã
BHRC-PM	Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã - Passo do Mendonça
CCSS	Curva-chave de Sedimento em Suspensão
CCSS ₁₉₉₇₋₂₀₀₈	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o período de 1997 a 2008
CCSS ₁₉₉₇₋₂₀₁₉	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o período de 1997 a 2019
CCSS ₂₀₀₉₋₂₀₁₉	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o período de 2009 a 2019
CCSS _{altas}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o intervalo de altas vazões
CCSS _{baixas}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o intervalo de baixas vazões
CCSS _{inverno}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o inverno
CCSS _{médias}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o intervalo de médias Vazões
CCSS _{outono}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o outono
CCSS _{primavera}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para a primavera
CCSS _{verão}	Curva-chave de Sedimentos em Suspensão para o verão
Cf	Clima Temperado Chuvoso
Cfa	Clima temperado Úmido com Verão Quente
Css	Concentração de Sedimentos em Suspensão
DMP	Diâmetro Médio Ponderado de Partículas
EI30	Índice de Erosividade das Chuvas
ERP	Erro Relativo Percentual Médio
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INDE	Infraestrutura Nacional de Dados Espaciais
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDE-HC	Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente
MUSLE	Modified Universal Soil Loss Equation

NS	Coeficiente de Nash-Sutcliffe
PBIAS	Percentual de Tendência (Percent BIAS)
Per	Permeabilidade
Qss	Descarga Sólida de Sedimentos em Suspensão
QssCalc	Descarga Sólida de Sedimentos em Suspensão Calculada
QssObs	Descarga Sólida de Sedimentos em Suspensão Observada
R ²	Coeficiente de Determinação
RE	Risco de Erosão
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation
SAGA	System for Automated Geoscientific Analysis
SDR	Sediment Delivery Ratio
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
USDA/SCS	Departamento de Agricultura dos Estados Unidos – Serviço de Conservação do Solo
USLE	Universal Soil Loss Equation

Sumário

1. Introdução	19
1.1. Objetivo geral	21
1.2. Objetivos específicos	22
1.3. Hipóteses	22
2. Revisão de literatura	24
2.1. Erosão hídrica	24
2.2. Transporte de sedimentos.....	25
2.3. Curva-chave de sedimentos em suspensão	26
2.4. Modelos de predição de perda de solo	27
2.4.1. Equação Universal de Perda de Solo Revisada (RUSLE).....	28
2.4.1.1. Fator R – Erosividade da chuva	28
2.4.1.2. Fator K – Erodibilidade do solo	29
2.4.1.3. Fator LS – Topográfico.....	30
2.4.1.4. Fator C – Uso e cobertura do solo	31
2.4.1.5. Fator P – Práticas conservacionistas	31
2.5. Taxa de entrega de sedimentos.....	32
Capítulo 1 – Curvas-chave de sedimentos em suspensão para a Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça em diferentes cenários de manipulação dos dados de entrada	34
1. Introdução	35
2. Material e métodos.....	38
2.1. Descrição da área de estudo	38
2.2. Dados hidrológicos.....	39
2.3. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão.....	40

2.4.	Avaliação das curvas-chave de sedimentos em suspensão	41
2.5.	Produção anual de sedimentos	46
3.	Resultados e Discussão	47
3.1.	Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão aos dados de Qss....	47
3.1.1.	Ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para o período completo.....	48
3.1.2.	Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos de tempo	52
3.1.3.	Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos de vazão	59
3.1.4.	Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos sazonais.....	70
3.2.	Avaliação das curvas-chave de sedimentos em suspensão	79
3.3.	Análise dos coeficientes e interpretação das curvas-chave de sedimentos em suspensão	86
3.4.	Aporte de sedimentos na BHRC-PM a partir das curvas-chave.....	89
4.	Conclusões	94
Capítulo 2 – Estimativa da perda de solo com modelo RUSLE e da taxa de aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça		
1.	Introdução	96
2.	Material e métodos.....	98
2.1.	Área de estudo	98
2.2.	Delimitação da bacia hidrográfica	99
2.3.	Classes de solos	100
2.4.	Equação Universal de Perda de Solo Revisada (RUSLE)	102
2.4.1.	Fator R – erosividade da chuva	102
2.4.2.	Fator K – erodibilidade do solo	105
2.4.3.	Fator LS.....	108

2.4.4.	Fator C.....	109
2.4.5.	Fator P.....	110
2.4.6.	Perdas de solo.....	110
2.4.7.	Tolerância à perda de solo	111
2.4.8.	Risco de erosão.....	112
2.4.9.	<i>Sediment Delivery Ratio</i> (SDR)	113
2.4.10.	Ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão	114
3.	Resultados e Discussão.....	116
3.1.	Fator R – erosividade da chuva.....	116
3.2.	Fator K – erodibilidade do solo	118
3.3.	Fator LS – topográfico.....	124
3.4.	Fator C – uso e cobertura do solo.....	127
3.5.	Fator P – práticas conservacionistas complementares	130
3.6.	Perdas de solo	130
3.6.1.	Análise temporal das perdas de solo.....	130
3.6.2.	Influência do fator R nas perdas de solo	136
3.6.3.	Influência do fator K nas perdas de solo.....	137
3.7.	Tolerância à perda de solo.....	139
3.8.	Risco de erosão	141
3.9.	<i>Sediment Delivery Ratio</i> (SDR).....	145
4.	Conclusões	149
3.	Considerações finais.....	151
	Referências bibliográficas	153
	Apêndices.....	167

1. Introdução

São perdidos, anualmente, por conta de processos erosivos, cerca de 10 milhões de hectares de solo agricultável, representando uma taxa de perda de solo que é de 10 a 40 vezes maior do que a taxa de formação dos solos (PIMENTEL; BURGESS, 2013). A perda de solo, que pode ser causada por ação do vento ou da água, apresenta potencial de degradação local e em áreas mais distantes do sítio de produção dos sedimentos (VAN PELT et al., 2017), podendo ocorrer a perda de camadas de solos aptos para a agricultura e pecuária, nutrientes e matéria orgânica, assoreamento de corpos hídricos e deposição de sedimentos em zonas mais baixas.

A erosão acelerada do solo é um grave problema ambiental e a utilização do conceito de erosão tolerável é fundamental na avaliação da erosão do solo, no que diz respeito a riscos econômicos, sociais e ambientais, sendo assim essencial promover a conscientização sobre esse problema (GHAFARI et al., 2017). A associação da perda de solo e da taxa de erosão local à produção de sedimentos em bacias hidrográficas e a busca pelo entendimento dessas relações é importante para prever a produção de sedimentos e avaliar o seu impacto em diferentes cenários de uso do solo, bem como entender como se dá o movimento de nutrientes e contaminantes que se encontram associados aos sedimentos provenientes de áreas agrícolas (WALLING, 1983), por isso a erosão hídrica é quantificada a partir da coleta do escoamento e da amostragem de sedimentos (VAN PELT et al., 2017).

Grande parte dos sedimentos é transportada em suspensão nos rios, sendo necessário aplicar modelos empíricos para entender como ocorre esse transporte. Dentre os modelos utilizados pode-se destacar as curvas-chave de sedimentos em suspensão, que descrevem a relação entre descarga líquida e a concentração de sedimentos suspensos para um determinado local. O comportamento das curvas-chave de sedimentos em suspensão depende da gravidade da erosão (disponibilidade de sedimentos em uma determinada área), do poder erosivo e de transporte do rio e das fontes de sedimentos (ASSELMAN, 2000). Portanto, em situações em que não há um programa contínuo de amostragem da concentração de sedimentos nos cursos d'água com a finalidade de estimar a carga de sedimentos suspensos, é possível utilizar curvas-chave de sedimentos suspensos para obter essa estimativa (WALLING, 1977).

No que diz respeito à predição de perda de solo, a modelagem com a USLE (*Universal Soil Loss Equation*) é a mais amplamente utilizada, em nível mundial. Isso

se deve ao fato de ser um modelo flexível e com dados de entrada acessíveis, bem como à adaptabilidade de condições e regiões que esse modelo pode ser aplicado, porém deve-se ponderar o fato de que esse modelo não leva em consideração o fenômeno de deposição de sedimentos (ALEWELL et al., 2019). A RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) consiste em uma versão atualizada da USLE, onde a estrutura fundamental da equação é mantida, porém a forma de obtenção e quantificação dos fatores foi alterada havendo, por exemplo, a atualização dos valores de erosividade da chuva, o fator topográfico se tornou mais abrangente, passou-se a considerar o efeito da sazonalidade no cálculo da erodibilidade do solo e o fator P foi estimado para uma gama mais ampla de cenários.

Uma das aplicações possíveis para o modelo RUSLE é acoplá-lo à Taxa de Entrega de Sedimentos ou *Sediment Delivery Ratio* (SDR), podendo assim verificar a quantidade de sedimentos entregue em um dado local em relação à erosão bruta que ocorre na área de drenagem (BENAVIDEZ et al., 2018). Walling (1983) identificou que o conhecimento acerca dos processos que determinam a dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas é importante para entender como se dá o processo de erosão e sedimentação nesses locais, relacionando assim a perda de solo total na bacia com a produção de sedimentos, para se obter o aporte de sedimentos no exutório da bacia.

Walling e Fang (2003) chamam atenção para o fato de que a carga de sedimentos em longo prazo em rios apresenta um comportamento não-estacionário, devido ao fato de ser sensível a diversos fatores, entre eles a mudança no uso da terra, atividade de mineração, medidas de conservação do solo e da água e mudanças climáticas. A carga de sedimentos em rios pode diminuir em função da adoção de práticas de conservação do solo e água e construção de reservatórios, bem como pode aumentar em função do desmatamento, intensificação do uso da terra e aumento da precipitação e do escoamento. Uma vez que a taxa de entrega de sedimentos depende da área de drenagem da bacia hidrográfica, topografia, clima, tipo de solo e uso e cobertura do solo (LU et al., 2006), Walling (1983) enfatiza que apenas uma pequena fração das partículas erodidas em uma bacia hidrográfica irá chegar à saída da mesma e terá efeito na produção de sedimentos naquele local. Isso ocorre devido à ação dos processos de deposição e armazenamento, sejam temporários ou permanentes, ocorrendo principalmente em áreas da bacia onde a inclinação do terreno diminui.

Definiu-se como área de interesse para este estudo a Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã à montante da estação fluviométrica Passo do Mendonça (BHRC-PM), da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), que representa 72% da área de drenagem total da bacia. A Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã (BHRC) localiza-se na Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas, totalizando uma área de 21.657 km² que abrange 28 municípios, contando com uma população de 245.646 habitantes sendo que, aproximadamente, 49% dessa população se encontra em áreas rurais (SEMA, 2021). De acordo com o Relatório executivo do Plano da Bacia Hidrográfica do Camaquã para a gestão 2015-2035 (2016), aproximadamente, 98,1% do uso da água na bacia é destinada à irrigação, 0,8% destinado ao abastecimento público, 0,7% à dessedentação animal e 0,4% destinado à atividade industrial, enquanto os principais usos e cobertura do solo são constituídos por mata nativa, agricultura irrigada, silvicultura e campo gramíneo.

Dentre as principais atividades econômicas da área, destacam-se a agropecuária extensiva, silvicultura e mineração na parte alta e agricultura irrigada na parte baixa, ao passo que a região litorânea da bacia possui vocação para atividades de turismo, devido aos balneários. Porém, na porção média da bacia destaca-se a agricultura intensiva, com ênfase para a fomicultura e a silvicultura. Devido à maior utilização dessa parte da bacia para a atividade agrícola, já existe diagnóstico de suscetibilidade da área à erosão. Sendo que, dentre os principais problemas ambientais diagnosticados na bacia hidrográfica do Rio Camaquã, destacam-se a poluição das águas, remoção de mata ciliar, ocupação irregular de áreas próximas a cursos d'água, substituição da vegetação nativa e assoreamento (LIMA; SILVA, 2013).

Diante desse cenário, se faz relevante entender a dinâmica da produção de sedimentos por erosão hídrica na BHRC-PM bem como o aporte de sedimentos na seção de controle da mesma, com o intuito de identificar áreas de suscetibilidade aos processos erosivos e fornecer dados que sirvam de suporte para a adoção de sistemas de manejo e práticas conservacionistas e de melhoria da qualidade ambiental.

1.1. Objetivo geral

Avaliar o desempenho do ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão, construídas com a utilização de diferentes estratégias de subdivisão dos

dados de entrada do modelo, para estimar o aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça (BHRC-PM), bem como obter a perda de solo por erosão hídrica através do modelo RUSLE e verificar a eficiência do modelo SDR para simular a taxa de aporte de sedimentos no exutório da bacia.

1.2. Objetivos específicos

- Ajustar curvas-chave de sedimentos em suspensão, a partir dos dados disponíveis para a seção de controle da BHRC-PM, considerando quatro cenários de subdivisão dos dados de entrada do modelo.
- Avaliar o desempenho dos ajustes das curvas-chave de sedimentos em suspensão construídas através de uma série de critérios estatísticos.
- Estimar o aporte de sedimentos na BHRC-PM por meio das curvas-chave de sedimentos em suspensão construídas.
- Estimar a erosão hídrica na BHRC-PM por meio do modelo RUSLE.
- Verificar se as perdas de solo na BHRC-PM encontram-se acima dos valores de tolerância à perda.
- Avaliar a influência dos dados provenientes de equacionamento e de pesquisa bibliográfica para o fator K (erodibilidade) sobre a estimativa de perda de solo.
- Avaliar a influência dos dados provenientes de pesquisa bibliográfica, equacionamento e modelagem específica para o fator R (erosividade) da área de estudo sobre a estimativa de perda de solo.
- Obter e analisar a Taxa de Entrega de Sedimentos na BHRC-PM através de metodologias que consideram as características fisiográficas da bacia e a relação entre o aporte medido de sedimentos no curso d'água e perda de solo por erosão bruta.

1.3. Hipóteses

- As perdas de solo na BHRC-PM encontram-se acima da tolerância à perda.
- As perdas de solo na BHRC-PM são pouco afetadas pela escolha da metodologia de obtenção dos fatores R e K da RUSLE.

- O ajuste da curva-chave com dados de entrada subdivididos por intervalos de excedência de vazão é mais representativo para estimativas da descarga sólida de sedimentos em suspensão na BHRC-PM.
- O aporte de sedimentos no exutório da BHRC-PM pode ser adequadamente estimado por meio do SDR.

2. Revisão de literatura

2.1. Erosão hídrica

A água é o principal fator relacionado aos mecanismos de geração e transporte de sedimentos, sendo a erosão hídrica a principal forma de erosão do solo, uma vez que, de acordo com Nearing et al. (2017), a erosão do solo representa uma grande fonte, podendo ser a principal em algumas situações, de sedimentos que chega aos cursos d'água. Portanto, as ações antrópicas sobre o solo, água e vegetação são potenciais fontes de alterações nos processos que compõem o ciclo hidrológico e podem desencadear processos erosivos e impulsionar o escoamento superficial (MELO; SILVA, 2013). Além disso, condições climáticas, estrutura do solo, cobertura vegetal, topografia e o manejo do solo são determinantes no que diz respeito à ocorrência e intensidade da erosão. Segundo Pimentel e Burgess (2013), solos com textura mais fina, desenvolvimento fraco, com menores teores de matéria orgânica e baixa taxa de infiltração de água são mais suscetíveis à erosão, ao passo que a presença de biomassa vegetal sobre o solo auxilia na redução da erosão enquanto a topografia da área é importante, pois determina a exposição do solo à chuva e ventos, bem como as perdas de solo são maiores conforme a inclinação do terreno aumenta. Estudos realizados por Ghafari et al. (2017) demonstraram que maiores taxas de erosão ocorrem em áreas agrícolas que se encontram em locais de maior declividade enquanto as menores taxas de erosão ocorrem em áreas de florestas, independente da declividade do terreno.

Do ponto de vista agrícola, é importante conservar a camada fértil dos solos, que apresenta espessura limitada de 20 a 40 cm, entretanto, essa camada é superficial e encontra-se exposta de forma direta aos agentes erosivos. A erosão dessa camada de solo reflete na perda de nutrientes, aeração e capacidade de infiltração de água no solo, levando a improdutividade, que acaba demandando um maior aporte financeiro para recuperação do potencial produtivo (CARVALHO, 2008). O escoamento superficial direto tem potencial para gerar danos ambientais devido à perda de água, solo e nutrientes que resulta em poluição e assoreamento de corpos hídricos e redução de potencial produtivo dos solos agrícolas causando efeitos na disponibilidade de água a nível local, além de acúmulo de sedimentos em leitos de corpos d'água e aumento da propensão das bacias a inundações (MELO; SILVA, 2013). Perdas de solo podem ser reduzidas em grandes proporções ao comparar a semeadura direta com o preparo convencional, enquanto a redução nas

perdas de água ocorre em percentuais menores que a perda de solo, evidenciando que as perdas de solo são mais influenciadas pelo sistema de manejo do solo que as perdas de água (BERTOL et al., 2007). Esse comportamento se deve ao fato da cobertura vegetal existente sobre o solo reduzir a energia cinética do impacto da gota da chuva sobre o solo, diminuindo assim a desagregação das partículas que é o fenômeno que dá início ao ciclo hidrossedimentológico, que culmina no transporte de sedimentos.

2.2. Transporte de sedimentos

Os sedimentos são partículas derivadas de rochas ou materiais biológicos que podem ser transportadas pela água ou pelo vento do seu local de origem até o local de deposição. O transporte desses sedimentos tem relação com a forma, tamanho e peso das partículas e também com a ação do escoamento (CARVALHO, 2008).

O ciclo hidrossedimentológico é considerado como um sistema aberto, pois o solo que sofre erosão e transporte não retorna ao local de origem. Esse ciclo está diretamente associado ao ciclo hidrológico, pois a precipitação provoca a desagregação das partículas de solo devido ao impacto das gotas de chuva, dando início ao processo erosivo, além de proporcionar a formação da lâmina d'água que devido à ação da gravidade, desencadeia o escoamento superficial direto que é capaz de transportar sedimentos. Esses sedimentos desagregados e transportados pela enxurrada, posteriormente, sofrem os processos de decantação, deposição e, por fim, consolidação (MELO; SILVA, 2013).

Se os processos de transporte em uma área forem lentos, nem sempre as partículas de solo desprendidas durante um evento de chuva contribuirão para a perda de solo desse evento. Assim como a perda de solo estimada durante um evento de chuva pode ser resultado do desprendimento de partículas do solo por eventos anteriores de chuva (KINNELL, 2010). Isso ocorre porque em condições de campo reais, há áreas onde o solo é perdido, mas existem outras em que existe ganho de material devido ao processo de deposição (KINNELL, 2019).

Bertol et al. (2007) chamam atenção para o fato de que, tanto os sedimentos erodidos quanto a água perdida, podem conter elevadas concentrações de nutrientes podendo ocasionar problemas ambientais em locais distantes da fonte de produção de sedimentos. O assoreamento de cursos d'água é outro problema

associado ao transporte de sedimentos, pois se a capacidade de transporte de sedimentos dos canais for superada pela taxa de erosão das encostas pode haver o desaparecimento desses canais (FARIA, 2014). De forma geral, a parte alta das bacias hidrográficas apresenta maior erosão e transporte de sedimentos e à medida que as declividades diminuem em direção a parte média, a erosão diminui e na parte baixa é onde a maior parte dos sedimentos sofre deposição (CARVALHO, 2008).

2.3. Curva-chave de sedimentos em suspensão

A carga de sedimentos em suspensão em um corpo hídrico é um importante indicador da taxa de erosão do solo em bacias hidrográficas. Por esse motivo, a curva-chave de sedimentos em suspensão tem sido utilizada para estimar a carga de sedimentos em suspensão e auxiliar a compreender a relação entre o transporte de sedimentos em suspensão e o fluxo de descarga. Porém, esse método apresenta uma limitação associada ao fato de subestimar os valores reais durante altas descargas e superestimar em baixas descargas, isso ocorre tanto para a concentração de sedimentos em suspensão quanto para a descarga de sedimentos (HAPSARI et al., 2019).

Portanto, o regime de transporte de sedimentos pode ser melhor entendido quando os dados são plotados em gráficos, assim é possível afirmar que os locais que são representados pelo mesmo ponto sobre a linha possuem os mesmos valores de concentração de descarga e são caracterizados por regime de transporte de sedimentos semelhante (ASSELMAN, 2000). O método da curva-chave de sedimentos nem sempre é a melhor ferramenta para estimar a carga de sedimentos em cursos d'água. Apesar disso, esse método é o mais simples e mais utilizado para o propósito, por isso é importante imprimir esforços para promover a melhoria das estimativas e precisão do método (HAPSARI et al., 2019).

O entendimento do transporte de sedimentos pode ser dado a partir da inclinação da curva-chave, que é determinada pela relação entre os coeficientes a e b , que refletem a erosão do solo e o poder erosivo do rio. A utilização dessas curvas permite entender o fluxo de transporte de sedimentos em um curso d'água em longo prazo, podendo ser também aplicado a dados passados, visando preencher lacunas no histórico de dados de transporte de sedimentos existentes (ASSELMAN, 2000).

2.4. Modelos de predição de perda de solo

Morgan et al. (1984) propuseram um modelo para predizer o risco de erosão do solo que considerou as perdas de água e de sedimentos representados pelos processos de desagregação do solo (influenciada pela energia cinética e interceptação da precipitação) e o transporte das partículas soltas (influenciado pelo volume de escoamento, inclinação do terreno e manejo do solo). O modelo proposto foi considerado aceitável para prever as perdas de solo anual, exceto em casos em que a perda de solo apresentou valores muito baixos ou muito altos. De acordo com as observações feitas por Nearing (1998), os modelos de predição de erosão do solo tendem a superestimar pequenas perdas de solo observadas a campo e subestimar quando os valores observados a campo são grandes e concluí que esse comportamento é normal e esperado devido à aplicação de modelos determinísticos, ou seja, que naturalmente apresentam variações e, ainda, que as variações na taxa de erosão dos solos são aleatórias e, portanto, a previsão da erosão do solo através de modelos apresenta limitações no que diz respeito à precisão dos dados gerados por esses modelos, sejam eles empíricos ou fisicamente baseados.

Dentre os principais métodos de predição de perda de solo, destacam-se a USLE (*Universal Soil Loss Equation*) e suas versões posteriores, RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) e MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*), que são utilizadas para estimar a perda de solo por erosão, resultando em valores que ilustram a perda média anual de solo. Matematicamente, esses modelos se dividem em duas etapas, onde é estimada a perda de solo a longo prazo de um lote unitário e na segunda etapa, para prever a perda de solo em áreas com características diferentes do lote unitário, onde leva-se em consideração as características locais de relevo, manejo de culturas e práticas de conservação do solo (KINNELL, 2016).

A USLE foi proposta em 1965 como uma ferramenta de predição de perda de solo em escala de parcela, com a finalidade de dar suporte à tomada de decisões com relação ao uso e manejo do solo, visto que, ao comparar as estimativas de perda de solo com os valores de tolerância de perda de solo, fornece o suporte necessário para o controle da erosão (WISCHMEIER; SMITH, 1965). Essa equação permite que gestores possam planejar os sistemas de cultivo e manejo do solo para suas áreas por meio da predição da taxa média de erosão do solo. Isso é possível porque a equação reúne parâmetros físicos e de manejo que influenciam na erosão do solo (WISCHMEIER; SMITH, 1978).

2.4.1. Equação Universal de Perda de Solo Revisada (RUSLE)

A RUSLE é uma evolução do modelo USLE proposto em 1997, que permite estimar a perda média anual de solo resultante do impacto da chuva e do escoamento. O modelo possui os mesmos fatores da USLE, apresentando mudanças na metodologia de obtenção de dados e inclusão de novos dados, uma vez que a RUSLE considera uma quantidade maior de dados relacionados à precipitação, a diferentes tipos de solos e ao manejo de culturas e do solo, possibilitando ao usuário obter estimativas de perda de solo em uma gama maior de condições do que as propostas inicialmente pela USLE (RENARD et al., 1997). A equação do modelo RUSLE é apresentada a seguir (Equação 1):

$$A = R K L S C P \quad \text{Eq. (1)}$$

em que:

A: taxa de perda de solo calculada por unidade de área e por tempo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$);

R: fator de erosividade da chuva ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{ano}^{-1}$);

K: fator de erodibilidade do solo ($\text{Mg ha h MJ}^{-1} \text{mm}^{-1} \text{ha}^{-1}$);

LS: fator topográfico (adimensional);

C: fator de uso e cobertura do solo (adimensional);

P: fator de práticas conservacionistas complementares (adimensional).

2.4.1.1. Fator R – Erosividade da chuva

A erosividade da chuva representa o poder que as chuvas têm de causar a erosão do solo, sendo função da energia da chuva e da intensidade máxima em 30 minutos (NEARING et al., 2017). Wischmeier (1959) identificou que o melhor indicador para representar a capacidade da chuva em provocar erosão no solo era produto da energia pluviométrica e intensidade máxima de 30 minutos da chuva. O fator R resulta do acúmulo da erosividade de chuvas individuais ao longo de um período de tempo. Para isso, uma avaliação precisa desse fator é dependente da disponibilidade de dados de precipitação em intervalos curtos de tempo e por um período de vários anos, além da escolha com cautela do método para cálculo do fator R, que deve ser apoiado por estudos climáticos locais e dados de alta resolução temporal (PANAGOS et al., 2015).

A erosividade da chuva, no Brasil, varia de 1672 a 22.452 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, com os menores valores encontrados na região Nordeste e os mais altos na região Norte, com tendência de aumento da erosividade de leste para oeste. Os estudos sobre o fator R, no Brasil, concentram-se nas regiões Sul e Sudeste, porém, em geral, o período de dados utilizados nesses estudos é inferior a 20 anos, que é o recomendado para a aplicação da RUSLE (OLIVEIRA; WENDLAND; NEARING, 2013).

A erosividade média anual calculada para Manaus-AM, no norte do Brasil, por Oliveira Júnior e Medina (1990) foi de 14.129 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, enquanto em Fortaleza-CE, o fator R foi de 6.774 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ (DIAS; SILVA, 2003) enquanto na região do semiárido brasileiro (que engloba 9 estados do nordeste) foi de 2.988 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ (ALMEIDA et al., 2017). Para Campinas-SP, no sudeste do Brasil, o fator R foi de 6.738 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ (LOMBARDI NETO; MOLDENHAUER, 1992) e para a Bacia do Alto Paraguai, localizado no estado de Mato Grosso do Sul, foi de 6.806 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ (GALDINO; GREGO; SILVA, 2014), comportamentos que corroboram com as afirmações de Oliveira, Wendland e Nearing (2013).

É projetado para a região Centro-Sul da América do Sul, especificamente para o leste da Argentina e sul do Brasil, aumento do fator R (erosividade das chuvas), justamente em áreas com atividades econômicas significativas e onde há concentração das atividades do agronegócio, principalmente pela produção de grãos (RIQUETTI et al., 2020).

2.4.1.2. Fator K – Erodibilidade do solo

A erodibilidade do solo pode ser entendida como a suscetibilidade de um solo à erosão (MANNIGEL et al., 2002), sendo representada pela facilidade com que as partículas do solo se desprendem durante eventos de chuva e de escoamento superficial, estando assim relacionada ao efeito da chuva, escoamento e infiltração na perda de solo. No modelo RUSLE, o fator K representa a influência das propriedades do solo na perda de solo frente a episódios de chuva (RENARD et al., 1997).

A textura do solo é fundamental na determinação da erodibilidade, já que rege os processos de desprendimento de partículas, escoamento e infiltração. Solos arenosos têm suas partículas mais facilmente desprendidas, porém menos

facilmente transportadas do que solos siltosos, enquanto em solos argilosos, esse processo de desprendimento é menos facilitado. Com relação ao escoamento, os solos de textura arenosa apresentam menores taxas de escoamento, enquanto solos argilosos apresentam taxas de infiltração mais baixas, que resultam em maior escoamento. Contudo, os solos de textura siltosa tendem a ter maior erodibilidade porque suas partículas se desprendem e são transportadas facilmente e a presença de horizontes subsuperficiais com maiores teores de argila associados, pode levar a ocorrência de maiores taxas de escoamento (LAL; ELLIOT, 1994).

Em áreas agrícolas utilizadas de forma intensiva, a erodibilidade do solo pode ser utilizada para nortear o planejamento conservacionista, uma vez que a adoção de práticas conservacionista deve ser maior em solos com erodibilidade alta (ALBUQUERQUE; CASSOL; REINERT, 2000). A concepção da importância desse fator no âmbito da conservação do solo no Brasil é antiga, visto que, Freire e Pessotti (1974) já elencavam a erodibilidade como o fator mais importante na tomada de decisão em relação à escolha de práticas conservacionistas.

2.4.1.3. Fator LS – Topográfico

O efeito da topografia na erosão do solo é representado pelo fator LS, que engloba o comprimento (L) e a inclinação (S) da encosta. O fator LS da RUSLE indica a perda de solo em uma parcela padrão de comprimento de encosta (L) de 22,13 m e com inclinação de 9% (S) (RENARD et al., 1997).

Minella, Merten e Ruhoff (2010) chamam atenção para o fato de que pode haver limitações no que diz respeito à determinação do fator LS em áreas de relevo complexo ou de grandes extensões, resultando em resultados equivocados de erosão do solo. Porém, com o advento dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e dos Modelos Digitais de Elevação (MDE), se torna possível estimar o fator topográfico em áreas de relevo complexo e com isso, melhora-se a aplicabilidade da RUSLE em bacias hidrográficas.

As perdas de solo aumentam à medida que o comprimento da encosta cresce, porém, o aumento da inclinação reflete em perdas de forma mais rápida (RENARD et al., 1997). O aumento do comprimento e da inclinação da encosta resulta na elevação da quantidade e da taxa de escoamento, bem como o aumento da velocidade do mesmo, contribuindo para maiores taxas de erosão (GHOSAL; DAS BHATTACHARYA, 2020).

2.4.1.4. Fator C – Uso e cobertura do solo

A cobertura vegetal do solo tem participação importante na proteção do solo contra o impacto das gotas de chuva, pois atua na dissipação da energia das gotas antes que atinjam o solo. Portanto, o fator C, está ligado ao tipo de vegetação, estágio de crescimento e percentual de cobertura vegetal (GHOSAL; DAS BHATTACHARYA, 2020). Os valores do fator C diminuem conforme a cobertura do solo aumenta, pois há maior interceptação das gotas de chuva, o que dificulta e reduz o escoamento. Esse fator pode variar ao longo tempo, pois seus valores estão relacionados com o estágio de desenvolvimento e a cobertura no momento de ocorrência da chuva e também com as condições anteriores do solo (ALEWELL et al., 2019).

Biddoccu et al. (2020) analisaram as taxas de erosão em regiões vinícolas da Europa a partir do modelo RUSLE e concluíram, com relação ao fator C, que há grande variabilidade devido a influência do clima e da gestão específica em cada local. Com isso, chamam atenção para o fato de que a atribuição de valores ao fator C deve ser feita de forma cuidadosa, sendo necessário considerar a variabilidade entre os locais e dentro do mesmo tipo de manejo do solo e em uma mesma área. Riquetti et al. (2022) constataram que os maiores valores de perdas de solo na América do Sul estão na região dos Andes, que apresentam solos descobertos e topografia íngreme, o que reflete de forma clara a influência e relevância da cobertura do solo e da topografia na estimativa da erosão do solo. Ao passo que na região Amazônica (floresta densa e fechada e topografia plana) são encontrados os menores valores de perdas de solo, evidenciando ainda mais a importância da cobertura do solo, visto que na região Amazônica, a erosividade das chuvas é mais agressiva.

2.4.1.5. Fator P – Práticas conservacionistas

O fator P, que representa as práticas conservacionistas complementares de suporte adotadas na área, relaciona as perdas de solo sob condições de campo com adoção de práticas conservacionistas específicas em relação às condições de solo cultivado em linha reta e encosta abaixo (RENARD et al., 1997).

A adoção de práticas conservacionistas complementares auxilia na redução da erosão do solo, pois modificam a dinâmica do escoamento (ALEWELL et al., 2019). Em situações onde diferentes práticas de manejo estão sendo analisadas, o

fator P pode auxiliar na tomada de decisão para implementar as práticas mais apropriadas para a conservação do solo em cada local (BENAVIDEZ et al., 2018).

2.5. Taxa de entrega de sedimentos

A taxa de entrega de sedimentos pode ser entendida como a razão da erosão sofrida em uma área que chega na forma de sedimento no curso d'água (KINNELL, 2019). O total de sedimentos erodidos em uma bacia hidrográfica chama-se erosão bruta e este inclui os sedimentos e sólidos dissolvidos, ao passo que para se referir apenas à erosão de sedimentos, usa-se o termo erosão efetiva. Enquanto a produção de sedimento refere-se à quantidade total do material erodido que completa o percurso do seu ponto de origem até o ponto de controle, que pode ser o local de medição ou o exutório da bacia (CARVALHO, 2008).

Modelos como a USLE estimam a erosão bruta do solo, apresentando valores maiores do que o que é observado nos pontos de amostragem de sedimentos. Portanto, o SDR (*Sediment Delivery Ratio*) é utilizado para representar a eficiência do transporte de sedimentos na área de captação a partir da erosão bruta (LU et al., 2006). A utilização do SDR se justifica devido ao fato que apenas a aplicação de modelos de previsão de perda de solo como a USLE, superestimam a quantidade de sedimentos que chegam até determinado ponto, pois esses modelos não consideram o fenômeno de deposição (KINNELL, 2004).

A equação universal de perda de solo USLE (WISCHMEIER; SMITH, 1978) e a versão revisada, RUSLE (RENARD et al., 1997) são amplamente utilizadas em conjunto com a taxa de entrega de sedimentos para compreender a dinâmica de entrega que sedimentos a partir da erosão sofrida (KINNELL, 2004). Segundo Santos et al. (2017), a utilização da USLE acoplada ao SDR pode auxiliar na identificação das taxas reais de transporte de sedimentos em bacias hidrográficas e com isso permitir o mapeamento de áreas com maior suscetibilidade à erosão, ou seja, áreas com maior produção de sedimentos, auxiliando no planejamento conservacionista das áreas.

O modelo proposto por Walling (1983) para o cálculo do SDR é apresentado na equação abaixo (Equação 2):

$$\text{SDR} = \frac{S}{A} \quad \text{Eq. (2)}$$

em que:

S: sedimento transportado na bacia ($t\ ha^{-1}ano^{-1}$);

A: perda de solo da bacia ($t\ ha^{-1}ano^{-1}$).

Para determinar o SDR de forma tradicional, é preciso ter um longo período de dados referentes à produção de sedimentos provenientes de monitoramento fluvial, porém grandes bacias hidrográficas podem ter poucos e dispersos pontos de monitoramento de produção de sedimentos e isso pode levar a carência de dados em algumas sub-bacias e, nesses casos, a modelagem se torna uma abordagem válida para fornecer informações que sustentem as tomadas de decisão no que diz respeito à gestão dessas áreas (LU et al., 2006).

Capítulo 1 – Curvas-chave de sedimentos em suspensão para a Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça em diferentes cenários de manipulação dos dados de entrada

1. Introdução

A compreensão do fenômeno de transporte de sedimentos fluviais é importante para avaliar mudanças na morfologia de cursos d'água, movimento de nutrientes, poluentes e contaminantes de áreas agrícolas e industriais, intensidade de erosão, deposição de sedimentos em reservatórios, vida útil de projetos de barragens, risco de inundação e transporte de sedimentos para áreas costeiras e ecossistemas aquáticos, entre outros (IADANZA; NAPOLITANO, 2006). O estudo do fluxo de sedimentos fluviais e dos processos de transporte destes tem ganhado importância devido ao fato de que as variações do comportamento dos sedimentos fluviais são indicadores importantes dos efeitos das mudanças climáticas e também da intervenção humana em bacias hidrográficas (WANG et al., 2008).

A relação entre a carga de sedimentos e a vazão dos cursos d'água é influenciada por diversos fatores, podendo-se citar a precipitação (intensidade e distribuição), taxa de escoamento, distância de deslocamento, armazenamento e mobilização de sedimentos no curso d'água, entre outros e, dada a complexidade das relações e interações entre os fatores envolvidos no transporte de sedimentos, torna-se um desafio prever e estimar como vazão e concentração de sedimentos se relacionam espacial e temporalmente (WILLIAMS, 1989). Por exemplo, construções de barragens e reservatórios, programas de conservação do solo e da água e mudanças no uso da terra influenciam na carga de sedimentos, fazendo com que aumentem ou diminuam (WALLING; FANG, 2003), evidenciando que o fluxo de sedimentos em cursos d'água é sensível, entre outros fatores, à ação antrópica.

A curva-chave de sedimentos em suspensão é a representação gráfica da relação entre a vazão (Q) e a descarga sólida de sedimentos suspensos (Q_{ss}), gerada a partir de dados oriundos de medições de campo, sendo comumente expressa como uma função de potência. Sabe-se que as curvas-chave de sedimentos apresentam dispersão entre os dados observados e estimados, que resultam em superestimação ou subestimação, entretanto, elas são amplamente utilizadas para propósitos científicos e de engenharia (ZHANG et al., 2012). Os erros que acompanham as estimativas obtidas pelas curvas-chave são derivados, principalmente, das propriedades hidráulicas do fluxo dos cursos d'água, da forma como os sedimentos chegam ao curso d'água e da intensidade e distribuição das chuvas sob a área analisada (WANG et al., 2008). Portanto, para uma adequada estimativa da carga de sedimentos em suspensão é necessário que haja

disponibilidade de dados de vazão e de concentração de sedimentos, entretanto, em grande parte dos casos tem-se a disponibilidade de dados de vazão em escala diária enquanto os dados de concentração de sedimentos são fruto de amostragens manuais e feitas com uma frequência menor (IADANZA; NAPOLITANO, 2006). De acordo com Horowitz (2008), a eficiência da utilização do modelo das curvas-chave de sedimentos é condicionada à frequência amostral dos dados utilizados para calibração do mesmo e ao quanto esses dados representam a dinâmica de sedimentos local.

São raros, em muitos lugares do mundo, os programas de monitoramento de sedimentos de longo prazo. A escassez de dados disponíveis para utilização das curvas-chave de sedimentos e estudo da carga de sedimentos nos rios é um problema, particularmente, em países em desenvolvimento. No Brasil, por exemplo, os programas de monitoramento baseiam-se em coletas de sedimentos em suspensão com baixa frequência de amostragem, dificultando a utilização do modelo (WALLING, FANG, 2003). A aquisição de dados que representem valores extremos permite preencher, de forma mais confiável, as lacunas geradas e viabiliza a utilização da modelagem das curvas-chave com mais segurança. Para isso, é aconselhável, a medição de dados de concentração de sedimentos em suspensão de forma mensal, podendo assim dar suporte a melhoria da calibração das curvas-chave (JUNG et al., 2020).

Girolamo et al. (2015) apontam que as curvas-chave de sedimentos são uma ferramenta útil para gestores de recursos hídricos por serem um método simples e barato para o estudo da carga de sedimentos suspensos. Sendo a quantificação da produção de sedimentos na bacia hidrográfica, um indicativo da magnitude dos processos de erosão e de deposição ao longo da área. Porém, embora parte significativa dos sedimentos transportados pelos rios no mundo seja perdida de terras agrícolas, evidenciando a degradação gerada pelo uso inadequado do solo, deve-se tomar cuidado ao associar a taxa de sedimentos transportados com a erosão sofrida em áreas agrícolas, uma vez que nem todo o sedimento perdido por erosão chegará, de fato, à saída da bacia hidrográfica, pois ao longo do deslocamento dos sedimentos pode haver o processo de deposição (WALLING; FANG, 2003).

A Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã (BHRC) destaca-se pela atividade agropecuária, já que a parte alta da bacia é caracterizada pela agropecuária

extensiva e a parte baixa pela agricultura irrigada, enquanto a porção média da bacia é caracterizada pela agricultura intensiva com destaque para a produção de tabaco, onde já se tem conhecimento da suscetibilidade à erosão. A vocação agrícola da bacia faz com que grande parte do uso dos recursos hídricos (98,1%) seja destinado à irrigação, enquanto menores proporções são destinadas para o abastecimento público, dessedentação animal e atividade industrial (Plano da Bacia Hidrográfica do Camaquã para a gestão 2015-2035, 2016). Problemas ambientais relacionados à exploração agrícola e comercial das áreas desta bacia já foram diagnosticados, tais como poluição das águas, assoreamento e remoção de vegetação nativa e ciliar (LIMA; SILVA, 2013). Portanto, o objetivo deste estudo é avaliar a viabilidade da utilização de curvas-chave de sedimentos em suspensão, ajustadas com base em diferentes cenários de entrada de dados, na estimativa do aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã à montante da estação fluviométrica Passo do Mendonça (BHRC-PM).

2. Material e métodos

2.1. Descrição da área de estudo

A BHRC-PM está inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã, que se encontra na Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas – L030 (SEMA, 2021), na região central do estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). A BHRC abrange uma área de 21.657 km², compreendendo 28 municípios e uma população estimada de 245.646 mil habitantes. O rio principal da bacia é o Camaquã, que se estende por 430 km, até desaguar na Lagoa dos Patos, entre os municípios de Camaquã e São Lourenço, tendo suas nascentes nos municípios de Dom Pedrito e Lavras do Sul (CGBHRC, 2021). Aproximadamente 49% da população total da bacia encontra-se em áreas rurais (SEMA, 2021) e são relatados problemas ambientais como poluição de águas, supressão da mata ciliar, ocupação irregular de áreas próximas aos cursos d'água, substituição da vegetação nativa e assoreamento de corpos hídricos (LIMA; SILVA, 2013).

Dentro da BHRC, se definiu como área de estudo a BHRC-PM, cuja seção de controle encontra-se na latitude -31° 00' 36" e longitude -52° 03' 10", monitorada pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), que se localiza no município de Cristal. ABHRC-PM totaliza uma área de drenagem de 15.600 km² (ANA, 2021), representando 72% da área de drenagem da BHRC.

De acordo com a classificação climática de Köppen, o estado do Rio Grande do Sul se enquadra no tipo climático "Cf" ou temperado chuvoso e a área de estudo se enquadra no tipo "Cfa", apresentando temperatura no mês mais quente superior a 22 °C, úmido em todas as estações do ano e verão quente (KUIINCHTNER; BURIOL, 2001). A temperatura média do ar na área de estudo encontra-se entre 17 e 19°C, enquanto a precipitação pluviométrica média anual varia de 1500 a 1600 mm (WREGGE et al., 2012).

A área de estudo se encontra inserida na província geomorfológica denominada Escudo Sul-Riograndense, que se localiza na porção central do estado do Rio Grande do Sul e possui as rochas mais antigas do estado, sendo uma área geologicamente complexa composta, principalmente, por solos das ordens dos Neossolos, Argissolos, Luvisolos, Planossolos, Chernossolos e Gleissolos (STRECK et al., 2018).

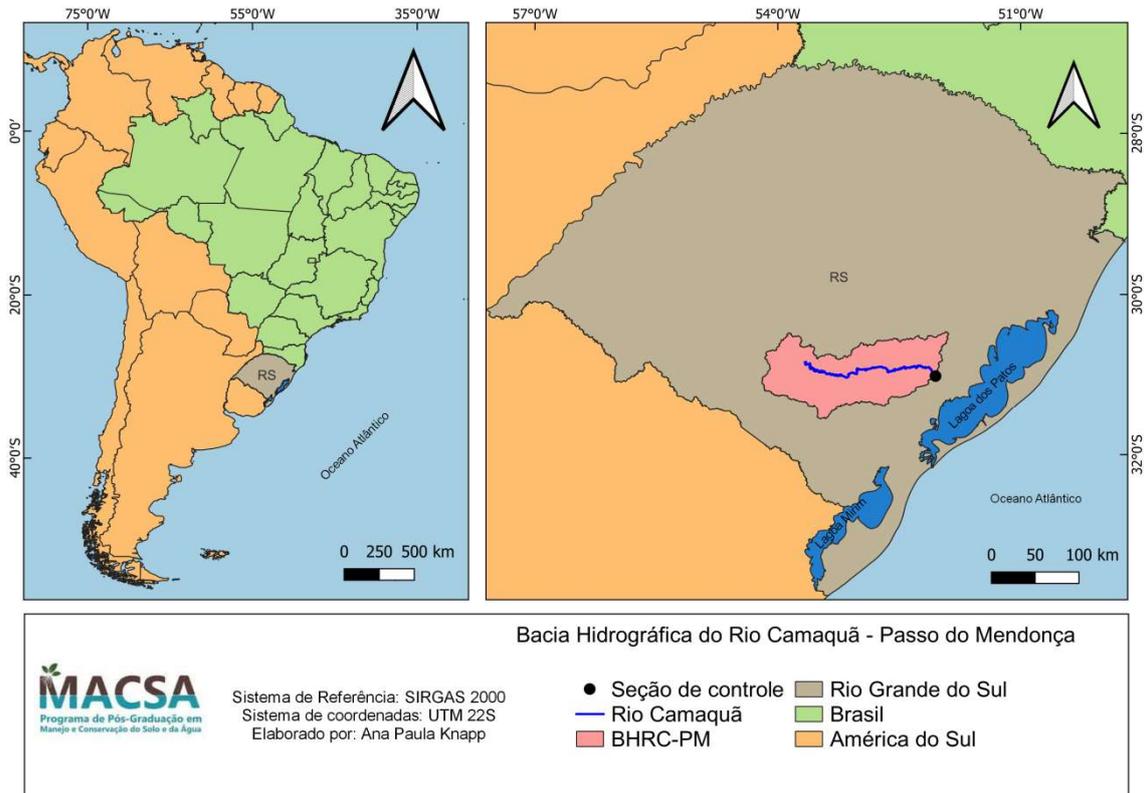


Figura 1 - Localização da área de estudo com relação à América do Sul, Brasil e no Rio Grande do Sul.

2.2. Dados hidrológicos

A Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) disponibiliza dados de concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss}), vazão (Q) e a cota da medição, das estações fluviométricas sob sua gerência. Com isso, foram obtidos os dados das variáveis acima citadas da estação fluviométrica Passo do Mendonça (87905000), operante desde 1978 e que apresenta área de drenagem de 15.543 km² (ANA, 2009).

Os dados utilizados para o estudo foram do período de 1997 a 2019. Assim, considerando o período escolhido, foram obtidos dados de Q (m³ s⁻¹) e C_{ss} (mg L⁻¹) de 64 medições e coletas a campo, junto ao banco de dados do Hidroweb (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>). Os dados foram selecionados e organizados em planilhas, para posterior obtenção dos coeficientes de ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS).

Para o período de 1997 a 2019, cujos dados foram utilizados para a construção das CCSS, foram selecionados também os dados de vazão diária para o período junto à mesma estação fluviométrica. Foram excluídos os dados dos anos de 2007, 2013 e 2015 por apresentarem falhas significativas.

2.3. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão

As curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) foram construídas para o período de 1997 a 2019, a partir da relação dos dados de cota *versus* vazão e vazão *versus* C_{ss}. As CCSS foram ajustadas analiticamente à uma função de potência conforme sugerido por Asselman (2000), Zhang et al. (2012) e Hassanzadeh et al. (2018) e ilustrado pela Equação 3, onde, partindo dos valores de C_{ss} e de vazão, são adquiridos os valores de Q_{ss}, conforme Equação 4, recomendada por Asselman (2000), Horowitz (2003) e Hassanzadeh et al. (2018), para a construção das CCSS.

$$Q_{ss} = a Q^b \quad \text{Eq. (3)}$$

$$Q_{ss} = 0,0864 C_{ss} Q \quad \text{Eq. (4)}$$

em que:

Q_{ss}: descarga sólida de sedimentos em suspensão (t dia⁻¹);

C_{ss}: concentração de sedimentos em suspensão (mg L⁻¹);

Q: vazão (m³s⁻¹);

a e b: coeficientes de ajuste;

0,0864: fator de conversão de unidades.

A partir dos dados de C_{ss} e vazão obtidos por amostragens a campo e disponibilizadas pela ANA, é calculada a Q_{ss}. Primeiro, multiplica-se a C_{ss} (mg L⁻¹) e a vazão (m³ s⁻¹), obtendo uma relação que indica a velocidade com que o sedimento está sendo transportado, em unidade de massa por unidade de tempo (g s⁻¹). Em seguida, multiplica-se esse valor por um fator de conversão (0,0864), cujo objetivo é obter a Q_{ss} em toneladas por dia (Equação 4). Após, foram elaborados gráficos relacionando os dados de descarga sólida de sedimentos em suspensão - Q_{ss} (eixo das ordenadas) e vazão - Q (eixo das abscissas), sendo os coeficientes a e b definidos por meio da equação potencial (Equação 3).

A construção das CCSS deve ser apoiada por uma amostragem que abranja uma ampla gama de condições de vazões do curso d'água, possibilitando assim que as curvas representem de forma adequada o comportamento do transporte de sedimentos no ponto de controle do curso d'água. Para isso, além de um número

adequado de medições de cota *versus* vazão, é preciso que haja um número suficiente de medições realizadas em condições de altas vazões. Frente a isso, optou-se por adotar quatro cenários de tratamento dos dados de entrada, para o ajuste das CCSS, sendo eles: dados completos (período de 1997 a 2019), subdivididos em período de tempo (1997-2008 e 2009-2019), subdivididos em intervalos de vazão (excedência de frequência de vazão de 0 a 20%, de 20 a 70% e acima de 70%), como sugerido por Girolamo et al. (2015) e subdivididos em estações do ano (subdivisão sazonal), conforme sugerido por Girolamo et al. (2018). O conjunto de dados completos, que abrange um período de 23 anos, apresenta 64 conjuntos de dados de cota *versus* vazão *versus* C_{ss} oriundos de campanhas hidrológicas, sendo que a média de observações anuais para o período é de 2,8 campanhas hidrológicas por ano.

A subdivisão dos dados em períodos de tempo, de 1997 a 2008 e 2009 a 2019, foi realizada com o intuito de dividir o conjunto de dados completos em dois períodos semelhantes. Sendo assim, o primeiro período (1997-2008) apresenta os dados de 31 campanhas hidrológicas em 12 anos, com uma média de 2,6 campanhas hidrológicas por ano, enquanto no segundo período (2009-2019), apresenta dados de 33 campanhas hidrológicas em 11 anos, com uma média de 3 campanhas hidrológicas por ano. A subdivisão dos dados em intervalos de vazão, visando ilustrar o comportamento do transporte de sedimentos no curso d'água em condições de baixas, médias e altas vazões, seguiu a recomendação de Girolamo et al. (2015), considerando intervalos de excedência de frequência de vazão de 0 a 20%, de 20 a 70% e superior a 70%, como altas, médias e baixas vazões, respectivamente. Por fim, procedeu-se a divisão dos dados para construção de CCSS sazonais, obtendo quatro curvas, sendo elas: outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto), primavera (setembro, outubro e novembro) e verão (dezembro, janeiro, fevereiro).

2.4. Avaliação das curvas-chave de sedimentos em suspensão

Diferentes critérios estatísticos foram aplicados para avaliar a adequação do modelo das curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) ao conjunto de dados obtidos pelas campanhas hidrológicas.

Para avaliar a adequação das CCSS construídas foi calculado o Erro Relativo Percentual Médio (ERP), conforme Equação 5, cujo objetivo foi verificar a eficiência

da CCSS para estimar os valores de Qss, conforme recomendado por Horowitz (2003) e Sadeghi et al. (2008).

$$ERP = \frac{\sum \left| \frac{(QssCalc - QssObs)}{QssObs} \right|}{N} \cdot 100 \quad \text{Eq. (5)}$$

em que:

QssCalc: descarga sólida de sedimentos em suspensão calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$);

QssObs: descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

N: número de observações.

Os valores de ERP variam de zero a mais infinito, entretanto espera-se que os valores obtidos para o índice sejam mais próximos a zero, pois isso indica menores erros associados. Pensando nisso, estabeleceu-se uma classificação para o ERP conforme ilustrado na Tabela 1.

Tabela 1 - Interpretação para o Erro Relativo Percentual Médio.

Valores	Interpretação
< 60	Baixo
60-85	Médio
> 85	Alto

Para avaliar a qualidade de ajuste das CCSS foi utilizado o coeficiente de determinação (R^2), que indica quanto o modelo é capaz de representar o conjunto de dados observados (ZHENG et al., 2012; GIROLAMO et al., 2015; ZHENG, 2018), conforme Equação 6.

$$R^2 = \left(\frac{\sum (QssCalc - \overline{QssCalc}) \cdot (QssObs - \overline{QssObs})}{\sqrt{\sum (QssCalc - \overline{QssCalc})^2 \cdot \sum (QssObs - \overline{QssObs})^2}} \right)^2 \quad \text{Eq. (6)}$$

em que:

QssObs: descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

\overline{QssObs} : média da descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

Q_{ssCalc} : descarga s3lida de sedimentos em suspens3o calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspens3o ($t\ dia^{-1}$);

$\overline{Q_{ssCalc}}$: m3dia da descarga s3lida de sedimentos em suspens3o calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspens3o ($t\ dia^{-1}$).

O coeficiente de determina33o (R^2) foi interpretado conforme classifica33o proposta por Moriasi et al. (2007) e sugerida por Aga, Melesse e Chane (2019), de acordo com a Tabela 2.

Tabela 2 - Interpreta33o do coeficiente de determina33o (R^2) conforme classifica33o proposta por Moriasi et al. (2007) e sugerida por Aga, Melesse e Chane (2019).

Valores	Interpreta33o
1 – 0,9	Excelente
0,9 – 0,75	Muito bom
0,75 – 0,65	Bom
0,65 – 0,5	Razo3vel
0 – 0,5	Insatisfat3rio

O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NASH; SUTCLIFFE, 1970) foi utilizado a fim de verificar a efici3ncia do modelo das CCSS em compara33o com os valores m3dios observados de Q_{ss} , conforme Equa33o 7.

$$NS = \frac{\sum (Q_{ssObs} - \overline{Q_{ssObs}})^2 - \sum (Q_{ssCalc} - Q_{ssObs})^2}{\sum (Q_{ssObs} - \overline{Q_{ssObs}})^2} \quad \text{Eq. (7)}$$

em que:

Q_{ssObs} : descarga de sedimentos em suspens3o observada ($t\ dia^{-1}$);

$\overline{Q_{ssObs}}$: m3dia da descarga s3lida de sedimentos em suspens3o observada ($t\ dia^{-1}$);

Q_{ssCalc} : descarga de sedimentos em suspens3o calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspens3o ($t\ dia^{-1}$).

O coeficiente NS pode variar de -1 a 1 e para que o ajuste seja considerado adequado, deve-se obter valores superiores a 0,75, sendo considerado aceit3vel quando estiver entre 0,36 e 0,75 (SANTOS et al., 2014).

Para medir a tendência dos dados simulados pelo modelo da CCSS serem maiores ou menores do que os dados observados foi aplicado o teste de *Percent BIAS* (PBIAS), de acordo com a Equação 8 e a performance do modelo foi avaliada seguindo o critério exposto por Gupta, Sorooshian e Yapo (1999), que estabelece que o valor ideal para o PBIAS é 0, ainda que valores baixos indiquem boa acurácia, enquanto valores positivos indicam uma tendência de subestimação dos valores calculados pelo modelo e valores negativos indiquem tendência de superestimação. Os resultados também foram classificados segundo Moriasi et al. (2007) (Tabela 3).

$$PBIAS = \frac{\sum(Q_{ssObs} - Q_{ssCalc}) \cdot 100}{\sum(Q_{ssObs})} \quad \text{Eq. (8)}$$

em que:

Q_{ssObs} : descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

Q_{ssCalc} : descarga sólida de sedimentos em suspensão calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$).

Tabela 3 - Critério de classificação do teste de PBIAS conforme Moriasi et al. (2007).

Valores	Interpretação
$PBIAS < \pm 15$	Muito bom
$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 30$	Bom
$\pm 30 \leq PBIAS < \pm 55$	Satisfatório
$PBIAS \geq \pm 55$	Insatisfatório

Outros critérios como o Índice de Concordância (d) (Equação 9), proposto por Willmott (1981), o Coeficiente de Correlação de Pearson (Equação 10) e o Índice de Confiança de Desempenho (c) (Equação 11), proposto por Camargo e Sentelhas (1997), também foram utilizados para avaliar os ajustes das CCSS.

$$d = 1 - \left[\frac{\sum(Q_{ssCalc} - Q_{ssObs})^2}{\sum(|Q_{ssCalc} - \overline{Q_{ssObs}}| + |Q_{ssObs} - \overline{Q_{ssCalc}}|)^2} \right] \quad \text{Eq. (9)}$$

$$r = \frac{\sum(Q_{ssCalc} - \overline{Q_{ssCalc}}) \cdot (Q_{ssObs} - \overline{Q_{ssObs}})}{\sqrt{\sum(Q_{ssCalc} - \overline{Q_{ssCalc}})^2 \cdot \sum(Q_{ssObs} - \overline{Q_{ssObs}})^2}} \quad \text{Eq. (10)}$$

$$c = r.d$$

Eq. (11)

em que:

Q_{ssObs} : descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

$\overline{Q_{ssObs}}$: média da descarga sólida de sedimentos em suspensão observada ($t \text{ dia}^{-1}$);

Q_{ssCalc} : descarga sólida de sedimentos em suspensão calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$);

$\overline{Q_{ssCalc}}$: média da descarga sólida de sedimentos em suspensão calculada pelo modelo da curva-chave de sedimentos em suspensão ($t \text{ dia}^{-1}$);

r: coeficiente de correlação de Pearson;

d: índice de concordância.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) representa a associação linear entre variáveis quantitativas. Varia de -1 a 1 e o sinal indica se a correlação é negativa ou positiva. Quanto mais perto de 1, mais forte é a associação linear entre as variáveis. Enquanto o Índice de Concordância (d) varia de 0 a 1, onde o valor 0 representa ausência de concordância e 1, representa a concordância perfeita (SANTOS et al., 2011). O Índice de Confiança de Desempenho (c) associa o coeficiente de correlação (r) e o índice de concordância (d) de Willmott para avaliar o desempenho de modelos, considerando a precisão, representada pelo r e a exatidão, pelo d (CAMARGO; SENTELHAS, 1997). Os valores variam de 0 a 1 e podem ser classificados segundo critérios apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Critério de classificação do Índice de Confiança de Desempenho conforme proposto por CAMARGO e SENTELHAS (1997).

Valores	Interpretação
> 0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
≤ 0,40	Péssimo

2.5. Produção anual de sedimentos

Com base nas curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) obtidas foi estimado o valor médio de transporte de sedimentos na BHRC-PM, a partir de dados históricos de vazão. Para este estudo, foram utilizados dados de monitoramento de descarga líquida diária (vazão) da estação fluviométrica Passo do Mendonça junto ao portal da ANA, dos anos de 1997 a 2019, dentre esses foram utilizados somente os anos que não apresentavam falhas de dados, concentrando um total de 20 anos de dados sem falhas (excluindo-se os anos de 2007, 2013 e 2015).

A produção de sedimentos na BHRC-PM se deu a partir da obtenção da série histórica de vazões diárias, onde de posse desses dados, aplicou-se a equação das CCSS obtendo valores de Q_{ss} , em toneladas por dia. Em seguida foi realizado o somatório das Q_{ss} para cada ano ($t \text{ ano}^{-1}$), a partir dos quais, obteve-se a Q_{ss} média para o período analisado e levando em consideração a área da BHRC-PM, resultou na Q_{ss} em toneladas por hectare por ano ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$).

3. Resultados e Discussão

3.1. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão aos dados de Q_{ss}

A partir dos dados de 64 campanhas hidrológicas (Apêndice A), disponibilizados pela ANA no portal Hidroweb, realizadas entre 1997 e 2019, foi possível construir curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) que correlacionam a descarga sólida de sedimentos em suspensão (Q_{ss}) e a vazão (Q) do Rio Camaquã na seção de controle Passo do Mendonça. As CCSS foram obtidas pelo método potencial, conforme ilustrado pela Equação 3.

As CCSS foram ajustadas para os dados completos (1997-2019), subdivididos em intervalos de tempo (1997-2008 e 2009-2019), em intervalos de vazões (altas, médias e baixas) e em intervalos sazonais (verão, outono, inverno e primavera). A Tabela 5 traz informações acerca das equações, coeficientes a e b e número de observações utilizadas para compor cada uma das CCSS.

Tabela 5 - Resumo de informações obtidas para os ajustes propostos para construção das curvas-chave de sedimentos em suspensão.

Ajuste	a	b	R^2	Nº de observações	Equação
Dados completos	0,126	1,587	0,857	64	$Q_{ss} = 0,126.Q^{1,587}$
1997-2008	0,097	1,601	0,815	31	$Q_{ss} = 0,097.Q^{1,601}$
2009-2019	0,100	1,666	0,91	33	$Q_{ss} = 0,100.Q^{1,666}$
Altas vazões	0,041	1,738	0,271	12	$Q_{ss} = 0,041.Q^{1,738}$
Médias vazões	0,169	1,550	0,568	32	$Q_{ss} = 0,169.Q^{1,550}$
Baixas vazões	2,799	0,792	0,164	20	$Q_{ss} = 2,799.Q^{0,792}$
Verão	0,189	1,512	0,895	7	$Q_{ss} = 0,189.Q^{1,512}$
Outono	0,239	1,478	0,816	18	$Q_{ss} = 0,239.Q^{1,478}$
Inverno	0,097	1,616	0,856	22	$Q_{ss} = 0,097.Q^{1,616}$
Primavera	0,037	1,795	0,861	17	$Q_{ss} = 0,037.Q^{1,795}$

As vazões máximas ocorridas na seção de controle durante o período de amostragem foram de $1828 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para a $CCSS_{1997-2019}$, $CCSS_{2009-2019}$, $CCSS_{primavera}$ e $CCSS_{altas}$; de $1238 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para a $CCSS_{1997-2008}$ e $CCSS_{inverno}$. Para $CCSS_{verão}$ e $CCSS_{outono}$, as vazões máximas ocorridas foram $518 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $950 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivamente. Enquanto para a $CCSS_{médias}$ foi de $633 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e de $105 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para $CCSS_{baixas}$.

As CCSS apresentaram, de forma geral, um ajuste muito bom entre os dados de vazão e Qss, exceto para a subdivisão em intervalos de excedência de vazão, que obtiveram coeficientes de determinação (R^2) baixos e, no geral, insatisfatórios. Com exceção da subdivisão dos dados em intervalos de vazão, o menor coeficiente de determinação obtido foi de 0,815, para a CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈, enquanto a CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ obteve o maior coeficiente de determinação ($R^2=0,91$). Entretanto, o bom ajuste observado para as demais CCSS, não se aplica a subdivisão dos dados em intervalos de vazão, uma vez que o melhor coeficiente de determinação encontrado foi de 0,568 para a CCSS_{médias}, caindo para 0,271 e 0,164, para a CCSS_{altas} e CCSS_{baixas}, respectivamente. Esse comportamento pode ser reflexo do menor número de observações utilizadas para a construção das CCSS em questão, já que a eficiência do modelo é condicionada à frequência amostral dos dados (HOROWITZ, 2008).

3.1.1. Ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para o período completo

Neste cenário de ajuste, todos os dados de concentração de sedimentos suspensos (C_{ss}) e vazão (Q), resultantes de 64 campanhas hidrológicas no período compreendido entre 1997 e 2019, foram utilizados sem nenhuma separação específica. Para realizar o ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão (CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉) nesse cenário, todos os dados de C_{ss} foram transformados em Q_{ss}, através da Equação 4 e o modelo potencial (Equação 3) aplicado ao conjunto de dados.

Para este conjunto de dados, as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 65 cm a 570 cm, com uma média de 214,3 cm. A vazão variou de 33 a 1828 m³ s⁻¹, com média de 361,4 m³ s⁻¹ e a concentração de material em suspensão variou de 4,33 mg L⁻¹ a 214,8 mg L⁻¹, com uma média de 51,5 mg L⁻¹. Os dados de vazão e cota do nível d'água (Figura 2) e vazão e Q_{ss} (Figura 3) apresentaram ajustes excelente e muito bom, respectivamente, no que diz respeito ao coeficiente de determinação (R^2). Indicando que as vazões tendem a aumentar com o aumento do nível do curso d'água bem como o aumento da vazão no curso d'água tende a gerar uma maior Q_{ss}. Observa-se um melhor ajuste entre os dados de nível e vazão do que de vazão e Q_{ss}, com R^2 de 0,968 e 0,857, respectivamente.

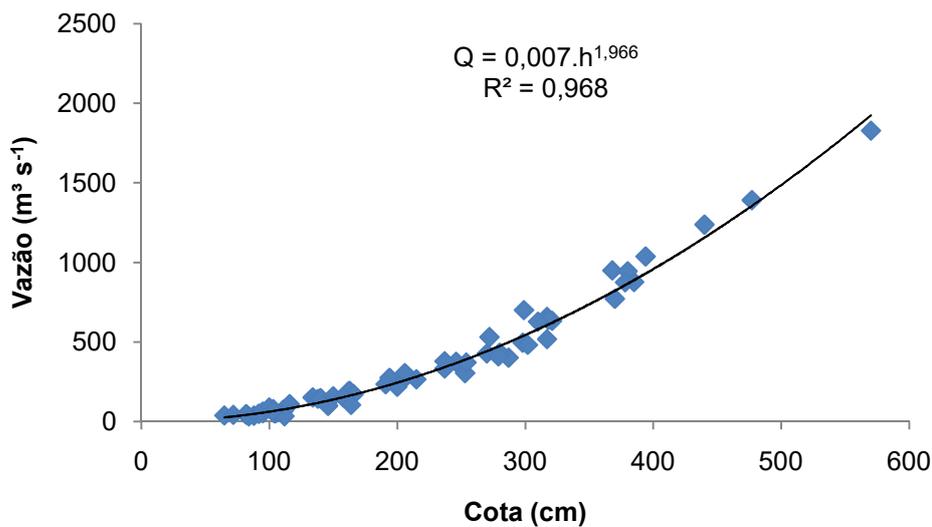


Figura 2- Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados completos (1997-2019) para a seção de controle da BHRC-PM.

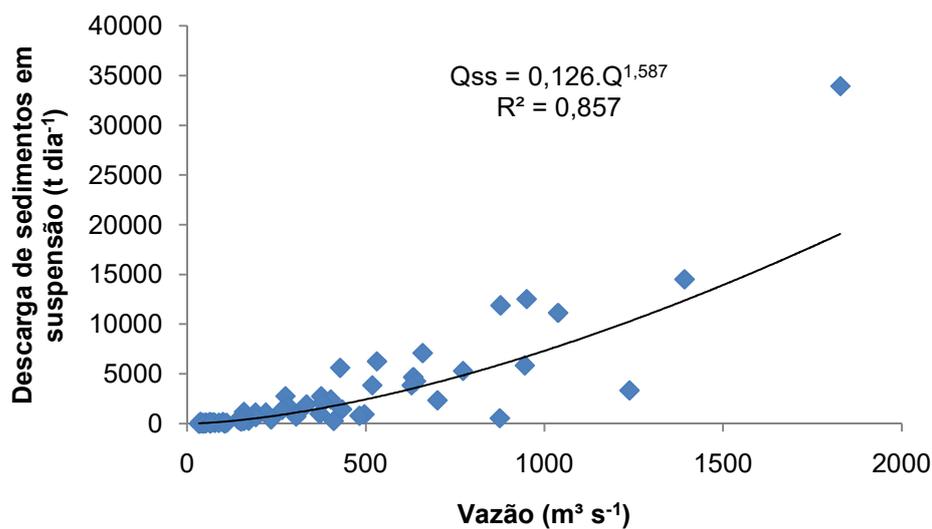


Figura 3 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados completos (1997-2019) para a seção de controle da BHRC-PM.

A Qss média observada para o período foi de 2621,2 t dia⁻¹, com valores máximos e mínimos de 33925,3 e 24 t dia⁻¹, respectivamente. O maior valor medido de Qss para o período coincide com a maior vazão observada, bem como o menor valor de Qss coincide com a menor vazão observada. Porém, ao analisar os dados de C_{ss}, percebe-se que a menor C_{ss} observada não foi gerada pela menor vazão registrada e também não resulta na menor Qss. Esse comportamento reflete a variabilidade da C_{ss} no curso d'água em função da vazão e, por consequência, evidencia que, embora tenhamos um bom ajuste entre os dados de Qss e Q,

existem incertezas associadas ao modelo da CCSS, principalmente em rios com alta variabilidade de vazão (GIROLAMO et al., 2018).

Quanto à Qss estimada pela CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉, obteve-se uma média de 2090,7 t dia⁻¹, com valores máximos e mínimos de 19060,1 t dia⁻¹ e 32,5 t dia⁻¹, respectivamente. É possível notar que a Qss estimada pela CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉ na faixa de vazões mais baixas superestimou os valores observados, enquanto sob vazões mais altas houve subestimação dos valores de Qss pelo modelo.

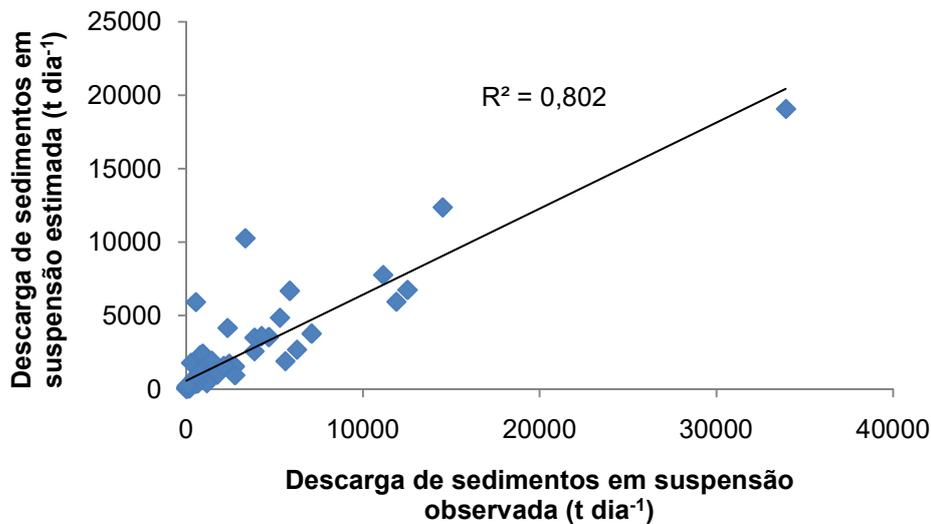


Figura 4 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para os dados completos (1997-2019).

A relação entre a Qss observada e Qss calculada pela CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉ pode ser visualizada através da Figura 4, onde se observa uma correlação positiva entre as variáveis, bem como um ajuste muito bom entre as mesmas ($R^2=0,80$). A Tabela 6 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉ em prever o comportamento da Qss.

Tabela 6 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados completos (1997-2019).

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	76,3
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,73
Coeficiente de determinação (R^2)	0,80
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,90
<i>Percent</i> BIAS (PBIAS)	20,2
Índice de concordância (d)	0,90
Índice de confiança (c)	0,80

O valor encontrado para o Erro Relativo Percentual Médio (ERP) foi mediano, indicando que há certo grau de erro associado no confronto entre os dados observados e os dados calculados pelo modelo, esse comportamento é esperado já que, pela observação dos valores de Q_{ss} medidos pelas campanhas hidrológicas e Q_{ss} calculados, constatou-se que há tendência de subestimação dos valores pelo modelo da CCSS. Além disso, esse comportamento de subestimação dos dados calculados pelo modelo é confirmado pelo *Percent* BIAS já que, segundo Gupta, Sorooshian e Yapo (1999), valores positivos para o índice indicam subestimação dos valores calculados pelo modelo, porém na classificação proposta Moriasi et al. (2007), o PBIAS apresenta boa acurácia ($\pm 15 < \text{PBIAS} < \pm 30$).

O coeficiente NS ($NS=0,73$) mostra que as estimativas obtidas pela $CCSS_{1997-2019}$ são aceitáveis, indicando que o modelo se apresenta como uma estimativa melhor do que os valores médios observados para a Q_{ss} . O comportamento do coeficiente de determinação ($R^2=0,80$) indica que o modelo representa de forma eficiente o conjunto de dados observados e do coeficiente de correlação ($r=0,90$) que há forte correlação entre os dados calculados e observados. O índice de concordância (d) e o índice de confiança (c) indicam, respectivamente, que os dados de Q_{ss} observados e estimados pelo modelo apresentam elevada concordância e confiança muito boa.

De forma geral, através da análise dos índices estatísticos propostos para avaliação da $CCSS_{1997-2019}$, constata-se que o modelo serviu ao propósito de promover uma boa estimativa dos dados, porém, o ERP é considerado mediano, indicando que há incertezas associadas à utilização da $CCSS_{1997-2019}$ para estimar a Q_{ss} no curso d'água, além da tendência a subestimação evidenciada pelo PBIAS.

Diferindo do que foi constatado pelo estudo realizado por Jung et al. (2020) para a Bacia do Rio Camaquã na sua totalidade, onde foi concluído que a utilização dos dados completos resultou em um comportamento global insatisfatório, pois não conseguiu representar a Qss com precisão.

3.1.2. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos de tempo

Neste cenário de ajuste, os dados de concentração de material em suspensão (C_{ss}) e vazão (Q), resultantes de 64 campanhas hidrológicas no período compreendido entre 1997 e 2019, foram utilizados a partir da subdivisão em dois intervalos de tempo, visando obter dois períodos de análise semelhantes em número de observações e em número de anos civis. Para isso, a divisão foi feita considerando um intervalo entre 1997 e 2008, contendo 12 anos e dados de 31 campanhas hidrológicas e outro intervalo entre 2009 e 2019, contendo 11 anos e dados de 33 campanhas hidrológicas. Para o ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈ e CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉) nesse cenário, todos os dados de C_{ss} foram transformados em Q_{ss}, através da Equação 4 e o modelo potencial (Equação 3) aplicado aos conjuntos de dados referentes a cada intervalo de tempo.

Para o primeiro intervalo de tempo (1997-2008), as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 84 cm a 440 cm, com uma média de 249,3 cm. A vazão variou de 33 m³ s⁻¹ a 1238 m³ s⁻¹, com média de 436,4 m³ s⁻¹ e a concentração de material em suspensão variou de 4,33 mg L⁻¹ a 157,05 mg L⁻¹, com uma média de 52,1 mg L⁻¹. Enquanto para o segundo intervalo de tempo (2009-2019), as cotas de medição variaram de 65 cm a 570 cm, com uma média de 181,4 cm. A vazão variou de 37,3 m³ s⁻¹ a 1828 m³ s⁻¹, com média de 290,9 m³ s⁻¹ e a concentração de material em suspensão variou de 6,2 mg L⁻¹ a 214,8 mg L⁻¹, com média de 50,9 mg L⁻¹.

Nota-se que, em média, no primeiro intervalo de tempo considerado, as medições das campanhas hidrológicas foram realizadas sob maiores cotas do nível d'água e, conseqüentemente, sob maiores vazões, enquanto as relações entre o nível d'água e a vazão apresentam excelentes valores para o coeficiente de determinação (R²), de 0,968 e 0,978, para o primeiro (Figura 5) e o segundo (Figura 6) intervalos de tempo considerados, respectivamente. Contudo, a C_{ss} média em

ambos os intervalos de tempo considerados não diferiu muito (2%), indicando que a Q_{ss} no curso d'água é bastante variável em função do nível e da vazão, o que é um efeito esperado principalmente em rios com alta variabilidade de vazão (GIROLAMO et al., 2018).

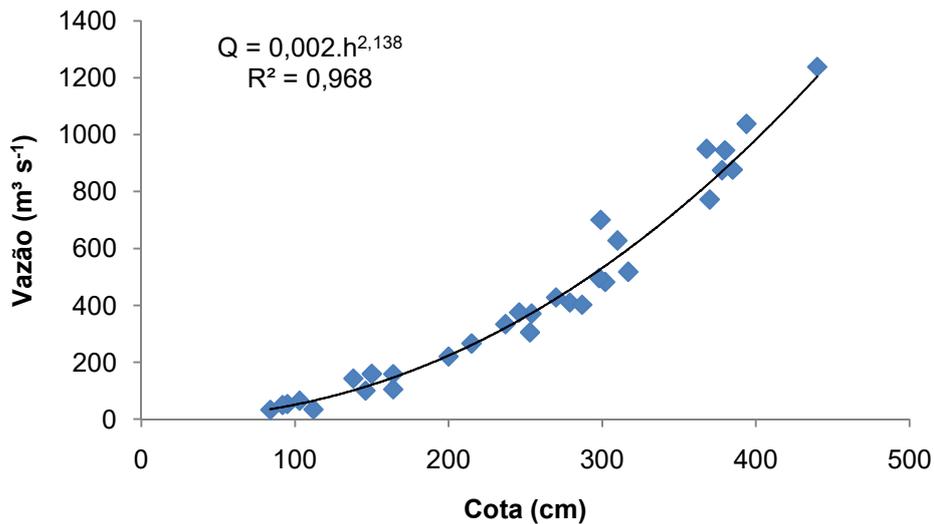


Figura 5 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 1997 a 2008 para a seção de controle da BHRC-PM.

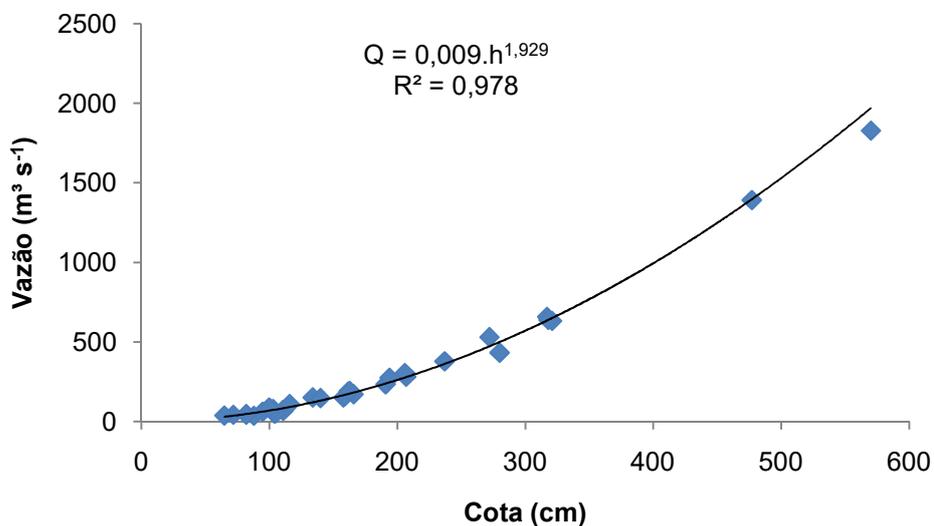


Figura 6 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 2009 a 2019 para a seção de controle da BHRC-PM.

Além da relação bem ajustada entre as cotas do nível d'água e vazão em ambos os intervalos de tempo considerados, o coeficiente de determinação mostra ajustes muito bom e excelente entre os dados de vazão e Q_{ss} , com valores de 0,81 para o intervalo de 1997 a 2008 (Figura 7) e de 0,91 para o período de 2009 a 2019

(Figura 8). A elevada qualidade do ajuste entre os dados de vazão e Q_{ss} para o segundo período pode ser explicada pelo fato de que as vazões mais baixas foram predominantes na determinação dos pontos da $CCSS_{2009-2019}$, já que em média, o período de 2009 a 2019 apresentou vazões 33% menores do que no período de 1997 a 2008, reduzindo o efeito de histerese que tende a ocorrer em vazões mais elevadas devido ao aumento da dispersão dos pontos da curva. O efeito de histerese gera defasagem entre o tempo de viagem da água e de sedimentos, sendo comum, devido a esse efeito, que um valor de vazão corresponda a mais de um valor de Q_{ss} de forma que, em grandes bacias, o pico de vazão e o pico de Q_{ss} aconteçam em momentos diferentes (YANG; LEE, 2018).

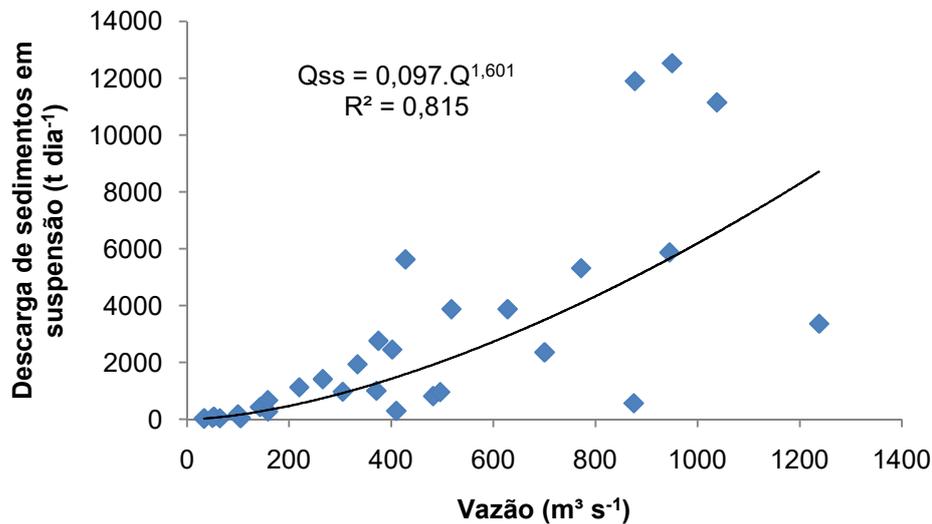


Figura 7 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 1997 a 2008 para a seção de controle da BHRC-PM.

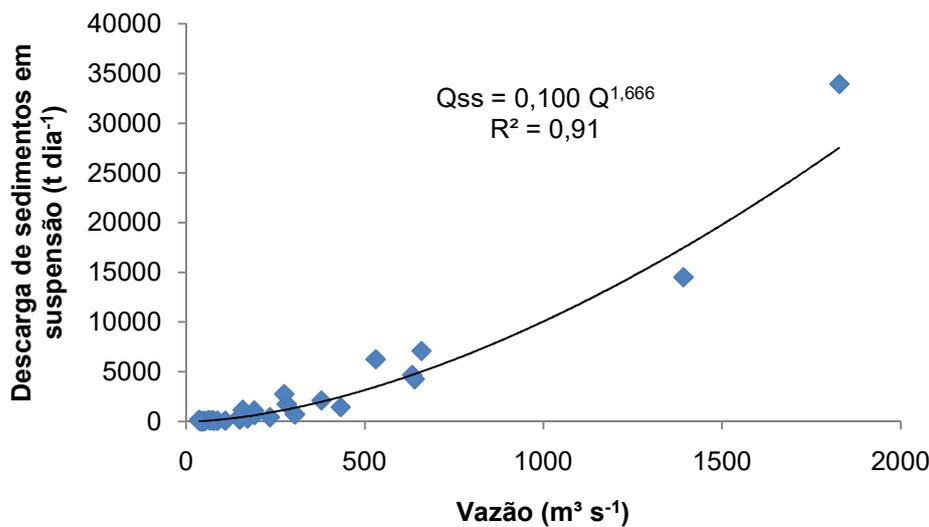


Figura 8 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de tempo para o período de 2009 a 2019 para a seção de controle da BHRC-PM.

A Qss média observada para o período de 1997 a 2008 foi de 2641,9 t dia⁻¹, com valores máximos e mínimos de 12528,7 t dia⁻¹ e 24 t dia⁻¹, respectivamente. O maior valor observado de Qss para o período não coincide com a maior vazão medida, mas sim com um elevado valor de C_{ss}, enquanto o menor valor de Qss observado coincide com a menor vazão medida. Quanto à Qss estimada pela CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈, obteve-se uma média de 2098 t dia⁻¹, com valores máximos e mínimos de 8702,8 t dia⁻¹ e 26,2 t dia⁻¹, respectivamente. Nota-se que a Qss calculada em baixas vazões superestimou os valores de Qss observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação da Qss por parte do modelo. Destaca-se o fato de que o maior valor de Qss calculada ocorreu em condições de C_{ss} baixa (31,4 mg L⁻¹) e vazão alta (1238 m³ s⁻¹). Isso ocorre porque a Qss observada deriva diretamente da C_{ss} e vazão observadas enquanto a Qss calculada deriva da vazão medida e dos coeficientes de ajuste da CCSS. Esse comportamento destoante entre as Qss observadas e calculadas é justificado pelo elevado valor obtido para o erro relativo percentual médio (ERP=93,2) e pelo valor baixo para o coeficiente NS (NS=0,48).

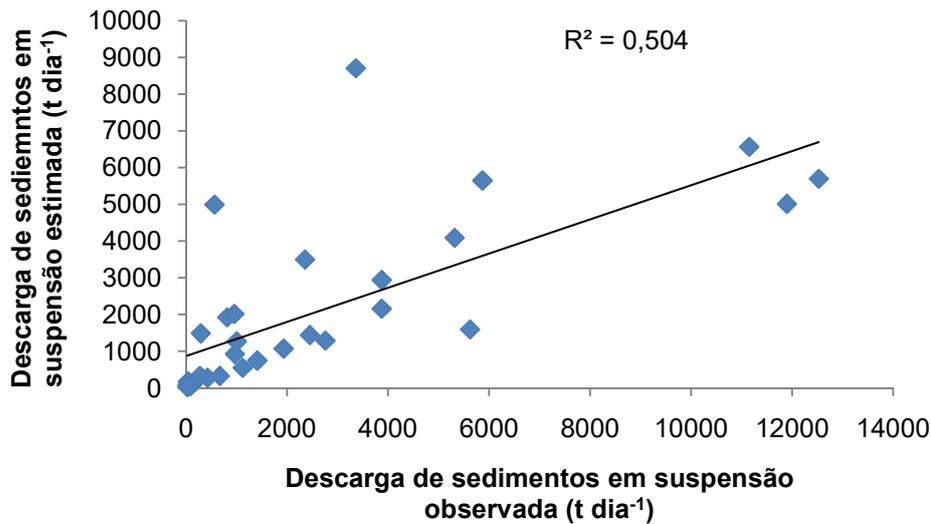


Figura 9 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o período de 1997 a 2008.

A relação entre a Qss observada e calculada para o período de 1997 a 2008 pode ser visualizada através da Figura 9, onde se observa uma correlação positiva, embora razoável (MORIASI et al., 2007), entre as variáveis ($R^2=0,504$). A Tabela 7 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈ em prever o comportamento da Qss para o período de 1997 a 2008.

Tabela 7 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de tempo para o período de 1997 a 2008.

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	93,2
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,48
Coeficiente de determinação (R^2)	0,50
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,71
Percent BIAS (PBIAS)	20,6
Índice de concordância (d)	0,79
Índice de confiança (c)	0,56

Embora o valor obtido para o NS seja considerado aceitável (SANTOS et al., 2014), indica que o modelo da CCSS, para o período em questão, tem eficiência reduzida. Além disso, o valor de ERP figura entre os maiores obtidos para os ajustes propostos neste estudo (Tabela 14), evidenciando aumento dos erros associados à estimativa da Qss, mostrando piora no desempenho geral da CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈ quando

comparado ao ajuste da CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉. Os valores obtidos para o coeficiente de determinação ($R^2=0,50$) e para o índice de confiança ($c=0,56$) corroboram com a queda na eficiência preditiva do modelo.

O coeficiente de correlação de Pearson ($r=0,71$) e de concordância de Willmott ($d=0,79$) indicam que os valores de Qss observados e calculados apresentaram uma boa associação linear e um bom nível de concordância, enquanto o *Percent BIAS* ($PBIAS=20,6$) evidenciou que houve subestimação dos valores estimados pela CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈, porém demonstrou boa acurácia ($\pm 15 \leq PBIAS < \pm 30$), segundo classificação proposta por Moriasi et al. (2007).

A Qss média observada para o período de 2009 a 2019 foi de $2601,7 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $33925,3 \text{ t dia}^{-1}$ e $24,6 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. O maior valor observado de Qss para o período coincide com os maiores valores medidos de vazão e C_{ss}, enquanto o menor valor de Qss observado coincide com a menor C_{ss} medida, mas ocorre em um nível de vazão mais elevada ($45,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Quanto à Qss estimada pela CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉, obteve-se uma média de $2336,3 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $27502,3 \text{ t dia}^{-1}$ e $41,9 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Nota-se que a Qss calculada pela CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ em baixas vazões superestimou os valores de Qss observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação da Qss por parte do modelo, mesmo comportamento observado para a CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈ e para a CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉. O maior valor de Qss calculada coincide com os valores de maior C_{ss} e vazão medidos, enquanto o menor valor calculado de Qss coincide com a menor vazão e com um valor mais elevado de C_{ss}. Novamente, esse comportamento aponta para a variabilidade do carregamento de material em suspensão pelos cursos d'água sob condições semelhantes de vazão. Isso pode ser ilustrado pelo fato de que durante a medição que resultou na menor vazão da série ($37,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), obteve-se uma medição de C_{ss} de $60,6 \text{ mg L}^{-1}$, enquanto durante a medição da segunda menor vazão da série que foi de $38,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a medida de C_{ss} foi de $15,5 \text{ mg L}^{-1}$, ou seja, 1/4 menor do que a C_{ss} medida durante a menor vazão.

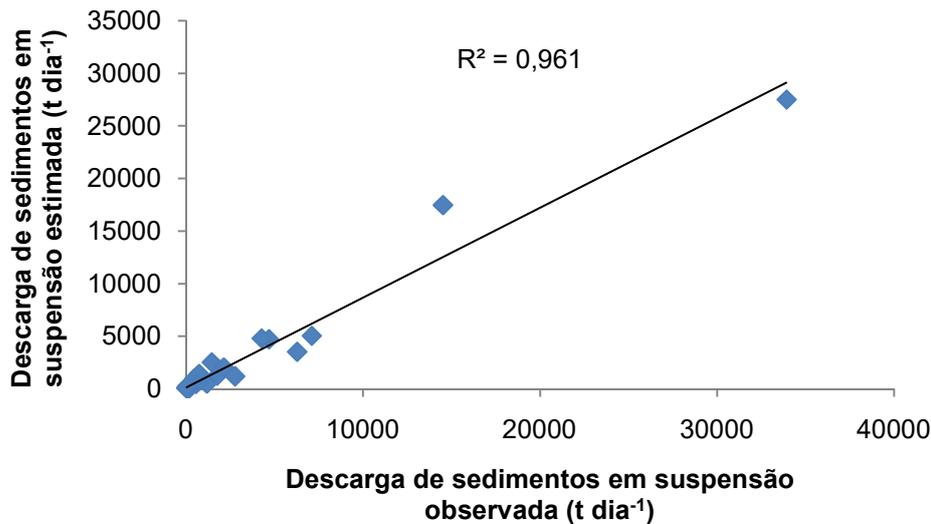


Figura 10 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o período de 2009 a 2019.

A relação entre a Qss observada e calculada pode ser visualizada através da Figura 10, onde se observa uma correlação positiva entre as variáveis ($R^2=0,961$). A Tabela 8 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ em prever o comportamento da Qss para o período de 2009 a 2019.

Tabela 8 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de tempo para o período de 2009 a 2019.

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	46,5
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,24
Coeficiente de determinação (R^2)	0,96
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,98
<i>Percent</i> BIAS (PBIAS)	10,2
Índice de concordância (d)	0,98
Índice de confiança (c)	0,96

A tendência de subestimação dos valores calculados pela CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ em relação aos valores observados é confirmada pelo *Percent* BIAS (PBIAS= 10,2). Embora demonstre o fenômeno de subestimação, o valor obtido para este índice indica uma acurácia muito boa dos dados (PBIAS $<\pm 15$), segundo classificação proposta por Moriasi et al. (2007). Além disso, o ERP para o ajuste da CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ apresenta o valor mais baixo obtido entre todos os ajustes propostos para as CCSS,

indicando que o erro entre os valores estimados e o valor médio observado é pequeno. Entretanto, o coeficiente NS ($NS=0,24$) apresentou um valor considerado inaceitável. Indicando que, embora o modelo da CCSS se apresente como a melhor alternativa em relação aos valores médios observados para estimar a Qss, o ajuste não apresentou um bom desempenho.

Os demais índices estatísticos avaliados, coeficiente de determinação ($R^2=0,96$), coeficiente de correlação de Pearson ($r=0,98$), índice de confiança ($c=0,96$) e índice de concordância ($d=0,98$), indicaram que o ajuste da CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ apresentou elevada capacidade de representar os dados observados, bem como uma associação linear positiva forte entre os dados calculados e observados, além de elevada concordância e ótima confiança de desempenho.

De forma geral, os principais índices estatísticos utilizados para avaliar o desempenho de modelos hidrológicos (ERP, NS e R^2) se mostraram desfavoráveis ao ajuste da CCSS₁₉₉₇₋₂₀₀₈, evidenciando queda do desempenho preditivo em relação à CCSS₁₉₉₇₋₂₀₁₉. Enquanto o ajuste proposto para a CCSS₂₀₀₉₋₂₀₁₉ apresentou um bom desempenho na estimativa da Qss, com um baixo erro, boa acurácia e menor viés de subestimação, porém, à luz do coeficiente de NS, o modelo apresentou baixo desempenho.

Jung et al. (2020) concluíram que, para a Bacia do Rio Camaquã na sua totalidade, a utilização de curvas-chave com menor resolução temporal melhora o desempenho da estimativa da Qss. Entretanto, no presente estudo e para o período de dados analisados, a subdivisão dos dados de entrada em intervalos de tempo menores, não resultou em uma melhora expressiva da capacidade preditiva do modelo.

3.1.3. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos de vazão

Neste cenário de ajuste, os dados de concentração de sedimentos suspensos (C_{ss}) e vazão (Q), resultantes de 64 campanhas hidrológicas no período compreendido entre 1997 e 2019, foram utilizados a partir da subdivisão em três intervalos de excedência de vazão, considerando baixas, médias e altas vazões, representadas pelos intervalos de excedência de vazão superior a 70%, entre 20 e 70% e de 0 a 20%, respectivamente. O conjunto de dados representativo de baixas vazões foi composto por observações de 20 campanhas hidrológicas, enquanto o

conjunto de dados das altas vazões foi composto por 12 observações e das vazões intermediárias por 32 observações. Para o ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão ($CCSS_{baixas}$, $CCSS_{médias}$ e $CCSS_{altas}$) nesse cenário, todos os dados de C_{ss} foram transformados em Q_{ss} , através da Equação 4 e o modelo potencial (Equação 3) aplicado aos conjuntos de dados referentes a cada intervalo de vazão.

As cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 65 cm a 164 cm, com uma média de 99,8 cm. A vazão variou de 33 a 105 $m^3 s^{-1}$, com média de 58,6 $m^3 s^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de 4,3 $mg L^{-1}$ a 60,6 $mg L^{-1}$, com uma média de 17 $mg L^{-1}$, para o conjunto de dados representativo das baixas vazões ou frequência de excedência de vazão superior a 70%.

Os dados de vazão e cota do nível d'água (Figura 11) e vazão e Q_{ss} (Figura 12) apresentaram ajustes razoável e insatisfatório no que diz respeito ao coeficiente de determinação (R^2), com valores de 0,548 e 0,164, respectivamente. Indicando que, embora as vazões tenham tendência a aumentar com o aumento do nível do curso d'água, bem como o aumento da vazão no curso d'água tende a gerar uma maior Q_{ss} , a dispersão entre os valores medidos para as variáveis estará reduzindo o desempenho preditivo da $CCSS_{baixas}$, bem como a sua confiabilidade, principalmente devido ao menor número de observações utilizadas para gerar a $CCSS_{baixas}$. Um exemplo da confiabilidade reduzida para esse intervalo de vazão é ilustrado pelo fato de que o menor valor medido de C_{ss} ocorreu durante a maior vazão registrada para o conjunto de dados de baixas vazões.

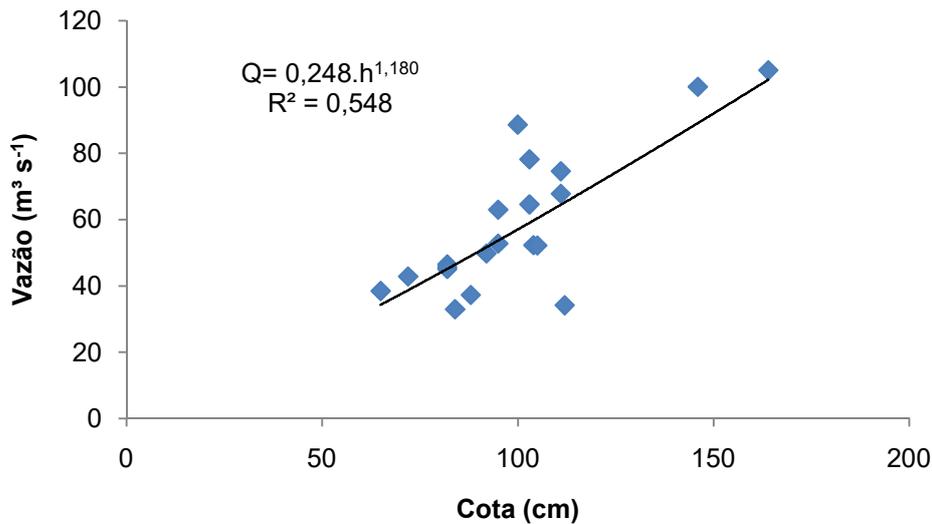


Figura 11 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

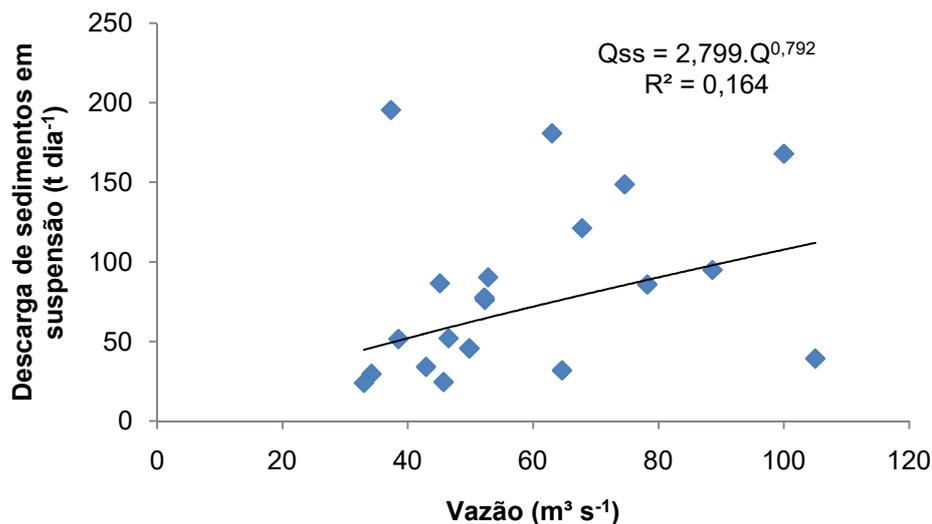


Figura 12 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

A Qss média observada para o intervalo de baixas vazões foi de $82,9 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $195,3 \text{ t dia}^{-1}$ e 24 t dia^{-1} , respectivamente. O maior valor observado de Qss para o intervalo de vazão coincide com a maior C_{ss} medida e uma baixa vazão, enquanto o menor valor de Qss observado coincide com a menor vazão medida, porém não coincide com a menor C_{ss} medida. Quanto à Qss calculada pela CCSS_{baixas}, obteve-se uma média de $69,8 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $111,9 \text{ t dia}^{-1}$ e $44,7 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Nota-se que a Qss calculada em vazões mais baixas superestimou os valores de Qss observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação da Qss por parte do modelo. Chama atenção o fato de que o maior valor de Qss calculado pelo modelo ocorreu

em condições de menor C_{ss} medida ($4,3 \text{ mg L}^{-1}$) e maior vazão ($105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). O comportamento destoante entre as Q_{ss} observadas e calculadas é justificado pelo valor baixo para o coeficiente NS ($NS=0,03$) que indica que, para o intervalo de excedência de vazão superior a 70% (baixas vazões), o desempenho da estimativa do modelo da CCSS é considerado inaceitável. Porém, como ainda apresenta valor positivo, indica que essa estimativa dos valores de Q_{ss} é melhor do que a estimativa obtida pela média dos valores observados.

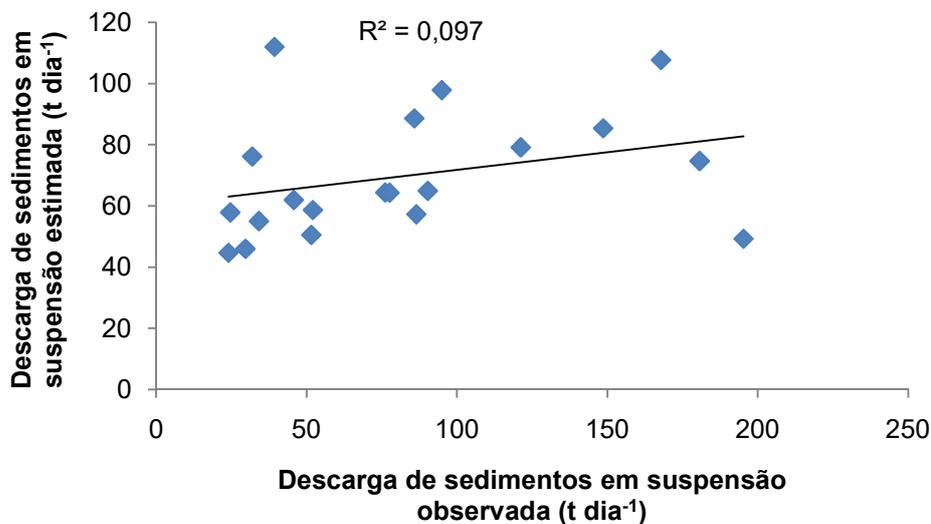


Figura 13 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de baixas vazões ($33 - 105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

A relação entre a Q_{ss} observada e calculada pela $CCSS_{baixas}$ pode ser visualizada através da Figura 13, onde pode ser observado um ajuste insatisfatório entre as variáveis ($R^2=0,097$). A Tabela 9 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da $CCSS_{baixas}$ em prever o comportamento da Q_{ss} .

Tabela 9 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de baixas vazões.

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	53,0
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,03
Coeficiente de determinação (R^2)	0,10
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,31
<i>Percent BIAS (PBIAS)</i>	20,6
Índice de concordância (d)	0,48
Índice de confiança (c)	0,15

O ERP para o ajuste das baixas vazões mostrou valor baixo (ERP=53%), entretanto os demais índices demonstraram um desempenho fraco. O coeficiente NS foi considerado inaceitável, bem como o índice de confiança (c) foi considerado péssimo, além de concordância baixa e correlação fraca entre os dados calculados e observados.

As cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 116 cm a 321 cm, com uma média de 219,5 cm. A vazão variou de 110 a 633 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, com média de 313,8 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de 8,2 mg L^{-1} a 152,1 mg L^{-1} , com uma média de 54,7 mg L^{-1} , para o conjunto de dados representativo das médias vazões ou frequência de excedência de vazão entre 20 e 70%.

Os dados de vazão e cota do nível da água (Figura 14) apresentam um excelente ajuste ilustrado pelo elevado coeficiente de determinação ($R^2=0,955$) enquanto os dados de vazão e Q_{ss} (Figura 15) apresentaram um ajuste razoável no que diz respeito ao coeficiente de determinação ($R^2=0,568$). O comportamento das variáveis indica que embora as vazões estejam altamente relacionadas com as cotas do nível d'água do rio, a C_{ss} e, conseqüentemente, a Q_{ss} são bastante variáveis em função da vazão. Logo, um aumento nos níveis de vazão do curso d'água não indica, necessariamente, que haverá aumento no carregamento de sedimentos.

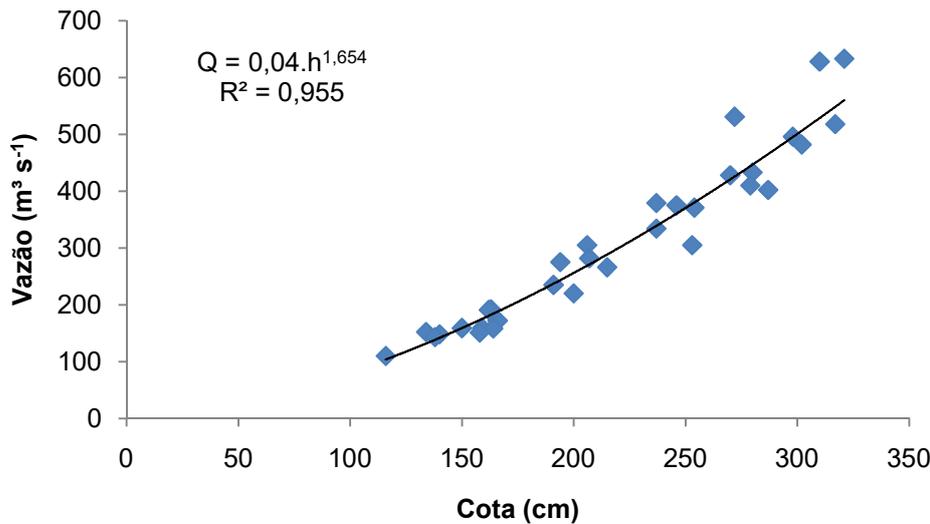


Figura 14 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para médias vazões ($110 - 633 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

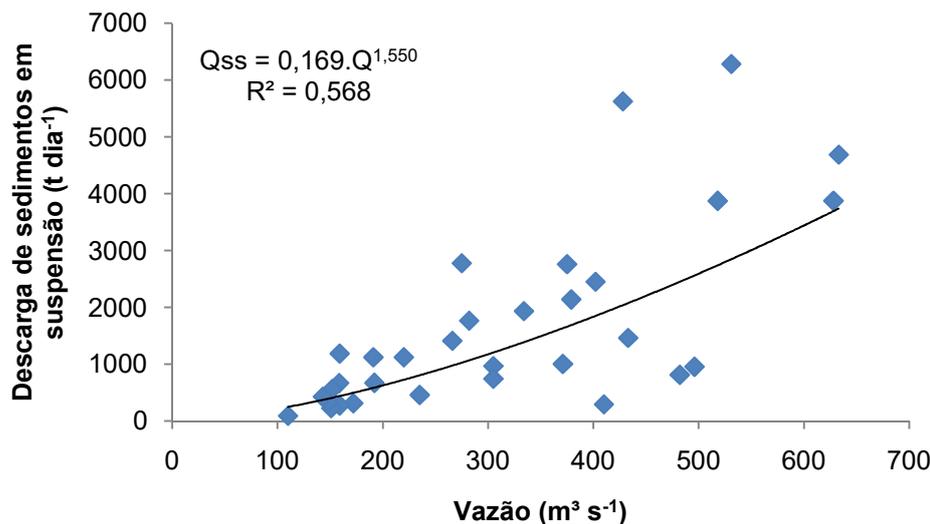


Figura 15 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para médias vazões ($110 - 633 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

A Qss média observada para o intervalo de médias vazões foi de $1663,6 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $6280,75 \text{ t dia}^{-1}$ e $90,3 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. O maior valor observado de Qss para o intervalo de vazão coincide com elevados valores de medição para vazão e C_{ss}, mas não coincide nem com a maior vazão nem com a maior C_{ss} medidas. Enquanto o menor valor de Qss observado coincide com a menor vazão e com uma C_{ss} baixa. Quanto à Qss calculada pela $CCSS_{\text{médias}}$, obteve-se uma média de $1375,7 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de 3733 t dia^{-1} e $247,6 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Nota-se que a Qss em vazões mais baixas superestimou os valores observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação da Qss por parte do modelo. Para esse conjunto de dados, as

menores Qss observadas e calculadas ocorreram nas mesmas condições de vazão e de C_{ss}.

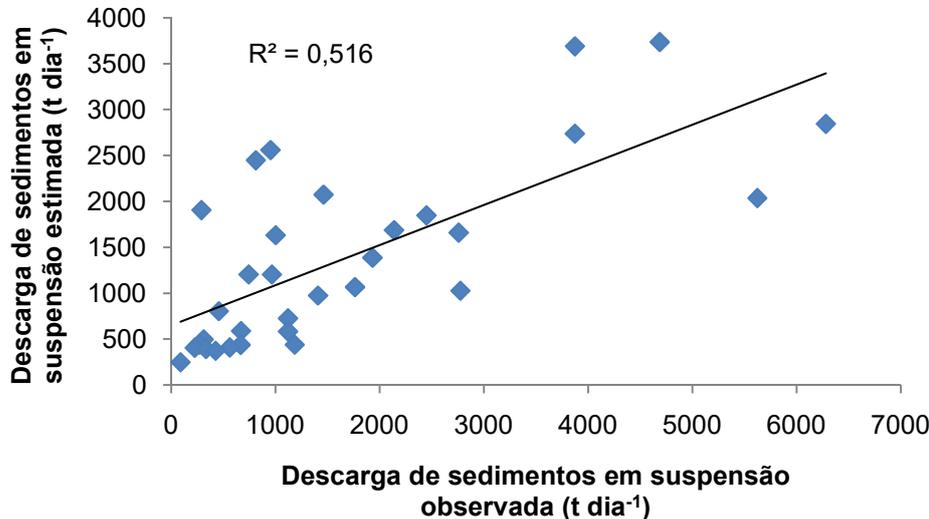


Figura 16 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de médias vazões (110 – 633 m³ s⁻¹).

A relação entre a Q_{ss} observada e calculada pela CCSS_{médias} pode ser visualizada através da Figura 16, onde observa-se um ajuste razoável entre as variáveis (R²=0,516). A Tabela 10 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da CCSS_{médias} em prever o comportamento da Q_{ss}.

Tabela 10 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de médias vazões.

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	69,8
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,47
Coeficiente de determinação (R ²)	0,51
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,72
Percent BIAS (PBIAS)	17,3
Índice de concordância (d)	0,78
Índice de confiança (c)	0,56

O ERP para o ajuste da CCSS_{médias} apresentou-se mediano (ERP=69,8%) demonstrando que a estimativa da Q_{ss} pelo modelo apresenta incertezas, além disso, o coeficiente NS encontrado para esse ajuste apresentou um valor aceitável (NS=0,47), demonstrando que o modelo da CCSS apresenta uma melhor estimativa

do que os valores médios observados. O *Percent BIAS* ($PBIAS=17,3$) indica que há tendência de subestimação dos valores calculados, porém com boa acurácia ($\pm 15 \leq PBIAS < \pm 30$). O coeficiente de correlação ($r=0,71$) indica que os dados de Q_{ss} calculados e observados apresentam uma boa associação linear e o índice de Willmott ($d=0,78$) indica boa concordância entre os dados medidos e calculados, porém, o índice de confiança ($c=0,56$) demonstra que o desempenho do modelo é sofrível.

As cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 299 cm a 570 cm, com uma média de 391,3 cm. A vazão variou de 640 a 1828 $m^3 s^{-1}$, com média de 992,9 $m^3 s^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de 7,4 $mg L^{-1}$ a 214,8 $mg L^{-1}$, com uma média de 100 $mg L^{-1}$ para o conjunto de dados representativo das altas vazões ou frequência de excedência de vazão de 0 a 20%.

Os dados de vazão e cota do nível da água (Figura 17) apresentaram um excelente ajuste, ilustrado pelo elevado coeficiente de determinação ($R^2=0,944$), indicando que a vazão aumenta de forma consistente com o aumento do nível d'água. Já a relação entre a vazão e Q_{ss} (Figura 18) apresentou um ajuste insatisfatório no que diz respeito ao coeficiente de determinação ($R^2=0,271$), indicando que existe variabilidade na C_{ss} e, conseqüentemente, na Q_{ss} em função das vazões. Esse comportamento desajustado entre Q_{ss} e vazão pode ser explicado pelo fato de que uma concentração bastante baixa de material em suspensão encontra-se no conjunto de dados de altas vazões.

Esse padrão de dispersão entre os dados de vazão, C_{ss} e Q_{ss} pode ser explicado pelo fenômeno de histerese que ocorre, geralmente, em condições de vazões elevadas. Esse efeito é perceptível em grandes bacias e está relacionado ao tempo de concentração, uma vez que representa o atraso entre a chegada do pico de vazão e do pico de concentração de material em suspensão (GLOVER; JOHNSON, 1974, YANG; LEE, 2018). E, também, ao fato de que o conjunto de dados de altas vazões foi composto por apenas 12 observações de campanhas hidrológicas.

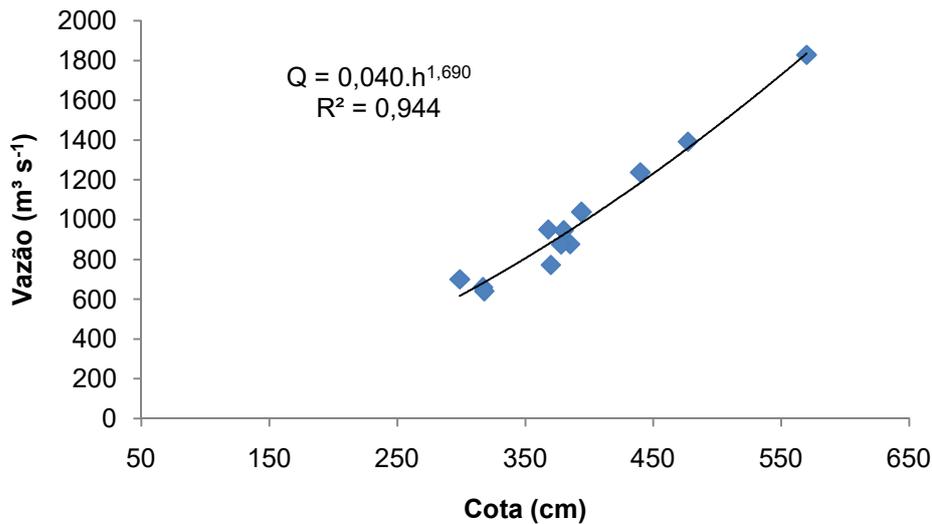


Figura 17 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

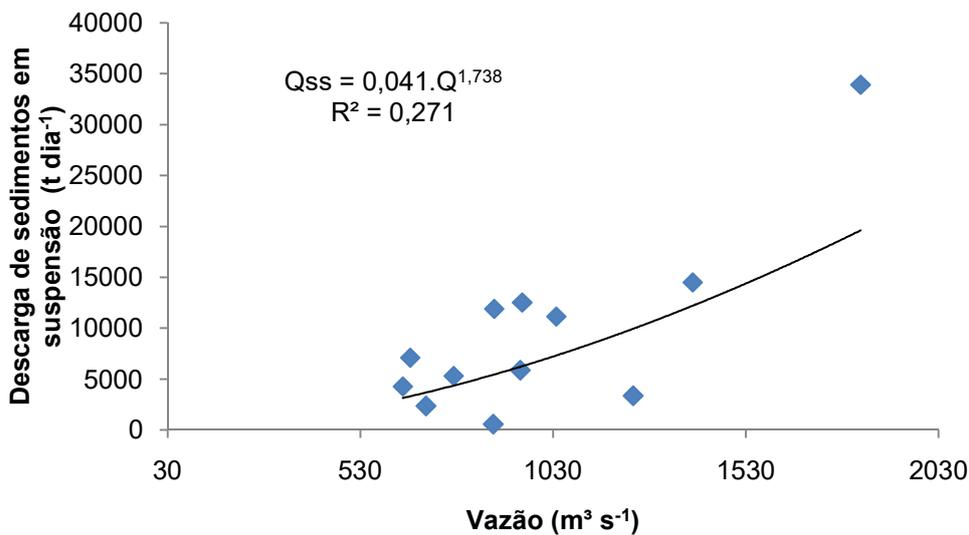


Figura 18 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos de vazão para altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para a seção de controle da BHRC-PM.

A Q_{ss} média observada para o intervalo de altas vazões foi de $9405,4 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $33925,3$ e $562,5 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Quanto à Q_{ss} calculada pela $CCSS_{altas}$, obteve-se uma média de $7255,2 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $19060,1 \text{ t dia}^{-1}$ e $3160,4 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Nota-se que a Q_{ss} calculada em baixas vazões superestimou os valores observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação dos valores de Q_{ss} por parte do modelo. Chama atenção o fato de que de o menor valor calculado para Q_{ss} ocorreu sob a menor vazão medida ($Q=640 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e com um valor de C_{ss} relativamente alto ($C_{ss}=77,3 \text{ mg L}^{-1}$), enquanto a menor Q_{ss} observada ocorreu na condição de menor C_{ss} medido ($C_{ss}=7,4 \text{ mg L}^{-1}$) e sob uma vazão mais elevada

($Q=875 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), evidenciando, mais uma vez, o fenômeno de histerese. Além disso, esse comportamento ilustra claramente a dependência da Q_{ss} calculada em relação aos valores de vazão enquanto a Q_{ss} observada sofre influência da vazão e da C_{ss} .

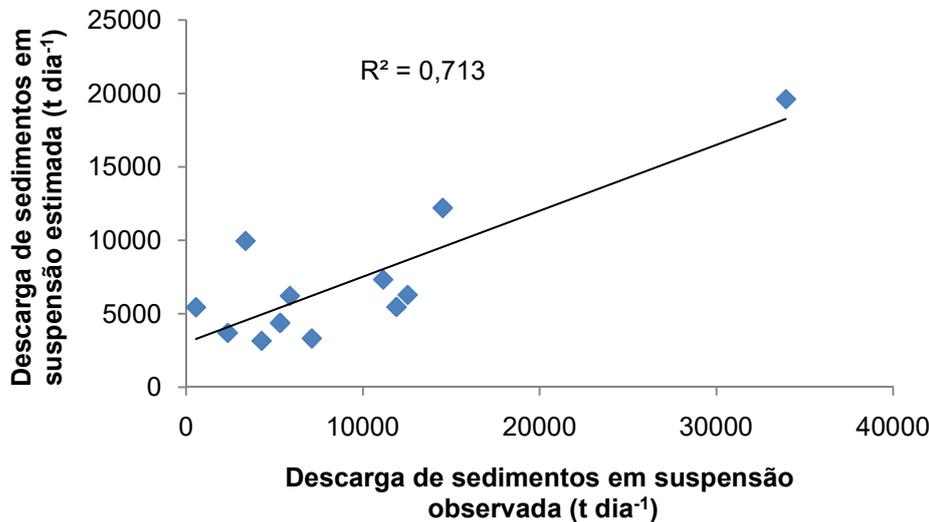


Figura 19 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo de altas vazões ($640 - 1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

A relação entre a Q_{ss} observada e calculada pela $CCSS_{altas}$ pode ser visualizada através da Figura 19, onde pode ser observada uma correlação positiva entre as variáveis, bem como um bom ajuste ($R^2=0,713$). A Tabela 11 apresenta os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência da $CCSS_{altas}$ em prever o comportamento da Q_{ss} .

Tabela 11 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalo de vazão para o intervalo de altas vazões.

Índice estatístico	Valor
Erro relativo percentual médio (ERP)	118,4
Coefficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,55
Coefficiente de determinação (R^2)	0,71
Coefficiente de correlação de Pearson (r)	0,84
Percent BIAS (PBIAS)	22,8
Índice de concordância (d)	0,81
Índice de confiança (c)	0,68

O valor encontrado para o Erro Relativo Percentual Médio (ERP) foi muito alto (ERP=118,4%), evidenciando as incertezas associadas na estimativa da Q_{ss} pelo

modelo da CCSS, além disso, o coeficiente NS (NS=0,55) apresentou um valor considerado apenas aceitável, porém indicando que o modelo da CCSS se apresenta como a melhor alternativa para estimar a Qss do que a média dos valores observados. O *Percent* BIAS (PBIAS=22,8) indica que houve tendência de subestimação dos valores calculados em relação aos valores observados para a Qss, porém ainda dentro de um intervalo considerado com boa acurácia ($\pm 15 \leq \text{PBIAS} < \pm 30$). O comportamento do coeficiente de determinação ($R^2=0,71$) indica que o modelo representa de forma eficiente o conjunto de dados observados e do coeficiente de correlação ($r=0,84$) que há boa correlação entre os dados calculados e observados. O índice de concordância ($d=0,81$) e o índice de confiança ($c=0,68$) indicam, respectivamente, que os dados de Qss observados e estimados pelo modelo apresentam elevada concordância e confiança boa.

De forma geral, nenhum dos índices estatísticos utilizados para avaliar o ajuste da CCSS_{baixas} apresentou bom desempenho, com exceção do PBIAS que mostrou tendência de subestimação dos valores calculados de Qss em relação aos observados com uma boa acurácia ($\pm 15 \leq \text{PBIAS} < \pm 30$) e o ERP que apresentou valor baixo (ERP=53%). Enquanto o desempenho do ajuste da CCSS_{médias} se mostrou aceitável e mediano para os principais índices estatísticos utilizados para avaliar modelos hidrológicos – ERP, NS, R^2 e R (FERREIRA; PAZ; BRAVO, 2020). Quanto ao ajuste da CCSS_{altas}, apesar do conjunto de dados ser composto por um número pequeno de observação de vazão e C_{ss}, pode-se constatar que os índices estatísticos analisados demonstraram um bom ajuste e uma eficiência aceitável do modelo da CCSS para estimar os dados de Qss, exceto pelo ERP que se mostrou elevado.

Este comportamento difere daquele que foi encontrado por Jung et al. (2020) para a Bacia do Rio Camaquã na sua totalidade, já que concluíram que as curvas-chave de sedimentos para descargas mais elevadas não são confiáveis, enquanto que para vazões menores que $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a aplicação poderia ser feita de forma mais confiável. Ao passo que Girolamo et al. (2018) concluíram que a estratificação dos dados de entrada em intervalos de vazão, melhorou de forma considerável o desempenho preditivo das curvas-chave, comportamento esse, que não foi verificado para a BHRC-PM, já que não houve melhora global dos índices analisados para os intervalos de vazão considerados.

3.1.4. Ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão para a subdivisão em intervalos sazonais

Neste cenário de ajuste, os dados de concentração material em suspensão (C_{ss}) e vazão (Q), resultantes de 64 campanhas hidrológicas realizadas no período de 1997 a 2019, foram utilizados a partir da subdivisão para cada estação do ano. O conjunto de dados representativo de cada estação foi composto por dados de 7, 18, 22 e 17 campanhas hidrológicas, para o verão, outono, inverno e primavera, respectivamente. Para o ajuste das curvas-chave de sedimentos em suspensão ($CCSS_{\text{verão}}$, $CCSS_{\text{outono}}$, $CCSS_{\text{inverno}}$ e $CCSS_{\text{primavera}}$) nesse cenário, todos os dados de C_{ss} foram transformados em Q_{ss} , através da Equação 4 e o modelo potencial (Equação 3) aplicado aos conjuntos de dados referentes a cada intervalo.

Para o período de verão, as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 72 cm a 317 cm, com uma média de 170,4 cm. A vazão variou de $34,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $518 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com média de $201,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de $9,2 \text{ mg L}^{-1}$ a $86,5 \text{ mg L}^{-1}$, com uma média de $33,9 \text{ mg L}^{-1}$. A Q_{ss} média observada para o período de verão foi de $877,3 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $3873,1$ e $29,6 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Quanto à Q_{ss} estimada pela $CCSS_{\text{verão}}$, obteve-se uma média de $783,4 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $2401,7 \text{ t dia}^{-1}$ e $39,4 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente.

Para o período de outono, as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 65 cm a 378 cm, com uma média de 183,6 cm. A vazão variou de $33 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com média de $284,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de $5,7 \text{ mg L}^{-1}$ a $152,6 \text{ mg L}^{-1}$, com uma média de $47,8 \text{ mg L}^{-1}$. A Q_{ss} média observada para o período de outono foi de $1906,2 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $12528,7$ e 24 t dia^{-1} , respectivamente. Quanto à Q_{ss} estimada pela $CCSS_{\text{outono}}$, obteve-se uma média de 1407 t dia^{-1} , com valores máximos e mínimos de $6018,3 \text{ t dia}^{-1}$ e $41,9 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente.

Para o período de inverno, as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 82 cm a 440 cm, com uma média de 205,8 cm. A vazão variou de $45,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $1238 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com média de $322 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de $6,2 \text{ mg L}^{-1}$ a $85,1 \text{ mg L}^{-1}$, com uma média de $40,7 \text{ mg L}^{-1}$. A Q_{ss} média observada para o período de inverno foi de $1366,1 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $5868,8$ e $24,6 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Quanto à Q_{ss}

estimada pela $CCSS_{\text{inverno}}$, obteve-se uma média de $1483,8 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $9651,8 \text{ t dia}^{-1}$ e $46,7 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente.

Para o período de primavera, as cotas de medição, que equivalem ao nível do curso d'água, variaram de 82 cm a 570 cm, com uma média de 275,9 cm. A vazão variou de $46,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $1828 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com média de $559,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a concentração de material em suspensão variou de $4,3 \text{ mg L}^{-1}$ a $214,8 \text{ mg L}^{-1}$, com uma média de $76,5 \text{ mg L}^{-1}$. A Q_{ss} média observada para o período de primavera foi de $5720,7 \text{ t dia}^{-1}$, com valores máximos e mínimos de $33925,3$ e $39,3 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente. Quanto à Q_{ss} estimada pela $CCSS_{\text{primavera}}$, obteve-se uma média de 4770 t dia^{-1} , com valores máximos e mínimos de $26512,4 \text{ t dia}^{-1}$ e $36,4 \text{ t dia}^{-1}$, respectivamente.

Nota-se que, nos períodos de verão e outono, a Q_{ss} calculada em baixas vazões superestimou os valores observados, enquanto sob vazões maiores houve subestimação da Q_{ss} por parte do modelo. Enquanto na primavera houve subestimação dos valores de Q_{ss} calculada pela $CCSS_{\text{primavera}}$ em relação aos valores observados. Já no período de inverno, houve superestimação dos valores observados em relação à estimativa da Q_{ss} obtida através da $CCSS_{\text{inverno}}$, sendo que essa superestimação de valores que ocorreu no inverno fica evidenciada pelo PBIAS negativo (PBIAS= -8,6).

Os dados de vazão e cota do nível d'água apresentaram um excelente ajuste para todas as estações do ano, isso é ilustrado pelos elevados coeficientes de determinação obtidos de 0,916, 0,976, 0,981, 0,971 para o verão (Figura 20), outono (Figura 21), inverno (Figura 22) e primavera (Figura 23), respectivamente, indicando que a vazão aumenta de forma consistente com o aumento do nível d'água.

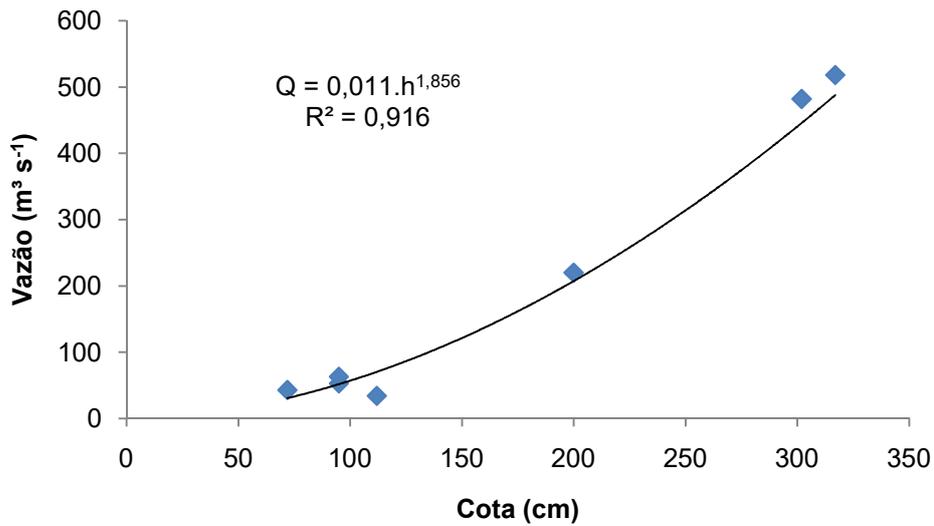


Figura 20 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o verão para a seção de controle da BHRC-PM.

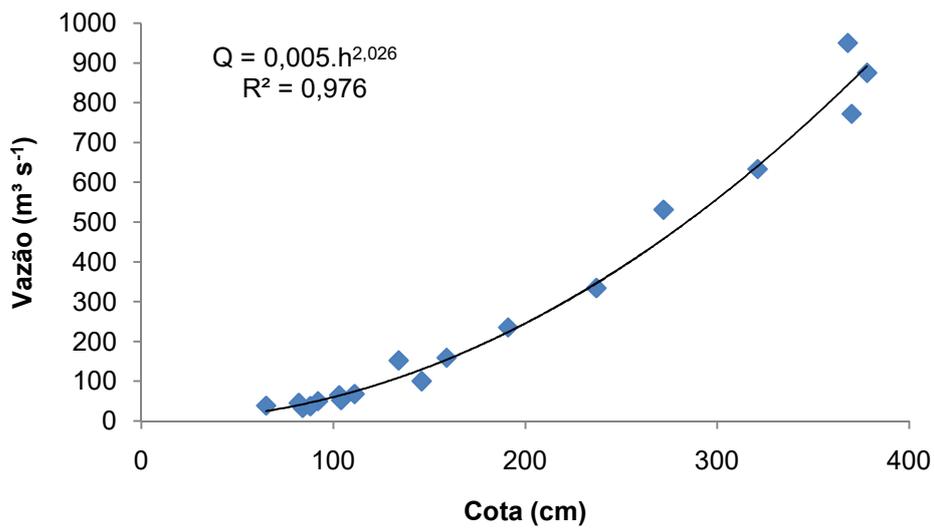


Figura 21 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o outono para a seção de controle da BHRC-PM.

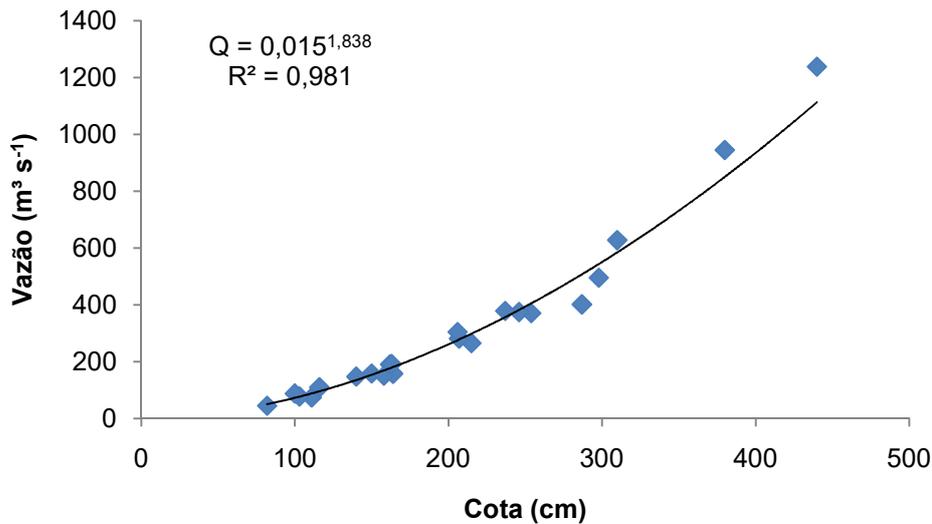


Figura 22 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o inverno para a seção de controle da BHRC-PM.

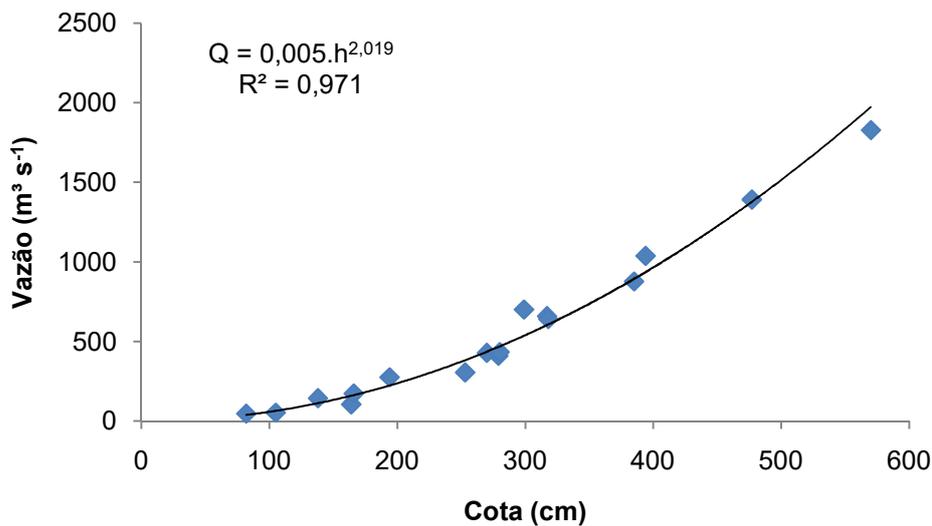


Figura 23 - Curva-chave nível x vazão com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para a primavera para a seção de controle da BHRC-PM.

A relação entre vazão e Q_{ss} apresentou um ajuste muito bom no que diz respeito ao coeficiente de determinação, com valores de 0,895, 0,816, 0,856 e 0,861, para o verão (Figura 24), outono (Figura 25), inverno (Figura 26) e primavera (Figura 27), respectivamente. Portanto, indicando que a Q_{ss} aumenta de forma consistente com o aumento da vazão. Embora o número de dados que compôs os ajustes para as quatro estações do ano tenha sido diferente, variando de 7 a 22 conjuntos de observações de nível, vazão e C_{ss} , observa-se que estas variáveis mostram um bom ajuste entre elas.

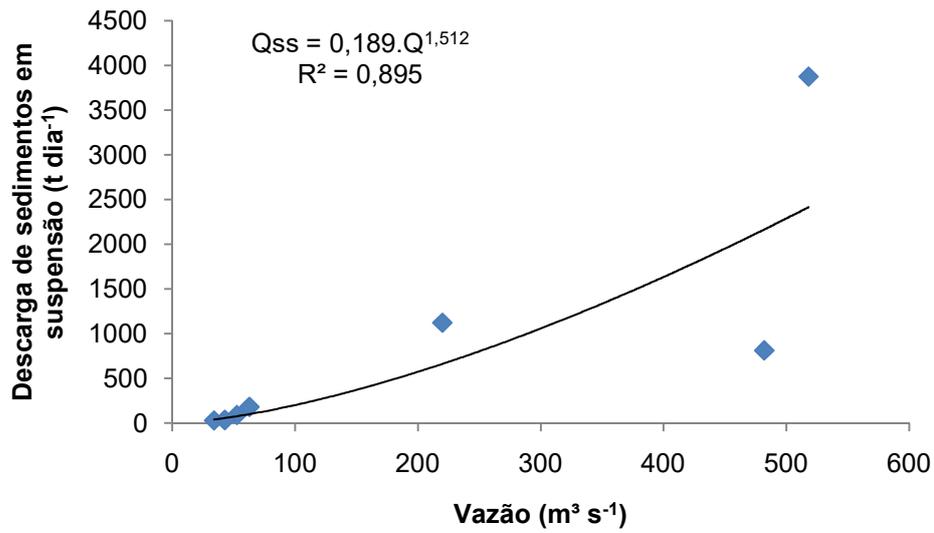


Figura 24 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o verão para a seção de controle da BHRC-PM.

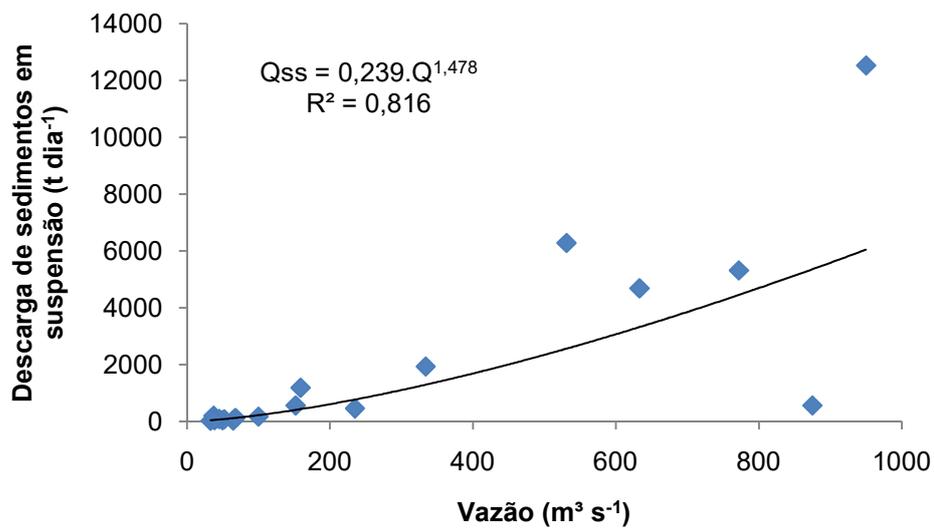


Figura 25 - Curva-chave vazão x Q_{ss} com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o outono para a seção de controle da BHRC-PM.

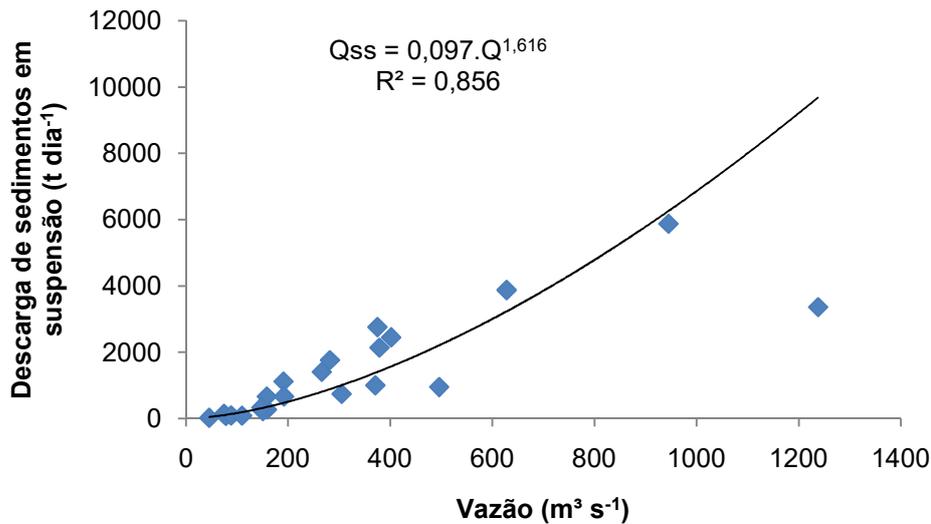


Figura 26 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para o inverno para a seção de controle da BHRC-PM.

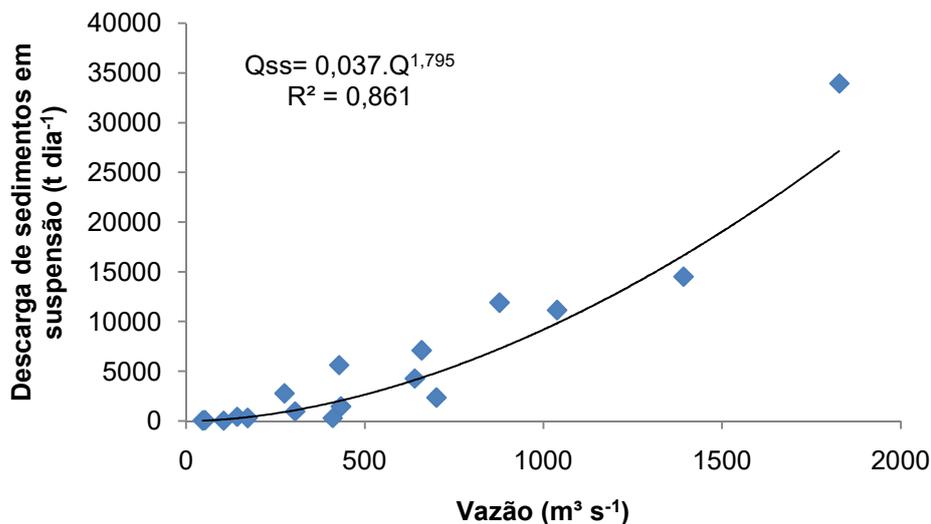


Figura 27 - Curva-chave vazão x Qss com a utilização dos dados subdivididos em intervalos sazonais para a primavera para a seção de controle da BHRC-PM.

Com relação às Qss observadas e calculadas pelo modelo da CCSS para a subdivisão em intervalos sazonais, podem ser observadas correlações positivas entre as variáveis para todas as estações do ano, sendo esta correlação mais forte para a primavera, e menor para o verão, outono e inverno com valores para o coeficiente de correlação de Pearson (r) de 0,97, 0,80, 0,78 e 0,77, respectivamente. O ajuste para a primavera (Figura 31) mostrou o melhor desempenho para o coeficiente de determinação (R^2) com valor de 0,937, enquanto as demais estações do ano tiveram o desempenho reduzido em relação a esse índice, com valores de 0,646, 0,612 e 0,592 para o verão (Figura 28), outono (Figura 29) e inverno (Figura 30), respectivamente.

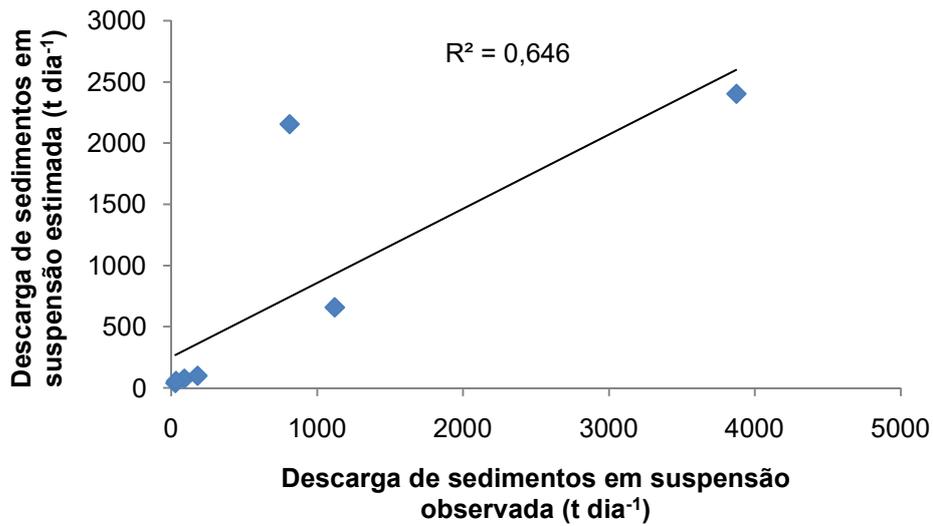


Figura 28 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do verão.

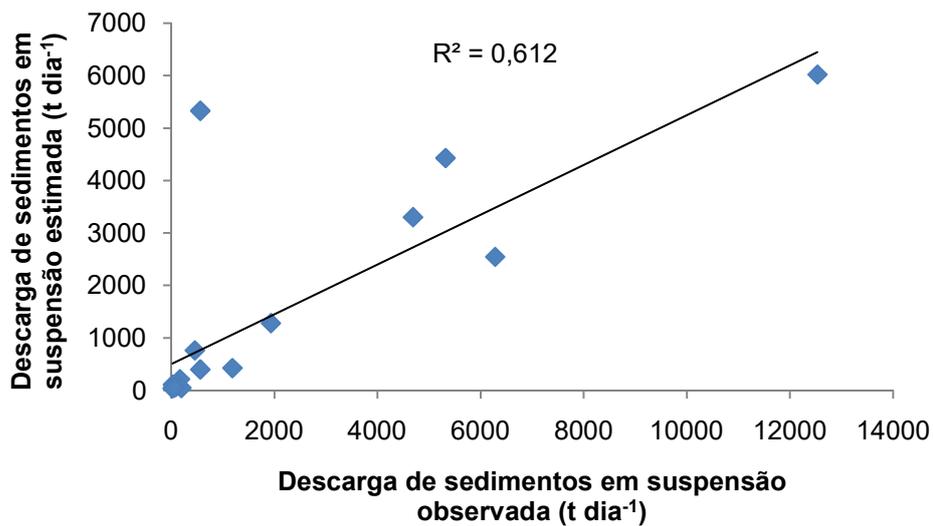


Figura 29 - Relação entre a Q_{ss} observada e a Q_{ss} estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do outono.

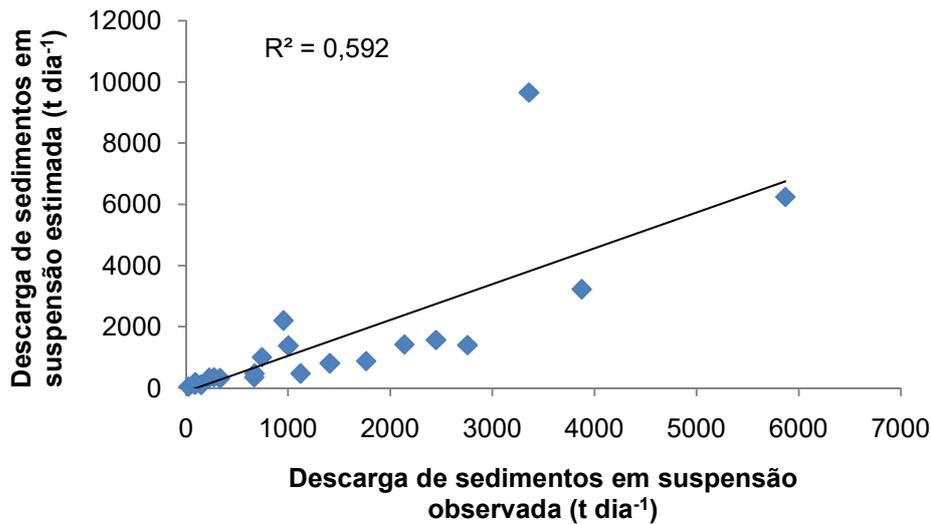


Figura 30 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo do inverno.

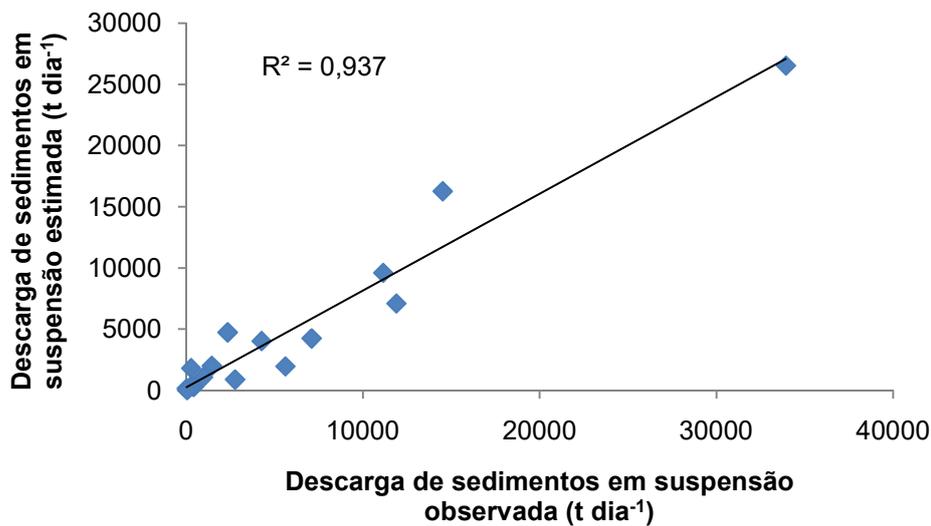


Figura 31 - Relação entre a Qss observada e a Qss estimada pelo modelo da curva-chave para o intervalo da primavera.

Outono e primavera demonstraram valores elevados para o ERP (96,3% e 80,5%), indicando que os valores de Qss estimados pelo modelo da CCSS se afastam de forma considerável dos valores médios observados. Mesmo com o elevado valor encontrado para o ERP na primavera, esta é a estação do ano que apresenta o melhor desempenho para o coeficiente NS ($NS=0,90$) indicando um excelente desempenho da $CCSS_{primavera}$ para a estimativa da Qss. Por outro lado, o pior desempenho para o coeficiente NS foi no inverno ($NS=0,02$), evidenciando um péssimo ajuste, porém, mesmo assim, a estimativa da $CCSS_{inverno}$ se mostra melhor do que a média dos valores observados de Qss, pois o coeficiente NS teve valor

positivo. Verão e outono tiveram um desempenho aceitável para o coeficiente NS com valores de 0,64 e 0,55, respectivamente. Com relação ao *Percent BIAS*, observa-se um viés de superestimação dos valores calculados para o inverno (PBIAS negativo), enquanto para as demais estações, esse viés é de subestimação. Com relação aos índices de concordância (d) e de confiança (c), a primavera apresentou o melhor desempenho, seguida pelo inverno, verão e outono.

A Tabela 12 permite visualizar os índices estatísticos calculados para a interpretação da eficiência do modelo da CCSS subdividido em intervalos sazonais em prever o comportamento da Qss.

Tabela 12 - Índices estatísticos do ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão para os dados subdivididos em intervalos sazonais.

Índice estatístico	Valor			
	Verão	Outono	Inverno	Primavera
Erro relativo percentual médio (ERP)	57,3	96,3	52,0	80,5
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	0,64	0,55	0,02	0,90
Coeficiente de determinação (R ²)	0,65	0,61	0,59	0,94
Coeficiente de correlação de Pearson (r)	0,80	0,78	0,77	0,97
<i>Percent BIAS</i> (PBIAS)	10,7	26,2	-8,6	16,6
Índice de concordância (d)	0,87	0,82	0,98	0,97
Índice de confiança (c)	0,70	0,64	0,76	0,94

De forma geral, através da análise dos índices estatísticos propostos para avaliação do modelo da CCSS, constata-se que o modelo foi eficiente na estação da primavera, porém teve o desempenho reduzido para as demais estações do ano, sendo que no inverno observou-se o pior desempenho para NS. Resultados que vão de encontro com Girolamo et al. (2018) que observaram que não houve melhora na predição da carga de sedimentos em suspensão quando os dados foram estratificados em intervalos sazonais.

3.2. Avaliação das curvas-chave de sedimentos em suspensão

As curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) foram ajustadas para os dados de Qss completos, subdivididos em intervalos de tempo, de vazão e sazonais. Com isso, foi possível calcular índices estatísticos para avaliar a eficiência do modelo em relação à sua capacidade de estimar os dados de Qss.

Tabela 13 - Avaliação do coeficiente de Nash-Sutcliffe para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	Valor	Interpretação
Dados completos	0,73	Aceitável
Intervalo de tempo –período 1997-2008	0,48	Aceitável
Intervalo de tempo - período 2009-2019	0,24	Inaceitável
Intervalo de vazão - altas vazões	0,55	Aceitável
Intervalo de vazão – médias vazões	0,47	Aceitável
Intervalo de vazão – baixas vazões	0,03	Inaceitável
Intervalo sazonal – Verão	0,64	Aceitável
Intervalo sazonal – Outono	0,56	Aceitável
Intervalo sazonal – Inverno	0,02	Inaceitável
Intervalo sazonal – primavera	0,90	Adequado

A avaliação do coeficiente NS (Tabela 13) mostrou que os ajustes das CCSS construídas fornecem melhores estimativas da Qss do que a aplicação dos valores médios observados. Esse comportamento é ilustrado pelo fato de que em todos os cenários, o NS apresentou valores positivos. Entretanto, mesmo que o modelo da CCSS se mostre melhor do que os valores médios observados para estimar a Qss, nota-se que, tanto na subdivisão em intervalos de tempo quanto de vazão, houve queda no desempenho do modelo com relação à utilização dos dados completos do período (NS=0,73). Além disso, na subdivisão em intervalos sazonais, apenas a CCSS_{primavera} (NS=0,90) mostrou melhora no desempenho em relação a CCSS₁₉₉₇₋

Portanto, considerando a estatística NS e a sua interpretação, apenas a $CCSS_{primavera}$ apresentou desempenho bom e adequado, ao passo que a $CCSS_{2009-2019}$ (NS=0,24), $CCSS_{baixas}$ (NS=0,03) e $CCSS_{inverno}$ (NS=0,02) mostraram-se com desempenho inaceitável, enquanto os demais ajustes mostram-se aceitáveis com valores de NS variando de 0,47 ($CCSS_{altas}$) a 0,73 ($CCSS_{1997-2019}$). Analisando de forma isolada o comportamento do coeficiente NS, conclui-se que a $CCSS_{primavera}$ e a $CCSS_{1997-2019}$ mostraram os melhores desempenhos na estimativa da Qss por meio das CCSS.

Tabela 14 - Desempenho do Erro Relativo Percentual Médio para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	Valor	Interpretação
Dados completos	76,3	Médio
Intervalo de tempo –período 1997-2008	93,2	Alto
Intervalo de tempo - período 2009-2019	46,5	Baixo
Intervalo de vazão - altas vazões	118,4	Alto
Intervalo de vazão – médias vazões	69,8	Médio
Intervalo de vazão – baixas vazões	53,0	Baixo
Intervalo sazonal – Verão	57,3	Baixo
Intervalo sazonal – Outono	96,3	Alto
Intervalo sazonal – inverno	52,0	Baixo
Intervalo sazonal – primavera	80,5	Médio

Ao analisar o Erro Relativo Percentual Médio (ERP) (Tabela 14), nota-se que os maiores valores obtidos para o coeficiente NS coincidem com valores medianos de ERP, apresentando 76,3% de erro para a $CCSS_{1997-2019}$ e 80,5% para a $CCSS_{primavera}$. E, ainda, percebe-se que nos casos em que o NS se mostrou inaceitável ($CCSS_{baixas}$ e $CCSS_{inverno}$), apresentam valores baixos de ERP, com 53,0% e 52,0% de erro, respectivamente. Os maiores valores de ERP foram obtidos

para a $CCSS_{1997-2008}$, $CCSS_{altas}$ e $CCSS_{outono}$ que apresentaram valores que variaram de 0,48 a 0,56 para o coeficiente de NS.

Outro índice estatístico importante a ser verificado é o coeficiente de determinação (R^2), que apresentou o melhor desempenho para a $CCSS_{2009-2019}$, $CCSS_{primavera}$ e $CCSS_{1997-2019}$, com valores de 0,96, 0,94 e 0,80, respectivamente. Evidenciando que para os ajustes citados, grande parte da variabilidade dos dados é explicada pelo modelo potencial aplicado para obtenção das CCSS. Nota-se que tanto a utilização dos dados completos quanto o intervalo da primavera apresentaram bom desempenho para o coeficiente NS e para o coeficiente de determinação, entretanto apresentaram valores medianos para o ERP, enquanto o inverno e o intervalo de baixas vazões, que apresentaram os menores valores para o coeficiente NS, mostraram valores de ERP menores e coeficientes de determinação de 0,59 e 0,10, respectivamente.

Fica evidente que, considerando os índices estatísticos ERP, NS e R^2 , não houve nenhum ajuste específico de CCSS que tenha apresentado desempenho superior ou inferior na análise conjunta dos fatores, pois o ajuste que apresentou o melhor desempenho para o coeficiente NS ($CCSS_{primavera}$) teve valor mediano de ERP e um elevado R^2 , ao passo que o menor ERP ($CCSS_{2009-2019}$), apresentou elevado R^2 , mas NS baixo e considerado inaceitável. Por outro lado, os piores desempenhos para o NS apresentaram baixos valores de ERP e não obtiveram elevado R^2 . Isso evidencia que os ajustes que tiveram o melhor desempenho no coeficiente NS apresentaram também elevado R^2 , enquanto os ajustes que tiveram o pior desempenho no coeficiente NS, apresentaram baixos valores para ERP.

O coeficiente de correlação (r) demonstrou que para todos os ajustes propostos, houve correlação positiva entre os valores observados e calculados para a Qss, sendo que as correlações mais fortes foram encontradas para a $CCSS_{2009-2019}$ ($r=0,98$), para a $CCSS_{primavera}$ ($r=0,97$) e para a $CCSS_{1997-2019}$ ($r=0,90$), enquanto a correlação mais fraca foi encontrada para a $CCSS_{baixas}$ ($r=0,31$). Nos demais ajustes propostos, a correlação variou de 0,71 a 0,84. Girolamo et al. (2015) notaram que houve redução nos coeficientes de correlação (r) e determinação (R^2) após a subdivisão dos dados em intervalos de vazão, mesmo comportamento constatado a partir da observação da Tabela 15.

Tabela 15 - Desempenho e classificação segundo Moriasi et al. (2007) do coeficiente de determinação (R^2) e desempenho do coeficiente de correlação de Pearson (r) para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	R^2	Interpretação R^2	R
Dados completos	0,80	Muito bom	0,90
Intervalo de tempo – período 1997-2008	0,50	Razoável	0,71
Intervalo de tempo - período 2009-2019	0,96	Excelente	0,98
Intervalo de vazão - altas vazões	0,71	Bom	0,84
Intervalo de vazão – médias vazões	0,51	Razoável	0,72
Intervalo de vazão – baixas vazões	0,097	Insatisfatório	0,31
Intervalo sazonal – Verão	0,64	Razoável	0,80
Intervalo sazonal – Outono	0,61	Razoável	0,78
Intervalo sazonal – Inverno	0,59	Razoável	0,77
Intervalo sazonal - primavera	0,94	Excelente	0,97

O *Percent BIAS* (Tabela 16), que mede a tendência de subestimação ou superestimação dos valores calculados em relação aos observados, manteve-se com um desempenho classificado como bom ($\pm 15 \leq \text{PBIAS} < \pm 30$) para 70% dos ajustes propostos e muito bom ($\text{PBIAS} < \pm 15$) nos demais 30%. Menores valores são observados para o PBIAS na $\text{CCSS}_{2009-2019}$, na $\text{CCSS}_{\text{verão}}$ e na $\text{CCSS}_{\text{inverno}}$, enquanto os maiores valores são observados na $\text{CCSS}_{\text{outono}}$ e $\text{CCSS}_{\text{altas}}$.

O desempenho do PBIAS tem o mesmo comportamento do ERP, pois os ajustes que apresentaram menores valores de ERP tiveram menores vieses de subestimação e vice-versa. No trabalho de Jung et al. (2020) para a Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã como um todo, o desempenho global das curvas-chave foi considerado insatisfatório e o pior ajuste resultou em um valor de PBIAS maior que 299%. Nota-se que os valores obtidos para a BHRC-PM apresentaram vieses muito menores, indicando que para uma porção menor da BHRC, as estimativas de Qss oriundas das CCSS apresentam desempenho melhor.

Girolamo et al. (2015) observaram que, para um rio temporário no sul da Itália, em condições de baixas vazões a carga de sedimentos era superestimada pelas curvas-chave de sedimentos e, em vazões altas, era subestimadas, e que, no geral, o comportamento das curvas-chave mostravam tendência de subestimação da carga de sedimentos. Esse comportamento foi observado para todos os ajustes propostos neste estudo, mostrando que apesar da tendência de superestimação em baixas vazões, de forma geral houve subestimação dos valores de carga de sedimentos para a BHRC-PM, exceto para o ajuste da $CCSS_{inverno}$, que apresentou tendência geral de superestimação e para a $CCSS_{primavera}$ que apresentou tendência de subestimação em altas e baixas vazões.

Tabela 16 - Interpretação do *Percent* BIAS para os ajustes das curvas-chave de acordo com a classificação de Moriasi et al. (2007).

Ajuste	Valor	Interpretação
Dados completos	20,2	Bom
Intervalo de tempo – período 1997-2008	20,6	Bom
Intervalo de tempo - período 2009-2019	10,2	Muito Bom
Intervalo de vazão - altas vazões	22,8	Bom
Intervalo de vazão – médias vazões	17,3	Bom
Intervalo de vazão – baixas vazões	20,6	Bom
Intervalo sazonal – Verão	10,7	Muito Bom
Intervalo sazonal – Outono	26,2	Bom
Intervalo sazonal – Inverno	-8,6	Muito Bom
Intervalo sazonal – primavera	16,6	Bom

Houve tendência de superestimação (PBIAS negativo) da Q_{ss} em relação aos dados observados apenas no ajuste da $CCSS_{inverno}$, que também apresentou baixo NS, enquanto nos demais ajustes propostos houve tendência de subestimação (PBIAS positivo) dos dados observados. Os ajustes com maiores vieses de

subestimação obtiveram os maiores valores de ERP, sendo 118,4% para a $CCSS_{altas}$, 96,3% para a $CCSS_{outono}$ e 93,2% para a $CCSS_{1997-2008}$.

O índice de concordância de Willmott (d) (Tabela 17) indicou que para todos os ajustes propostos houve concordância maior que 70% entre os dados estimados e observados de Qss, exceto para a $CCSS_{baixas}$ que apresentou concordância de 48%. As maiores concordâncias entre dados observados e calculados de Qss foram obtidas para a $CCSS_{inverno}$, para a $CCSS_{2009-2019}$ e para a $CCSS_{primavera}$, enquanto as menores concordâncias foram registradas para os ajustes das $CCSS_{baixas}$, $CCSS_{médias}$ e para a $CCSS_{1997-2008}$. Para a $CCSS_{1997-2019}$ e $CCSS_{primavera}$, os valores elevados do índice de concordância coincidiram com os maiores valores de NS, entretanto, para a $CCSS_{2009-2019}$, o desempenho de NS foi inaceitável.

Tabela 17 - Desempenho do Índice de concordância de Willmott (d) para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	Valor
Dados completos	0,90
Intervalo de tempo – Período 1997-2008	0,79
Intervalo de tempo – Período 2009-2019	0,98
Intervalo de vazão – Altas vazões	0,81
Intervalo de vazão – Médias vazões	0,78
Intervalo de vazão – Baixas vazões	0,48
Intervalo sazonal – Verão	0,87
Intervalo sazonal – Outono	0,82
Intervalo sazonal – Inverno	0,98
Intervalo sazonal – Primavera	0,97

O índice de confiança (c) (Tabela 18), que permite avaliar de forma conjunta a precisão (r) e a exatidão (d) dos resultados obtidos pelo modelo da CCSS, apresenta desempenho péssimo para a $CCSS_{baixas}$, devido aos baixos valores de r e d para esse ajuste, mas também coincide com NS inaceitável, enquanto apresenta desempenho sofrível para a $CCSS_{1997-2008}$ e $CCSS_{médias}$, que apresentam NS de 0,48 e 0,47, respectivamente, que se encontram próximos do limite inferior do que é considerado aceitável para o coeficiente NS. Contudo, os maiores valores de NS ($CCSS_{primavera}$ e $CCSS_{1997-2019}$), coincidem com o desempenho ótimo ($c > 85$) e muito bom (0,76-0,85) para o índice de confiança, respectivamente.

Tabela 18 - Avaliação do Índice de confiança de desempenho segundo Camargo e Sentelhas (1997) para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	Valor	Interpretação
Dados completos	0,80	Muito Bom
Intervalo de tempo – Período 1997-2008	0,56	Sofrível
Intervalo de tempo – Período 2009-2019	0,96	Ótimo
Intervalo de vazão – Altas vazões	0,68	Bom
Intervalo de vazão – Médias vazões	0,56	Sofrível
Intervalo de vazão – Baixas vazões	0,15	Péssimo
Intervalo sazonal – Verão	0,70	Bom
Intervalo sazonal – Outono	0,64	Mediano
Intervalo sazonal – Inverno	0,75	Bom
Intervalo sazonal – Primavera	0,94	Ótimo

Analisando globalmente os índices estatísticos utilizados para avaliar o desempenho dos ajustes das CCSS, pode-se concluir que não houve unanimidade, ou seja, nenhum ajuste apresentou desempenho elevado para todos os índices analisados, porém, considerando que o ERP, NS e R^2 são mais difundidos e utilizados, bons resultados foram obtidos para o ajuste utilizando os dados completos do período ($CCSS_{1997-2019}$). Quando se considera as subdivisões dos dados de entrada em intervalos de tempo, obteve-se o melhor desempenho para o período de 2009 a 2019 ($CCSS_{2009-2019}$), enquanto nos intervalos de vazão, o melhor desempenho foi obtido para o ajuste de altas vazões ($CCSS_{altas}$) e em intervalos sazonais, a primavera se destacou ($CCSS_{primavera}$). Entretanto, houve uma tendência de redução dos erros associados aos ajustes das $CCSS_{1997-2019}$ em relação a $CCSS_{2009-2019}$, enquanto na $CCSS_{primavera}$ e $CCSS_{altas}$, o ERP aumentou em relação à $CCSS_{1997-2019}$.

Conclui-se que, para os dados da estação fluviométrica Passo do Mendonça, a subdivisão dos dados de entrada do modelo da CCSS não representa melhora no desempenho da estimativa da descarga sólida de sedimentos em suspensão. Pois, de forma geral, observou-se que a subdivisão dos dados de entrada em intervalos de tempo, de vazão e sazonais mostra-se dependente do número de observações que compõe cada conjunto de dados, de forma que a qualidade dos ajustes do modelo da CCSS pode ser comprometida, podendo apresentar queda no desempenho preditivo do modelo quando subdivididos dessa forma, já que relações

claras são difíceis de serem obtidas para categorias em que o conjunto de dados é limitado, podendo ser uma causa adicional de erros da Q_{ss} pelo modelo da curva-chave (WANG et al., 2008).

3.3. Análise dos coeficientes e interpretação das curvas-chave de sedimentos em suspensão

É atribuída, ao coeficiente b , uma relação com a unidade erosiva do rio, ilustrada pelo aumento do transporte de sedimentos frente ao aumento da vazão (WANG et al., 2008; ASSELMAN, 2000). Com isso, percebe-se que os ajustes que apresentaram os maiores valores para o coeficiente b foram $CCSS_{primavera}$ e $CCSS_{altas}$, indicando que nessas situações a unidade erosiva do curso d'água aumenta, resultando em maior transporte de sedimentos devido ao aumento da vazão. Esse comportamento pode ser corroborado pelo fato de que os ajustes que apresentam os maiores valores para o coeficiente b também apresentam as maiores vazões e C_{ss} médias, com valores de $992,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e 100 mg L^{-1} e $559,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $76,5 \text{ mg L}^{-1}$, para o intervalo de altas vazões e para a primavera, respectivamente. Em contrapartida, os menores valores para o coeficiente b e, portanto, as situações de ajuste que resultam em uma menor unidade erosiva do curso d'água e com menor transporte de sedimentos, são $CCSS_{baixas}$ e $CCSS_{outono}$. Entretanto, o outono apresenta tanto a vazão quanto a C_{ss} média, maiores do que no verão e C_{ss} maior do que no período de inverno, enquanto o intervalo de baixas vazões é, de fato, o ajuste que apresenta as menores vazões e C_{ss} médias.

Ao coeficiente a se atribui uma relação com a agressividade da erosão, onde elevados valores para a indicariam a presença de materiais intensamente intemperizados disponíveis no curso d'água que seriam mais facilmente transportados (WANG et al., 2008; ASSELMAN, 2000). Nota-se que na $CCSS_{baixas}$ há uma grande elevação do valor do coeficiente a em relação aos demais ajustes, podendo indicar que nessa situação há maior quantidade de material apto a ser transportado no curso d'água. Entretanto, constata-se que o intervalo de baixas vazões apresenta um valor baixo para a C_{ss} média (17 mg L^{-1}).

Acredita-se que variações temporais do coeficiente a em uma bacia hidrográfica sejam efeito de distúrbios ambientais causados pela ação humana e que interferem nos processos hidrológicos, de forma que a redução desse coeficiente seja um indicativo de que os sedimentos disponíveis tenham sofrido

redução por conta da interferência humana (WANG et al., 2008), de forma que o aumento do coeficiente indica que houve aumento dos sedimentos disponíveis para transporte também por interferência humana na bacia. Esse comportamento é evidenciado pelo aumento no valor do coeficiente a da $CCSS_{2009-2019}$ em relação à $CCSS_{1997-2008}$, quando os ajustes das $CCSS$ foram feitos utilizando dados subdivididos em intervalos de tempo.

Ao analisar os coeficientes a e b das $CCSS$ para os dados completos e subdivididos em intervalos de tempo, percebe-se que para o período de dados completo tem-se um valor crescente para a e decrescente para b , com relação às $CCSS$ com dados subdivididos em períodos de tempo, indicando que a unidade erosiva do curso d'água é menor para o período completo de dados, porém apresenta mais matérias disponíveis para transporte. Enquanto os coeficientes a e b crescem do período de 1997 a 2008 para o período de 2009 a 2019, indicando que há mais materiais disponíveis para transporte e o aumento da unidade erosiva do curso d'água eleva o transporte de sedimentos em maiores vazões.

Os coeficientes a e b das $CCSS$ oriundas da subdivisão dos dados em intervalos sazonais indicam que da primavera para o verão e do verão para o outono há elevação da quantidade de materiais disponíveis para transporte no curso d'água e queda da unidade erosiva, enquanto do outono para o inverno e do inverno para a primavera há aumento da unidade erosiva do curso d'água, porém há redução da quantidade de materiais disponíveis para transporte. Para as $CCSS$ oriundas da subdivisão dos dados em intervalos de vazão, conforme o intervalo de excedência de vazão cresce, ou seja, das altas para baixas vazões, nota-se o aumento do coeficiente a e redução do coeficiente b . Indicando que há redução do potencial erosivo do rio e aumento da quantidade de materiais disponíveis para transporte no curso d'água.

O comportamento da vazão e da Q_{ss} pode ser associado aos valores estimados de a e b de forma que, quando estes apresentam valores positivos, o aumento da vazão no curso d'água provoca aumento da C_{ss} e, conseqüentemente, da Q_{ss} . Enquanto valores negativos para b indicariam que há relação negativa entre a vazão e C_{ss} , ao passo que o aumento da vazão levaria à redução da C_{ss} e da Q_{ss} . Dessa forma, como todos os valores encontrados para os coeficientes a e b foram positivos, pode-se afirmar que a relação entre Q e Q_{ss} é positiva,

corroborando com os valores positivos encontrados para o coeficiente de correlação de Pearson (r), conforme ilustrado pela Tabela 15.

A inclinação e forma da CCSS, que são função dos coeficientes a e b , também podem ser analisadas e permitir inferências sobre características do comportamento do transporte de sedimentos. Segundo Iadanza e Napolitano (2006), curvas-chave com o coeficiente b maior que 1 e que apresentam forma convexa, indicam que o curso d'água tem transporte limitado de sedimentos sob baixas vazões, sendo a maior parte dos sedimentos transportados em altas vazões. De forma contrária, curvas-chave que apresentam coeficiente b menor do que 1 e que apresentam forma côncava, indicam que a maior parte dos sedimentos do curso d'água são transportados sob baixas vazões. O comportamento côncavo, indicativo de coeficiente b menor que 1 foi observado apenas para o ajuste da CCSS_{baixas}, enquanto todos demais ajustes apresentaram coeficiente b maior que 1.

Curvas-chave mais íngremes, ou seja, com menor valor para a e maior valor para b indicam maior potencial erosivo e de transporte de sedimentos (ASSELMAN, 2000, HENG; SUETSUGI, 2014). Esse comportamento íngreme é observado principalmente para a CCSS_{primavera} (Figura 27), seguida pela CCSS_{altas} (Figura 18) e CCSS_{inverno} (Figura 26), indicando que nessas situações há maior potencial erosivo para causar desagregação e transporte de sedimentos pelo curso d'água. Os ajustes onde foram constatadas CCSS mais íngremes coincidem com elevadas vazões médias e C_{ss} altas, entretanto, para o inverno, a C_{ss} é menor do que no outono e nas médias vazões. As curvas-chave íngremes são características de cursos d'água onde há pouco transporte de sedimentos em condições de baixa vazão e que um aumento na vazão gera um grande incremento na C_{ss} e, conseqüentemente, na Q_{ss}, indicando que o potencial erosivo cresce, conforme a vazão aumenta ou que o aumento no nível d'água gera novas e importantes fontes de sedimentos.

As curvas-chave mais planas, ou seja, maior a e menor b caracterizam cursos d'água onde há presença de materiais intensamente intemperizados ou com depósitos de sedimentos disponíveis, que podem ser transportados em um amplo intervalo de vazão. Dentre os ajustes testados, apenas a CCSS_{baixas} (Figura 12) apresentou comportamento plano, indicando que nessa situação há transporte efetivo de sedimentos mesmo em baixas vazões.

3.4. Aporte de sedimentos na BHRC-PM a partir das curvas-chave

Traçadas as curvas-chave de sedimentos em suspensão (CCSS) para cada um dos ajustes propostos foi possível estimar o aporte de sedimentos na seção de controle da BHRC-PM. Foram utilizados os dados da série histórica de vazões diárias para obter a Qss diária, e partir dessa, se obteve a Qss anual média para cada um dos cenários de entrada de dados para elaboração das CCSS, obtendo o aporte de sedimentos para cada ajuste (Tabela 19).

Tabela 19 - Aporte de sedimentos registrados na seção de controle Passo do Mendonça para os ajustes das curvas-chave.

Ajuste	Qss anual média (t ano ⁻¹)	Aporte de sedimentos (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Aporte de sedimentos (t km ⁻² ano ⁻¹)
Dados completos	923.792,9	0,5922	59,22
Intervalo de tempo	959.243,6	0,6149	61,49
Intervalo de vazão	945.247,3	0,6059	60,59
Intervalo sazonal	992.083,2	0,6360	63,60

Observa-se, a partir da Tabela 19, que a Qss anual média muda conforme o ajuste utilizado para as CCSS, de forma que a diferença entre o maior e o menor valores de aporte de sedimentos estimados é de 4,4 t km⁻² ano⁻¹. O menor aporte de sedimentos foi obtido para o ajuste que utilizou os dados completos, seguido pelo ajuste subdividido em intervalos de vazão, intervalo de tempo e por fim, com o maior valor de aporte de sedimentos obtidos, se encontra o ajuste em intervalos sazonais. O comportamento crescente da Qss anual média e do aporte de sedimentos estimado dos demais ajustes propostos em relação ao ajuste que utilizou o conjunto de dados completos demonstra, de forma prática, como as diferenças obtidas nos índices estatísticos aplicados para avaliar os ajustes das CCSS impactam na estimativa final do processo de transporte de sedimentos na BHRC-PM.

O aporte de sedimentos oriundo das CCSS construídas com base em intervalos de tempo mostra-se, para o período de 1997 a 2008 (0,5925 t ha⁻¹ ano⁻¹ ou 59,25 t km⁻² ano⁻¹), levemente maior do que para o período de dados completo enquanto para o período de 2009 a 2019 (0,6423 t ha⁻¹ ano⁻¹ ou 64,23 t km⁻² ano⁻¹),

mostra-se maior que o aporte encontrado para a aplicação dos dados completos. Esse comportamento pode estar associado a fatores climáticos, uma vez que a precipitação média anual para o período de dados completos é de 1515,02 mm, enquanto para o período de 1997 a 2008 é de 1557,07 mm e para o período de 2009 a 2019 é de 1469,15 mm. Contudo, nota-se que o período de 2009 a 2019, que apresenta o maior aporte anual de sedimentos, tem a menor precipitação anual média.

Conforme evidenciado pela Figura 32, a $CCSS_{2009-2019}$ desloca-se para cima em relação à $CCSS_{1997-2008}$, sugerindo que, segundo Zhang et al. (2012), a carga de sedimentos apresenta uma tendência de crescimento sob os mesmos níveis de vazão e, como consequência, a erosão seria maior na BHRC-PM no período de 2009 a 2019. Essa tendência do crescimento do aporte de sedimentos na seção de controle para o período de 2009 a 2019 pode estar associada à erosividade das chuvas, uma vez que, embora o período apresente uma precipitação anual média menor do que no período de 1997 a 2008, quando se trata da erosividade das chuvas, o comportamento se modifica. O período total de observações (1997-2019) apresenta uma erosividade de $5209,9 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, enquanto o período de 1997 a 2008 apresenta $5183,4 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e o período de 2009 a 2019 tem $5245,5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Wang et al. (2007) atribuíram à redução da precipitação apenas 30% da queda da carga de sedimentos em uma seção do Rio Amarelo na China com área de drenagem de 22.726 km^2 , enquanto 70% da redução da carga de sedimentos seria função das atividades humanas, sendo as práticas de conservação do solo responsáveis por 40% da redução total da carga de sedimentos no curso do rio. Entretanto, cabe ressaltar que a falta de manutenção das práticas adotadas para conservação do solo e da água, faz com que a sua eficiência seja reduzida, de forma a não serem capazes de fornecer o efeito pretendido a longo prazo (YAEKOB et al., 2020).

Portanto, além dos fatores climáticos, o comportamento observado na Figura 32 para o aporte de sedimentos do conjunto de dados completos em relação à subdivisão dos dados em intervalos de tempo pode estar associado à intervenção humana na área da BHRC-PM, pois a redução do fornecimento de sedimentos aos cursos d'água pode estar fortemente relacionada às atividades humanas, principalmente através da construção de barragens e reservatórios, que interceptam

os sedimentos antes que cheguem ao ponto de controle. Enquanto, por outro lado, a ação do homem também pode gerar aumento da carga de sedimentos no curso d'água através das perdas de solo e água geradas devido ao uso do solo para atividades produtivas (ZHANG et al., 2012).

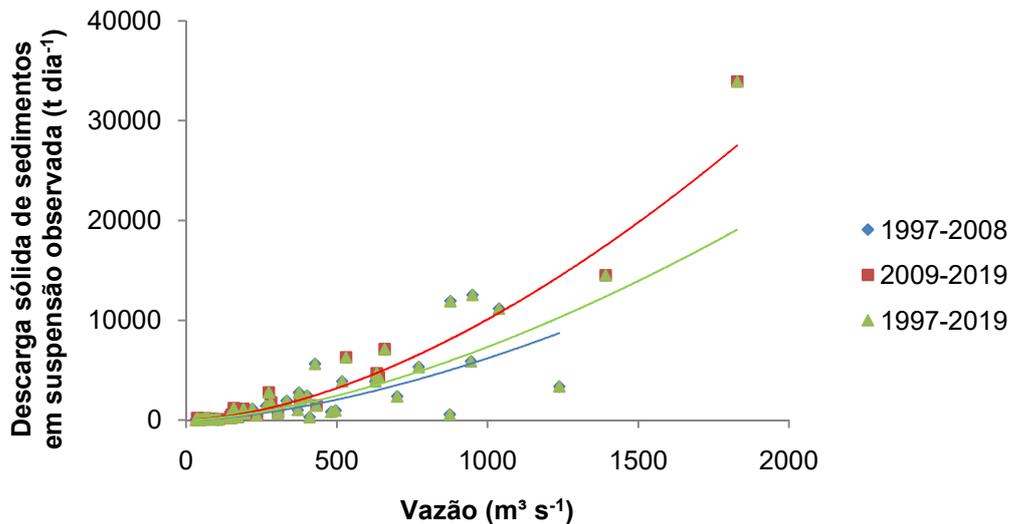


Figura 32 - Comportamento do aporte de sedimentos dos ajustes das curvas-chave de sedimentos com dados completos e subdivididos em intervalos de tempo.

Da mesma forma, se analisado o comportamento da produção de sedimentos para a subdivisão dos dados em intervalos sazonais (Figura 33), pode-se notar que a $CCSS_{primavera}$ apresenta-se deslocada mais acima das demais, indicando que nesse período há maior erosão e produção de sedimentos na BHRC-PM, seguida pela $CCSS_{inverno}$ e por fim, deslocadas mais abaixo estão as $CCSS_{outono}$ e do $CCSS_{verão}$ que apresentam-se muito próximas, evidenciando comportamento semelhante em relação à produção de sedimentos. A proximidade entre as $CCSS_{outono}$ e $CCSS_{verão}$ evidencia que, segundo Zhang et al. (2012), a relação entre a vazão e a Q_{ss} não apresenta mudanças significativas durante esses períodos.

O comportamento apresentado na Figura 33 para a subdivisão dos dados em intervalos sazonais ilustra a contribuição de cada uma das estações para o aporte anual de sedimentos na BHRC-PM que é de 12,7%, 16,2%, 30,8% e 40,3% para o verão, outono, inverno e primavera, respectivamente. Didoné, Minella e Merten (2015) constataram maiores valores de concentração de material em suspensão, na bacia do Rio Conceição no noroeste do estado do Rio Grande do Sul, no período compreendido entre abril e outubro e atribuíram esse comportamento à ocorrência

de chuvas com maior poder erosivo no período, além da influência da baixa cobertura vegetal sobre o solo após a colheita da soja. Além disso, neste mesmo estudo, os autores concluíram que a produção de sedimentos entre os meses de setembro e novembro (primavera), contribui com, aproximadamente, 45% da produção de sedimentos total anual na bacia, corroborando com os valores encontrados para a BHRC-PM.

Contudo, como a Bacia Hidrográfica do Atlântico Sul – trecho sudeste (onde a BHRC-PM encontra-se inserida) apresenta índices de erosividade que variam pouco ao longo do ano (TRINDADE et al., 2016) e o período de junho a setembro (inverno-primavera) apresenta menor erosividade das chuvas na região da BHRC-PM (Eltz et al., 2011; Eltz et al., 2013), a diferença de aporte de sedimentos entre as diferentes estações do ano podem se explicadas por outros fatores, por exemplo, pelo uso, cobertura e manejo do solo. Girolamo et al. (2015) constataram, em um curso d'água no sul da Itália, que a maior parte dos sedimentos transportados ocorre no inverno e na primavera (mesmo padrão observado na BHRC-PM) e atribuíram esse comportamento ao efeito da ausência ou baixa cobertura do solo e de perturbação do solo devido a operações agrícolas. Ao passo que, no verão, a presença de cobertura vegetal sobre o solo culmina em maior proteção contra erosão (IADANZA; NAPOLITANO, 2006), explicando o menor aporte de sedimentos que ocorre no verão.

Além disso, Yang, Zhao e Belkin (2002) constataram que a retirada de água do sistema fluvial para a irrigação de campos de arroz gera redução da carga de sedimentos no curso d'água, fato esse que pode afetar a carga de sedimentos no exutório da BHRC-PM já que, de acordo com o Relatório executivo do Plano da Bacia Hidrográfica do Camaquã para a gestão 2015-2035 (2016), 98,1% do uso dos recursos hídricos da bacia são destinados às operações de irrigação. No Rio Grande do Sul, o arroz tem uma ampla janela de semeadura, que vai do início de setembro até dezembro, sendo que o início da irrigação se dá alguns dias após a emergência das plântulas e em solos onde a drenagem é dificultada pela textura argilosa do solo, a irrigação pode ser finalizada entre 10 e 15 dias após a floração plena (SOSBAI, 2018), de forma que o período de irrigação coincide com o verão e com o menor aporte de sedimentos no exutório da BHRC-PM.

Contudo, outros fatores podem explicar o comportamento sazonal da produção de sedimentos. Miguel et al. (2014) ao analisar a contribuição de

diferentes fontes de sedimentos em uma área inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Vacacaí-Mirim, na região de transição entre o Planalto Médio e a Depressão Central do Rio Grande do Sul, concluíram que na coleta de sedimentos realizada no inverno, houve maior contribuição da erosão proveniente da camada superficial do solo na produção de sedimentos, de forma que nesse período, questões relacionadas ao uso, manejo e cobertura do solo foram determinantes no aporte de sedimentos. Entretanto, na coleta de sedimentos realizada no período do verão, a maior contribuição para a produção de sedimentos veio da erosão de estradas, evidenciando que a correta alocação e manutenção adequada de estradas podem contribuir para a redução da produção de sedimentos que chegam aos cursos d'água.

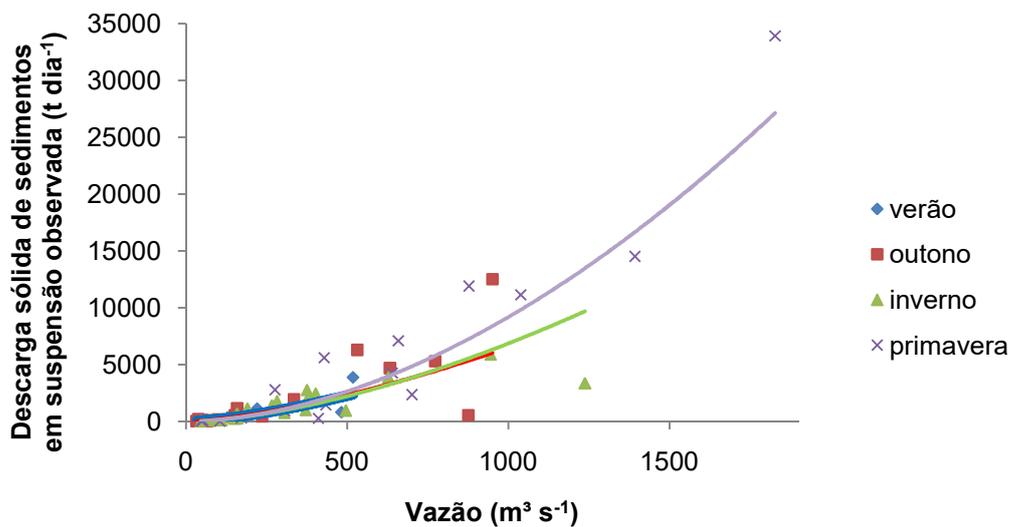


Figura 33 - Comportamento do aporte de sedimentos para os ajustes das curvas-chave subdivididas em intervalos sazonais.

Com relação à subdivisão dos dados em intervalos de vazão, as altas vazões se mostraram responsáveis por 79,3% do aporte anual de sedimentos na BHRC-PM enquanto as médias vazões foram responsáveis por 19,9% do aporte anual e 0,8% do total de sedimentos foram aportados a partir de baixas vazões. Esse comportamento destoa, porém se mostra próximo do que é relatado na literatura por Girolamo et al. (2015), que concluem que altas vazões contribuem com mais de 90% do aporte de sedimentos anual, enquanto as baixas vazões são responsáveis por aproximadamente 0,1% do aporte anual de sedimentos.

4. Conclusões

A viabilidade da utilização de curvas-chave de sedimentos em suspensão na forma potencial foi avaliada utilizando os dados disponíveis para a seção de controle da área de estudo e, a partir, da transformação dos dados de entrada de C_{ss} em Q_{ss} e da aplicação de diferentes estratégias de subdivisão dos dados de entrada do modelo, constatou-se que o melhor resultado foi observado para a utilização do conjunto de dados completos, de forma que o modelo da curva-chave mostrou-se uma ferramenta viável para a estação fluviométrica analisada.

Contudo, limitações no que diz respeito à quantidade e frequência amostral de dados foram observadas, indicando que a eficiência das curvas-chave ajustadas para cada uma das subdivisões dos dados propostas deve ser observada e analisada de maneira individual, já que dependendo do conjunto de dados que se deseja trabalhar, pode ser mais apropriado utilizar outro ajuste que tenha uma melhor capacidade de representar o comportamento do aporte de sedimentos no curso d'água.

Os valores estimados de Q_{ss}, a partir dos ajustes das CCSS propostas, demonstraram que não houve melhora no desempenho preditivo do modelo com a subdivisão dos dados de entrada em intervalos de tempo, de vazão e sazonal. O ajuste da CCSS para os dados completos mostrou o melhor desempenho global dentre os ajustes testados. Constatou-se que o desempenho dos ajustes propostos foi sensível ao número de amostragens de C_{ss} e vazão que resultaram no conjunto de dados usados para calibração das CCSS, evidenciando a importância de se estabelecer uma adequada frequência de amostragem para a aplicação do modelo.

A escolha de um conjunto de índices estatísticos para avaliar o desempenho do modelo das CCSS é importante, pois é com base no desempenho desses índices que será feita a seleção do ajuste que seja mais adequado a cada necessidade específica. No caso deste estudo, embora tenha se utilizado um conjunto de 7 índices e coeficientes de avaliação, a escolha do melhor ajuste se baseou principalmente no ERP, R² e NS, que apresentam valores mais coerentes e são amplamente utilizados, de forma que, o ajuste da CCSS oriunda dos dados completos do período mostrou o melhor desempenho dentre os ajustes propostos. Destaca-se ainda que a escolha do ajuste da CCSS depende do objetivo final e de como será aplicada a curva ajustada.

Capítulo 2 – Estimativa da perda de solo com modelo RUSLE e da taxa de aporte de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã – Passo do Mendonça

1. Introdução

A degradação do solo, impulsionada pelas mudanças climáticas e agravada por ações antrópicas, é um dos principais desafios para a sustentabilidade ambiental do século XXI (RIQUETTI et al., 2020). Entretanto, o avanço da utilização dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e do desenvolvimento e aplicação de diversos modelos, tornaram possível a avaliação de perdas de solo em escalas maiores, permitindo a identificação de áreas de maior vulnerabilidade e o entendimento das relações que levam aos processos erosivos nesses locais (RIQUETTI et al., 2022).

Os modelos de predição de perda de solo empiricamente baseados são muito utilizados devido ao baixo requisito de dados de entrada, simplicidade e clareza, sendo que a modelagem RUSLE é a mais aplicada globalmente para avaliar as perdas de solo em escala de bacia hidrográfica. Entretanto, deve-se ressaltar que a utilização desse tipo de modelo apresenta incertezas que são geradas pela aplicação em locais diferentes dos quais foram inicialmente desenvolvidos e devido às diferentes metodologias que surgiram para estimar os parâmetros de entrada dos modelos (ESTRADA-CARMONA et al., 2017). No entanto, como a RUSLE não é capaz de estimar a deposição de sedimentos nas encostas, as taxas de perda de solo obtidas pela aplicação do modelo representam, na verdade, as taxas potenciais de perda de solo (MEDEIROS et al., 2016).

Por isso, a utilização de modelos de estimativa local da erosão do solo apresenta limitações em aplicações que visem avaliar a dinâmica de sedimentos, que geram impacto em locais diferentes de onde foram gerados. Sendo que o principal gargalo da aplicação desses modelos diz respeito ao fato de que não são capazes de explicar todos os processos envolvidos na erosão do solo e no transporte de sedimentos (DE VENTE et al., 2008). Portanto, pode-se utilizar a taxa de entrega de sedimentos (SDR) para compreender o processo de transporte de sedimentos em bacias hidrográficas. Pois a sua utilização acoplada ao modelo RUSLE se justifica devido ao fato que apenas a aplicação de modelos de predição de perda de solo como a USLE, superestimam a quantidade de sedimentos que chegam até determinado ponto, pois esses modelos não consideram o fenômeno de deposição (KINNELL, 2004).

A BHRC tem, aproximadamente, 49% de sua população localizada em áreas rurais (SEMA, 2021) e são relatados problemas ambientais na área da bacia

relacionados com a poluição de águas, supressão da mata ciliar, ocupação irregular de áreas próximas aos cursos d'água, substituição da vegetação nativa e assoreamento de corpos hídricos (LIMA; SILVA, 2013). De acordo com o Relatório executivo do Plano da Bacia Hidrográfica do Camaquã para a gestão 2015-2035 (2016), dentre as principais atividades econômicas da BHRC, destaca-se a agropecuária extensiva, silvicultura, mineração, agricultura irrigada e agricultura intensiva, com destaque para a fumicultura. Sendo que em locais onde há maior utilização do solo para a atividade agrícola, já existem diagnósticos de suscetibilidade à erosão, devido ao manejo inadequado do solo e remoção de matas ciliares.

Haja vista a possibilidade de vulnerabilidade da BHRC-PM, que representa 72% da área de drenagem da BHRC, frente aos processos erosivos, objetivou-se nesta pesquisa estimar as perdas de solo através da RUSLE para dois períodos distintos, a fim de avaliar o estado passado e atual de degradação da área da bacia, além de verificar a ocorrência de perdas de solo maiores do que o limite tolerável por cada tipo de solo, bem como o risco de erosão na BHRC-PM, com o intuito de identificar áreas mais vulneráveis e de maior necessidade de implantação de medidas de conservação do solo. De forma complementar, objetivou-se também avaliar a influência da metodologia de obtenção dos fatores R e K da RUSLE, nas perdas de solo e, por fim, estimou-se a taxa de entrega de sedimentos (SDR) para a BHRC-PM, por meio da relação entre o sedimento transportado e a perda de solo média e com base em características fisiográficas da bacia.

2. Material e métodos

2.1. Área de estudo

A área de estudo é representada pela Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã - Passo do Mendonça (BHRC-PM), localizada na região central do estado do Rio Grande do Sul, com uma área de drenagem de 15.600 km² (Figura 34).

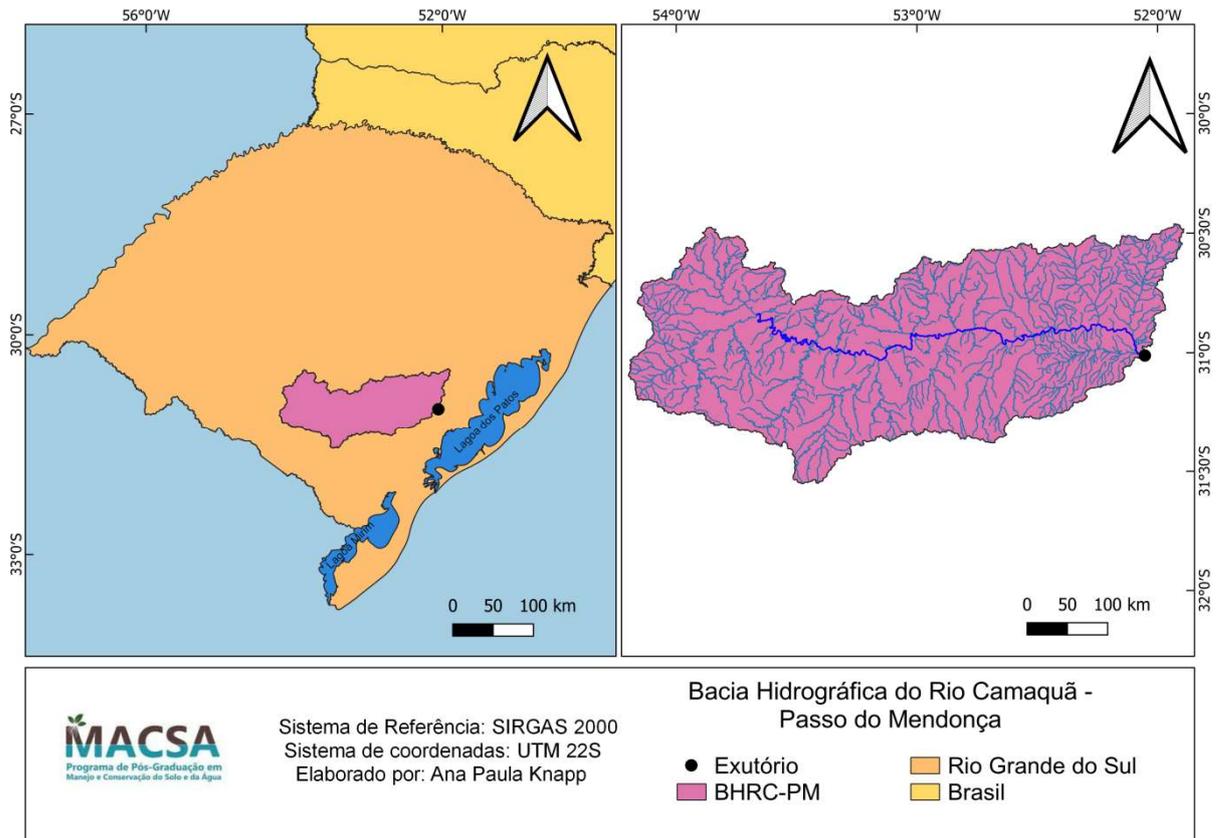


Figura 34 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã à montante da estação fluviométrica Passo do Mendonça (BHRC-PM).

A BHRC-PM pertence à Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã (L030), inserida na região hidrográfica das bacias litorâneas, que tem aproximadamente 21.657 km² (SEMA, 2021). A BHRC-PM abrange 24 municípios e a seção de controle Passo do Mendonça, representada pela estação fluviométrica da ANA (87905000), localiza-se no município de Cristal (Figura 35). A BHRC-PM localiza-se na província geomorfológica do Escudo Sul-Riograndense, onde ocorrem as rochas mais antigas do Estado e que possui uma grande diversidade litológica, sendo composta por solos das ordens dos Neossolos, Argissolos, Luvisolos, Planossolos, Chernossolos e Gleissolos (STRECK et al., 2018).

Segundo a classificação climática de Köppen, a área de estudo se enquadra no tipo "cfa" (clima temperado úmido com verão quente), apresentando temperatura no mês mais quente superior a 22 °C, úmido em todas as estações do ano e verão quente (KUNINCHNER; BURIOL, 2001). A temperatura média do ar encontra-se entre 17 e 19°C e a precipitação pluviométrica anual entre 1.500 e 1.600 mm (WREGGE et al., 2012).

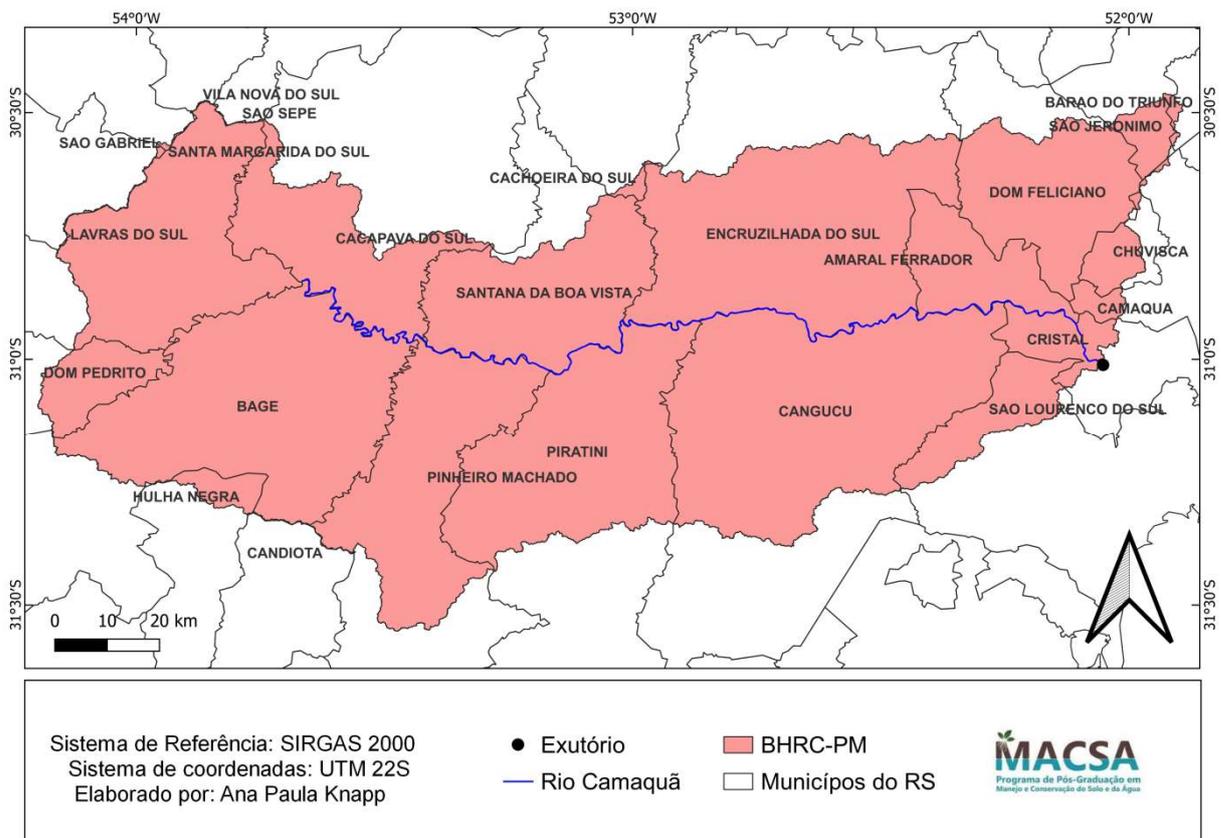


Figura 35 - Municípios que compõem a área da BHRC-PM.

2.2. Delimitação da bacia hidrográfica

A BHRC-PM foi delimitada com base no MDE (modelo digital de elevação) SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), com resolução espacial de 30 m, disponibilizado gratuitamente pelo *Earth Explorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), e uso do software QGIS 3.22 (QGIS, 2022) para processamento dos dados.

Partindo-se do MDE, foi necessário realizar, primeiramente, o preenchimento de depressões espúrias (DIAS et al., 2004; SOBRINHO et al., 2010) a fim de gerar um Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente (MDE-HC). Em seguida, foram gerados os produtos de fluxo acumulado e direção de fluxo, a partir

das ferramentas *r.fill.dir* e *r.flow*, do QGIS, e com o apoio das coordenadas do ponto da seção de controle da estação fluviométrica Passo do Mendonça (ANA – 87905000), foi delimitada a sub-bacia de interesse (Figura 36), com a ferramenta *r.water.outlet* do QGIS.

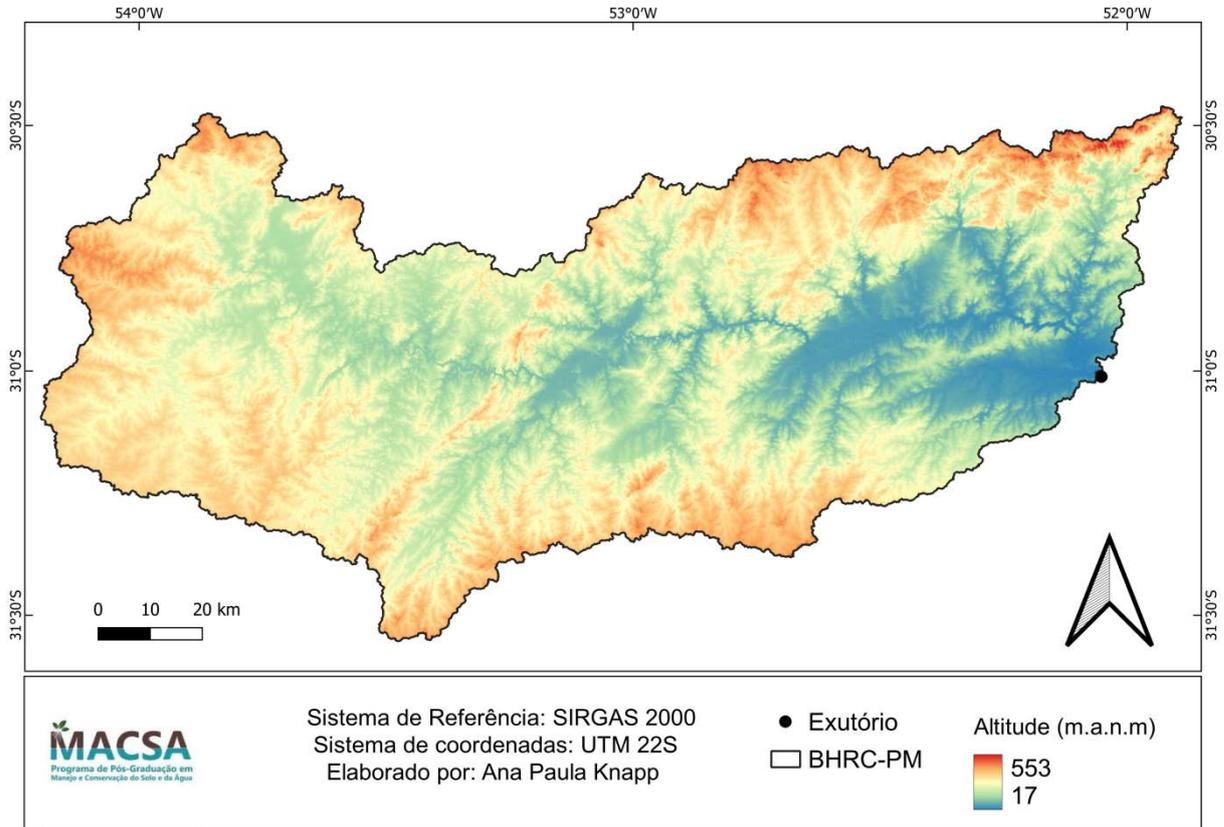


Figura 36 - Mapa de altitude da BHRC-PM.

2.3. Classes de solos

Para a determinação das classes de solos (Figura 37) presentes na BHRC-PM foi necessário obter o mapa de solos da região. Foram utilizados os mapas de solos disponíveis na página do INDE (Infraestrutura Nacional de Dados Espaciais) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (IBGE, 2022). Os mapas utilizados baseiam-se no mapeamento realizado pelo Projeto RADAMBRASIL e atualizados segundo o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2007), em escala 1:250.000. Foram utilizadas as folhas SH.22 (referente a região de Porto Alegre) e SH.21 (referente a região de Uruguaiana), a partir das quais foi extraído o mapa de solos da região da BHRC-PM em ambiente SIG e classificados até o segundo nível categórico do SiBCS (Sistema Brasileiro de Classificação de Solos).

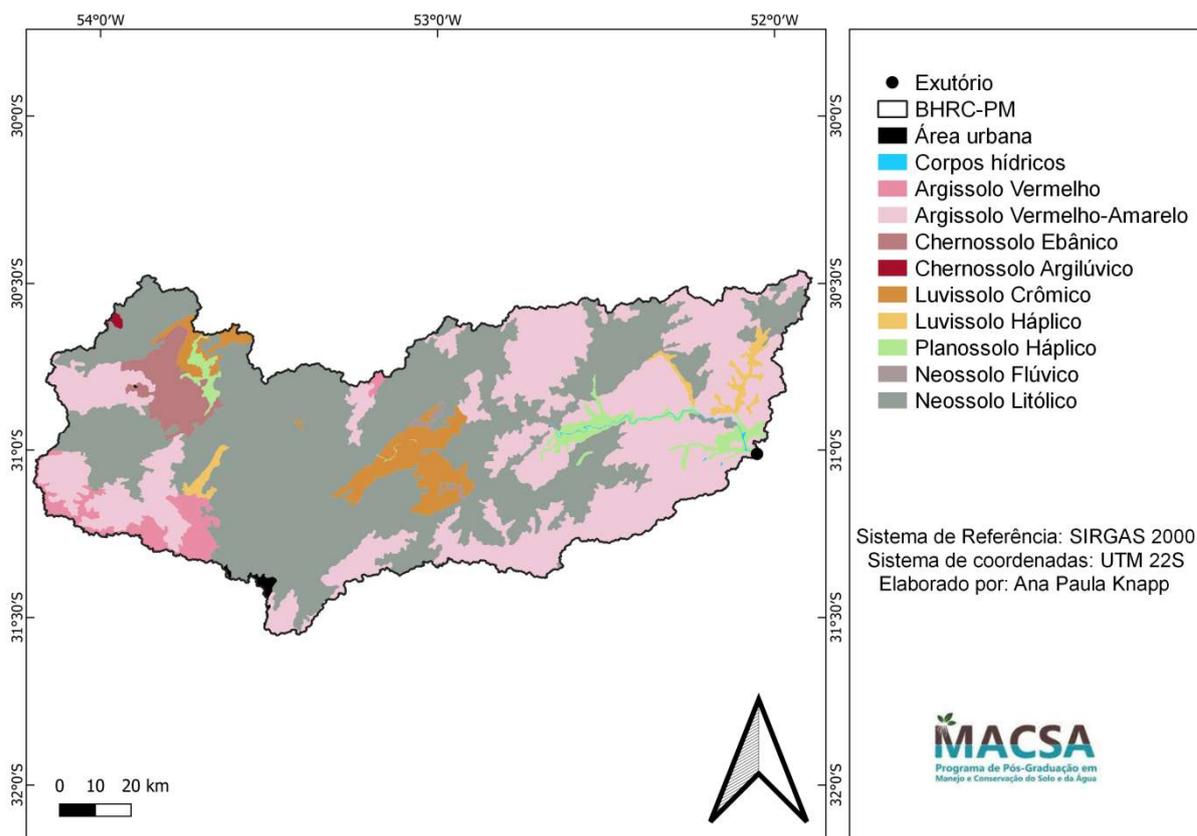


Figura 37 - Mapa de solos da BHRC-PM.

Foram identificadas 9 classes de solos na área, conforme apresentado na Tabela 20.

Tabela 20- Área de abrangência absoluta e relativa das classes de solo mapeadas na BHRC-PM.

Classe de solo	Área absoluta (km ²)	Área relativa (%)
Neossolo Litólico	7924,920	50,91
Neossolo Flúvico	40,812	0,26
Planossolo Háplico	390,915	2,51
Luvissolo Crômico	688,901	4,43
Luvissolo Háplico	216,217	1,39
Chernossolo Ebânico	451,642	2,90
Chernossolo Argilúvico	15,558	0,10
Argissolo Vermelho-Amarelo	5355,251	34,40
Argissolo Vermelho	423,581	2,72
Corpos hídricos	20,809	0,13
Área urbana	38,131	0,24
Área total	15566,737	100,00

2.4. Equação Universal de Perda de Solo Revisada (RUSLE)

O modelo utilizado para estimar a perda de solo na área foi a RUSLE (RENARD et al., 1997), uma revisão do modelo USLE, que é capaz de estimar a perda anual média de solo, resultante do impacto da chuva e do escoamento (Equação 12). Esse modelo possui os mesmos fatores da USLE, apresentando apenas mudanças metodológicas na aquisição de dados e inclusão de novos dados, uma vez que a RUSLE considera uma quantidade maior de informações relacionadas à precipitação, a diferentes tipos de solos e ao manejo de culturas e do solo, possibilitando estimativas de perda de solo para uma gama maior de condições do que as propostas inicialmente pela USLE.

$$A = R K L S C P \quad \text{Eq. (12)}$$

em que:

A: perda de solo por unidade de área ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$);

R: fator de erosividade da chuva ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{ano}^{-1}$);

K: fator de erodibilidade do solo ($\text{Mg ha h MJ}^{-1} \text{mm}^{-1} \text{ha}^{-1}$);

LS: fator topográfico (adimensional);

C: fator de uso e cobertura do solo (adimensional);

P: fator de práticas conservacionistas complementares (adimensional).

As perdas de solo foram calculadas considerando 3 cenários para os valores de erosividade da chuva, 3 cenários para a erodibilidade de solo e 2 épocas distintas para avaliação do uso e cobertura do solo. Os fatores LS e P foram mantidos fixos para todos os cenários.

2.4.1. Fator R – erosividade da chuva

As perdas de solo para a BHRC-PM foram calculadas considerando três metodologias de obtenção da erosividade da chuva, sendo elas:

- I. Aplicação da equação proposta por Mello et al. (2013) para a região sul do Brasil.

- II. Aplicação de dados oriundos de pesquisa bibliográfica para a erosividade da chuva para o município de Eldorado do Sul, obtidos por Oliveira; Silva; Neto (2020).
- III. Aplicação da metodologia do Índice de Fournier Modificado por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), em conjunto com a equação de Eltz et al. (2011) para o município de Encruzilhada do Sul.

A obtenção do fator R para o cenário I se deu a partir da aplicação da equação proposta por Mello et al. (2013), desenvolvida para a região sul do Brasil, onde a erosividade da chuva está relacionada à latitude, longitude e altitude, conforme equação 13.

$$R = 2610770 - 60,44 Z + 98839 LO - 1114,68 LA^2 + 938,47 LO^2 - 1,185 LO Z + 1,1885 LO^2 LA^2 + 0,01494 LA^2 LO^3 \quad \text{Eq. (13)}$$

em que:

R: erosividade da chuva (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹)

Z: altitude (m.a.n.m)

LO: longitude (°)

LA: latitude (°)

A partir do MDE com resolução espacial de 30 m, foi gerada uma camada de pontos aos quais se atribuiu as informações de latitude, longitude e altitude, permitindo assim a aplicação da equação 13.

Para a obtenção do fator R, através do cenário II, foi considerado o valor oriundo de pesquisa bibliográfica para o município de Eldorado do Sul, que se encontra próximo à área da BHRC-PM, distante 111 km da seção de controle. A erosividade da chuva encontrada para o município, por Oliveira, Silva e Neto (2020), se deu a partir da aplicação de equações ajustadas por Santos (2008a) para o município limítrofe, Porto Alegre- RS.

Para a obtenção do fator R através do cenário III, o coeficiente de chuva foi obtido pela metodologia proposta por Fournier (1960) e modificada por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), conforme Equação 14:

$$R_c = \frac{p^2}{P} \quad \text{Eq. (14)}$$

em que:

R_c: coeficiente de chuva (mm);

p: precipitação média mensal (mm);

P: precipitação média anual (mm).

Os dados de precipitação foram obtidos junto à estação fluviométrica Passo do Mendonça (87905000) para o período de 1997 a 2019, onde o método da ponderação regional foi utilizado para o preenchimento de falhas. A ponderação regional é um método simplificado utilizado para preencher falhas em séries mensais ou anuais de precipitação, que se baseia na utilização de observações de postos vizinhos para preencher as falhas em regiões climatológicas semelhantes (BERTONI; TUCCI, 2001), onde o cálculo do valor a ser preenchido é obtido pela média aritmética com base em, pelo menos, três estações vizinhas com dados (AMADOR; SILVA, 2020).

O EI₃₀ (índice de erosividade das chuvas) foi obtido a partir da aplicação das equações 15 e 16, estabelecidas por Eltz et al. (2011) para o município de Encruzilhada do Sul, que se encontra localizado na BHRC-PM, distante 69 km da seção de controle.

$$Ei_{30} = 531,97 - 7,8855 \cdot R_c \quad \text{Eq. (15)}$$

$$Ei_{30} = 671,72 \cdot R_c^{-0,201} \quad \text{Eq. (16)}$$

em que:

Ei₃₀: índice de erosividade das chuvas (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹);

R_c: coeficiente de chuva (mm).

Para a classificação dos valores finais obtidos para a erosividade, utilizou-se a metodologia de Foster et al. (1981), modificada por Carvalho (2008) (OLIVEIRA; WENDLAND; NEARING, 2013; SILVA, 2004a), conforme Tabela 21.

Tabela 21 – Classificação para interpretação do índice de erosividade das chuvas conforme Foster et al. (1981) modificada por Carvalho (2008).

Erosividade (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹)	Classe de erosividade
R ≤ 2452	Baixa
2452 < R ≤ 4905	Média
4905 < R ≤ 7357	Média-forte
7357 < R ≤ 9810	Forte
R > 9810	Muito forte

2.4.2. Fator K – erodibilidade do solo

As perdas de solo para a BHRC-PM foram calculadas considerando três metodologias de obtenção da erodibilidade do solo, sendo elas:

- I. Aplicação de dados de erodibilidade oriundos de pesquisa bibliográfica.
- II. Aplicação da equação proposta por Denardin (1990).
- III. Aplicação da equação proposta por Wischmeier e Smith (1978).

Para a determinação do fator K, de acordo com o cenário I, foi realizada uma pesquisa bibliográfica com o objetivo de obter dados referentes à erodibilidade das classes de solos presentes na BHRC-PM, como pode ser visualizado na Tabela 22, onde foi dada preferência para dados obtidos experimentalmente.

Tabela 22 - Valores de erodibilidade (fator K) adquiridos por pesquisa bibliográfica.

Classe de solo	Fator K	Fator K médio	Referências
Neossolo Litólico	0,0180	0,0311	Demarchi (2012)
	0,0390		Santos (2008b)
	0,0362		Morais e Sales (2017)
Neossolo Flúvico	0,0366	0,0383	Morais e Sales (2017)
	0,0400		Santos (2008b)
Argissolo Vermelho	0,0230	0,0320	Demarchi (2012)
	0,0410		Santos (2008b)
Argissolo Vermelho-Amarelo	0,0320	0,0443	Demarchi (2012)
	0,0466		Mannigel et al. (2002)
	0,0600		Côrrea et al. (2015)
	0,0282		Côrrea et al. (2015)
	0,0402		Côrrea et al. (2015)
	0,0592		Morais e Sales (2017)
	0,0577		Morais e Sales (2017)
	0,0338		Cassol et al. (2018)
Luvissole Crômico	0,0070	0,0227	Santos (2008b)
	0,0384		Morais e Sales (2017)
Luvissole Háptico	0,0070	0,0227	Santos (2008b)
	0,0384		Morais e Sales (2017)
Chernossolo Ebânico	0,0320	0,0320	Santos (2008b)
Chernossolo Argilúvico	0,0320	0,0320	Santos (2008b)
Planossolo Háptico	0,0210	0,0210	Santos (2008b)

Para a determinação do fator K, de acordo com o cenário II, foi utilizada a equação proposta por Denardin (1990), para solos de clima temperado e tropical, conforme a equação 17.

$$K = (7,48 \cdot 10^{-6} M) + (4,48059 \cdot 10^{-3} \text{Per}) - (6,31175 \cdot 10^{-2} \text{DMP}) + (1,039567 \cdot 10^{-2} \left(\text{MO} \left(\frac{A}{100} \right) \right)) \quad \text{Eq. (17)}$$

em que:

K: erodibilidade do solo ($\text{Mg ha h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1} \text{ ha}^{-1}$);

M: produto do somatório dos teores de silte e areia muito fina e o somatório da areia total e silte (%);

Per: parâmetro referente à permeabilidade do solo, conforme Tabela 24;

MO: teor de matéria orgânica do solo (%);

DMP: diâmetro médio ponderado das partículas inferiores a 2mm;

A: teor de areia total menos a areia muito fina (%).

O parâmetro DMP foi calculado a partir da equação 18, conforme indicado por Arraes et al. (2010).

$$DMP = \frac{(0,65 \cdot \text{Areia Grossa}) + (0,15 \cdot \text{Areia Fina}) + (0,0117 \cdot \text{Silte}) + (0,00024 \cdot \text{Argila})}{100} \quad \text{Eq. (18)}$$

Para a determinação do fator K, de acordo com o cenário III, foi utilizada a equação proposta por Wischmeier e Smith (1978), conforme a equação 19.

$$K = \frac{0,1317}{100} \cdot 2,1 \cdot 10^{-4} \cdot (12 - MO) \cdot M^{1,14} + 3,25 \cdot (s - 2) + 2,5 \cdot (p - 3) \quad \text{Eq. (19)}$$

em que:

K: erodibilidade do solo ($\text{Mg ha h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1} \text{ ha}^{-1}$);

MO: teor de matéria orgânica (%);

M: variável relacionada à granulometria do solo, calculada conforme Equação 20;

s: coeficiente relacionado à estrutura do solo, conforme Tabela 23;

p: coeficiente relacionado à permeabilidade do solo, conforme Tabela 24.

$$M = (\% \text{ silte} + \% \text{ areia muito fina}) \cdot (100 - \% \text{ argila}) \quad \text{Eq. (20)}$$

Tabela 23 - Valores para o parâmetro de estrutura (s) conforme proposto por Wischmeier et al. (1971).

Classe estrutural	Estrutura do solo (s)
Muito pequena granular	1
Fina granular	2
Média a grande granular	3
Blocos, laminar, maciça	4

Tabela 24 - Valores para o parâmetro de permeabilidade (Per, p) conforme proposto por Wischmeier et al. (1971).

Textura do solo	Permeabilidade	Per
Arenosa	Rápida	1
Franco arenosa	Moderada a rápida	2
Franca, franco siltosa	Moderada	3
Franco argiloso arenosa, franco arenosa	Lenta a moderada	4
Franco argilosiltosa, Argilo arenosa	Lenta	5
Argilosiltosa, Argilosa	Muito lenta	6

As características referentes à estrutura, textura, teor de matéria orgânica e granulometria dos solos (Apêndice B), para o horizonte A, foram obtidas de levantamentos de solos realizados por Cunha et al. (1997), Cunha et al. (1998a), Cunha et al. (1998b) e Cunha et al. (2006), para os municípios de Piratini, Pinheiro Machado, Candiota e São Lourenço do Sul, respectivamente, e de Barbosa (2022, no prelo) para o município de Pelotas, que embora não esteja inserido na BHRC-PM, apresenta similaridade geomorfológica e de material de origem, bem como proximidade geográfica com a área de estudo.

A classificação da erodibilidade dos solos da BHRC-PM seguiu a metodologia proposta por Mannigel et al. (2002), conforme Tabela 25.

Tabela 25 - Classes de erodibilidade do solo conforme proposto por Mannigel et al. (2002).

Classe	Valores (Mg ha h MJ ⁻¹ mm ⁻¹ ha ⁻¹)
Extremamente alto	K ≥ 0,060
Muito alto	0,045 ≥ K < 0,060
Alto	0,030 ≥ K < 0,045
Médio	0,015 ≥ K < 0,030
Baixo	0,090 ≥ K < 0,015
Muito baixo	K < 0,090

2.4.3. Fator LS

O fator topográfico representa o comprimento de declive (L) e o grau de declive (S) e foi obtido em ambiente SAGA (*System for Automated Geoscientific Analysis*), acoplado ao QGIS 3.22 (QGIS, 2022), a partir da análise de terreno do módulo de hidrologia utilizando a função “*Factor LS (Field based)*” (PANAGOS; BORRELLI; MEUSBURGER, 2015). A aplicação dessa metodologia demanda como informação de entrada apenas o MDE da área e permite a escolha do método de cálculo do fator LS, onde foi escolhida a metodologia de Desmet e Govers (1996), que é ilustrada pelas Equações 21, 22, 23 e 24. O MDE - SRTM, com resolução espacial de 30 m, foi a base utilizada como informação de entrada para execução da metodologia em ambiente SIG.

$$L_{i,j} = \frac{(A_{i,i-in} + D^2)^{m+1} - A_{i,j-in}^{m+1}}{D^{m+2} \cdot x_{i,j} \cdot 22,13^m} \quad \text{Eq. (21)}$$

$$S_{i,j} = 65,41 \cdot \sin\theta_{i,j} + 4,56 \cdot \sin\theta_{i,j} + 0,065 \quad \text{Eq. (22)}$$

$$m = \frac{\beta}{\beta + 1} \quad \text{Eq. (23)}$$

$$\beta = \frac{\frac{\sin \theta}{0,0896}}{[0,56 + 3 \cdot (\sin \theta)^{0,8}]} \quad \text{Eq. (24)}$$

em que:

$A_{i,j}$: área de contribuição de uma célula com coordenadas (i,j) (m²);

D: tamanho da grade de células (m);

$X_{i,j}$: direção de fluxo;

m: variável relacionada à erosão em sulcos e entressulcos;

θ : ângulo de inclinação (°).

Posteriormente, foi realizada a classificação da declividade, conforme sugerido por Santos et al. (2014a), para representação quantitativa e qualitativa nas seguintes classes: 0 a 3% - plano, 3 a 8% - suave ondulado, 8 a 20% ondulado, 20 a 45% forte ondulado, 45 a 75% - montanhoso e >75% - escarpado.

2.4.4. Fator C

As classificações de uso e cobertura do solo foram realizadas a partir da interpretação de imagens obtidas junto à plataforma MapBiomas (2022), em escala 1:250.000, cujas categorias classificadas foram: corpos hídricos, campo/pastagem, floresta, solo exposto, área urbana, área de mineração, agricultura e silvicultura. Foram adquiridas 2 imagens, referentes aos anos de 1997 e 2019, de modo a fornecer informações que contemplem as mudanças de uso do solo ao longo do período de tempo analisado no estudo, para estabelecer uma avaliação dinâmica no espaço e no tempo.

Para cada categoria de uso e cobertura do solo mapeadas na área da BHRC-PM foram atribuídos os valores de fator C provenientes de pesquisa bibliográfica, conforme indicado na Tabela 26, dando preferência para dados obtidos experimentalmente.

Tabela 26 – Valores do fator C para a BHRC-PM, para as respectivas classes de uso e cobertura do solo.

Classe de uso da terra	Fator C	Fator C médio	Referências
Água	0,0000	0,0000	Silva (2004b)
Campo/pastagem	0,0100	0,01455	Silva et al. (2010) ¹
	0,0050		Silva et al. (2010) ¹
	0,0070		Galdino (2012) ¹
	0,0143		Galdino (2012) ¹
	0,0010		Silva et al. (2010) ¹
	0,0500		Silva et al. (2010) ¹
Floresta	0,0001	0,0005	Lino (2010)
	0,0010		Graça et al. (2015)
	0,0004		Demarchi (2012)
Solo exposto	1,0000	1,0000	Macedo et al. (2012)
Área de mineração	1,0000	1,0000	Durães et al. (2016)
Área urbana	0,0000	0,0000	Rodrigues et al. (2017)
			Barros et al. (2018)
Agricultura	0,0455	0,1618	Bertol et al. (2001) ²
	0,0610		Bertol et al. (2002) ²
	0,0671		Bertol et al. (2002) ²
	0,1097		Bertol et al. (2002) ²
	0,1308		Bertol et al. (2002) ²
	0,1437		Lino (2010) ²
	0,1800		Bertol et al. (2001) ²
	0,2900		Silva (2004b)
	0,4283		Ruhoff et al. (2006)
Silvicultura	0,0010	0,0323	Lino (2010)
	0,0489		Graça et al. (2015)
	0,0470		Demarchi (2012)

¹ A variação nos valores representa condições diferentes de níveis de conservação de campos e pastagens. ² A variação nos valores representa diferentes culturas e níveis de manejo dos sistemas em áreas agrícolas.

2.4.5. Fator P

Ao fator P, relacionado às práticas conservacionistas complementares adotadas na área, foi atribuído valor igual a 1 (LEE, 2004; OZCAN et al., 2008; BESKOW et al., 2009; SANTOS et al., 2014b; STEINMETZ et al., 2018). Isso representa um cenário sem adoção de práticas conservacionistas, configurando a pior condição para a perda de solo.

2.4.6. Perdas de solo

As perdas de solo foram calculadas a partir da multiplicação dos fatores da RUSLE (Equação 12) e classificadas quanto à sua magnitude a partir das classes de perda de solo adotadas por Beskow et al. (2009), conforme Tabela 27. Com isso, foi possível associar os resultados quantitativos obtidos com a aplicação da RUSLE com um diagnóstico qualitativo.

Tabela 27 - Classificação das perdas de solo, conforme proposto por Beskow et al. (2009).

Perda de solo (t ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Classificação
< 2,5	Leve
2,5 – 5	Leve a moderado
5 – 10	Moderado
10 – 15	Moderado a alto
15 – 20	Alto
20 – 50	Alto a muito alto
50 – 100	Muito alto
>100	Extremamente alto

As perdas de solo na BHRC-PM foram calculadas mantendo constantes os fatores LS e P, enquanto os fatores R, K e C variaram conforme os cenários apresentados na Tabela 28. Objetivando analisar temporalmente o comportamento erosivo na BHRC-PM foi variado o fator C, utilizando as classificações de uso e cobertura do solo para cada um dos anos (1997 e 2019). Enquanto que, para verificar a influência das metodologias de obtenção da erosividade das chuvas e da erodibilidade dos solos, foram variados os fatores R e K, respectivamente.

Tabela 28 – Descrição dos cenários propostos para o cálculo das perdas de solo na BHRC-PM para os anos de 1997 e 2019.

1997			2019		
Cenário	Fator R	Fator K	Cenário	Fator R	Fator K
A1	IFM ¹	PB ⁴	A1	IFM ¹	PB ⁴
A2	IFM ¹	D ⁵	A2	IFM ¹	D ⁵
A3	IFM ¹	W ⁶	A3	IFM ¹	W ⁶
A4	B ²	PB ⁴	A4	B ²	PB ⁴
A5	B ²	D ⁵	A5	B ²	D ⁵
A6	B ²	W ⁶	A6	B ²	W ⁶
A7	M ³	PB ⁴	A7	M ³	PB ⁴
A8	M ³	D ⁵	A8	M ³	D ⁵
A9	M ³	W ⁶	A9	M ³	W ⁶

¹ IFM (fator R - cenário III), ² B (fator R – cenário II), ³ M (fator R – cenário I), ⁴ PB (fator K – cenário I), ⁵ D (fator K – cenário II) e ⁶ W (fator K – cenário III).

2.4.7. Tolerância à perda de solo

A tolerância à perda de solo para cada classe de solo da BHRC-PM foi obtida a partir de uma busca na literatura, de acordo com os seguintes critérios: experimentos realizados a campo e valores obtidos a partir de equações (preferencialmente para o estado do Rio Grande do Sul). A Tabela 29 traz os valores de tolerância à perda de solo de cada classe de solo presente na bacia, que se

referem à média de valores obtidos por diferentes autores para a classe de solo em questão.

Tabela 29 – Classificação de tolerância à perda de solo.

Classe de solo	Tolerância (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)
Neossolo ¹	5,2
Argissolo ²	7,9
Luvissolo ³	3,5
Planossolo ⁴	4,8
Chernossolo ⁵	11,2

Fonte: Demarchi; Zimback (2014)^{1,2}, Oliveira et al. (2008)^{1,2,3,4}, Bertol; Almeida (2000)⁵, Mannigel et al. (2002)^{2,3}, Baptista (1997)⁵

A verificação da área relativa da BHRC-PM de cada classe de solo presente na mesma que se encontra acima dos níveis de perda de solo tolerável permite um diagnóstico qualitativo das áreas, uma vez que auxilia na visualização de forma mais clara da situação de cada solo frente à sua capacidade natural de resistir às perdas de solo, evidenciando áreas prioritárias para adoção de medidas de conservação do solo.

2.4.8. Risco de erosão

O risco de erosão é calculado a partir da Equação 25, que relaciona a perda de solo estimada pelo modelo da RUSLE e a tolerância à perda de solo. O diagnóstico de risco de erosão permite identificar áreas que apresentam maior vulnerabilidade aos processos erosivos e permite criar estratégias de gestão dessas áreas de risco na BHRC-PM, já que se mostra um indicador confiável de sustentabilidade (BASIC et al., 2004).

$$RE = \frac{A}{T} \quad \text{Eq. (25)}$$

em que:

RE: risco de erosão (adimensional);

A: perda de solo estimada pela RUSLE (Mg ha⁻¹ ano⁻¹);

T: tolerância à perda de solo das classes de solo (Mg ha⁻¹ ano⁻¹).

O risco de erosão foi classificado conforme Tabela 30, segundo metodologia utilizada por Mello; Bueno; Pereira (2006).

Tabela 30 - Classificação de risco de erosão conforme proposto por Mello; Bueno; Pereira (2006).

Classes de Risco de Erosão	Risco de erosão (RE)
Muito baixo	RE < 1
Baixo	1 ≤ RE < 2
Moderado	2 ≤ RE < 5
Alto	5 ≤ RE < 10
Muito alto	RE ≥ 10

2.4.9. *Sediment Delivery Ratio (SDR)*

A taxa de entrega de sedimentos (SDR) foi calculada a partir do método proposto por Walling (1983) (Equação 26), que relaciona o sedimento transportado (entrega) no exutório da bacia, obtido através da curva-chave de sedimentos em suspensão, e a perda de solo média obtida pelo modelo RUSLE. É importante ressaltar que valores mais baixos de SDR indicam maior ocorrência de deposição de sedimentos ao longo da bacia.

$$SDR = \frac{S}{A} \quad \text{Eq. (26)}$$

em que:

S: sedimento transportado ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$);

A: perda de solo média ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$).

Além disso, o SDR também foi calculado a partir da aplicação de equações que consideram características fisiográficas da bacia hidrográfica, tais como área e declividade do rio principal. Foram aplicadas as relações propostas por Vanoni (1975), Williams e Berndt (1972) e USDA/SCS (1979), conforme equações 27, 28 e 29, respectivamente. As mesmas metodologias foram utilizadas por Didoné, Minella e Merten (2015) em uma bacia de porte menor que a BHRC-PM, no estado do Rio Grande do Sul.

$$\text{SDR}=0,42.Ab^{-0,125} \quad \text{Eq. (27)}$$

$$\text{SDR}=0,627.S1^{0,403} \quad \text{Eq. (28)}$$

$$\text{SDR}=0,51.Ab^{-0,11} \quad \text{Eq. (29)}$$

em que:

Ab: área da bacia (mi²);

S1: declividade do curso d'água principal (%), sendo calculada conforme a Equação 30.

$$S1= \frac{Cn-Csc}{D} .100 \quad \text{Eq. (30)}$$

em que:

Cn: cota da nascente do curso d'água (m);

Csc: cota do curso d'água na seção de controle (m);

D: distância horizontal entre as duas cotas (m).

2.4.10. Ajuste da curva-chave de sedimentos em suspensão

A curva-chave de sedimentos em suspensão foi construída para o período de 1997 a 2019, a partir da relação dos dados de vazão *versus* concentração de sedimentos, obtidos junto à estação fluviométrica Passo do Mendonça (87905000) da ANA. A curva-chave de sedimentos em suspensão foi ajustada analiticamente à uma função de potência conforme sugerido por Asselman (2000), Zhang et al. (2012) e Hassanzadeh et al. (2018) e ilustrado pela Equação 31. Então, partindo dos valores de C_{ss} e de vazão, obteve-se os valores de Q_{ss} para a obtenção da curva-chave de sedimentos em suspensão, conforme Equação 32, recomendada por Asselman (2000), Horowitz (2003) e Hassanzadeh et al. (2018).

$$Q_{ss}= a Q^b \quad \text{Eq. (31)}$$

$$Q_{ss}= 0,0864 C_{ss} Q \quad \text{Eq. (32)}$$

em que:

Q_{ss} : descarga s3lida de sedimentos em suspens3o ($t \text{ dia}^{-1}$);

C_{ss} : concentra3o de sedimentos em suspens3o ($mg \text{ L}^{-1}$);

Q : vaz3o ($m^3 s^{-1}$);

a e b : coeficientes de ajuste;

0,0864: fator de convers3o de unidades.

A produ3o de sedimentos na BHRC-PM para os anos de 1997 e 2019 se deu a partir da obten3o da s3rie hist3rica de vaz3es di3rias destes anos, junto 3 est3o3o fluviom3trica Passo do Mendon3a (87905000), onde aplicou-se a equa3o da curva-chave de sedimentos em suspens3o, obtendo valores de descarga s3lida de sedimentos em suspens3o, em toneladas por dia. Em seguida foi realizado o somat3rio das Q_{ss} para cada um dos anos ($t \text{ ano}^{-1}$), os quais foram divididos pela 3rea da BHRC-PM, em hectares, e resultaram na descarga s3lida ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) para os anos analisados.

3. Resultados e Discussão

3.1. Fator R – erosividade da chuva

O valor médio anual do fator R (cenário I) foi de 5249,7 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, variando de 5131,6 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ a 5361,1 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, a partir da aplicação da equação proposta por Mello et al. (2013) para a região Sul do Brasil, que relaciona altitude, latitude e longitude. Nota-se que há uma tendência de aumento da erosividade de leste para oeste (Figura 38), conforme já relatado por Santos (2008) e Lino (2010) para o estado do Rio Grande do Sul e por Santos (2013) para a Bacia da Lagoa Mirim, na região sul do Rio Grande do Sul.

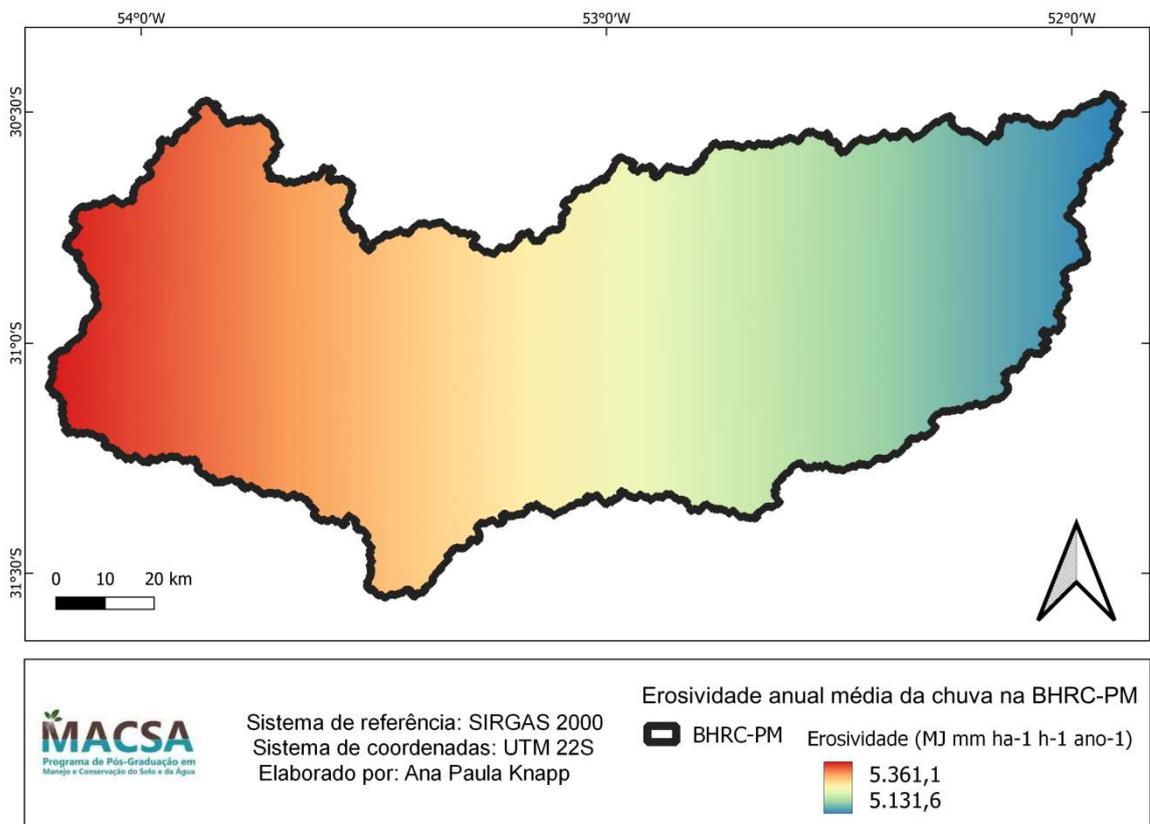


Figura 38 - Espacialização da erosividade da chuva na BHRC-PM.

A erosividade anual média encontrada por Lino (2010) para o estado do Rio Grande do Sul foi de 6800 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, o que mostrou ser maior do que a erosividade encontrada por Oliveira; Silva; Neto (2020) para o município de Eldorado do Sul (cenário II), distante 111 km da seção de controle Passo do Mendonça (87905000), que foi de 5908 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹. Da mesma forma, a erosividade encontrada a partir da aplicação do Índice de Fournier Modificado por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) juntamente com as equações desenvolvidas por Eltz et al. (2011) para o município de Encruzilhada do Sul (cenário III), distante 69 km da

seção de controle Passo do Mendonça (87905000), que foi de 5209 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, também mostrou-se estar abaixo da erosividade anual média do estado. Os cenários considerados para o cálculo do fator R resultaram em valores de erosividade correspondentes à classe média-forte, de acordo com a classificação de Foster et al. (1981), modificada por Carvalho (2008).

É importante ressaltar que Eltz et al. (2011) não alcançaram bons resultados para o coeficiente de determinação para as equações estabelecidas para o município de Encruzilhada do Sul, obtendo R²=0,0074 por relação linear e R²=0,0140 por relação potencial entre a erosividade da chuva (Ei30) e o coeficiente de chuva (Rc). Ao passo que Oliveira; Silva; Neto (2020) utilizaram-se de equações estabelecidas para o município limítrofe, Porto Alegre (RS), obtidas por Santos (2008), cujo coeficiente de determinação (R²) médio foi de 0,79.

Para o município de Hulha Negra (RS), que apresenta parte do território inserido na BHRC-PM e distante 199 km da seção de controle Passo do Mendonça (87905000), Martins et al. (2009) encontraram 6209 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ de erosividade anual média para o período de 1956 a 1984, com coeficiente de determinação (R²) de 0,11 e 0,14 para a equação obtida por relação linear e potencial, respectivamente. Moreira et al. (2016) obtiveram resultados de erosividade das chuvas para o município de Encruzilhada do Sul de 7677 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ e para Hulha Negra de 8283 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, enquanto para o estado do Rio Grande do Sul, a erosividade das chuvas foi de 8288 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, aplicando metodologia baseada em redes neurais artificiais (netErosividade RS).

Trindade et al. (2016) chamam atenção para o fato de que as Bacias Hidrográficas do Uruguai e Atlântico Sul - trecho sudeste (onde se localiza a BHRC-PM), ambas no sul do Brasil, apresentam índices de erosividade que variam pouco ao longo do ano, não apresentando comportamento característico de distinção entre estações secas e úmidas. Além de que, a Bacia Hidrográfica do Atlântico - trecho sudeste apresenta os menores valores de erosividade entre as bacias hidrográficas do Brasil.

Riquetti et al. (2020) estimaram uma erosividade anual média de 4482 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ para a América do Sul, apontando o fator R da RUSLE como indicador de mudanças climáticas e ainda concluindo que as informações acerca da erosividade média anual são valiosas e estratégicas no que diz respeito à gestão de

áreas de risco à erosão, pois auxiliam na identificação de áreas mais vulneráveis a partir da utilização de modelos de previsão de perda de solo, como a RUSLE.

Fica evidente que a estimativa do fator R é sensível à metodologia utilizada, de forma que a perda de solo é afetada diretamente pela escolha do método de determinação da erosividade da chuva. No caso da BHRC-PM, os valores de perda de solo obtidos por meio da utilização do fator R derivado da aplicação da equação de Mello et al. (2013) (cenário I) são intermediários aos valores obtidos para o cenário II (valor de pesquisa bibliográfica) e o cenário III (Índice Modificado de Fournier + equações de Eltz et al. (2011)).

3.2. Fator K – erodibilidade do solo

Os valores de erodibilidade adquiridos através de pesquisa bibliográfica (Tabela 19) variaram entre 0,0210 e 0,0443 Mg ha h MJ⁻¹ mm⁻¹ ha⁻¹ (Figura 39), sendo o menor valor referente à classe dos Planossolos Háplico e o maior para a classe dos Argissolos Vermelho-Amarelos. Silva e Alvares (2005) chegaram à mesma conclusão, para o estado de São Paulo, onde os Planossolos apresentaram os menores valores de erodibilidade (0,0097 Mg ha h MJ⁻¹ mm⁻¹ ha⁻¹), sendo classificados como solos de baixa erodibilidade e os Argissolos encontraram-se entre as classes que apresentaram valores considerados altos para erodibilidade do solo (0,0425 Mg ha h MJ⁻¹ mm⁻¹ ha⁻¹). Além disso, considerando o volume de informações disponíveis, os autores concluíram que os Argissolos constituem a classe de solos mais amplamente estudada em relação à erodibilidade.

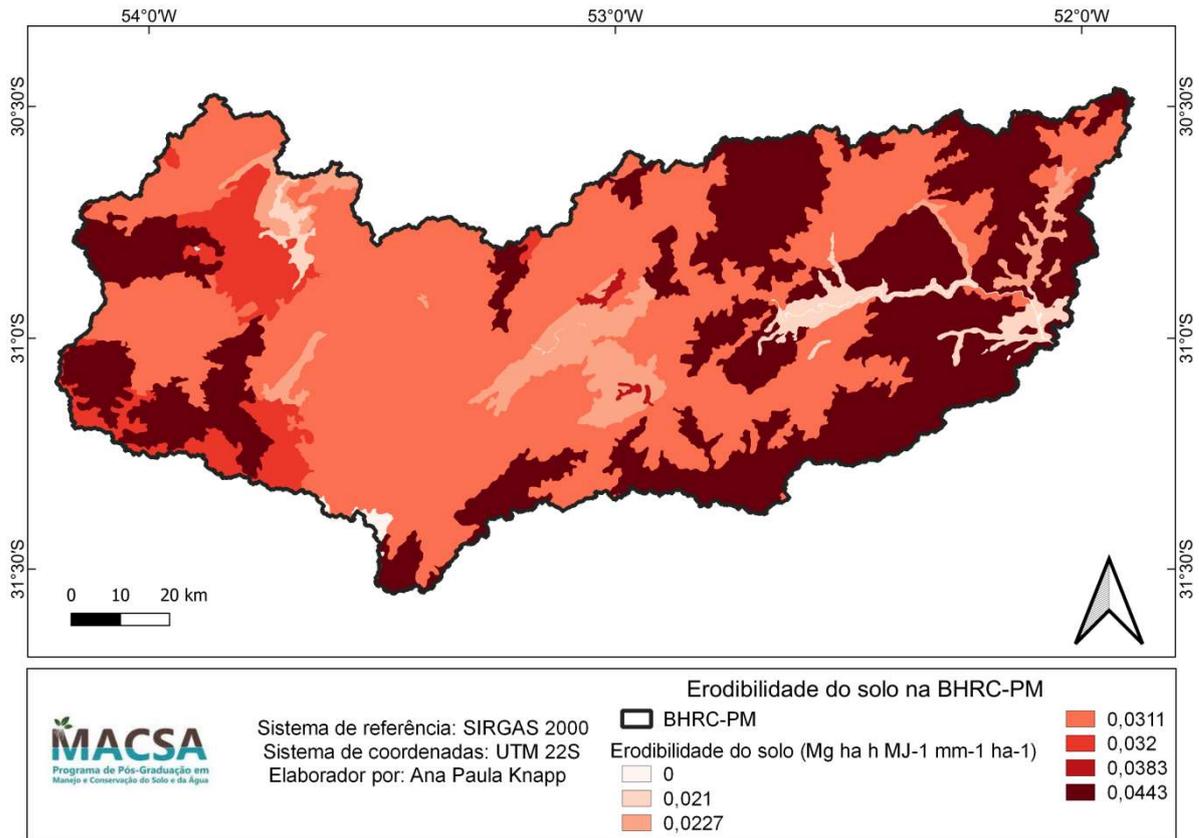


Figura 39 - Erodibilidade dos solos da BHRC-PM conforme pesquisa bibliográfica.

Os Planossolos apresentam como características fundamentais a má drenagem e a presença de horizontes superficiais mais arenosos, com mudança textural abrupta para um horizonte subsuperficial que é mais argiloso e adensado (B textural) e, no Rio Grande do Sul, são encontrados em áreas de várzea e em condições de relevo plano a suave ondulado. Esses solos são aptos ao cultivo do arroz irrigado, entretanto, o manejo da água da irrigação pode ocasionar a dispersão e suspensão das partículas de argila do solo, ocasionando a perda de partículas da fração argila e de matéria orgânica, afetando a fertilidade e a produtividade do solo. Enquanto os Argissolos são, geralmente, profundos ou muito profundos, com condições de drenagem que variam de boa a imperfeita. Assim como os Planossolos, apresentam gradiente textural ilustrado pela ocorrência do horizonte subsuperficial B textural. A ocorrência dos Argissolos se dá em condições de relevo suave ondulado a fortemente ondulado. Entretanto, devido à queda da permeabilidade proporcionada pela ocorrência do horizonte B textural (rico em argila), esse tipo de solo pode ser mais propenso à ocorrência de processos erosivos devido ao fenômeno de escoamento superficial da água, dando origem a

erosão em sulcos podendo gerar o aparecimento de voçorocas (STRECK et al., 2018).

A partir da Tabela 31 é possível observar as diferenças apresentadas para o fator K, conforme as metodologias propostas para este estudo: pesquisa bibliográfica e aplicação de equações que consideram os atributos da camada superficial do solo.

Tabela 31 - Valores de erodibilidade do solo adquiridos por pesquisa bibliográfica e conforme metodologias propostas.

Classe de solo	Fator K - Pesquisa bibliográfica	Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	Fator K - Equação de Denardin (1990)	C.V. Metodologias (%)
Neossolo Litólico	0,0311	0,0270	0,0490	26,7
Neossolo Flúvico	0,0383	0,0218	0,0376	23,3
Argissolo Vermelho	0,0320	0,0245	0,0380	17,5
Argissolo Vermelho-Amarelo	0,0443	0,0260	0,0451	22,9
Luvissolo Crômico	0,0227	0,0284	0,0439	28,3
Luvissolo Háplico	0,0227	0,0248	0,0441	31,5
Chernossolo Argilúvico	0,0320	0,0351	0,0573	27,1
Chernossolo Ebânico	0,0320	0,0351	0,0573	27,1
Planossolo Háplico	0,0210	0,0264	0,0300	14,4

Para os valores obtidos pela aplicação da equação de Wischmeier e Smith (1978), houve variação de 0,0218 a 0,0351 Mg ha h MJ⁻¹ mm⁻¹ ha⁻¹, em que os menores valores de erodibilidade foram calculados para a classe dos Neossolos Flúvicos e os maiores valores para a classe dos Chernossolos. Enquanto para a aplicação da metodologia de Denardin (1990), os valores de erodibilidade que variaram de 0,0300 a 0,0573 Mg ha h MJ⁻¹ mm⁻¹ ha⁻¹, sendo os maiores valores obtidos para a classe dos Chernossolos e os menores para a classe dos Planossolos Háplicos.

Nota-se que ambas as equações evidenciaram a maior suscetibilidade dos solos da classe dos Chernossolos e que a metodologia de Denardin (1990) corroborou com o que foi evidenciado pela pesquisa bibliográfica, ao apontar os Planossolos Háplicos com maior resistência à erosão. Os Chernossolos encontrados na BHRC-PM apresentam baixo teor de areia, que é a fração granulométrica mais grosseira e resistente ao intemperismo, influenciando diretamente na elevada suscetibilidade desses solos à erosão. Já os Planossolos Háplico da BHRC-PM, apresentaram o maior teor de areia e o menor teor de argila entre as classes de solo

estudadas, indicando que sua maior resistência à erosão está ligada ao fato de que, em sua composição, apresentam-se maiores teores de minerais primários, como o quartzo, que ainda não sofreram intemperização.

No Rio Grande do Sul, grande proporção dos Chernossolos Argilúvicos sofreu degradação perdendo o horizonte A chernozêmico devido ao uso agrícola e transformaram-se em Cambissolos ou Luvisolos Háplicos. Tanto os Chernossolos Argilúvicos quanto os Chernossolos Ebânicos, presentes na BHRC-PM, encontram-se, geralmente, intercalados com Neossolos Litólicos ou Regolíticos e afloramentos rochosos, em relevo que varia de ondulado a fortemente ondulado. A ocorrência desse tipo de solo em relevos acidentados dificulta operações de mecanização agrícola e demanda a adoção de práticas conservacionistas intensivas (STRECK et al., 2018).

Entretanto, o fato da aplicação da metodologia de Wischmeier e Smith (1978) apontar os Neossolos Flúvicos com elevada resistência aos processos erosivos, não é um resultado esperado. Os Neossolos são solos pouco desenvolvidos e com profundidade efetiva limitada e que, devido a sua ocorrência em relevo fortemente ondulado e montanhoso, é aconselhado que permaneçam como área de preservação permanente, pois a redução da cobertura vegetal sobre esses solos acarreta riscos sérios de erosão hídrica. Sendo que os Neossolos Flúvicos, especificamente, ocorrem em menor proporção no estado e são encontrados nas margens de cursos d'água, portanto tem o uso agrícola limitado pelo fato de ocorrerem em áreas que são consideradas de preservação, além de apresentarem risco de inundação (STRECK et al., 2018). O comportamento de subestimação da erodibilidade observada para o Neossolo Flúvico, frente à aplicação da metodologia de Wischmeier e Smith (1978), indica que o modelo não é adequado para estimar a erodibilidade desse tipo de solo, uma vez que essa classe é pouco representativa dos solos dos Estados Unidos, para onde o modelo foi desenvolvido e calibrado.

Na média das metodologias utilizadas para determinação do fator K, os Planossolos apresentaram o menor valor médio para a erodibilidade enquanto os Chernossolos apresentaram os maiores valores médios de erodibilidade, evidenciando que a utilização dos dados de pesquisa bibliográfica e da aplicação da equação de Denardin (1990), que considera solos dos EUA e do Brasil, atenuou o comportamento discrepante obtido pela aplicação da metodologia de Wischmeier e Smith (1978), que apontou os Neossolos Flúvicos como solos de baixa erodibilidade.

Fica evidente que solos aluviais e que se encontram em condições de relevo plano e pouco inclinado apresentam maior resistência à erosão, ou seja, menores valores associados ao fator K, sendo esse efeito atribuído a alta infiltração e redução do escoamento superficial que os solos formados pela deposição de sedimentos apresentam (EGBUERI; IGWE; IFEDIEGWU, 2022). Além disso, Barbosa et al. (2015) atribuem ao alagamento contínuo ou periódico, a maior resistência de solos aluviais à erosão. Já no caso dos Chernossolos, que foram apontados com maior erodibilidade pelo método de aplicação das equações empíricas de Denardin (1990) e de Wischmeier e Smith (1978), podem ser apontados como possíveis causas para a elevada suscetibilidade à erosão a maior presença de argilas expansivas (que tornam o solo duro quando seco e plástico e pegajoso quando úmido) e a baixa condutividade hidráulica, que causa saturação do solo com água que ocasiona a dispersão das argilas, aumentando o risco de erosão (STRECK et al., 2018).

Nota-se que a classe dos Luvisolos apresentou o maior coeficiente de variação em relação às metodologias aplicadas para obtenção do fator K, enquanto o Planossolo Háptico e o Argissolo Vermelho apresentaram os menores valores de coeficiente de variação (Tabela 28). Quanto a isso, Silva et al. (1999) discutem que o modelo de obtenção indireta da erodibilidade do solo desenvolvido por Wischmeier e Smith (1978) não mostra um desempenho adequado quando aplicado a solos tropicais, principalmente devido a diferenças texturais que existem entre os solos dos EUA (onde o modelo foi desenvolvido) e solos de regiões tropicais. Entretanto, modelos desenvolvidos para essas regiões tropicais, como é o caso da metodologia de Denardin (1990), não se mostram completamente adequados para estimar a erodibilidade dos solos, e isso se dá pela heterogeneidade do comportamento dos solos dessas regiões frente aos processos erosivos.

Além disso, é válido ressaltar que, a classe dos Neossolos é menos representativa entre os solos característicos dos Estados Unidos, podendo esse fator ser apontado como uma possível causa para a menor acurácia dos valores de erodibilidade obtidos para essa classe de solo quando aplicadas as metodologias de Wischmeier e Smith (1979), desenvolvida com base em solos dos Estados Unidos e de Denardin (1990), desenvolvida a partir de dados de solos dos Estados Unidos e do Brasil.

As Tabelas 32 e 33 demonstram o comportamento obtido pelos métodos indiretos de obtenção do fator K em relação aos dados de pesquisa bibliográfica,

evidenciando que, em média, a metodologia de Denardin (1990) para solos do Brasil e EUA, apresentou o maior coeficiente de variação em relação aos dados da literatura. Sendo esse um indicativo de que as perdas de solo calculadas a partir do fator K de Denardin (1990) apresentarão valores mais elevados, visto que a aplicação dela gerou superestimação média de 58% do fator K em relação aos dados da literatura em 8 das 9 classes de solos da BHRC-PM. Entretanto, os resultados de perda de solo obtidos pela utilização do fator K obtido via metodologia de Wischmeier e Smith (1978) resultarão em valores mais baixos, uma vez que a metodologia subestimou em, aproximadamente, 30% os valores de K em relação aos dados da literatura nas classes de solos mais representativas na área da BHRC-PM (Neossolos e Argissolos).

Tabela 32 - Comportamento do fator K obtido pela metodologia de Denardin (1990) em relação aos dados de pesquisa bibliográfica.

Classe de solo	Fator K - Pesquisa bibliográfica	Fator K - Equação de Denardin (1990)	C.V Metodologias (%)
Neossolo Litólico	0,0311	0,0490	22,3
Neossolo Flúvico	0,0383	0,0376	0,9
Argissolo Vermelho	0,0320	0,0380	8,5
Argissolo Vermelho-Amarelo	0,0443	0,0451	0,9
Luvissolo Crômico	0,0227	0,0439	31,8
Luvissolo Háptico	0,0227	0,0441	32,0
Chernossolo Argilúvico	0,0320	0,0573	28,3
Chernossolo Ebânico	0,0320	0,0573	28,3
Planossolo Háptico	0,0210	0,0300	17,7
		C.V médio	19,0

Tabela 33 - Comportamento do fator K obtido pela metodologia de Wischmeier e Smith (1978) em relação aos dados de pesquisa bibliográfica.

Classe de solo	Fator K - Pesquisa bibliográfica	Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	C.V Metodologias (%)
Neossolo Litólico	0,0311	0,0270	7,0
Neossolo Flúvico	0,0383	0,0218	27,4
Argissolo Vermelho	0,0320	0,0245	13,3
Argissolo Vermelho-Amarelo	0,0443	0,0260	26,0
Luvissolo Crômico	0,0227	0,0284	11,2
Luvissolo Háptico	0,0227	0,0248	4,4
Chernossolo Argilúvico	0,0320	0,0351	4,7
Chernossolo Ebânico	0,0320	0,0351	4,7
Planossolo Háptico	0,0210	0,0264	11,3
		C.V médio	12,2

De acordo com a classificação de erodibilidade dos solos de Mannigel et al. (2002), para os dados de erodibilidade provenientes de pesquisa bibliográfica, Planossolo Háplico e Luvissolos Crômico e Háplico enquadraram-se como apresentando média erodibilidade enquanto os Argissolos, Neossolos e Chernossolos, enquadraram-se com alta erodibilidade. Para os dados de erodibilidade resultantes da aplicação da equação de Wischmeier e Smith (1978) apenas os Chernossolos apresentaram classificação de erodibilidade alta, enquanto as demais classes enquadraram-se com erodibilidade média. Com relação aos dados resultantes da aplicação da equação de Denardin (1990), Neossolo Litólico, Argissolo Vermelho-Amarelo e Chernossolos Ebânico e Argilúvico mostram enquadramento na classe de erodibilidade muito alta, enquanto as demais classes de solos foram classificadas com alta erodibilidade. Evidenciando que a aplicação da metodologia proposta por Denardin (1990) resultou em valores mais altos para o fator K, enquanto a aplicação da metodologia de Wischmeier e Smith (1978) resultou em valores mais baixos e os dados de pesquisa bibliográfica mostram valores intermediários.

3.3. Fator LS – topográfico

O fator LS foi obtido através do modelo digital de elevação (MDE) com 30 m de resolução espacial e do procedimento proposto por Panagos, Borrelli e Meusburger (2015) em ambiente SIG.

A altitude na BHRC-PM varia de 17 a 553 m, com média de 248,6 m, ao passo que a declividade varia de 0 a 99,8% com média de 11,2%. A Figura 40 apresenta a declividade da bacia, classificada conforme sugerido por Santos et al. (2014a).

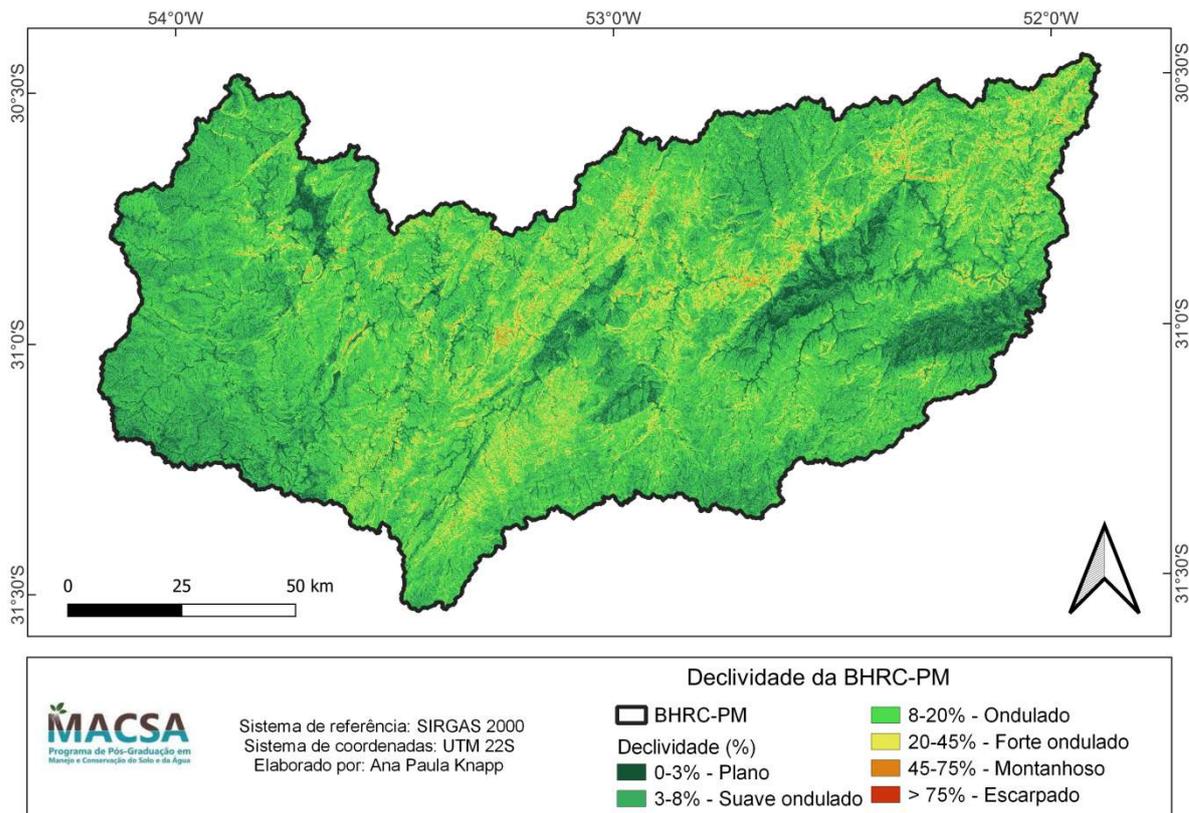


Figura 40 - Declividade da BHRC-PM classificada conforme sugerido por Santos et al. (2014a).

Conforme a Tabela 34, percebe-se que 40,6% da área da bacia encontra-se em condições de relevo plano ou suave ondulado, ao passo que 47% encontra-se em relevo ondulado e apenas 12,4% encontram-se em declividades maiores que 20%.

Tabela 34 - Abrangência relativa das classes de declividade proposta por Santos et al. (2014a) na BHRC-PM.

Declividade	Relevo	Área relativa (%)
0-3%	Plano	10,45
3-8%	Suave ondulado	30,19
8-20%	Ondulado	46,99
20-45%	Forte	11,87
45-75%	Montanhoso	0,49
>75%	Escarpado	0,01

Os valores de LS variaram de 0,03 a 36,04, com média de 1,8 (Figura 41), entretanto 66,7% da extensão da área da BHRC-PM encontra-se em condições de LS inferior a 2, ao passo que 99,8% da extensão da bacia está em áreas com fator LS inferior a 10 (Tabela 35). Comportamento que implica em menor taxa de

escoamento superficial e, conseqüentemente, desfavorece a ocorrência de erosão hídrica (BARBOSA et al., 2015).

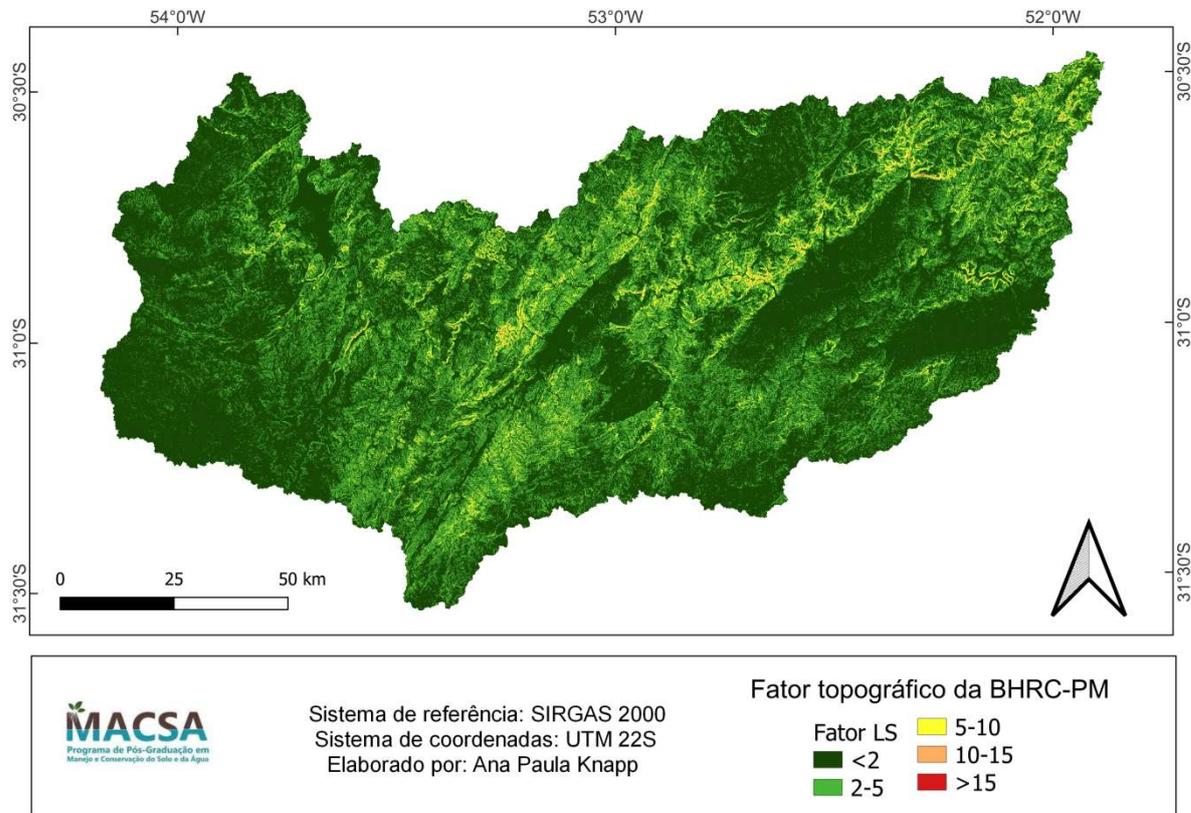


Figura 41 - Distribuição do fator LS na BHRC-PM conforme classificação proposta por Batista et al. (2017).

Tabela 35 - Abrangência relativa das classes do fator LS conforme classificação proposta por Batista et al. (2017).

Fator LS	Área relativa (%)
< 2	66,74
2 – 5	28,72
5 – 10	4,32
10 – 15	0,20
> 15	0,02

Lino (2010) observou que mais de 70% dos valores obtidos para o fator LS para o estado do Rio Grande do Sul se encontravam abaixo de 2, sendo os menores valores localizados nas regiões do litoral, Depressão Central e sudoeste e valores mais altos na Encosta Inferior do Nordeste e região do Alto Uruguai. Beskow et al. (2009) argumentam que áreas com LS inferior a 10 podem ser consideradas com baixa suscetibilidade à erosão, entretanto, áreas com LS superior a 10 devem ser avaliadas em conjunto com a distribuição espacial das perdas de solo e da cobertura

do solo, a fim de diagnosticar áreas chave para intervenção e implementação de práticas conservacionistas.

Os valores de fator LS obtidos por Riquetti et al. (2022) para a América do Sul variaram de 0,03 a 48,9, com média de 2,6, sendo os menores valores encontrados para a região Sul em locais que correspondem ao Paraguai e Uruguai. Enquanto na Europa, os valores do fator LS encontrados por Panagos, Borrelli e Meusburger (2015), variaram de 0 a 99, com média de 1,63, sendo que valores maiores que 25 foram encontrados em apenas 0,1% da União Europeia.

Com o intuito de comparar os valores de LS obtidos de forma informatizada com o algoritmo de Desmet e Govers (1996) e de forma manual, pelo método de tradicional proposto por Wischmeier e Smith (1978), Silva (2003) verificou que em áreas de declividade baixa, os dois métodos apresentam valores semelhantes, entretanto em áreas de maior declive e mais complexas, os valores obtidos pelo método automático foram maiores, de forma que os valores obtidos se mostram mais fiéis ao relevo das áreas e por isso, permite uma predição mais adequada das perdas de solo em bacias hidrográficas complexas.

Minella et al. (2008) atribuem ao advento das técnicas de geoprocessamento e a facilidade de obtenção de modelos digitais de elevação, a evolução do cálculo do fator topográfico, já que se passou a considerar as feições geomorfológicas do terreno, que são determinantes na ocorrência de processos hidrológicos nas bacias hidrográficas, de forma que os resultados obtidos expressem a variabilidade do relevo da área. Assim, devido à demanda de utilização do MDE para extração de informações acerca das características do terreno para aplicação das metodologias de obtenção do fator LS, se faz importante a escolha da fonte e da resolução do MDE, pois é ele quem vai determinar a qualidade final dos valores do fator LS e das perdas de solo (MICHALOPOULOU et al., 2022).

3.4. Fator C – uso e cobertura do solo

O uso e cobertura do solo, representado por meio de imagens adquiridas no portal MapBiomas (2022), para dois anos distintos (1997 e 2019) permitiu entender a dinâmica do fator C na BHRC-PM, possibilitando visualizar as classes de uso e cobertura que sofreram maiores modificações no período considerado. Essa análise temporal viabilizou diagnosticar como se deu a modificação do uso do solo na

BHRC-PM além do entendimento de como essas modificações afetam a ocorrência de processos erosivos e transporte de sedimentos na área.

As classes mapeadas foram: corpos hídricos, campo/pastagem, floresta, solo exposto, área urbana, área de mineração, agricultura e silvicultura. Após o mapeamento de uso e cobertura foram atribuídos os valores de fator C (Tabela 26), conforme levantamento bibliográfico. Na Figura 42 é possível observar a distribuição do fator C na BHRC-PM para os anos de 1997 e 2019, respectivamente.

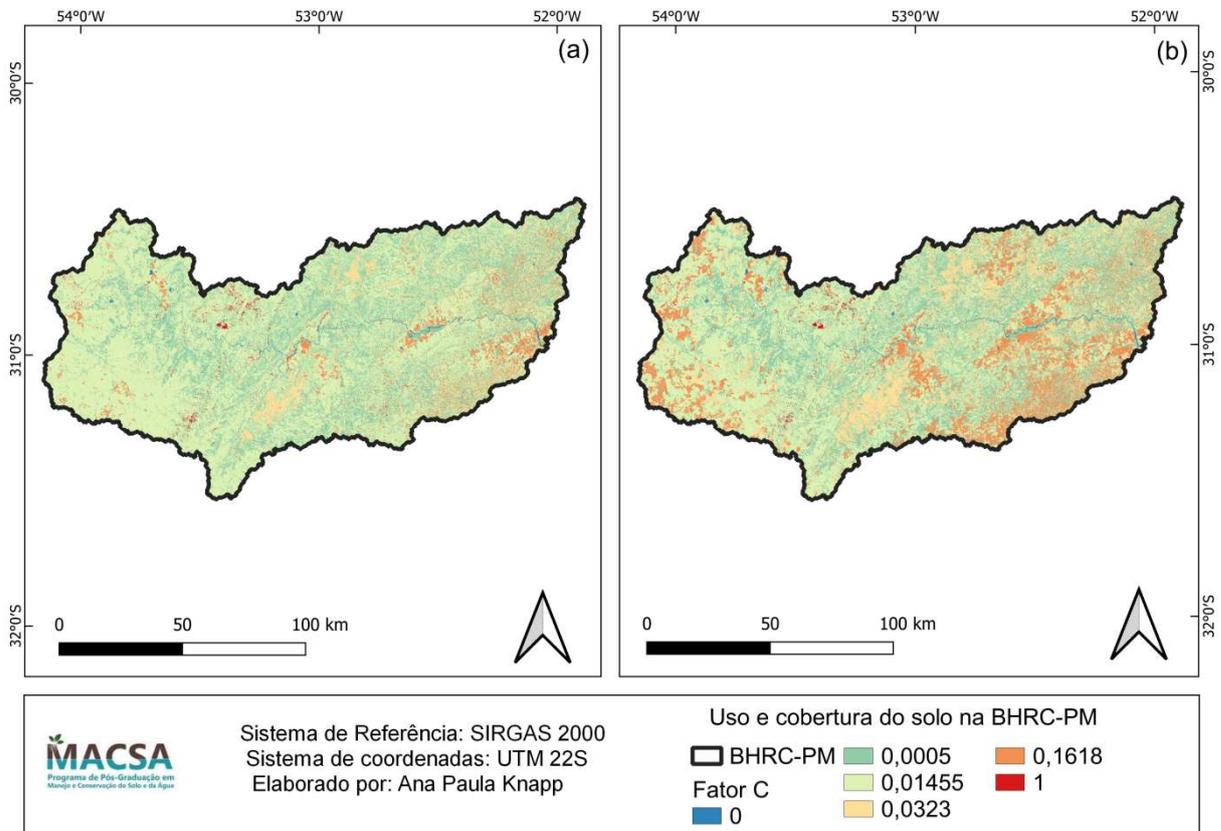


Figura 42 – Distribuição do fator C na BHRC-PM em 1997 (a) e em 2019 (b).

De acordo com a Tabela 36, observa-se que no ano de 1997 as categorias caracterizadas como áreas de campo ou pastagem e área de floresta eram responsáveis por mais de 90% da cobertura do solo na BHRC-PM, enquanto os cultivos agrícolas representavam 5% da cobertura da área, ao passo que no ano de 2019, as áreas de campos e pastagem e área florestal passaram a representar aproximadamente 74% da cobertura do solo na bacia. Nota-se que houve expansão das áreas com cultivos agrícolas, atingindo 14% da área da bacia em 2019. É importante pontuar também, a expansão das áreas de silvicultura que passaram de

3,6% em 1997 para 11% em 2019. Em termos absolutos, as áreas de agricultura apresentaram maior expansão no período, crescendo 1425 km², de 1997 para 2019, seguida pelas áreas de silvicultura. Entretanto, as áreas de campo e pastagem sofreram a queda mais significativa em termos de área absoluta na BHRC-PM, perdendo 2846 km², de 1997 para 2019. Em termos relativos, as áreas de silvicultura apresentaram maior incremento de área do que as áreas ocupadas por cultivos agrícolas, que tiveram crescimento relativo de 202,8% e 181%, respectivamente. Áreas de campo e pastagem tiveram a maior queda relativa de área, tendo decréscimo de 28% em relação ao ano de 1997, entretanto, as áreas de solo exposto também apresentaram queda, indicando que de 1997 para 2019, houve aproximadamente 20% de redução das áreas de solo exposto na BHRC-PM.

Tabela 36 - Área de abrangência absoluta e relativa das categorias de uso (fator C) na BHRC-PM, para os anos de 1997 e 2019.

Categoria de uso	1997		2019		Diferença	
	Área absoluta (km ²)	Área relativa (%)	Área absoluta (km ²)	Área relativa (%)	Área absoluta (km ²)	Área relativa (%)
Floresta	4059,0	26,08	4348,3	27,93	289,2	7,13
Silvicultura	565,9	3,64	1713,5	11,01	1147,6	202,81
Campo/pastagem	9975,7	64,08	7130,0	45,80	-2845,7	-28,53
Agricultura	787,0	5,06	2211,8	14,21	1424,8	181,03
Área urbana	4,1	0,03	5,9	0,04	1,8	44,30
Solo exposto	118,1	0,76	94,6	0,61	-23,5	-19,89
Área de mineração	5,2	0,03	5,3	0,03	0,1	1,48
Corpos hídricos	51,6	0,33	57,3	0,37	5,7	10,96
Total	15566,7	100,00	15566,7	100,00		

A expansão das áreas de cultivos agrícolas foi impulsionada, principalmente, pela introdução da soja na região, que gerou um aumento de 484% da área plantada de 1997 a 2019, ao passo que as áreas de arroz mostraram uma expansão de 278%, enquanto lavouras temporárias de outras culturas sofreram redução de 98%. Esse comportamento corrobora com os resultados de Capoane e Kuplich (2018), que observaram que a área de plantio de arroz teve aumento de 34% e de soja de 57,5%, ao passo que as áreas de plantio de milho tiveram queda de 55,9% no estado do Rio Grande do Sul entre 1988 e 2016, sendo que parte considerável do aumento das áreas plantadas de soja se deu na região sul do estado, avançando sobre o bioma Pampa em áreas de campo e também em áreas anteriormente

cultivadas com milho, resultando em um aumento de 188,5% da área plantada de soja no bioma Pampa entre 2000 e 2015. De forma semelhante, Lemos e Rizzi (2020) constataram que 79% da área cultivada com soja no ano de 2014, no município de Bagé-RS (que está inserido na área da BHRC-PM), eram áreas de campo no ano de 2008 e que entre 2008 e 2014 houve avanço do cultivo de soja também em áreas anteriormente utilizadas para a cultura do arroz, evidenciando o avanço da cultura da soja no bioma Pampa e em áreas de várzea. Contudo, Echer et al. (2015) alertam que, embora as pastagens ainda sejam predominantes no bioma Pampa, os avanços da agricultura e da silvicultura ocasionam a conversão dos campos naturais em ambientes de menor diversidade biológica.

3.5. Fator P – práticas conservacionistas complementares

No presente estudo não foram evidenciadas práticas conservacionistas ao longo da bacia, visto que estas são de difícil identificação frente à grande área da BHRC-PM e as imagens de satélite disponíveis. Portanto, foi atribuído um valor único para o fator P, igual a 1 para toda a área de estudo, configurando o pior cenário para a perda de solo.

3.6. Perdas de solo

As perdas de solos na BHRC-PM foram calculadas mantendo constantes os fatores LS e P, enquanto os fatores R, K e C variaram, conforme descrito na Tabela 28. Objetivando analisar temporalmente o comportamento erosivo na BHRC-PM foi variado o fator C, utilizando as classificações de uso e cobertura do solo para os anos de 1997 e de 2019. Enquanto para verificar a influência das metodologias de obtenção da erosividade das chuvas e da erodibilidade dos solos, foram variados os fatores R e K, respectivamente.

3.6.1. Análise temporal das perdas de solo

A perda de solo variou de 0 a 2505,8 Mg ha⁻¹ ano⁻¹, com média de 9,4 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ para o ano de 1997 (Figura 43a), enquanto para o ano de 2019 (Figura 43b), a variação foi de 0 a 2426,7 Mg ha⁻¹ ano⁻¹, com média de 11,9 Mg ha⁻¹ ano⁻¹.

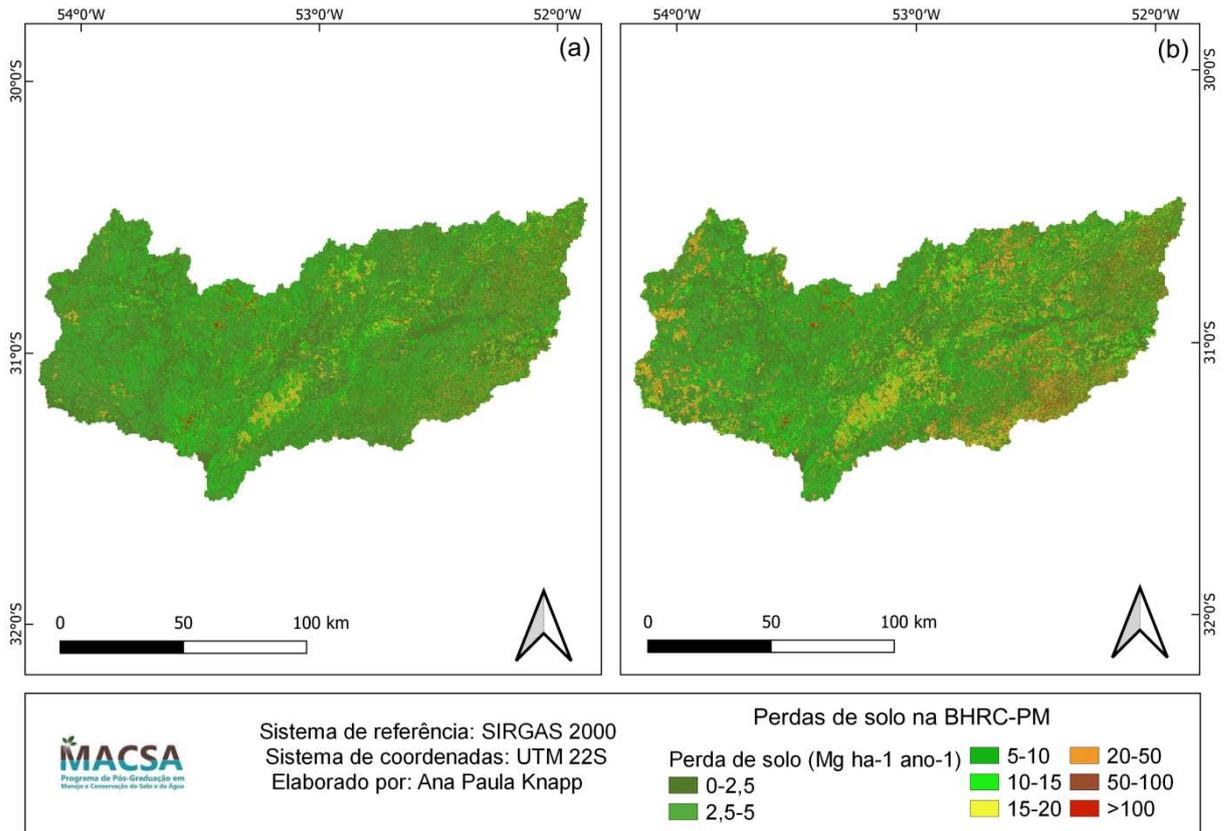


Figura 43 - Distribuição espacial das perdas de solo na BHRC-PM, classificadas conforme Beskow et al. (2009).

É possível perceber que houve aumento das perdas médias de solo na BHRC-PM, impulsionadas principalmente pela mudança no uso do solo que ocorreu no período de 1997 a 2019, onde houve um incremento de 181% nas áreas utilizadas para agricultura, além de que essas áreas com avanço da atividade agrícola aconteceram em locais de maior declividade (Figura 40) e altitude (Figura 36).

No ano de 1997 (Figura 44), cerca de 87,5% da área da BHRC-PM apresentava perdas de solo classificadas entre leve e moderada, ou seja, perdas inferiores a 10 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ e, em 2019 (Figura 45), esse percentual foi reduzido para 77,6%. Evidenciando que os solos passaram a ter maiores perdas classificadas entre moderadas a altas e extremamente altas.

Área (%) da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) em 1997

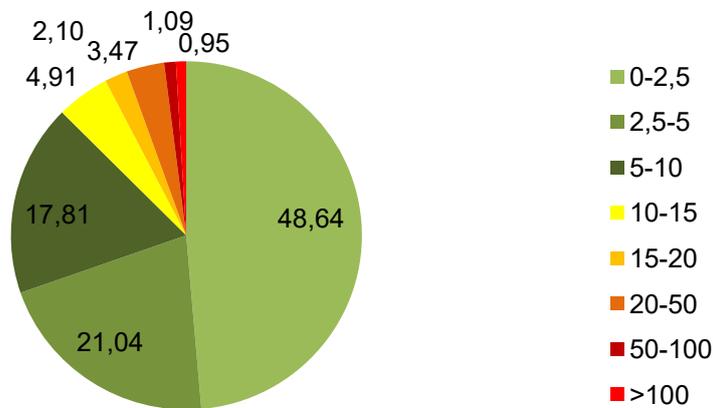


Figura 44 - Área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo, conforme classificação de Beskow et al. (2009) para o ano de 1997.

Área (%) da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) em 2019

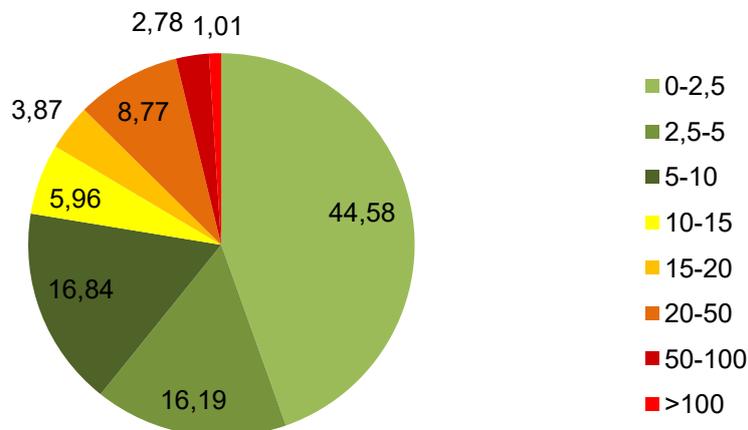


Figura 45 - Área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme, classificação de Beskow et al. (2009) para o ano de 2019.

Houve, respectivamente, 152,7% e 155% de aumento da área da bacia classificada com perdas de solo alta a muito alta ($20\text{-}50 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$) e muito alta ($50\text{-}100 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$), ao passo a área com perdas inferiores a $10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, sofreu redução de 36,8% de 1997 para 2019 (Figura 46).

Incremento de área da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo (2019-1997)

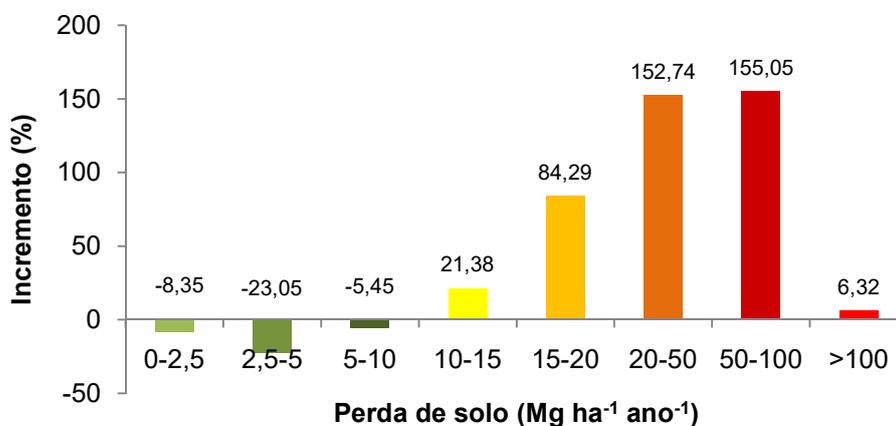


Figura 46 - Comportamento da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo, conforme classificação de Beskow et al. (2009), de 1997 para 2019.

Com o auxílio da Tabela 37 podem ser observadas as perdas de solo máximas e médias, para cada um dos cenários simulados, obtidas a partir da multiplicação dos fatores da equação da RUSLE.

Tabela 37 - Perdas de solo máximas e médias para os cenários simulados.

Cenário	1997		Cenário	2019	
	Máximo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Perda de solo média (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)		Máximo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Perda de solo média (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)
A1	2383,0	8,5	A1	2362,6	11,0
A2	3280,2	11,8	A2	3187,9	14,8
A3	1807,4	6,7	A3	1756,6	8,4
A4	2702,3	9,6	A4	2679,2	12,5
A5	3719,8	13,4	A5	3615,2	16,7
A6	2049,7	7,6	A6	1992,0	9,5
A7	2384,2	8,6	A7	2387,4	11,1
A8	3318,1	11,9	A8	3189,4	14,9
A9	1828,3	6,7	A9	1757,4	8,5
Média dos cenários	2505,8	9,4	Média dos cenários	2426,7	11,9

A perda de solo média para o ano de 1997 é classificada como moderada (entre 5 e 10 Mg ha⁻¹ ano⁻¹), entretanto, a perda de solo média para o ano de 2019, apresenta aumento, sendo classificada como moderada a alta (entre 10 e 15 Mg ha⁻¹ ano⁻¹). Dentre os cenários propostos para o cálculo das perdas de solo, 6 foram classificados com perdas de solo moderadas (A1, A3, A4, A6, A7 e A9) e 3 como

moderadas a altas (A2, A5 e A8) em 1997, entretanto, em 2019 há queda de cenários classificados como moderados para 3 (A3, A6 e A9) e o número de cenários com perdas de solo consideradas moderadas a altas cresce para 5 (A1, A2, A4, A7 e A8), surgindo ainda um cenário com perdas de solo classificadas como altas (A5). Esse comportamento deixa evidente que houve agravamento das perdas de solo na BHRC-PM, visto que as perdas médias de solo aumentaram em $2,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de 1997 para 2019.

Ainda, é possível notar, pela Tabela 37, que as perdas de solo máximas se mostraram maiores nos cenários simulados para o ano de 1997, entretanto, as perdas de solo médias sempre se mostraram maiores no ano de 2019. Como apenas o fator C mudou de um ano para outro, esse comportamento pode ser explicado pelas modificações de uso e cobertura do solos ocasionadas na área com o passar dos anos. Em 1997, havia maior predomínio de área de campos na BHRC-PM, ao passo que em 2019 o percentual de área ocupada por campos e pastagem foi reduzido e houve um aumento expressivo das áreas destinadas à agricultura e à silvicultura. O aumento das áreas de agricultura na bacia explica o fato de as perdas de solo médias serem maiores no ano de 2019, entretanto, os maiores valores de perdas de solos máximas para o ano de 1997 podem ser explicados pelo fato de que, em 2019 há menor percentual de áreas de solos exposto (fator $C=1$) na BHRC-PM, bem como houve expansão das áreas urbanas e aumento do percentual ocupado por corpos hídricos (fatores $C=0$), além do crescimento nas áreas cobertas por florestas/mata nativa.

Tabela 38 - Perdas de solo médias na BHRC-PM por classe de solo para os anos de 1997 e 2019.

1997		2019	
Classe	Perda de solo média ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)	Classe	Perda de solo média ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$)
Argissolo	7,5	Argissolo	12,1
Chernossolo	5,4	Chernossolo	6,2
Luvissolo	5,9	Luvissolo	8,9
Neossolo	11,8	Neossolo	13,0
Planossolo	3,5	Planossolo	4,2

Com relação às classes de solo presentes na BHRC-PM nota-se, através da Tabela 38, que as maiores perdas, tanto em 1997 quanto em 2019, ocorreram na classe dos Neossolos. Conforme já evidenciado anteriormente, os Neossolos são solos rasos e pouco desenvolvidos e, ainda, apresentam-se em áreas de maior

declive na BHRC-PM, apresentando elevados valores associados ao fator LS. Ainda, pode-se perceber ao analisar o fator C, associado ao uso e cobertura do solo, que de 1997 para 2019, houve expansão de áreas com cultivos agrícolas e a atividade de silvicultura em áreas de Neossolo onde, anteriormente, havia maior predomínio de áreas de floresta e de campo. Essa modificação no uso e cobertura que levou ao aumento do valor associado ao fator C, em conjunto com a maior declividade das áreas onde se encontra esse tipo de solo, explicam a perda de solo mais expressiva nesse tipo de solo da BHRC-PM.

Chama atenção também, que os solos da classe dos Argissolos apresentaram o maior crescimento das taxas de perda de solo entre 1997 e 2019, passando de $7,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ para $12,1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, representando um aumento de 61,7% na taxa de perda de solo (Figura 47). Esse incremento da perda de solo é explicado pelo fato de que, nas áreas da BHRC-PM compostas por Argissolos Vermelhos e Argissolos Vermelho-Amarelos, foi onde se deu uma grande expansão da atividade agrícola. Embora esse tipo de solo ocorra em áreas de menor declividade na bacia, elas passaram a ter maiores perdas de solo, justamente por conta da modificação do uso.

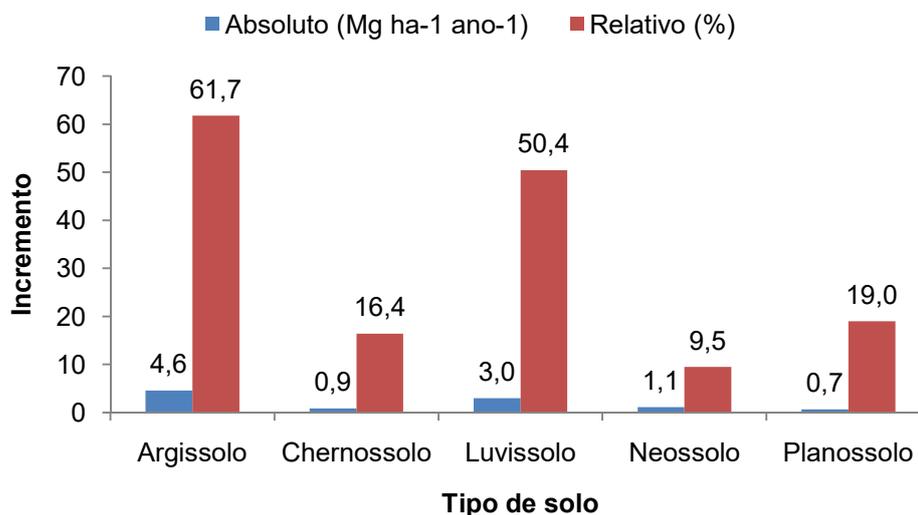


Figura 47 - Incremento absoluto e relativo das perdas de solo por classe de solo da BHRC-PM de 1997 para 2019.

As áreas de Planossolos apresentaram o menor incremento absoluto de perda de solo, tendo aumentado em $0,7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ de 1997 a 2019, entretanto, em caráter relativo, esses solos apresentaram crescimento de 19% nas perdas de

solo. A ocorrência dos Planossolos na BHRC-PM se dá em áreas de menor altitude e declividade, por isso, o fator LS apresenta-se baixo para esses solos, contudo, houve expansão das áreas de atividade agrícola nas áreas com esse tipo solo, que tradicionalmente estão associados ao cultivo de arroz irrigado. Porém, com a introdução da cultura da soja em terras baixas, essas áreas passaram a ser utilizadas e preparadas de forma mais intensiva, levando a maiores perdas de solo. Com já mencionado anteriormente, entre 1997 e 2019, houve um crescimento de 181% nas áreas da BHRC-PM utilizadas para agricultura, sendo que a cultura da soja teve uma expansão de 484% e o arroz de 278%, esse efeito pode ser percebido, principalmente, nas áreas de Planossolos próximas à seção de controle da bacia.

3.6.2. Influência do fator R nas perdas de solo

A influência da metodologia utilizada para a obtenção do fator R (Apêndices C e D) se apresentou de forma mais pronunciada quando se utilizou o fator R oriundo de pesquisa bibliográfica encontrado por Oliveira; Silva; Neto (2020) para o município de Eldorado do Sul, que está distante 111 km da seção de controle da BHRC-PM. Esse comportamento é esperado, uma vez que o valor de erosividade da chuva oriundo da pesquisa bibliográfica foi mais alto do que os valores obtidos pela aplicação do Índice de Fournier Modificado em conjunto com as equações propostas por Eltz et al. (2011) e da equação de Mello et al. (2013). Nota-se que, independentemente da metodologia utilizada para obtenção do fator K (erodibilidade do solo), a utilização do Fator R oriundo da pesquisa bibliográfica (cenários A4, A5 e A6), resulta em aumento na área da bacia que apresenta perdas de solo superiores a $10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no ano de 1997, bem como aumento na área da bacia que apresenta perdas de solo superiores a $20 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no ano de 2019. Além disso, quando combinadas as metodologias de obtenção do fator R por pesquisa bibliográfica e fator K obtido via equação de Wischmeier e Smith (1978), houve aumento da área nas classes de perda de solo superiores a $2,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, com relação as metodologias de Índice de Fournier Modificado em conjunto com equações de Eltz et al. (2011) e da equação de Mello et al. (2013), tanto para o ano de 2019 quanto para 1997.

Outro efeito que pode ser observado para o ano de 1997 é que, independentemente da metodologia empregada para o fator K, quando se utiliza o

Índice de Fournier Modificado em conjunto com as equações de Eltz et al. (2011), há aumento da área de solos que perdem menos de $2,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (comportamento observado também para o ano de 2019), enquanto há queda na área com solos que perdem entre 5 e $50 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Enquanto que, para o ano de 2019, a utilização da metodologia do Índice de Fournier Modificado em conjunto com as equações de Eltz et al. (2011) resultou, quando em combinação com o K obtido via equações de Denardin (1990) e Wischmeier e Smith (1978), em redução da área das classes de perda de solo superiores a $5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Em função da aplicação dessa metodologia ter gerado o menor valor para a erosividade da chuva, é perceptível que a área da BHRC-PM que se encontra sob classes de perdas de solo mais altas, é reduzida.

A utilização da metodologia de Mello et al. (2013), para obtenção do fator R, que resultou em valores de erosividade intermediárias entre os outros dois métodos aplicados, não apresentou nenhum padrão de influência sobre as classes de perda de solo para o ano de 1997. Entretanto, para o ano de 2019, a utilização dessa metodologia resultou em um padrão onde, independentemente do método utilizado para o fator K, houve redução da área da classe de perda de solo superior a $100 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

Com isso, é possível constatar que a influência geral causada pelas diferentes metodologias aplicadas para obter a erosividade da chuva se apresenta aumentando a área onde as perdas de solo são classificadas em categorias de perda de solo mais altas, quando utilizada uma metodologia que resulta em valores mais altos para o fator R (superestimando o poder erosivo das chuvas), e quando a metodologia utilizada resulta em um valor mais baixo para o fator R (subestimando o poder erosivo da chuva), a influência se manifesta aumentando a área onde as perdas de solo são classificadas como mais baixas.

3.6.3. Influência do fator K nas perdas de solo

A influência da metodologia aplicada para obter o fator K (Apêndices E e F), no ano de 1997, mostrou um padrão bem definido onde, independentemente da metodologia utilizada para obter a erosividade das chuvas (fator R), houve redução da área das classes de perda de solo que representam perdas superiores a $5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ quando utilizada a equação de Wischmeier e Smith (1978), havendo também um aumento na área das classes que representam perdas de solo inferiores a $2,5$

Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Enquanto para o ano de 2019, a utilização da metodologia de Wischmeier e Smith (1978), resultou em aumento da área das classes com perdas de solo inferiores a 2,5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ e redução na área das classes de perda de solo entre 5 e 15 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ e maiores do que 20 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Esse padrão de comportamento é explicado pelo fato de que, para a maioria das classes de solo presentes na BHRC-PM, quando aplicada a metodologia de Wischmeier e Smith (1978) para obtenção do fator K, houve subestimação do fator K quando comparado aos dados obtidos por pesquisa bibliográfica e pela aplicação da metodologia de Denardin (1990).

Já quando se analisa a metodologia de obtenção do fator K pela metodologia de Denardin (1990), percebe-se que no ano de 1997, independentemente do método usado para obter o fator R, houve aumento da área das classes que representam perdas de solo superiores a 5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ e redução da área da classe que representa perda inferior a 2,5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Ao passo que para o ano de 2019, a utilização da metodologia de Denardin (1990), resultou, independentemente da metodologia utilizada para R, em aumento das áreas onde as perdas de solo são maiores que 5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹ e redução na área com perdas até 5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Esse comportamento é explicado pelo fato de que a utilização da metodologia de Denardin (1990) para obter o fator R, resultou em superestimativa da erodibilidade quando comparada aos dados de pesquisa bibliográfica e da aplicação da metodologia de Wischmeier e Smith (1978).

A utilização do fator K oriundo de pesquisa bibliográfica resultou em valores intermediários para a erodibilidade dos solos da BHRC-PM, de forma que não foi verificado comportamento relacionado ao aumento ou redução de área das classes mais críticas para a perda de solo para o ano de 2019, entretanto, independentemente da metodologia utilizada para obter a erosividade das chuvas, houve aumento na área com perdas de solo entre 2,5 e 5 Mg ha⁻¹ ano⁻¹, no ano de 1997.

De forma geral, verificou-se que a influência da metodologia de obtenção do fator K se apresenta, principalmente, reduzindo as perdas de solo em classes de perdas mais elevadas quando deriva de uma metodologia que resulta em valores mais baixos de erodibilidade (superestimando a resistência dos solos à erosão) e quando a metodologia de obtenção do fator K resulta em valores mais elevados de

erodibilidade (subestimando a resistência dos solos à erosão), cresce a área classificada com perdas de solo de maiores proporções.

3.7. Tolerância à perda de solo

A análise da tolerância à perda de solo permite identificar pontos críticos na área de estudo, onde as perdas de solo apresentam-se maiores do que a capacidade dos solos de resistirem aos processos erosivos e por isso, entender a dinâmica das perdas em relação à tolerância dos solos torna-se uma ferramenta importante de diagnósticos de áreas críticas e suscetíveis, podendo servir de suporte para implantação de práticas conservacionistas pontuais e efetivas.

Na BHRC-PM, no ano de 1997, 26,4% da área da bacia apresentava perdas de solo superiores à tolerância (Apêndice G). Sendo que os Luvisolos, Neossolos e Planossolos foram as classes que mais apresentaram perdas de solo superiores a suas respectivas tolerâncias à perda de solo (Figura 48) que são de 3,5, 5,2 e 4,8 $\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$, respectivamente.

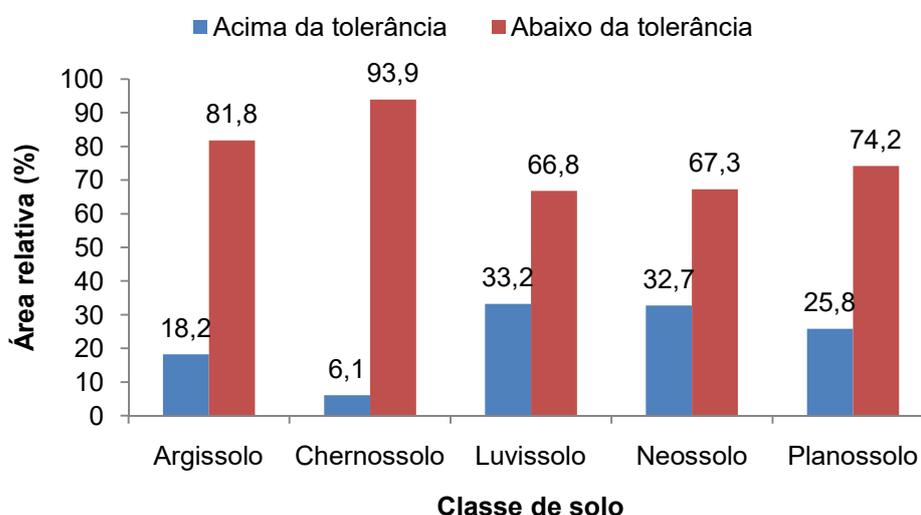


Figura 48 - Área relativa de cada classe de solo da BHRC-PM com relação à tolerância a perda de solo no ano de 1997.

Por terem um limite maior para as perdas toleráveis, os Argissolos e Chernossolos, que podem perder até 7,9 e 11,3 $\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$, respectivamente, têm maiores áreas relativas com perdas abaixo da tolerância. Além disso, para os Chernossolos, a perda de solo média para o ano de 1997 foi de 5,4 $\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$ (Tabela 38), enquanto para os Argissolos foi de 7,5 $\text{Mg ha}^{-1} \text{ano}^{-1}$ (Tabela 38), sendo inferior à tolerância das classes para as perdas de solo. Entretanto, para a classe

dos Luvisolos e Neossolos, que tiveram maiores áreas relativas com perdas superiores à tolerância, observa-se que os mesmos apresentaram perdas de solo médias superiores ao limite tolerável.

Todavia, os Planossolos, apesar de apresentarem perda de solo média para 1997 de $3,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ (Tabela 38) e terem um limite tolerável de perda de solo de $4,8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, apresentaram mais de 25% da área acima da tolerância. Esse efeito se deve, principalmente, pela intensa exploração das áreas de Planossolos para atividades agrícolas. Além disso, Medeiros et al. (2016) associam áreas de perdas de solo expressivas ao uso histórico pela atividade agrícola, o que acontece na BHRC-PM nas áreas de Planossolos, já que são utilizados para o cultivo do arroz irrigado na metade sul do Rio Grande do Sul. Outro fator associado às maiores perdas de solo citado pelos mesmos autores é que o relevo mais plano é favorável à intensificação da utilização de máquinas agrícolas e de práticas de manejo, de forma que a perturbação do solo é maior, gerando perdas mais pronunciadas de solo. De encontro a isso, a partir da introdução da cultura da soja em terras baixas passou a existir a demanda de um preparo de solo diferenciado para evitar estresse hídrico na cultura. Por isso, passou-se a utilizar a técnica de suavização do solo, que visa criar zonas de escoamento para a água (CONCENÇO et al., 2020), e essa diferença de declividade gerada nas lavouras é suficiente para que haja o transporte de sedimentos.

Já no ano de 2019, 36,5% da área da BHRC-PM apresenta-se com perdas de solo maiores do que o limite tolerado pelos seus solos (Apêndice H). Indicando que no período entre 1997 e 2019, houve crescimento de 10,1% da área da bacia com perdas superiores à tolerância. Nota-se que a classe dos Argissolos foi a que apresentou o maior crescimento na área com perdas acima da tolerância, passando de 18,2% em 1997 para 34,7% em 2019. Sendo esse fenômeno associado à expansão da atividade agrícola na bacia que ocorreu, principalmente, nas áreas com esse tipo de solo. Em 2019, Luvisolos, Argissolos e Neossolos apresentaram-se com maiores áreas relativas com perdas de solo acima do limite tolerável (Figura 49).

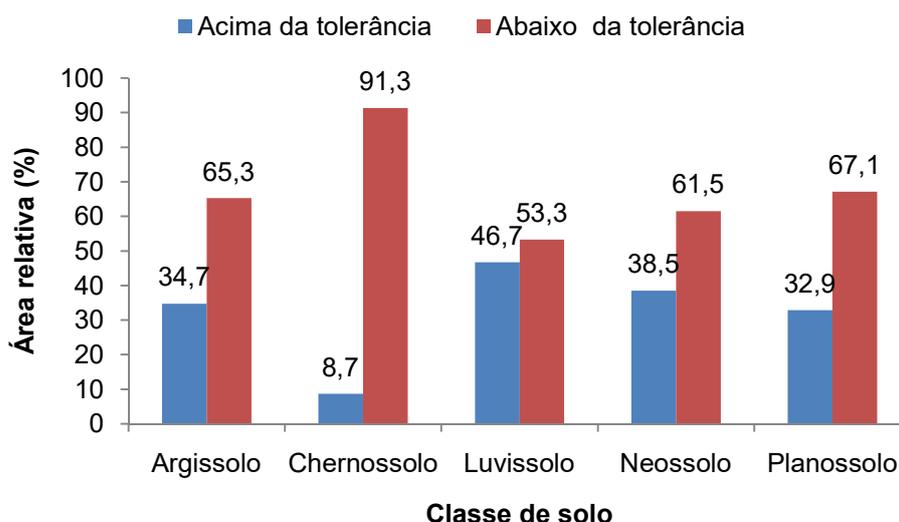


Figura 49 - Área relativa de cada classe de solo da BHRC-PM com relação à tolerância a perda de solo no ano de 2019.

Os Luvissoles, que se apresentam em áreas onde o fator LS é mais elevado e que passaram a ter uso do solo mais ativo pelas atividades agrícolas com o passar dos anos, mostraram queda da área com perdas de solo abaixo da tolerância, passando de 66,8% em 1997 para 53,3% em 2019. Sendo a classe de solo que se encontra mais próxima de ter maior proporção da área com perdas maiores do que o limite tolerável. Estando esse comportamento atrelado ao fato de ser a classe de solo presente na BHRC-PM que apresenta o menor nível de tolerância à perda de solo, que é de $3,5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. A fragilidade dos Luvissoles está associada ao fato de que são solos pouco profundos e que geralmente se encontram em relevo ondulado associado à Neossolos e afloramentos rochosos, sendo por isso, aconselhável a adoção de práticas conservacionistas complementares e a consideração da capacidade de uso da terra. Além disso, podem conter altos percentuais de argilas expansivas ou mudança textural abrupta, o que os torna mais suscetíveis à erosão (STRECK et al., 2018).

3.8. Risco de erosão

O índice de risco de erosão (RE) foi utilizado para expressar como a área da BHRC-PM apresenta-se com relação ao risco de erosão, sendo que quando o RE é inferior a 1, as áreas são consideradas com risco muito baixo à erosão, ao passo que RE entre 2 e 5 indica risco moderado de erosão e $RE \geq 10$, indica que a área tem risco muito alto à erosão.

A partir da visualização da Tabela 39, percebe-se que em 1997 os Luvisolos e Neossolos se apresentam como as classes de solo de maior vulnerabilidade, pois se observam menores percentuais de suas áreas em condições de risco de erosão inferior a 1 e maiores proporções de suas áreas em situação de risco de erosão superior a 1. Isso se deve ao fato de serem solos rasos, de ocorrência predominante em relevo ondulado e por apresentarem valores mais baixos de tolerância à perda de solo, o que impacta diretamente no risco de erosão. Além disso, na análise de perdas médias de solo para 1997 (Tabela 38), os Neossolos apresentaram maiores perdas, seguidos pelos Argissolos e pelos Luvisolos. Enquanto os Chernossolos, que têm elevada tolerância às perdas, apresentam-se com os menores percentuais de áreas associadas a riscos de erosão superiores a 1.

Tabela 39 - Classificação do risco de erosão para cada classe de solo, para o ano de 1997, segundo classificação proposta por Mello; Bueno; Pereira (2006).

Classe de solo	Área da classe de solo (%)				
	Risco de erosão				
	RE<1	1≤RE<2	2≤RE<5	5≤RE<10	RE≥10
Argissolo	81,8	9,4	5,2	2,4	1,2
Chernossolo	93,9	4,7	1,0	0,1	0,2
Luvisolo	66,8	15,9	11,2	3,4	2,7
Neossolo	67,3	19,3	9,4	2,0	2,0
Planossolo	74,2	14,4	9,6	1,1	0,8

Já em 2019, percebe-se que as modificações promovidas no uso e cobertura do solo na BHRC-PM, levaram ao aumento da degradação de solos das classes dos Argissolos e Planossolos (Tabela 40), que passaram a ter menor percentual de sua área com risco de erosão menor que 1 e maior participação nas classes de risco entre 1 e 10, sendo que o crescimento mais expressivo para os Argissolos foi na classe de risco entre 2 e 5 e para os Planossolos, nas classes entre 1 e 5.

Tabela 40 - Classificação do risco de erosão para cada classe de solo, para o ano de 2019, segundo classificação proposta por Mello; Bueno; Pereira (2006).

Área da classe de solo (%)					
Risco de erosão					
Classe de solo	RE<1	1≤RE<2	2≤RE<5	5≤RE<10	RE≥10
Argissolo	65,3	12,7	13,7	6,2	2,1
Chernossolo	91,3	4,5	2,9	0,9	0,3
Luvissolo	54,8	13,5	16	9,9	5,7
Neossolo	61,5	17,8	12,7	4,9	3,1
Planossolo	67,1	17	13,6	1,5	0,7

Em 1997 (Apêndice I), 73,6% da área da BHRC-PM apresentavam-se com risco de erosão muito baixo, ou seja, risco de erosão inferior a 1 (Tabela 41), entretanto, em 2019 (Apêndice J), esse percentual diminuiu para 63,6% (Tabela 42). Além disso, de 1997 para 2019, houve crescimento da área da BHRC-PM em categorias de maior risco de erosão, sendo que o crescimento relativo de área mais expressivo foi observado para as classes de risco de erosão moderada ($2 \leq RE < 5$) e alta ($5 \leq RE < 10$). O agravamento da vulnerabilidade da BHRC-PM em termos de risco de erosão é norteado pelo aumento da degradação dos Argissolos e Neossolos, portanto, evidencia-se através deste estudo, que estas são as classes prioritárias para ações e intervenções com relação à conservação do solo.

Tabela 41 - Área da BHRC-PM sob cada classe de risco de erosão, conforme classificação de Mello; Bueno; Pereira (2006) para o ano de 1997.

Área da BHRC-PM (%)					
Risco de erosão					
Classe de solo	RE<1	1≤RE<2	2≤RE<5	5≤RE<10	RE≥10
Argissolo	30,5	3,5	1,9	0,9	0,5
Chernossolo	2,8	0,1	0,0	0,0	0,0
Luvissolo	3,9	0,9	0,7	0,2	0,2
Neossolo	34,6	9,9	4,8	1,0	1,0
Planossolo	1,9	0,4	0,2	0,0	0,0
Total	73,6	14,9	7,7	2,1	1,7

Tabela 42 - Área da BHRC-PM sob cada classe de risco de erosão, conforme classificação de Mello; Bueno; Pereira (2006) para o ano de 2019.

Área da BHRC-PM (%)					
Risco de erosão					
Classe de solo	RE<1	1≤RE<2	2≤RE<5	5≤RE<10	RE≥10
Argissolo	24,3	4,7	5,1	2,3	0,8
Chernossolo	2,8	0,1	0,1	0,0	0,0
Luvissolo	3,2	0,8	0,9	0,6	0,3
Neossolo	31,6	9,1	6,5	2,5	1,6
Planossolo	1,7	0,4	0,3	0,0	0,0
Total	63,6	15,2	13,0	5,5	2,7

Fica evidente que a intensificação das atividades agrícolas em áreas de Argissolos precisa ser acompanhada pela adoção de práticas conservacionistas complementares (cultivo em contorno, uso de terraços, cordões de vegetação, etc.), pois embora seja uma classe de solo que apresente maior limite tolerável à perda de solo ($7,9 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$), em relação às outras classes estudadas, é um solo que, de acordo com os resultados obtidos por pesquisa bibliográfica para o fator K (erodibilidade), apresenta elevada suscetibilidade aos processos erosivos, principalmente pela redução da capacidade de infiltração de água no solo proporcionada pela camada subsuperficial (B textural) presente nesse tipo de solo. Por isso, a utilização dos solos deve ser feita levando em consideração a sua aptidão de uso bem como a utilização de práticas adequadas de gerenciamento dos solos (MEDEIROS et al., 2016), com o intuito de reduzir ao máximo as perdas de solo e mantê-las em níveis aceitáveis.

Quanto aos Neossolos, é importante entender que o posicionamento natural desse tipo de solo no terreno, em áreas de relevo mais acidentado e em associação com afloramentos rochosos, determina fortemente a sua maior suscetibilidade às perdas por erosão, pois a inclinação do terreno influencia diretamente nessas perdas. Além disso, a supressão das áreas de campo que promovem maior proteção da superfície do solo contra o impacto e desagregação causados pelas gotas da chuva por áreas de agricultura e silvicultura nesses solos, apresenta-se como outro fator agravante para o aumento das perdas de solo. Moura-Bueno et al. (2018) afirmam que a cobertura do solo tem efeito significativo na redução das perdas de solo e água em áreas de relevo complexo e solos frágeis. Portanto, sabendo que o manejo inadequado de solos mais frágeis e a intensidade de uso da terra são fatores

que aceleram a erosão (MEDEIROS et al., 2016), a classe dos Neossolos na BHRC-PM representa um ponto crítico para ações que visem reduzir a degradação dos solos.

3.9. *Sediment Delivery Ratio (SDR)*

Utilizando a curva-chave de sedimentos em suspensão, construída com a utilização de dados de vazão (Q) e concentração de sedimentos suspensos (C_{ss}) da estação fluviométrica Passo do Mendonça (87905000), monitorada pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) para o período de 1997 a 2019, conforme ilustrado na Figura 50, e os dados de séries históricas de vazões diárias da mesma estação, foi possível obter a descarga sólida de sedimentos em suspensão (Q_{ss}). Para o ano de 1997, obteve-se um aporte médio de sedimentos de 0,75 t ha⁻¹ e de 0,62 t ha⁻¹ para o ano de 2019.

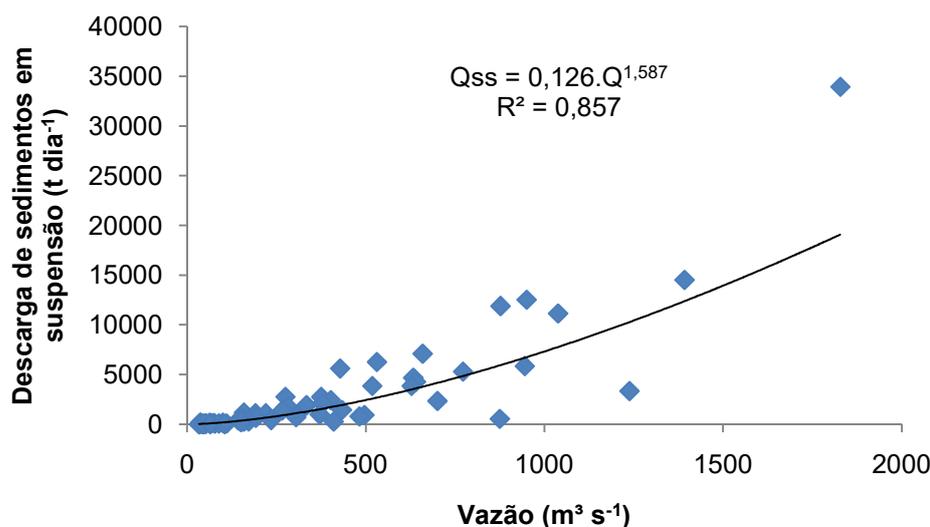


Figura 50 – Curva-chave de sedimentos em suspensão para a BHRC-PM para o período de 1997 a 2019.

Aplicando a metodologia de Walling (1983) para estimar a taxa de entrega de sedimentos na BHRC-PM obteve-se um SDR de 8% e 5,2% (Tabela 43), para os anos de 1997 e 2019, respectivamente. Percebe-se que a relação entre o aporte estimado de sedimentos no exutório da bacia e o material perdido por erosão bruta mostra redução. Apesar do ano de 1997 apresentar maior aporte de sedimentos no curso d'água, a erosão bruta estimada pelo modelo da RUSLE é menor do que para o ano de 2019. É apropriado dizer que embora a perda de solo fosse menor no ano de 1997, provavelmente, maior quantidade de sedimentos chegou ao curso d'água,

podendo indicar que a deposição de sedimentos não acontecia de forma tão efetiva na área da bacia. Entretanto, com o passar dos anos e a modificação do uso do solo, a perda de solo por erosão hídrica aumentou, contudo, a quantidade de material que chega ao corpo hídrico é menor, evidenciando que se formaram áreas de deposição ao longo da BHRC- PM.

Ao utilizar metodologias de estimativa do SDR que consideram as características fisiográficas da bacia (Tabela 43), obtiveram-se maiores valores de SDR quando comparados aos obtidos com a metodologia de Walling (1983). Isso indica que a utilização de metodologias baseadas nas características fisiográficas da bacia levam à superestimação do transporte de sedimentos na BHRC-PM. Entretanto, a metodologia de Williams e Berndt (1972), baseada na declividade do curso d'água principal, se aproximou mais dos resultados obtidos pela aplicação do modelo de Walling (1983). Porém, cabe ressaltar que todas as metodologias aplicadas que levaram em consideração as características fisiográficas da bacia obtiveram resultados semelhantes entre si, independentemente da variável principal (área da bacia ou declividade do curso d'água principal).

Tabela 43 - Valores calculados para o SDR da BHRC-PM, de acordo com diferentes propostas metodológicas.

Metodologia de cálculo do SDR	SDR (%)
Walling (1983) - ano de 1997	8,0
Walling (1983) - ano de 2019	5,2
Vanoni (1975)	18,9
USDA/SCS (1979)	25,2
Williams e Berndt (1972)	17,9

Minella, Walling e Merten (2014), em uma bacia experimental (1,19 km²), constataram um SDR de 15%, valor esse que demonstra que o armazenamento de sedimentos na bacia é predominante, uma vez que 85% do sedimento produzido não chega até o exutório. Didoné, Minella e Merten (2015) encontraram, para a bacia do Rio Conceição, na região noroeste do estado do Rio Grande do Sul, SDR de 18% com a utilização da metodologia de Walling (1983) e de 20% e 27% com a utilização das metodologias que consideram a área de drenagem da bacia. De forma que a metodologia de Vanoni (1975) foi considerada mais apropriada para estimar o SDR na bacia em questão por ter se aproximado mais ao valor obtido pela aplicação da metodologia de Walling (1983). Os mesmos autores ainda chamam atenção para

o fato de que a erosão bruta estimada pelo modelo RUSLE considera apenas a erosão em sulco e entressulcos, podendo gerar subestimação dos valores de perda de solo e, conseqüentemente, a quantidade de sedimentos mobilizados na saída da bacia.

Os valores de SDR encontrados para a BHRC-PM pelas equações que consideram as características fisiográficas da bacia variaram de 17,9 a 25,2% e se aproximaram dos valores encontrados por Didoné, Minella e Merten (2015) para uma bacia com área de drenagem de 800 km², entretanto, quando utilizada a metodologia de Walling (1983), os valores foram discrepantes.

Utilizando a relação entre o sedimento transportado e a erosão bruta, Beskow et al. (2009) chegaram a um valor de SDR de 1,62% para a bacia do Rio Grande, localizada no sul do estado de Minas Gerais, com área de drenagem de 6273 km², onde o transporte médio de sedimentos foi de 0,813 t ha⁻¹ ano⁻¹ e a perda de solo média de 55,45 t ha⁻¹ ano⁻¹. Entretanto, Batista et al. (2017), para a bacia do Alto Rio Grande, que abrange uma área de drenagem de 15.705 km², que tem como sub-bacia a área estudada por Beskow et al. (2009), obtiveram um SDR de 7%, enquanto a perda de solo média foi de 22,35 t ha⁻¹ ano⁻¹ e a produção estimada de sedimentos foi de 1,59 t ha⁻¹ ano⁻¹. Ao passo que Irvem, Topaloglu e Uygur (2007), encontraram um SDR de 6% para a bacia do Rio Seyhan na Turquia, com área de drenagem de 21000 km², onde a produção média de sedimentos foi de 0,997 t ha⁻¹ ano⁻¹ e a perda de solo foi de 16,38 t ha⁻¹ ano⁻¹.

Os valores de SDR obtidos por Irvem, Topaloglu e Uygur (2007), Beskow et al. (2009) e Batista et al. (2017), aproximam-se dos valores mais baixos obtidos para o SDR na BHRC-PM e corroboram com a teoria de Boyce (1975), que diz que a taxa de produção de sedimentos é reduzida com o aumento da área de drenagem, já que com o aumento da área, cresce a chance de deposição de sedimentos ao longo do relevo e na vegetação. Enquanto os valores obtidos por Didoné, Minella e Merten (2015) e Minella, Walling e Merten (2014), que estudaram a dinâmica de sedimentos em bacias com áreas de drenagem menores, mostraram-se superiores ao SDR obtido para a BHRC-PM.

Por meio dos resultados obtidos pelo modelo RUSLE, percebe-se que a BHRC-PM, apresenta considerável vulnerabilidade à erosão mesmo que, aproximadamente, 2/3 da área apresente risco de erosão menor do que 1 (risco muito baixo) e menos de 1/10 da área esteja sob condições de risco de erosão alto

ou muito alto ($RE > 5$). A grande participação de solos da classe dos Neossolos, que são solos menos desenvolvidos e rasos e que se encontram em declives mais acentuados e a evidente expansão da atividade agrícola em solos das classes dos Argissolos e Planossolos, demonstram que a adoção de práticas de gestão, manejo e conservação do solo são imprescindíveis para que seja possível minimizar os efeitos negativos das ações antrópicas na bacia, uma vez que os fatores intrínsecos ao solo, clima e topográfica não são passíveis de modificação.

Em termos de transporte e redistribuição de sedimentos na BHRC-PM, percebe-se que uma quantidade pequena da erosão bruta de fato chega ao exutório da bacia, indicando que os sedimentos permanecem e se redistribuem na área. Entretanto, é preciso utilizar estratégias que reduzam a erosão bruta, já que o processo de deposição de sedimentos constatado na área pode gerar sérios problemas de assoreamento do curso d'água, além de que podem formar zonas de deposição no terreno que podem vir a ser prejudiciais à diversidade, produtividade e sustentabilidade da área.

4. Conclusões

A equação RUSLE se mostrou um potencial indicador de locais com maiores propensões à perda de solo na BHRC-PM, já que retratou de forma clara e abrangente a realidade da área de estudo, permitindo o entendimento da dinâmica do processo de erosão, bem como a identificação dos fatores que contribuem para os resultados finais obtidos.

A variação temporal da classificação do uso e cobertura do solo (fator C) permitiu evidenciar nas estimativas finais de perda de solo como as mudanças promovidas no uso do solo agravaram as perdas de solo e a degradação da BHRC-PM.

As diferentes metodologias de obtenção dos fatores R e K influenciaram nas perdas médias de solo da BHRC-PM de forma que, metodologias que resultaram em valores mais baixos para a erosividade da chuva, aumentaram as perdas de solo na classe de perda mais baixa e para a erodibilidade do solo reduziram as perdas de solo em classes de perda mais elevadas, enquanto metodologias que resultaram em valores mais altos para os fatores R e K implicaram no crescimento da área de solos classificadas com perdas de maiores proporções.

A área da BHRC-PM classificada com perdas de solo superiores a $10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ passou de 12,5% em 1997 para 22,4% em 2019, enquanto a perda de solo média foi de $9,4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em 1997 para $11,9 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em 2019, cujas maiores perdas se apresentam em áreas de Neossolos e Argissolos.

Por meio da tolerância à perda para as classes de solos presentes na BHRC-PM foi possível identificar os solos que sofreram maiores degradações ao longo do período estudado. Evidenciou-se que as classes dos Neossolos, Argissolos e Planossolos se localizam em pontos críticos, onde devem ser introduzidas práticas de gestão conservacionistas para prevenir e/ou reduzir a degradação.

A partir da análise do risco de erosão foi possível verificar que as áreas sob maiores riscos aos processos erosivos cresceram de 1997 para 2019, sendo que os solos das classes dos Argissolos e Planossolos se encontram em risco, principalmente, devido às mudanças no uso do solo e expansão das atividades agrícolas e os Neossolos devido a sua fragilidade natural e posição no relevo.

O SDR evidenciou que houve redução no aporte de sedimentos no exutório da BHRC-PM de 1997 para 2019, mesmo com o aumento da perda média de solo. A redução no SDR foi determinada pela redução do transporte de sedimentos pelo

curso d'água, o que evidenciou o aumento da deposição ao longo da bacia. No estado atual da BHRC-PM, aproximadamente 5,2% da erosão bruta sofrida na área de drenagem chega de fato ao exutório da bacia. Além disso, a utilização de metodologias baseadas nas características fisiográficas da área para obtenção do SDR superestimou o aporte de sedimentos no exutório da BHRC-PM.

3. Considerações finais

As curvas-chaves de sedimentos em suspensão apresentam-se como uma ferramenta de fácil entendimento e simples aplicação para estimar a carga de sedimentos suspensos em cursos d'água onde não há um monitoramento contínuo. Portanto é de extrema importância a precisão do ajuste dessas curvas, para que possam resultar em estimativas mais fiéis do comportamento sedimentológico do curso d'água em análise. O correto ajuste das curvas-chave permite que se reduzam os erros associados à superestimação ou subestimação do transporte de sedimentos nos corpos hídricos, entretanto, o método é altamente dependente da disponibilidade e representatividade dos dados de vazão e concentração de sedimentos.

A transformação dos dados de entrada do modelo da curva-chave de sedimentos em suspensão de C_{ss} para Q_{ss} e as diferentes alternativas de subdivisão dos dados que foram analisados com base em índices estatísticos e de desempenho, demonstraram que os melhores resultados foram observados quando o modelo foi abastecido pelo conjunto de dados completos do período de análise proposto. Ao passo que as subdivisões que consideraram intervalos de tempo, vazão e sazonais não mostraram melhora no desempenho preditivo do modelo. No caso da BHRC-PM, é viável a utilização da curva-chave de sedimentos em suspensão na forma potencial utilizando o conjunto de dados completos para o período de análise.

Foram observadas limitações na utilização das curvas-chaves de sedimentos em suspensão em alguns dos ajustes propostos, principalmente quando o número de observações oriundas das campanhas hidrológicas se mostrava baixo, de forma que não se fez possível representar de forma adequada o comportamento sedimentológico da área de estudo nesses casos.

É importante ressaltar que no presente estudo foi testada apenas a forma potencial da curva-chave, de modo que avaliação da aplicabilidade de outras formulações da curva-chave para a área apresenta-se como campo para futuras pesquisas no que tange o melhor entendimento do processo de transporte de sedimentos.

A modelagem de perda de solo pela RUSLE retratou de forma adequada tanto o estado atual quanto passado da BHRC-PM, já que foi possível visualizar de

forma clara e abrangente como se deu a evolução das perdas de solo na área, bem como a espacialização e os fatores associados a elas.

A análise temporal das perdas de solo proporcionou informações relevantes para o entendimento da dinâmica e dos processos que regem a degradação ambiental na bacia, de forma que esse conhecimento pode ser utilizado para melhorar a gestão de áreas mais vulneráveis e servir de base para a implantação de práticas conservacionistas visando mitigar os danos ambientais associados aos processos erosivos.

A predição da perda de solo média obtida pela aplicação da RUSLE em conjunto com o SDR forneceu uma estimativa satisfatória de erosão na BHRC-PM, assim como a integração de todas as informações geradas nesse estudo, uma vez que a utilização da curva-chave de sedimentos em suspensão de melhor desempenho foi aplicada na determinação da taxa de transporte de sedimentos na bacia.

Com a realização desse estudo buscou-se contemplar todos os processos associados à erosão na BHRC-PM, passando pela estimativa da erosão bruta pelo modelo RUSLE até o aporte de sedimentos no exutório da bacia, por meio das curvas-chaves de sedimentos em suspensão, para entender como ocorre o transporte de sedimentos na área através da relação entre o aporte de sedimentos e as perdas brutas, que é representado pela taxa de entrega de sedimentos. A abrangência de todos esses processos em nível de bacia hidrográfica fornece informações de grande relevância para fins de conservação do solo, pois permite que o gestor tenha uma visão mais abrangente do comportamento erosivo na área e possa planejar estratégias e programas de conservação mais eficientes.

Referências bibliográficas

- AGA, A. O.; MELESSE, A. M.; CHANE, B. Estimating the sediment flux and budget for a data limited rift valley lake in Ethiopia. **Hydrology**, v. 6, n. 1, p. 1, 2018.
- ALBUQUERQUE, J. A.; CASSOL, E. A.; REINERT, D. J. Relação entre a erodibilidade em entressulcos e estabilidade dos agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 141-151, 2000.
- 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, n. 3, p. 203-225, 2019.
- ALMEIDA, A. Q. D.; SOUZA, R. M. S.; LOUREURO, D. C.; PEREIRA, D. D. R.; CRUZ, M. A. S.; VIEIRA, J. S. Modelagem da dependência espacial do índice de erosividade das chuvas no semiárido brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 52, p. 371-379, 2017.
- AMADOR, M. C.; SILVA, C. A. O preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros, Seção Três Lagoas**, p. 178-202, 2020.
- ANA, Agência Nacional de Águas. **Inventário das Estações Fluviométricas: Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica**. (2009). Ministério do Meio Ambiente. 2ª Edição. Brasília – DF. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/infohidrologicas/InventariodasEstacoesFluviometricas.pdf>.
- ANA, Agência Nacional de Águas. **HIDROWEB**, 2021. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb>.
- ARRAES, C. L.; BUENO, C. R. P.; PISSARRA, T. C. T.; Estimativa da erodibilidade do solo para fins conservacionistas na microbacia córrego do Tijuco, SP. **Bioscience Journal**, Uberlandia, v. 26, n. 6, p. 849-857, 2010.
- ASSELMAN, N. E. M. Fitting and interpretation of sediment rating curves. **Journal of Hydrology**, v.234, n.3, p.228-248, 2000.
- BAPTISTA, G. M. M. **Diagnóstico ambiental da perda laminar de solos, no Distrito Federal, por meio de geoprocessamento**. 112f. Dissertação (Mestre em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos), Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília-DF. 1997.
- 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**, v. 38, n. 1, 2015.
- BARBOSA, L. S. **Atributos morfológicos, químicos e físico-químicos de Neossolos Litólicos e Regolíticos da Região do Escudo Cristalino Sul-Riograndense**. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Manejo

e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 77f, 2022. No prelo

BARROS, E. N. S.; VIOLA, M. R.; RODRIGUES, J. A. M.; MELLO, C. R.; AVANZI, J. C.; GIONGO, M. Modelagem da erosão hídrica nas bacias hidrográficas dos rios Lontra e Manoel Alves Pequeno, Tocantins. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 13, n. 1, p. 5509, 2018.

BASIC, F.; KISIC, I.; MESIC, M.; NESTROY, O.; BUTORAC, A. Tillage and crop management effects on soil erosion in central Croatia. **Soil and Tillage Research**, v. 78, p. 197–206, 2004.

BATISTA, P. V. G.; SILVA, M. L. N.; SILVA, B. P. C.; CURI, N.; BUENO, I. T.; ACÉRBI JUNIOR, F. W.; DAVIES, J.; QUINTON, J. Modelling spatially distributed soil losses and sediment yield in the upper Grande river basin – Brazil. **Catena**, v. 157, p. 139-150, 2017.

BENAVIDEZ, R.; JACKSON, B.; MAXWELL, D.; NORTON, K. A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R) USLE): With a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 11, p. 6059-6086, 2018.

BERTOL, I.; ALMEIDA, J. A. Tolerância de perda de solo por erosão para os principais solos do estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, p. 657-668, 2000.

BERTOL, I.; COGO, N. P.; SCHICK, J.; GUDAGNIN, J. C.; AMARAL, A. J. Aspectos financeiros relacionados às perdas de nutrientes por erosão hídrica em diferentes sistemas de manejo do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, p. 133-142, 2007.

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. **Revista Brasileira de Ciência do 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. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 545-552, 2002.

BERTONI, J. C., TUCCI, C. E. M. Precipitação. In.: **Hidrologia: ciência e aplicação**, Org. Carlos E. M. Tucci, 2ª ed., Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 2001.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D.; CURI, N.; VIOLA, M. R.; AVANZI, J. C. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. **Catena**, v. 79, n. 1, p. 49-59, 2009.

BIDDOCCU, M. et al. Evaluation of soil erosion risk and identification of soil cover and management factor (C) for RUSLE in European vineyards with different soil

management. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 8, n. 4, p. 337-353, 2020.

Boyce, R.C. Sediment routing with sediment-delivery ratios. In: **Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources**. U.S. Dep. Agric., Publ. ARS-S-40, pp. 61—65, 1975

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 5, p. 89–97, 1997.

CAPOANE, V.; KUPLICH, T. M. Expansão da agricultura no bioma Pampa. **8 Região de Estudos Ambientais**, 2018.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia Prática, 2ª Edição. **Rio de Janeiro: Inter ciência**, 2008.

CASSOL, E. A. SILVA, T. S. D., ELTZ, F. L. F., LEVIEN, R. Soil erodibility under natural rainfall conditions as the K factor of the universal soil loss equation and application of the nomograph for a subtropical Ultisol. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 42, 2018.

CGBHRC, Comitê de Gerenciamento da Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã. **Plano de Bacia**, 2021. Disponível em: <https://www.comitecamaqua.com/>.

CONCENÇO, G.; AGUILA, L.; PARFITT, J. M. B.; SCIVITTARO, W. B. Manejo da soja em terras baixas para alta produtividade. **Embrapa Clima Temperado-Circular Técnica (INFOTECA-E)**, 2020.

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. **Geosciences= Geociências**, v. 34, n. 4, p. 848-860, 2015.

CUNHA, N. G., SILVEIRA, R. J. C., SEVERO, C., NUNES, M., COSTA, F. A., SOARES, M. COSTA, C. D. N. **Estudo dos solos do município de Piratini**. EMBRAPA-CPACT. Documentos. 1997.

CUNHA, N. G., SILVEIRA, R. J. C., SEVERO, C. R. S., SOARES, M. J., SANTOS, C. N., FOUTOURA JUNIOR, E. R., VIEIRA, C. D. S. **Estudo dos solos do município de Pinheiro Machado**. EMBRAPA-CPACT. Documentos, 1998a.

CUNHA, N. G., SILVEIRA, R. J. C., SEVERO, C. R. S., SOARES, M., SANTOS, C. N., FOUTOURA JUNIOR, E. R. **Estudo dos solos do município de Candiota**. EMBRAPA-CPACT. Circular Técnica. 1998b.

CUNHA, N. G.; SILVEIRA, R. J. C.; SEVERO, CRS. Estudo de solos do município de São Lourenço do Sul-RS. **Embrapa Clima Temperado-Circular Técnica**, 2006.

DEMARCHI, J.C. **Geotecnologias aplicadas à estimativa de perda de solo por erosão hídrica na sub-bacia do Ribeirão das Perobas, município de Santa Cruz**

do Rio Pardo-SP. 150f. Dissertação (Mestre em Agronomia – Energia na agricultura) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu. 2012.

DEMARCHI, J. C.; ZIMBACK, C. R. L. Mapeamento, erodibilidade e tolerância de perda de solo na sub-bacia do Ribeirão das Perobas. **Energia na Agricultura**, v. 29, n. 2, p. 102-114, 2014.

DENARDIN, J. E. **Erodibilidade do solo estimada por meio de parâmetros físicos e químicos**. Tese (Doutorado em Agronomia/Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 81f, 1990.

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.

DE VENTE, J.; POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. **Earth-science reviews**, v. 71, n. 1-2, p. 95-125, 2005.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; VAN ROMPAEY, A.; GOVERS, G. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and planetary change**, v. 60, n. 3-4, p. 393-415, 2008.

DIAS, L.S.O.; ROCHA, G.A.; BARROS, E.U.A.; MAIA, P.H.P. Utilização do radar interferométrico para delimitação automática de bacias hidrográficas. **Bahia Análise & Dados**, Salvador, v. 4, n.2, p.265-271, 2004.

DIAS, A. S.; SILVA, J. R. C. A erosividade das chuvas em Fortaleza (CE): I- Distribuição, probabilidade de ocorrência e período de retorno-1^a aproximação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 335-345, 2003.

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. **Journal of Soils and Sediments**, v. 15, n. 11, p. 2334-2346, 2015.

DURÃES, M. F.; COELHO FILHO, J. A. P.; OLIVEIRA, V. A. D. Water erosion vulnerability and sediment delivery rate in upper Iguazu river basin–Paraná. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 4, p. 728-741, 2016.

ECHER, R.; CRUZ, J. A. W.; ESTRELA, C. C.; MOREIRA, M.; GRAVATO, F. Usos da terra e ameaças para a conservação da biodiversidade no bioma Pampa, Rio Grande do Sul. **Revista Thema**, v. 12, n. 2, p. 4-13, 2015.

EGBUERI, J. C.; IGWE, O.; IFEDIEGWU, S. I. Erosion risk mapping of Anambra State in southeastern Nigeria: soil loss estimation by RUSLE model and geoinformatics. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 81, n. 3, p. 1-15, 2022.

ELTZ, F. L. F.; CASSOL, E. A.; PASCOTINI, P. B. Potencial erosivo e características das chuvas de Encruzilhada do Sul, RS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, p. 331-337, 2011.

ELTZ, F. L.; CASSOL, E. A.; PASCOTINI, P. B.; AMORIM, R. S. Potencial erosivo e características das chuvas de São Gabriel, RS, de 1963 a 1993. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, p. 647-654, 2013.

ESTRADA-CARMONA, N.; HARPER, E. B.; DECLERCK, F.; FREMIER, A. K. Quantifying model uncertainty to improve watershed-level ecosystem service quantification: a global sensitivity analysis of the RUSLE. **International Journal of Biodiversity Science, Ecosystem Services & Management**, v. 13, n. 1, p. 40-50, 2017.

FARIA, A. P. Transporte de sedimentos em canais fluviais de primeira ordem: Respostas geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, 2014.

FERREIRA, P. M. L.; PAZ, A. R.; BRAVO, J. M. Objective functions used as performance metrics for hydrological models: state-of-the-art and critical analysis. **RBRH**, v. 25, 2020.

FOSTER, G. R.; MCCOOL, D. K.; RENARD, K. G.; MOLDENHAUER, W. C. Conversion of the universal soil loss equation to SI units. **Journal of Soil Water Conservation**, v. 36, p. 355-359, 1981.

FOURNIER, F. **Climat et erosion**. Paris: Presses universitaires de France, 1960.

FREIRE, O.; PESSOTTI, J. E. S. Erodibilidade dos solos do Estado de São Paulo. **Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, v. 31, p. 333-350, 1974.

GALDINO, S. **Estimativa da perda de terra sob pastagens cultivadas em solos arenosos da bacia hidrográfica do Alto Taquari – MS/MT**. 2012. 115f. Tese (Engenharia Agrícola) – Faculdade de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Campinas, Campinas. 2012.

GALDINO, S.; GREGO, C. R.; SILVA, J. S. V. Distribuição espacial da erosividade da chuva na Bacia do Alto Paraguai, Brasil In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 5., 2014, Campo Grande, MS. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 211-219, 2014.

GHAFAARI, H.; GORJI, M.; ARABKHEDRI, M.; ROSHANI, G. A.; HEIDARI, A.; AKHAVAN, S. Identification and prioritization of critical erosion areas based on onsite and offsite effects. **Catena**, v.156, p.1-9, 2017.

GHOSAL, K.; DAS BHATTACHARYA, S. A review of RUSLE model. **Journal of the Indian Society of Remote Sensing**, v. 48, n. 4, p. 689-707, 2020.

GIROLAMO, A. M.; DI PILLO, R.; LO PORTO, A.; TODISCO, M. T.; BARCA, E. Identifying a reliable method for estimating suspended sediment load in a temporary river system. **Catena**, v.165, p.442-453, 2018.

GIROLAMO, A. M.; PAPPAGALLO, A. LO PORTO Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin: The Celone (SE Italy). **Catena**, v. 128, p. 135-143, 2015.

GLOVER, B. J.; JOHNSON, P. Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect. **Journal of Hydrology**, v. 22, n. 3-4, p. 303-316, 1974.

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. **Brazilian Journal of Biology**, v. 75, n. 4, supl. 2, p. 120-130. 2015.

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

HAPSARI, D.; ONISHI, T.; IMAIZUMI, F.; NODA, J. SENGE, M. The Use of Sediment Rating Curve under its Limitations to Estimate the Suspended Load. **Reviews in Agricultural Science**, n.7, p.88-101, 2019.

HASSANZADEH, H.; BAJESTAN, M. S.; PAYDAR, G. R. Performance evaluation of correction coefficients to optimize sediment rating curves on the basis of the Karkheh dam reservoir hydrography, west Iran. **Arabian Journal of Geosciences**. v.11, p.595, 2018.

HENG, S.; SUETSUGI, T. Comparison of regionalization approaches in parameterizing sediment rating curve in ungauged catchments for subsequent instantaneous sediment yield prediction. **Journal of Hydrology**. v.512, p.240-253, 2014.

HOROWITZ, A. J. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. **Hydrological Processes**. v.17, p.3387-3409, 2003.

HOROWITZ, A. J. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. **Science of the Total Environment**, v. 400, n. 1-3, p. 315-343, 2008.

IADANZA, C.; NAPOLITANO, F. Sediment transport time series in the Tiber River. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 31, n. 18, p. 1212-1227, 2006.

IBGE. **Manual Técnico de Pedologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE. 2007. 316 p.

IBGE. Mapa de Pedologia do Rio Grande do Sul. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Disponível em: < <https://visualizador.inde.gov.br/>>. 2022.

IRVEM, A.; TOPALOĞLU, F.; UYGUR, V. Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 336, n. 1-2, p. 30-37, 2007.

JUNG, B. M.; FERNANDES, E. H.; MÖLLER JR, O. O.; GARCÍA-RODRÍGUEZ, F. Estimating suspended sediment concentrations from river discharge data for reconstructing gaps of information of long-term variability studies. **Water**, v. 12, n. 9, p. 2382, 2020.

KINNELL, P. I. A. Sediment delivery ratios: a misaligned approach to determining sediment delivery from hillslopes. *Hydrological Processes*, v. 18, n. 16, p. 3191-3194, 2004.

KINNELL, P. I. A. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. **Journal of hydrology**, v. 385, n. 1-4, p. 384-397, 2010.

KINNELL, P.I.A. Comparison between the USLE, the USLE-M and replicate plots to model rainfall erosion on bare fallow areas. **Catena**, v.145, p.39-46, 2016.

KINNELL, P. I. A. A review of the science and logic associated with approach used in the universal soil loss equation family of models. **Soil systems**, v. 3, n. 4, p. 62, 2019.

KUINCHTNER, A.; BURIOL, G. A. Clima do Estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de Köppen e Thornthwaite. **DisciplinarumScientia| Naturais e Tecnológicas**, v. 2, n. 1, p. 171-182, 2001.

LAL, R.; ELLIOT, W. Erodibility and erosivity. Lal, R.(ed.). **Soil erosion: Research methods**. 2. ed., 1994.

LEE, S. Soil erosion assessment and its verification using the Universal Soil Loss Equation and Geographic Information System: a case study at Boun, Korea. **Environmental Geology**, v.45, p.457-465, 2004.

LEMOS, G. S.; RIZZI, R. A EXPANSÃO DA SOJA NO BIOMA PAMPA BRASILEIRO E SUA INTERAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL COM ARROZ E CAMPO. **Boletim Geográfico do Rio Grande do Sul**, n. 35, p. 9-26, 2020.

LIMA, L. B.; SILVA, L. F. M. Os principais problemas ambientais da Bacia hidrográfica do Rio Camaquã. **Anais do Salão Internacional de Ensino, Pesquisa e Extensão**, v. 4, n. 2, 2013.

LINO, J. S. **Evolução do Sistema Plantio Direto e Produção de sedimentos no Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Programa de pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, 2010.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). **Bragantia**, v. 51, p. 189-196, 1992.

LU, H.; MORAN, C. J.; PROSSER, I. P. Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin. *Environmental Modelling & Software*, v. 21, n. 9, p. 1297-1308, 2006.

MACEDO, F.L.; MÉLLO JÚNIOR, A.V.; MARCELLINI, S.S.; PEDROTTI, A. Modelagem da produção de sedimentos na sub-Bacia Hidrográfica do Riacho Jacaré-SE. **Ra'ega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 24, 2012.

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. Agronomy**, v. 24, p. 1335-1340, 2002.

MAPBIOMAS. **Coleção 6 (2020) de Mapas de Cobertura e Uso de Solo do Brasil**. Acesso: agosto 2022. Disponível em: <https://plataforma.brasil.mapbiomas.org/>

MARTINS, D.; CASSOL, E. A.; ELTZ, F. L. F.; BUENO, A. C. Erosividade e padrões hidrológicos das chuvas de Hulha Negra, Rio Grande do Sul, Brasil, com base no período de 1956 a 1984. **Pesquisa Agropecuária Gaúcha**, v. 15, n. 1, p. 29-38, 2009.

MEDEIROS, G. O. R.; GIAROLLA, A.; SAMPAIO, G.; MARINHO, M. D. A. Estimates of annual soil loss rates in the state of São Paulo, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, 2016.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. **Hidrologia: Princípios e aplicações em sistemas agrícolas**. Lavras: UFLA, 2013. 455 p.

MELLO, C.R.; VIOLA, M. R.; BESKOW, S.; NORTON, L. D. Multivariate models for annual rainfall erosivity in Brazil. **Geoderma**, v. 202, p. 88-102, 2013.

MELLO, G.; BUENO, C. R. P.; PEREIRA, G. T. Variabilidade espacial de perdas de solo, do potencial natural e risco de erosão em áreas intensamente cultivadas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, p. 315-322, 2006.

MICHALOPOULOU, M.; DEPOUNTIS, N.; NIKOLAKOPOULOS, K.; BOUMPOULIS, V. The Significance of Digital Elevation Models in the Calculation of LS Factor and Soil Erosion. **Land**, v. 11, n. 9, p. 1592, 2022.

MIGUEL, P.; DALMOLIN, R. S. D.; PEDRON, F. D. A.; MOURA-BUENO, J. M.; TIECHER, T. Identificação de fontes de produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica de encosta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 585-598, 2014.

- MINELLA, J.P; MERTEN, G.H.; REICHERT, J.M.; CLARKE, R.T. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. **Hydrological Processes**, v.22, p.1819-1830, 2008.
- MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RUHOFF, A. L. Utilização de métodos de representação espacial para cálculo do fator topográfico na equação universal de perda de solo revisada em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 1455-1462, 2010.
- MINELLA, J.P.G; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2189-2201, 2014.
- 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, n. 1, p. 84-105, 2017.
- MOREIRA, M. C.; OLIVEIRA, T. E. C. D.; CECÍLIO, R. A.; PINTO, F. D. A. D. C.; PRUSKI, F. F. Spatial interpolation of rainfall erosivity using artificial neural networks for southern Brazil conditions. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, 2016.
- MORGAN, R. P. C.; MORGAN, D. D. V.; FINNEY, H. J. A predictive model for the assessment of soil erosion risk. **Journal of agricultural engineering research**, v. 30, p. 245-253, 1984.
- MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50 (3), p. 885–900. 2007.
- MOURA-BUENO, J. M.; DALMOLIN, R. S. D.; MIGUELI, P.; HORST, T. Z. Erosão em áreas de encosta com solos frágeis e sua relação com a cobertura do solo. **Scientia Agraria**, v. 19, n. 1, p. 102-112, 2018.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models. Part I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v.10, n.3, p.282–290, 1970.
- NEARING, M. A. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses. **Catena**, v. 32, n. 1, p. 15-22, 1998.
- NEARING, M. A., YIN, S. Q., BORRELLI, P., POLYAKOV, V. O. Rainfall erosivity: An historical review. **Catena**, v. 157, p. 357-362, 2017.
- OLIVEIRA, F. P.; SANTOS, D.; SILVA, I. D. F.; NAVES SILVA, M. L. Tolerância de Perda de Solo por Erosão para o Estado da Paraíba. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 8, p. 1519-5228, 2008.
- OLIVEIRA, A. H.; SILVA, M. L. N.; NETO, G. K. Escoamento superficial e perdas de solo em sub-bacia florestal, município de Eldorado do Sul, RS. **Brazilian Journal of Development**, v. 6, n. 8, p. 58111-58132, 2020.

OLIVEIRA, P. T. S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. A. Rainfall erosivity in Brazil: A review. **Catena**, v. 100, p. 139–147, 2013.

OLIVEIRA JUNIOR, R. C.; MEDINA, B. F. A erosividade das chuvas em Manaus (AM). **Rev. Bras. Cienc. Solo**, v. 14, p. 235-239, 1990.

OZCAN, A.U., ERPUL, G., BASARAN, M., ERDOGAN, H.E.. Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass–Çankiri, Turkey. **Environmental Geology** v. 53, p. 1731–1741, 2008.

PLANO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO CAMAQUÃ 2015 | 2035 – Relatório Executivo. 2016. Disponível em: <https://sema.rs.gov.br/l030-bh-rio-camaqua>

PANAGOS, P. et al. Rainfall erosivity in Europe. **Science of the Total Environment**, v. 511, p. 801-814, 2015.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K. A new European slope length and steepness factor (LS-Factor) for modeling soil erosion by water. **Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 117-126, 2015.

PIMENTEL, D.; BURGESS, M. Soil erosion threatens food production. **Agriculture**, v.3 n.3, p.443-463, 2013.

QGIS Development Team. **QGIS versão 3.22 Białowieża**. Geographic Information System Installation Guide. Open Source Geospatial Foundation Project. 2022.

RIQUETTI, N. B.; MELLO, C. R.; BESKOW, S.; VIOLA, M. R. Rainfall erosivity in South America: Current patterns and future perspectives. **Science of the Total Environment**, v. 724, p. 138315, 2020.

RIQUETTI, N. B.; MELLO, C. R.; LEANDRO, D.; GUZMAN, J. A.; BESKOW, S. Assessment of the soil-erosion-sediment for sustainable development of South America. **Journal of Environmental Management**, v. 321, p. 115933, 2022.

RENARD, K. G. et al. **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. United States Government Printing, 1997.

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. **Geosciences = Geociências**, v. 36 n. 3, p. 531-542, 2017.

RUHOFF, A. L.; SOUZA, B. S. P.; GIOTTO, E.; PEREIRA, R. S. Avaliação dos processos erosivos através da Equação Universal de Perda de Solos, implementada com algoritmos em LEGAL. **Geomática**, v. 1, p.12–22, 2006.

SADEGHI, S. H. R.; MIZUYAMA, T.; MIYATA, S.; GOMI, T.; KOSUGI, K.; FUKUSHIMA, T.; ONDA, Y. Development, evaluation and interpretation of sediment

rating curves for a Japanese small mountainous reforested watershed. **Geoderma**, v.144, n.1, p. 198-211, 2008.

SANTOS, C. N. **El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas no Estado do Rio Grande do Sul**. Tese (Doutorado em Agronomia) – Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 138 f, 2008a.

SANTOS, E. P. Simulações do Potencial Erosivo frente a Mudanças Climáticas em Mato Grosso, BR: Experimentos a partir de Técnicas de Geoprocessamento e Mapeamentos Disponíveis na Internet. **Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte**, 2008b.

SANTOS, R. S. D.; COSTA, L. C.; SEDIYAMA, G. C.; LEAL, B. G.; OLIVEIRA, R. A. D.; JUSTINO, F. B. Avaliação da relação seca/produtividade agrícola em cenário de mudanças climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 313-321, 2011.

SANTOS, J.P. **Erosividade determinada por desagregação de chuva diária no lado brasileiro da Bacia da Lagoa Mirim**. Dissertação (Mestrado em Manejo e Conservação do Solo e da Água) – Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas. 85f, 2013.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, J. B. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. ed. 4, Brasília-DF: EMBRAPA, 376p, 2014a.

SANTOS, J. C. N.; ANDRADE, E. M.; MEDEIROS, P.H. A.; ARAÚJO NETO, J. R.; PALÁCIO, H. A. Q.; RODRIGUES, R. N. Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.18, n.11, p.1157-1164, 2014b.

SANTOS, J. C. N. D.; ANDRADE, E. M. D.; MEDEIROS, P. H. A.; PALÁCIO, H. A. D. Q.; ARAÚJO, J. R. D. Sediment delivery ratio in a small semi-arid watershed under conditions of low connectivity. **Revista Ciência Agronômica**, V. 48, P. 49-58, 2017.

SEMA, Secretaria Estadual do Meio Ambiente. L030 – Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã, 2021. Disponível em: <https://sema.rs.gov.br/l030-bh-rio-camaqua>.

SILVA, M. L. N.; CURI, N.; FERREIRA, M. M.; LIMA, J. M. D.; FERREIRA, D. F. Proposição de modelos para estimativa da erodibilidade de Latossolos brasileiros. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 34, p. 2287-2298, 1999.

SILVA, A. M. Rainfall erosivity map for Brazil. **Catena**, v. 57, n. 3, p. 251-259, 2004a.

SILVA, V. C. Cálculo automático do fator topográfico (LS) da EUPS, na bacia do Rio Paracatu. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, p. 29-34, 2003.

SILVA, V.C. Estimativa da erosão atual da bacia do Rio Paracatu (MG/GO/DF). **Revista Pesquisa Agropecuária Tropical**, v.3, p.147-159, 2004b.

SILVA, A. M.; ALVARES, C. A. Levantamento de informações e estruturação de um banco dados sobre a erodibilidade de classes de solos no estado de São Paulo. **Geosciences= Geociências**, v. 24, n. 1, p. 33-41, 2005.

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

SOBRINHO, T. A., OLIVEIRA, P. T., RODRIGUES, D. B., AYRES, F. M. Delimitação automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM. **Engenharia Agrícola**, v. 30, p. 46-57, 2010.

SOSBAI - SOCIEDADE SUL-BRASILEIRA DE ARROZ IRRIGADO. **Arroz irrigado: recomendações técnicas da pesquisa para o Sul do Brasil**. XXXII Reunião Técnica da Cultura do Arroz Irrigado. Farrroupilha: SOSBAI. 205p., 2018.

STEINMETZ, A. A., CASSALHO, F., CALDEIRA, T. L., OLIVEIRA, V. A. D., BESKOW, S., TIMM, L. C. Assessment of soil loss vulnerability in data-scarce watersheds in southern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 42, p. 575-587, 2018.

STRECK, E. V et al.; FLORES, C. A.; SCHNEIDER, P. (clbs.) **Solos do Rio Grande do Sul**. 3. Ed., ver. e ampl. Porto Alegre: Emater/RS-Ascar, 2018. 252p.

TRINDADE, A. L. F.; OLIVEIRA, P. T. S. D.; ANACHE, J. A. A.; WENDLAND, E. Variabilidade espacial da erosividade das chuvas no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 51, p. 1918-1928, 2016.

USDA-SCS. United States Department of Agriculture – Soil Conservation Service. National engineering handbook, Section 4. Hydrology. Washington, DC: United States Government Printing Office. 1979.

VAN PELT, R. S.; HUSHMURODOV, S. X.; BAUMHARDT, R. L.; CHAPPELL, A.; NEARING, M. A.; POLYAKOV, V. O.; STRACK, J. E. The reduction of partitioned wind and water erosion by conservation agriculture. **Catena**, v.148, p.160-167, 2017.

VANONI, V.A. Sedimentation engineering. Reston: ASCE Manuals & Report on Eng., 405 p. (Practice, 54), 1975.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 209-237, 1983.

WALLING, D. E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. **Water resources research**, v. 13, n. 3, p. 531-538, 1977.

WALLING, D. E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. **Global and planetary change**, v. 39, n. 1-2, p. 111-126, 2003.

WANG, H.; YANG, Z.; SAITO, Y.; LIU, J. P.; SUN, X.; WANG, Y. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950–2005): Impacts of climate change and human activities. **Global and Planetary Change**, v. 57, n. 3-4, p. 331-354, 2007.

WANG, H.; YANG, Z.; WANG, Y.; SAITO, Y.; LIU, J. P. Reconstruction of sediment flux from the Changjiang (Yangtze River) to the sea since the 1860s. **Journal of Hydrology**, v. 349, n. 3-4, p. 318-332, 2008.

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, v. 111, n. 1-4, p. 89-106, 1989.

WILLIAMS, J.R.; BERNDT, H.D. Sediment yield computed with universal equation. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 98 n. 2, p. 2087–2098, 1972.

WILLMOTT, C. J.; WICKS, D. E. An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. **Physical Geography**, v. 1, p. 59–73, 1980.

WISCHMEIER, W. H. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. **Soil Science Society of America Journal**, v. 23, n. 3, p. 246-249, 1959.

WISCHMEIER, W. H.; JOHNSON, C.B.; CROSS, B.V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. **Journal of Soil and Water Conservation**, v.26, p.189-193, 1971.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: Guide for selection of practices for soil and water conservation**. Agriculture Handbook n.282. Agricultural Research Service, U. S. Department of Agriculture: Washington DC. 47pp, 1965.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning**. Agriculture Handbook, n.537 U.S. Department of Agriculture: Washington DC. 58 p, 1978.

WREGGE, M. S.; STEINMETZ, S.; REISSER JUNIOR, C.; ALMEIDA, I.R. **Atlas climático da região sul do Brasil: estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. Pelotas: Embrapa Clima Temperado, 2 ed. 333 p. 2012.

YAEKOB, T.; TAMENE, L. GEBREHIWOT, S. G.; DEMISSIE, S. S.; ADIMASSU, Z.; WOLDEAREGAY, K.; MEKONNEN, K.; AMEDE, T.; ABERA, W.; RECHA, J. W.; SOLOMON, D.; THORNE, P. Assessing the impacts of different land uses and soil and water conservation interventions on runoff and sediment yield at different scales in the central highlands of Ethiopia. **Renewable Agriculture and Food Systems**, v.1-15, 2020.

YANG, C.; LEE, K. T. Analysis of flow-sediment rating curve hysteresis based on flow and sediment travel time estimations. **International Journal of Sediment Research**, v.33, n.2, p.171-182, 2018.

YANG, S. L.; ZHAO, Q. Y.; BELKIN, I. M. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influences of human activities. **Journal of Hydrology**, v. 263, n. 1-4, p. 56-71, 2002.

ZHANG, W.; WEI, X.; JINHAI, Z.; YULIANG, Z.; ZHANG, Y. Estimating suspended sediment loads in the Pearl River Delta region using sediment rating curves. **Continental Shelf Research**, v.38, p.35-46, 2012.

ZHENG, M. A spatially invariant sediment rating curve and its temporal change following watershed management in the Chinese Loess Plateau. **Science of the Total Environment**, n.630, p.1453-1463, 2018.

ZHENG, M. A.; YANG, J. B.; QI, D. A.; SUN, L. A.; CAI, Q. A. Flow–sediment relationship as functions of spatial and temporal scales in hilly areas of the Chinese Loess Plateau. **Catena**, v.98, p.29-40, 2012.

Apêndices

Apêndice A – Dados da estação fluviométrica Passo do Mendonça (87905000).

N	Data	Cota (cm)	Cota (m)	Q (m³/s)	CSS (mg/L)	CSS (g/s)	Qss obs (t/dia)	Qss calc (t/dia)
1	25/04/1997	84	0,84	33	8,42	277,86	24,01	32,51
2	17/07/1997	440	4,4	1238	31,41	38885,58	3359,71	10265,78
3	24/10/1997	279	2,79	410	8,21	3366,10	290,83	1775,73
4	30/01/1998	302	3,02	482	19,5	9399,00	812,07	2295,81
5	24/04/1998	378	3,78	875	7,44	6510,00	562,46	5916,97
6	24/07/1998	298	2,98	496	22,24	11031,04	953,08	2402,58
7	30/10/1998	164	1,64	105	4,33	454,65	39,28	204,21
8	26/01/1999	112	1,12	34,2	10,03	343,03	29,64	34,40
9	27/04/1999	146	1,46	100	19,43	1943,00	167,88	188,99
10	28/07/1999	287	2,87	402	70,52	28349,04	2449,36	1721,03
11	21/10/1999	253	2,53	305	36,66	11181,30	966,06	1110,14
12	17/01/2000	95	0,95	52,8	19,79	1044,91	90,28	68,56
13	18/05/2000	368	3,68	950	152,64	145008,00	12528,69	6742,27
14	25/10/2000	299	2,99	700,46	38,9	27247,89	2354,22	4156,08
15	22/01/2001	200	2	220	58,98	12975,60	1121,09	660,86
16	16/07/2001	380	3,8	945	71,88	67926,60	5868,86	6686,02
17	18/10/2001	270	2,7	428	152,08	65090,24	5623,80	1901,09
18	04/04/2002	370	3,7	772	79,72	61543,84	5317,39	4849,99
19	27/06/2002	254	2,54	371	31,27	11601,17	1002,34	1515,14
20	18/09/2002	394	3,94	1038	124,34	129064,92	11151,21	7760,56
21	14/12/2002	317	3,17	518	86,54	44827,72	3873,12	2573,98
22	26/03/2003	237	2,37	334	66,93	22354,62	1931,44	1282,35
23	31/07/2003	310	3,1	628	71,4	44839,20	3874,11	3494,52
24	04/08/2004	246	2,46	375	85,13	31923,75	2758,21	1541,16
25	04/11/2004	138	1,38	143	34,46	4927,78	425,76	333,48
26	21/06/2005	150	1,5	159	19,87	3159,33	272,97	394,64
27	27/09/2005	385	3,85	877	157,05	137732,85	11900,12	5938,46
28	27/07/2006	164	1,64	158,482	48,66	7711,73	666,29	392,60
29	31/05/2007	103	1,03	64,6	5,71	368,87	31,87	94,43
30	26/03/2008	92	0,92	49,8	10,63	529,37	45,74	62,48
31	11/08/2008	215	2,15	266	61,3	16305,80	1408,82	893,38
32	03/07/2009	111	1,11	74,6	23,06	1720,28	148,63	118,68
33	25/09/2009	280	2,8	433	39,07	16917,31	1461,66	1936,47
34	30/04/2010	111	1,11	67,8	20,69	1402,78	121,20	101,97
35	20/08/2010	158	1,58	151	17,32	2615,32	225,96	363,58
36	17/11/2010	82	0,82	46,5	12,958	602,55	52,06	56,03
37	31/03/2011	104	1,04	52,3	16,84	880,73	76,10	67,53
38	07/06/2011	82	0,82	45,7	6,232	284,80	24,61	54,51
39	30/08/2011	207	2,07	282	72,38	20411,16	1763,52	980,19
40	03/11/2011	166	1,66	172	20,97	3606,84	311,63	447,09
41	14/02/2012	95	0,95	63	33,2	2091,60	180,71	90,75
42	30/05/2012	88	0,88	37,3	60,6	2260,38	195,30	39,48
43	23/08/2012	162	1,62	191	67,9	12968,90	1120,51	528,01
44	19/11/2012	105	1,05	52,2	17,2	897,84	77,57	67,32

N	Data	Cota (cm)	Cota (m)	Q (m ³ /s)	Css (mg/L)	Css (g/s)	Qss obs (t/dia)	Qss calc (t/dia)
45	08/05/2013	159	1,59	159	86,3	13721,70	1185,55	394,64
46	31/07/2013	103	1,03	78,2	12,7	993,14	85,81	127,90
47	28/03/2014	191	1,91	235	22,5	5287,50	456,84	733,83
48	26/07/2014	163	1,63	192	40,4	7756,80	670,19	532,40
49	13/10/2014	317	3,17	659	124,8	82243,20	7105,81	3772,35
50	19/03/2015	82	0,82	45,1	22,2	1001,22	86,51	53,38
51	26/06/2015	206	2,06	305	28,2	8601,00	743,13	1110,14
52	16/10/2015	570	5,7	1828	214,8	392654,40	33925,34	19060,16
53	12/04/2016	272	2,72	531	136,9	72693,90	6280,75	2677,30
54	18/07/2016	237	2,37	379	65,3	24748,70	2138,29	1567,34
55	21/10/2016	477	4,77	1392	120,7	168014,40	14516,44	12366,24
56	08/03/2017	134	1,34	152	42,8	6505,60	562,08	367,41
57	23/05/2017	321	3,21	633	85,7	54248,10	4687,04	3538,80
58	09/08/2017	140	1,4	148	26,1	3862,80	333,75	352,18
59	15/01/2018	72	0,72	42,9	9,2	394,68	34,10	49,30
60	09/06/2018	100	1	88,6	12,4	1098,64	94,92	155,94
61	19/11/2018	194	1,94	275	116,8	32120,00	2775,17	941,85
62	03/04/2019	65	0,65	38,5	15,5	596,75	51,56	41,52
63	08/07/2019	116	1,16	110	9,5	1045,00	90,29	219,86
64	24/10/2019	318	3,18	640	77,3	49472,00	4274,38	3601,13

N: número de amostragem de sedimentos em suspensão; Q: vazão; Css: concentração de sedimentos em suspensão; Qss: descarga sólida de sedimentos em suspensão.

Apêndice B - Classes de solo, matéria orgânica, teores de areia, silte e argila, permeabilidade e estrutura para solos presentes na BHRC-PM.

Classe de solo	M.O	ArMtGros	ArGros	ArMéd	ArFina	ArMtFina	ArTotal	Silte	Argila	Per	S
Argissolo Vermelho	2,3	8,7	8,8	12,7	13,8	6,7	50,6	25,5	23,8	3	3
Argissolo Vermelho-Amarelo	3,6	7,4	10,0	12,5	13,7	5,7	49,3	26,7	22,6	3	4
Chernossolo	5,8	0,2	0,2	1,2	3,0	5,2	9,8	58,7	31,5	5	3
Luvissolo Crômico	3,1	7,1	18,9	19,0	8,1	3,0	56,1	27,4	16,5	4	3
Luvissolo Háptico	3,5	15,6	14,3	15,3	9,7	3,4	58,2	25,8	16,1	3	4
Neossolo Flúvico	3,2	0,0	2,0	2,0	23,0	0,0	27,0	31,0	42,0	4	3
Neossolo Litólico	3,4	2,2	7,9	17,0	23,5	13,0	63,6	24,5	12,0	3	3
Planossolo Háptico	0,9	7,2	15,6	17,2	16,6	7,7	64,2	26,9	9,0	2	2

M.O: matéria orgânica; ArMtGros: areia muito grossa; ArGros: areia grossa; ArMéd: areia média; ArFina: areia fina; ArMtFina: areia muito fina; ArTotal: areia total; Per: permeabilidade; S: estrutura.

Apêndice C – Distribuição da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme proposto por Beskow et al. (2009) para o ano de 1997 ilustrando a influência da metodologia de obtenção do fator R.

Fator K - Pesquisa bibliográfica					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	51,60	0-2,5	47,74	0-2,5	51,32
2,5-5	21,20	2,5-5	21,38	2,5-5	21,17
5-10	16,34	5-10	17,99	5-10	16,57
10-15	4,09	10-15	5,23	10-15	4,15
15-20	1,76	15-20	2,00	15-20	1,77
20-50	3,00	20-50	3,39	20-50	3,02
50-100	1,07	50-100	1,20	50-100	1,07
>100	0,95	>100	1,08	>100	0,94
	100,00		100,00		100,00
Fator K - Equação de Denardin (1990)					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	43,93	0-2,5	40,76	0-2,5	43,63
2,5-5	19,51	2,5-5	19,46	2,5-5	19,52
5-10	19,41	5-10	19,47	5-10	19,50
10-15	7,22	10-15	8,67	10-15	7,33
15-20	3,00	15-20	3,59	15-20	3,06
20-50	4,45	20-50	5,17	20-50	4,49
50-100	1,32	50-100	1,54	50-100	1,33
>100	1,16	>100	1,33	>100	1,16
	100,00		100,00		100,00
Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	60,17	0-2,5	55,79	0-2,5	59,79
2,5-5	19,26	2,5-5	20,36	2,5-5	19,39
5-10	12,35	5-10	14,28	5-10	12,57
10-15	3,00	10-15	3,62	10-15	3,02
15-20	1,44	15-20	1,61	15-20	1,45
20-50	2,43	20-50	2,80	20-50	2,44
50-100	0,62	50-100	0,76	50-100	0,62
>100	0,71	>100	0,78	>100	0,72
	100,00		100,00		100,00

Apêndice D - Distribuição da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme proposto por Beskow et al. (2009) para o ano de 2019 ilustrando a influência da metodologia de obtenção do fator R.

Fator K - Pesquisa bibliográfica					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	47,05	0-2,5	44,20	0-2,5	46,85
2,5-5	16,61	2,5-5	16,29	2,5-5	16,56
5-10	15,60	5-10	16,57	5-10	15,78
10-15	5,65	10-15	6,47	10-15	5,68
15-20	3,57	15-20	3,52	15-20	3,57
20-50	7,84	20-50	8,53	20-50	7,86
50-100	2,66	50-100	3,12	50-100	2,68
>100	1,03	>100	1,31	>100	1,02
	100,00		100,00		100,00
Fator K - Equação de Denardin (1990)					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	41,10	0-2,5	38,91	0-2,5	40,90
2,5-5	14,44	2,5-5	14,13	2,5-5	14,43
5-10	17,39	5-10	16,66	5-10	17,43
10-15	7,64	10-15	8,97	10-15	7,71
15-20	4,41	15-20	4,49	15-20	4,46
20-50	10,02	20-50	10,77	20-50	10,04
50-100	3,52	50-100	4,17	50-100	3,55
>100	1,47	>100	1,89	>100	1,47
	100,00		100,00		100,00
Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)					
Fator R – IFM		Fator R - Pesquisa bibliográfica		Fator R - Mello et al. (2013)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	53,02	0-2,5	49,79	0-2,5	52,74
2,5-5	16,19	2,5-5	16,47	2,5-5	16,25
5-10	13,55	5-10	14,60	5-10	13,67
10-15	5,37	10-15	5,76	10-15	5,39
15-20	3,41	15-20	3,53	15-20	3,41
20-50	6,56	20-50	7,41	20-50	6,62
50-100	1,31	50-100	1,75	50-100	1,31
>100	0,60	>100	0,69	>100	0,60
	100,00		100,00		100,00

Apêndice E - Distribuição da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme proposto por Beskow et al. (2009) para o ano de 1997 ilustrando a influência da metodologia de obtenção do fator K.

Fator R - IFM					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	51,60	0-2,5	43,93	0-2,5	60,17
2,5-5	21,20	2,5-5	19,51	2,5-5	19,26
5-10	16,34	5-10	19,41	5-10	12,35
10-15	4,09	10-15	7,22	10-15	3,00
15-20	1,76	15-20	3,00	15-20	1,44
20-50	3,00	20-50	4,45	20-50	2,43
50-100	1,07	50-100	1,32	50-100	0,62
>100	0,95	>100	1,16	>100	0,71
	100,00		100,00		100,00
Fator R - Pesquisa bibliográfica					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	47,74	0-2,5	40,76	0-2,5	55,79
2,5-5	21,38	2,5-5	19,46	2,5-5	20,36
5-10	17,99	5-10	19,47	5-10	14,28
10-15	5,23	10-15	8,67	10-15	3,62
15-20	2,00	15-20	3,59	15-20	1,61
20-50	3,39	20-50	5,17	20-50	2,80
50-100	1,20	50-100	1,54	50-100	0,76
>100	1,08	>100	1,33	>100	0,78
	100,00		100,00		100,00
Fator R - Equação de Mello et al. (2013)					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	51,32	0-2,5	43,63	0-2,5	59,79
2,5-5	21,17	2,5-5	19,52	2,5-5	19,39
5-10	16,57	5-10	19,50	5-10	12,57
10-15	4,15	10-15	7,33	10-15	3,02
15-20	1,77	15-20	3,06	15-20	1,45
20-50	3,02	20-50	4,49	20-50	2,44
50-100	1,07	50-100	1,33	50-100	0,62
>100	0,94	>100	1,16	>100	0,72
	100,00		100,00		100,00

Apêndice F - Distribuição da área relativa da BHRC-PM em cada intervalo de perda de solo conforme proposto por Beskow et al. (2009) para o ano de 2019 ilustrando a influência da metodologia de obtenção do fator K.

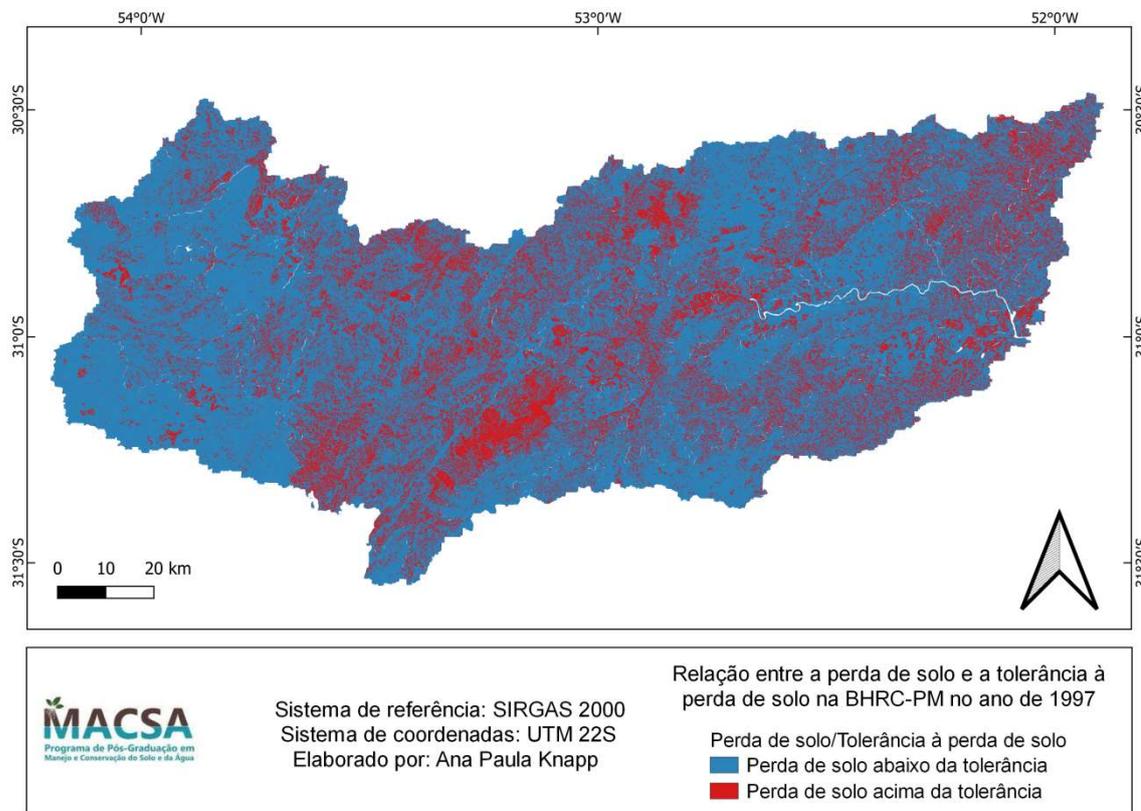
Fator R – IFM					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	47,05	0-2,5	41,10	0-2,5	53,02
2,5-5	16,61	2,5-5	14,44	2,5-5	16,19
5-10	15,60	5-10	17,39	5-10	13,55
10-15	5,65	10-15	7,64	10-15	5,37
15-20	3,57	15-20	4,41	15-20	3,41
20-50	7,84	20-50	10,02	20-50	6,56
50-100	2,66	50-100	3,52	50-100	1,31
>100	1,03	>100	1,47	>100	0,60
	100,00		100,00		100,00
Fator R - Pesquisa bibliográfica					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	44,20	0-2,5	38,91	0-2,5	49,79
2,5-5	16,29	2,5-5	14,13	2,5-5	16,47
5-10	16,57	5-10	16,66	5-10	14,60
10-15	6,47	10-15	8,97	10-15	5,76
15-20	3,52	15-20	4,49	15-20	3,53
20-50	8,53	20-50	10,77	20-50	7,41
50-100	3,12	50-100	4,17	50-100	1,75
>100	1,31	>100	1,89	>100	0,69
	100,00		100,00		100,00
Fator R - Equação de Mello et al. (2013)					
Fator K - Pesquisa bibliográfica		Fator K - Equação de Denardin (1990)		Fator K - Equação de Wischmeier e Smith (1978)	
Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)	Classe de perda de solo (Mg ha ⁻¹ ano ⁻¹)	Área relativa da BHRC-PM (%)
0-2,5	46,85	0-2,5	40,90	0-2,5	52,74
2,5-5	16,56	2,5-5	14,43	2,5-5	16,25
5-10	15,78	5-10	17,43	5-10	13,67
10-15	5,68	10-15	7,71	10-15	5,39
15-20	3,57	15-20	4,46	15-20	3,41
20-50	7,86	20-50	10,04	20-50	6,62
50-100	2,68	50-100	3,55	50-100	1,31
>100	1,02	>100	1,47	>100	0,60

100,00

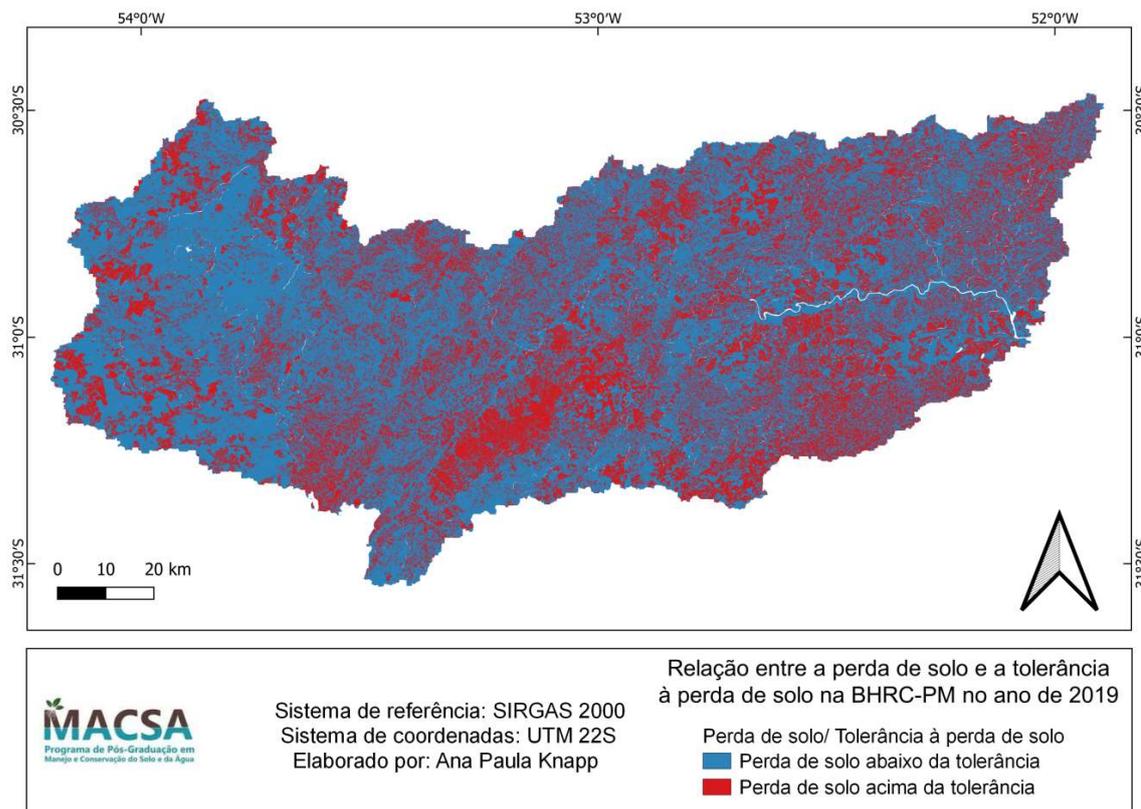
100,00

100,00

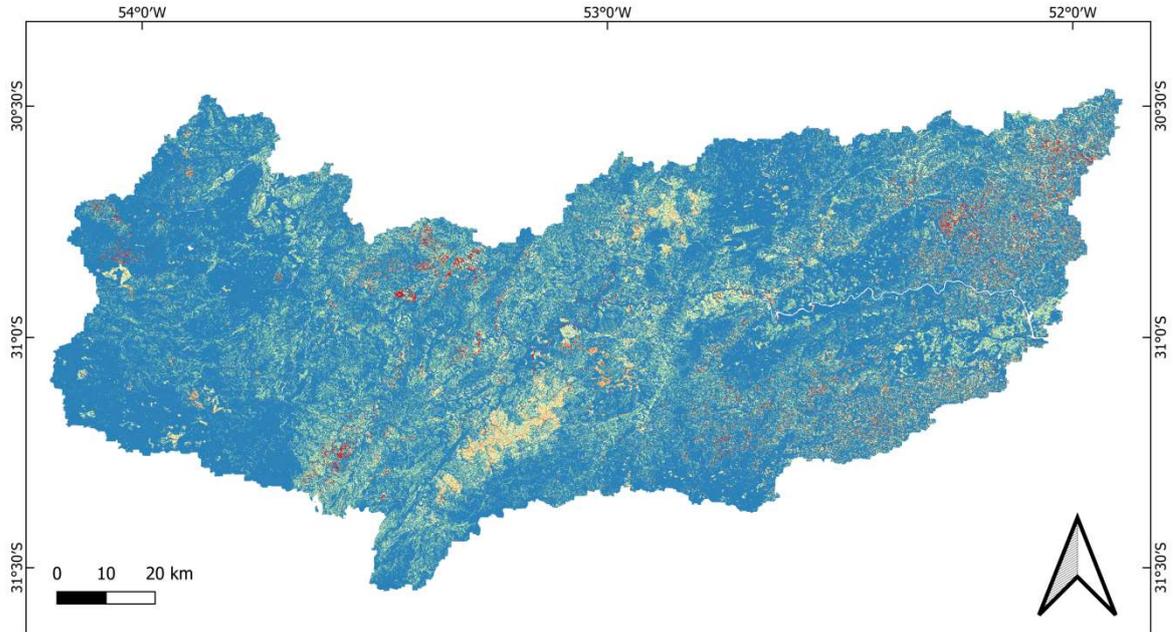
Apêndice G – Relação entre a perda de solo e a tolerância à perda de solo na BHRC-PM no ano de 1997.



Apêndice H – Relação entre a perda de solo e a tolerância à perda de solo na BHRC-PM no ano de 2019.



Apêndice I – Risco de erosão na BHRC-PM no ano de 1997.



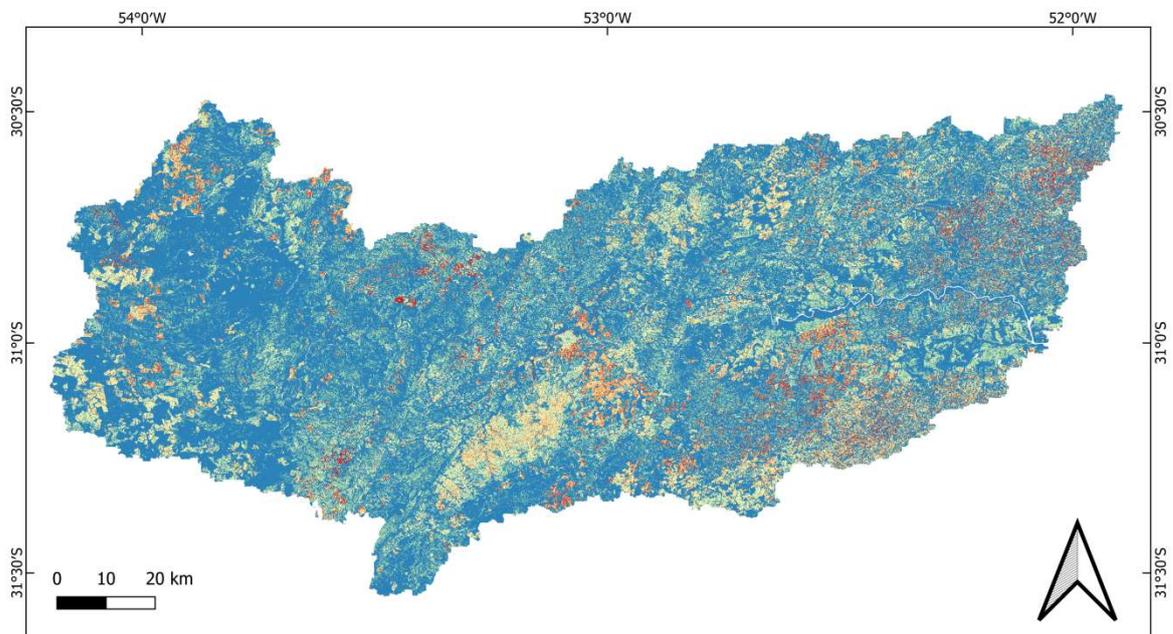
MACSA
Programa de Pós-Graduação em
Manejo e Conservação do Solo e da Água

Sistema de referência: SIRGAS 2000
Sistema de coordenadas: UTM 22S
Elaborado por: Ana Paula Knapp

Risco de erosão na BHRC-PM no ano de 1997

Risco de erosão	2 ≤ RE < 5
RE < 1	5 ≤ RE < 10
1 ≤ RE < 2	RE ≥ 10

Apêndice J – Risco de erosão na BHRC-PM no ano de 2019.



MACSA
Programa de Pós-Graduação em
Manejo e Conservação do Solo e da Água

Sistema de referência: SIRGAS 2000
Sistema de coordenadas: UTM 22S
Elaborado por: Ana Paula Knapp

Risco de erosão na BHRC-PM no ano de 2019

Risco de erosão	2 ≤ RE < 5
RE < 1	5 ≤ RE < 10
1 ≤ RE < 2	RE ≥ 10