

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

BRUNO HENRIQUE ABATTI

**AVALIAÇÃO DA CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICA EM UMA
PEQUENA BACIA DO PLANALTO DOS CAMPOS GERAIS NO RIO GRANDE
DO SUL**

PORTO ALEGRE

2021

BRUNO HENRIQUE ABATTI

**AVALIAÇÃO DA CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM UMA
PEQUENA BACIA DO PLANALTO DOS CAMPOS GERAIS NO RIO GRANDE
DO SUL**

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

Orientador: Gean Paulo Michel

PORTO ALEGRE

2021

BRUNO HENRIQUE ABATTI

**AVALIAÇÃO DA CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM UMA
PEQUENA BACIA DO PLANALTO DOS CAMPOS GERAIS NO RIO GRANDE
DO SUL**

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

Aprovado em: Porto Alegre, _____ de _____ de _____.

Prof. Dr. Gean Paulo Michel – UFRGS
Orientador

Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros - IFCE
Examinador

Prof. Dr. Masato Kobiyama - UFRGS
Examinador

Dr. ^a Franciele Zanandrea
Examinador

CIP - Catalogação na Publicação

Abatti, Bruno Henrique
AVALIAÇÃO DA CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM
UMA PEQUENA BACIA DO PLANALTO DOS CAMPOS GERAIS NO RIO
GRANDE DO SUL / Bruno Henrique Abatti. -- 2021.
150 f.
Orientador: Gean Paulo Michel.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. conectividade de sedimentos. 2. monitoramento
hidrossedimentológico. I. Michel, Gean Paulo, orient.
II. Título.

*Dedico este trabalho à minha mãe, Sonia,
pelo carinho, incentivo e amor incondicional*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por iluminar meu caminho, assim como pela dádiva de tantas pessoas especiais cruzarem minha trajetória.

Agradeço à minha família. A união, respeito e amor depositados em todos os momentos foi fundamental para o meu crescimento. Agradeço em especial minha mãe, Sonia, que com muito amor sempre se dedicou incansavelmente à nossa família, transbordando carinho e companheirismo.

Agradeço ao meu orientador, Gean Paulo Michel, pelo apoio, confiança e parceria. Mas acima de tudo, agradeço a ele pela verdadeira amizade, por me despertar à ciência e me incentivar sempre ao correto e justo. Certamente é uma das pessoas especiais que cruzaram meu caminho ao acaso, sorte a minha.

Agradeço a todos os meus amigos, os novos e os de longa data. Por sorte minha, fui abençoado a encontrar muitas pessoas sensacionais em todos os lugares que estive. Tenho uma família em vários cantinhos e sou extremamente feliz por isso. Agradeço por me aceitarem, me incentivarem, por compartilhar momentos incríveis e por deixar o *peso do meu coração mais leve* em situações não tão felizes assim. Meu processo de evolução é resultado da conexão com vocês.

Agradeço por todos os meus amigos do GPDEN e do IPH, especialmente pelo apoio nas tarefas de campo, discussões e conhecimentos transferidos. É uma grande oportunidade poder estar próximo de pesquisadores tão competentes e dedicados.

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS pela oportunidade de cursar o mestrado no Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH.

Por fim, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq e a Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior - (CAPES) por concessão de bolsa durante minha formação acadêmica.

*“No fim tu hás de ver que as coisas mais leves são as únicas que o
vento não conseguiu levar (...)”*

(Mário Quintana)

RESUMO

A compreensão e previsão da dinâmica de sedimentos são um grande desafio. Muitos autores apontam a conectividade dos sedimentos como um dos estudos chave para compreensão da dependência da variabilidade espacial e temporal do processo de transferência de sedimentos e evolução da paisagem. A dinâmica de água e sedimento de uma bacia hidrográfica é controlada pelo (des)acoplamento encosta-canal, o qual é influenciado por vários fatores naturais e antropogênicos. Contudo, os estudos de conectividade hidrossedimentológica ainda são recentes, tendo inúmeros desafios a serem superados além de uma necessidade de explorar quais são os fenômenos e agentes governantes. Neste trabalho foram utilizado o monitoramento hidrossedimentológico e a aplicação de índices para caracterizar e avaliar aspectos da conectividade hidrossedimentológica em uma pequena bacia (0,89 km²), localizada no planalto dos Campos Gerais do Rio Grande do Sul. Os índices são uma combinação de variáveis conceitualmente conhecidas por controlar a organização espacial e a intensidade dos fluxos de sedimentos no sistema. A aplicação dessas ferramentas se demonstrou relevante na caracterização da conectividade estrutural e funcional da área de estudo. As ferramentas aplicadas foram: índice conectividade estrutural (IC), índice de conectividade hidrossedimentológico (IHC) aplicado em eventos observados e índice de conectividade de campo (FIC). A caracterização da conectividade estrutural destacou as depressões naturais do terreno e zonas de cobertura (blankets) como principais elementos de desconectividade da bacia. A conectividade funcional foi avaliada em 5 eventos de diferentes magnitudes, os resultados apresentaram uma correlação maior (0,7) da conectividade com o volume total do evento do que com a vazão máxima (0,3). Além disso, os eventos antecedentes se demonstraram determinantes à estimativa da conectividade funcional. A partir do índice de conectividade de campo (FIC) foi possível validar os índices teóricos na área de estudo, bem como evidenciar a importância de determinados limiares de acoplamento entre as inúmeros fontes de sedimento em um evento conhecido. O índice se demonstrou sensível ao tamanho da bacia, observando a área de estudo a conectividade diminuiu de acordo com o incremento da área de contribuição, mas considerando que a região é cabeceira das escarpas da serra geral em uma escala maior de análise (100 km²), esta tendência não é esperada. A temporalidade da conectividade ficou determinada pela capacidade de infiltração da bacia, onde o volume de chuva necessário para representar a conectividade potencial foi de 150mm.

Palavras-chave: Conectividade Hidrossedimentológica. Índice de Conectividade. Monitoramento Hidrossedimentológico.

HYDROSEDIMENTOLOGICAL CONNECTIVITY ASSESSMENT IN A SMALL WATERSHED OF PLANALTO DOS CAMPOS GERAIS IN RIO GRANDE DO SUL

ABSTRACT

Understanding and predicting sediment dynamics are a major challenge. Many authors consider sediment connectivity as one of the key studies to understand the dependence of spatial and temporal variability of the sediment transfer processes and landscape evolution. Hydrological and sedimentological dynamics are controlled by hillslope-channel (de)coupling, which is influenced by several natural and anthropogenic factors. However, studies on sediment connectivity are recent and present numerous challenges to be overcome. Furthermore, there is a need to explore and identify sediment connectivity governing processes and phenomena. In this study, hydrosedimentological monitoring and application of indexes were used to assess aspects of hydrosedimentological connectivity in a small basin (0.89 km²), located in the Planalto dos Campos Gerais of Rio Grande do Sul. The indexes are a combination of variables conceptually known as controllers of the spatial organization and intensity of sediment flows in the system. The application of these tools proved to be relevant for the characterization of structural and functional connectivity of the study area. The tools applied were: structural connectivity index (CI); hydrosedimentological connectivity index (IHC), applied to observed events; field connectivity index (FIC). The characterization of structural connectivity highlighted natural sinks of the terrain and blankets zones as the main elements of disconnection in the watershed. The functional connectivity was evaluated for 5 distinct magnitude events, the results showed a higher correlation (0.7) between connectivity and the total volume of the event than the maximum discharge (0.3). The field connectivity index (FIC) validated the theoretical indexes in the study area and highlighted the importance of coupling thresholds between the numerous sediment sources in a known event. The indexes proved to be sensitive to spatial scale. In the study area connectivity decreased with the increment of contribution area, though this region is considered as a headwater region of Serra Geral escarpment in a large-scale analysis (100 km²), thus this trend was not expected. The temporality of connectivity was determined through watershed's infiltration capacity, indicating that a rainfall of 150mm is required to represent potential connectivity.

Keywords: Hydrosedimentological Connectivity. Connectivity Index. Hydrosedimentological monitoring.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVOS	18
2.1	OBJETIVO GERAL	18
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
3.1	PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS.....	19
3.1.1	DESAGREGAÇÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO	21
3.1.2	PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS	22
3.1.2.1	<i>FERRAMENTAS DE ANÁLISE NA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS</i>	<i>25</i>
3.1.2.2	<i>AS ESCALAS TEMPORAIS E ESPACIAIS NOS PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS</i>	<i>30</i>
3.2	CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA.....	33
3.2.1	CONECTIVIDADE E A RAZÃO DE APORTE DE SEDIMENTOS (SDR) 37	
3.2.2	CARACTERIZAÇÃO DA CONECTIVIDADE	38
4	MATERIAIS E MÉTODOS	46
4.1	ÁREA DE ESTUDO	47
4.2	MONITORAMENTO HIDROSEDIMENTOLÓGICO.....	53
4.2.1	PRECIPITAÇÃO	54
4.2.2	DESCARGA LÍQUIDA	55
4.2.3	CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS SUSPENSOS (CSS)	58
4.3	ÍNDICES DE CONECTIVIDADE.....	60
4.3.1	CONECTIVIDADE ESTRUTURAL	60
4.3.2	ÍNDICE DE CONECTIVIDADE DE CAMPO (FIC)	62
4.3.3	ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA (IHC) 67	
4.3.3.1	<i>ESCALA ESPACIAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE</i>	<i>71</i>
4.3.3.2	<i>ESCALA TEMPORAL NO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE</i>	<i>72</i>
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	74
5.1	MONITORAMENTO HIDROSEDIMENTOLÓGICO.....	74
5.1.1	PRECIPITAÇÃO	74

5.1.2	DESCARGA LÍQUIDA	75
5.1.3	CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS SUSPENSOS (CSS)	77
5.2	CARACTERIZAÇÃO DA CONECTIVIDADE ESTRUTURAL.....	79
5.2.1	ÍNDICE DE CONECTIVIDADE ESTRUTURAL	79
5.2.2	ESTIMATIVA DA CONECTIVIDADE EM CAMPO (FIC).....	86
5.3	ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICO.....	94
5.3.1	LÂMINA DE ESCOAMENTO PELO MÉTODO DA CURVA NÚMERO (CN)	94
5.3.2	ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICO APLICADO A EVENTOS.....	97
5.4	ESCALA ESPACIAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE	109
5.5	VARIABILIDADE TEMPORAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE	113
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	121
7	RECOMENDAÇÕES.....	123
	REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO	124
8	APÊNDICE	140

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Processos hidrossedimentológicos (Adaptado de Goerl, 2012)	20
Figura 2. Etapas do processo de erosão (BASHIR et al., 2017)	21
Figura 3. Dependência da produção de sedimentos frente a escala de análise (VENTE e POESEN, 2005).....	31
Figura 4. Conectividade de Sedimento condicionada pelas estruturas e eventos de precipitação (FRYIRS et al., 2007b)	35
Figura 5. Condicionantes da conectividade ao longo da bacia hidrográfica (ZANANDREA et al, 2020b).....	36
Figura 6. Etapas gerais do trabalho realizado.	46
Figura 7. Localização da bacia do arroio Baio.....	47
Figura 8. Características topográficas da bacia do Arroio Baio.....	49
Figura 9. Classes de uso do solo na bacia do Arroio Baio	50
Figura 10. (A) Uso de agricultura e Floresta Plantada. (B) Transição da região de campo para floresta nativa. (C) Parcela de solo exposto.....	52
Figura 11. Localização da bacia do rio Mascarada e da bacia do arroio Baio, juntamente com as estações de monitoramento. *As estações fluviométricas possuem pluviógrafos.....	53
Figura 12. (A) Pluviômetros utilizados. (B) Sistema basculante do registrador de chuva.....	55
Figura 13. (A) Dimensões da calha parshall. (B) Medição a montante da calha com o micromolinete. (C) Situação de extravasamento da calha parshall.	57
Figura 14. Coleta de CSS com o amostrador DH48.	58
Figura 15 . (A) Localização do sensor de turbidez (1) e sensor de nível (2); (B) disposição do micrologger (3); (C) panorama geral da seção de monitoramento.	60
Figura 16. Localização dos pontos onde foi realizado o FIC.....	66
Figura 17. Exemplificação da separação de escoamento pelo método de Hewlett e Hibbert (1967).	69
Figura 18. Série de precipitação monitorada em intervalo de 5 minutos.....	74
Figura 19. Comparação entre a série de precipitação da bacia do Arroio Baio e a série monitorada no exutório da bacia principal (dados diários).....	75

Figura 20. Estimativa da vazão a partir dos dados observados. (A equação do volume excedente se deve a limitação construtiva da calha em estimar vazões com nível superior a 0.38 cm).	76
Figura 21. Perfil transversal da seção e o nível da água em que ocorre o transbordamento (cota 902.993).	76
Figura 22. Série de vazão monitorada.	77
Figura 23. Série de variação da turbidez monitorada.	78
Figura 24. Relação entre o registro do sensor e amostras de Concentração de Sólidos Suspensos (O valor circulado representa a incoerência do sensor frente as medições realizadas, outras campanhas encontraram erros similares).	79
Figura 25. Conectividade Estrutural do Arroio Baio em relação ao exutório. (A) Conectividade estrutural com fator W_{RS} . (B) Conectividade estrutural com fator W_{RI} . (C) Mapa comparativo pixel a pixel (A – B).	81
Figura 26. Região com maior grau de desconectividade hidrossedimentológica do Arroio Baio	82
Figura 27. (A) Depressão em situação seca. (B) Depressão do terreno preenchida por grande volume de precipitação.	84
Figura 28. Conectividade Estrutural em relação ao Canal com impedância RS.	85
Figura 29. Regiões de maior IC_{canal} com impedância RS.	86
Figura 30. Pontos em que foi estimado o FIC	88
Figura 31. Valores comparativos de conectividade a partir do FIC e das simulações utilizando o índice de conectividade estrutural.	90
Figura 32. Conexão da bacia do Arroio Baio com o exutório em função de um evento de chuva com tempo de retorno de 10 anos. (A) IC_{WRS} classificado pelo FIC (B) IC_{RI} classificado pelo FIC	92
Figura 33. Serrapilheira como elemento de cobertura do solo (blanket).	93
Figura 34. Classificação do CN de acordo com cada classe de uso do solo e condições de umidade antecedente.	95
Figura 35. Comparação dos eventos a partir dos volumes estimados e observados.	97
Figura 36. Resultados do IHC aplicado aos eventos observados.	101
Figura 37. Relação entre os valores de IHC e o volume total observado em cada evento	102

Figura 38. Relação entre valores de IHC e Vazão máxima observada em cada evento	102
Figura 39 Histograma de frequência do grau de conectividade em cada pixel dos eventos simulados.....	104
Figura 40. (A) Rompimento de barreiro que condiciona o fluxo do Arroio Baio. (B) Evidências do escoamento nas margens do Arroio Baio.	107
Figura 41. Resposta da bacia do Arroio Baio ao evento B (~ 120mm em 24 horas).	108
Figura 42. Verificação do peso das variáveis multiplicativas na estimativa do grau de conectividade.	110
Figura 43. Variação do grau de conectividade em função da área da bacia. (A) área de contribuição 0,89 km ² ; (B) área de contribuição 0,49 km; (C) área de contribuição 0,15 km ²	111
Figura 44. Variação do grau de conectividade em função da área da bacia, utilizando o canal como referencial. (A) área de contribuição 0,89 km ² ; (B) área de contribuição 0,49 km; (C) área de contribuição 0,15 km ²	112
Figura 45. Variação temporal da conectividade em função de eventos de chuvas sintéticos.	116
Figura 46. RMSE dos eventos sintéticos em relação ao IC	117
Figura 47. Comparação entre a estimativa da conectividade a partir do índice estrutural e do IHC com precipitação acumulada de 500mm.....	118
Figura 48. Limiar de representatividade do IC na bacia do Arroio Baio em relação a um evento com TR.....	120

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Equipamentos e estratégias utilizadas para o monitoramento contínuo das variáveis de interesse.....	54
Tabela 2. Valores do coeficiente de rugosidade de Manning para cada classe de uso do solo.....	62
Tabela 3. Planilha de cálculo do FIC	64
Tabela 4. Valores de índice de conectividade de campo (FIC) e IC.....	88
Tabela 5. Definição dos limiares de conectividade para um evento conhecido na Bacia do arroio Baio.....	91
Tabela 6. Avaliação dos eventos representados	96
Tabela 7. Dados dos eventos simulados e observados.....	98

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIACÕES

A	Área de Contribuição	m ²
AMC	Condição de Umidade do Solo	-
C _j	Fator de evidências de deposição a jusante	-
C _{j1}	Fator de resistência ao escoamento a jusante	-
C _m	Fator de evidências de deposição a montante	-
C _{m1}	Fator de resistência ao escoamento a montante	-
d	Distância do caminho de fluxo	m
D _{dn}	Componente Jusante	-
D _{up}	Componente Montante	-
FIC	Índice de Conectividade de Campo	-
I _a	Perdas iniciais	mm
IC	Índice de Conectividade	-
IHC	Índice de Conectividade Hidrossedimentológico	-
I _{max}	Intensidade máxima do evento antecedente	mm/d
IPS	Índice de precipitação para sedimentos	-
n	Coefficiente de Manning	-
P	Precipitação	mm
Q _{runoff}	Escoamento Superficial no pixel	m
RI	Roughness index	-
RS	Relative Smoothness	-
S	Declividade	m/m
S _{CN}	Parâmetro de Armazenamento	-
S _j	Fator de campo Jusante	-
S _m	Fator de campo Montante	-
V _{m-i}	Precipitação antecedente acumulada	mm
W	Fator de impedância	-
Δt _{m-i}	Duração do evento antecedente	h

1 INTRODUÇÃO

A intensificação dos processos erosivos é um dos principais problemas ambientais emergentes (SILVA et al., 2007). Embora os processos erosivos incorporem a dinâmica natural da evolução da paisagem, a excessiva perda de solo nas últimas décadas tem comprometido significativamente recursos naturais e motivado inúmeras perturbações sociais e econômicas. (PIMENTEL, 2006; POESEN, 2017).

Nesse contexto, a comunidade técnico-científica se esforça em desenvolver métodos e ferramentas que auxiliem na interpretação e mitigação desse problema. Contudo, realizar a interpretação e representação da dinâmica hidrossedimentológica ainda é um grande desafio, especialmente devido a constante variação espaço-temporal dos processos e condicionantes que a governam. Nessa perspectiva, entende-se que para o avanço no tema, um dos principais tópicos a ser desenvolvido é a relação das escalas espaciais e temporais nos processos hidrológicos e sedimentológicos.

Nas últimas décadas a conectividade hidrossedimentológica vem sendo tratada como um tópico chave no avanço do entendimento dessa dinâmica de escalas e difícil previsão dos fenômenos hidrossedimentológicos (HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2018). A conectividade hidrossedimentológica é uma propriedade da bacia hidrográfica que varia no espaço e tempo, sendo definida como a eficiência ou a capacidade de transferência de sedimentos entre os componentes do sistema, como encostas e rios (CAVALLI et al., 2013; HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2018). Em síntese, o conceito direciona as observações dos processos a partir das variações de (des-)acoplamento dos componentes da bacia hidrográfica (e.g encostas e rios), identificando os fluxos preferenciais de água e sedimentos e elucidando os processos hidrossedimentológicos dominantes no sistema (COSSART et al. 2018; KEESSTRA et al. 2018).

Embora a conectividade seja um conceito determinante para o avanço de métodos e ferramentas direcionadas à predição da dinâmica da produção de sedimentos, até o momento os trabalhos ainda buscam identificar e estabelecer maneiras de monitorar e quantificar a conectividade a partir de seus processos governantes. Até o momento, as principais ferramentas utilizadas para representar a conectividade são índices. Esses índices expressam a conectividade a partir da avaliação de variáveis conceitualmente conhecidas por governar a transferência de água e sedimento dentro do sistema. Essa vem sendo uma alternativa extremamente útil à caracterização da conectividade, tendo em

vista a possibilidade de extensa aplicação e resultados frutíferos (HECKMANN et al., 2018).

A caracterização da conectividade é uma etapa importante na avaliação das repostas hidrológicas e erosivas de componentes da bacia hidrográfica. Além disso, caracterizar a conectividade do sistema permite uma priorização espacial de áreas de interesse direcionadas a gestão de processos hidrológicos e erosivos (POEPPL et al., 2013; NAJAFI et al., 2018). Nesse sentido, o avanço do conceito e dos métodos até então disponíveis é dependente da compreensão da conectividade em relação aos processos hidrossedimentológicos, propriedades físicas do sistema e as questões de frequência e magnitude dos principais agentes (BAARTMAN et al., 2013; NAJAFI et al., 2018)

Com o intuito de desenvolver o conceito da conectividade hidrossedimentológica como variável explicativa ou preditiva, este trabalho buscará caracterizar a conectividade hidrossedimentológica a partir de índices, monitoramento hidrossedimentológico e levantamentos de campo. Isso foi realizado em uma pequena bacia de cabeceira do planalto dos campos gerais do Rio Grande do Sul, onde há uma tendência no desenvolvimento do setor agrosilvopastoril e conseqüente alterações nas condições naturais do solo. Ademais, entender a dinâmica de acoplamento dessas regiões de cabeceira é fundamental à representação da variação de fontes de cascata de sedimentos em escalas maiores.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho é compreender e caracterizar a conectividade hidrossedimentológica em uma pequena bacia do planalto dos campos gerias no Rio Grande do Sul.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Implementar monitoramento hidrossedimentológico de pequena escala;
- Evidenciar os processos condicionantes da conectividade hidrossedimentológica na área de estudo;
- Avaliar a conectividade hidrossedimentológica em escala de evento;
- Identificar relações de escala de espaço e tempo no índice de conectividade;

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este tópico percorre a fundamentação teórica acerca dos processos e desafios na representação da dinâmica hidrossedimentológica. Nesse sentido, os primeiros itens buscam elucidar os mecanismos que compõem os processos hidrossedimentológicos, bem como sua definição. Em seguida, descreve-se ferramentas utilizadas para a interpretação e predição desses processos, assim como os desafios em aplicar essas ferramentas. Por fim, são apresentados os conceitos, aplicações e novas perspectivas frente a conectividade hidrossedimentológica.

3.1 PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS

A hidrossedimentologia é composta pela dinâmica hidrológica em conjunto com a de sedimentos (BORDAS e SEMMELMANN, 2000). Embora este seja um termo relativamente conhecido, e amplamente utilizado, poucos são os autores que definem o termo de forma concreta (ZANANDREA et al., 2017). Este trabalho terá como base a concepção da dependência dos processos sedimentológicos com os hidrológicos.

Nesse contexto, considera-se a hidrossedimentologia como a área que busca compreender, caracterizar e quantificar a dinâmica de processos de desagregação, transferência e deposição de sedimentos provocados pela ação hídrica. E tem como objetivo prever e compreender como a paisagem interage entre si e como ela reflete as respostas hidrológicas e de sedimentos ao longo do tempo (CARVALHO, 2008).

A compreensão da dinâmica desses processos na paisagem não é algo trivial, principalmente devido a constante evolução espaço-temporal. Sendo assim, não é coerente que se considere a paisagem como elementos geográficos desconexos, uma vez que a paisagem é o resultado das perturbações e combinações de elementos físicos, biológicos e antrópicos em um determinado espaço e tempo (BERTRAND, 2004).

Os componentes estruturais de uma região conduzem as formas de relevo e os processos que as operam (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014). Pode-se considerar que essa dinâmica é uma relação simultânea de escultor e matéria esculpida, na qual interagem e se modificam constantemente ao longo do tempo (GOERL, 2014)

A interação entre as formas de relevo, eventos climáticos e processos hidrossedimentológicos controlam padrões de elevação, erosão e sedimentação ao longo da bacia. Ao passo que processos tectônicos definem a elevação das rochas, os eventos

climáticos e processos hidrossedimentológicos governam a morfologia das encostas e a incisão dos canais (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014).

De modo geral, processos hidrogeomorfológicos e hidrossedimentológicos se assemelham podendo ser traduzidos como a dinâmica de evolução da bacia hidrográfica, onde é contemplado o ciclo hidrológico, processos fluviais, dinâmica geomorfológica das encostas e mecanismos sedimentológicos (GOUDIE, 2004). A Figura 1 elucida a interdependência desses processos.

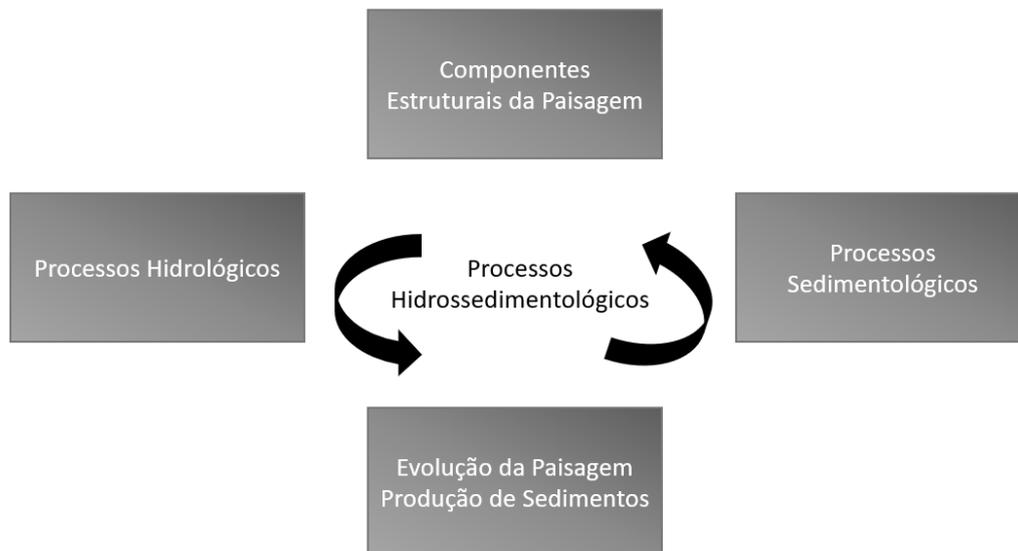


Figura 1. Processos hidrossedimentológicos (Adaptado de Goerl, 2012)

Considerando que a dinâmica hidrossedimentológica abrange o processo de evolução da paisagem e a consequente produção de sedimentos, inúmeros processos modeladores da superfície estão inseridos nesse contexto. O tema abrange as condições de geração de escoamento superficial e erosões superficiais, até processos de grande magnitude, como movimentos de massa. Para a compreensão da resposta da paisagem a diferentes distúrbios, sejam eles naturais ou antropogênicos, é necessário interpretar os processos que atuam nessas modificações.

3.1.1 DESAGREGAÇÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO

A bacia hidrográfica é compreendida como um sistema de produção de água e sedimento. O comportamento do sistema é condicionado por fatores climáticos e geomorfológicos, especialmente relacionados aos processos hidrológicos e erosivos de dissecação do relevo.

Os processos erosivos devido às chuvas são os principais responsáveis pela produção de sedimentos. O processo de erosão pode ser definido em três principais etapas (Figura 2): (i) desagregação das partículas do solo; (ii) transporte dessas partículas por agentes erosivos e (iii) deposição dessas partículas quando não há mais energia disponível para o transporte (MORGAN, 2005).

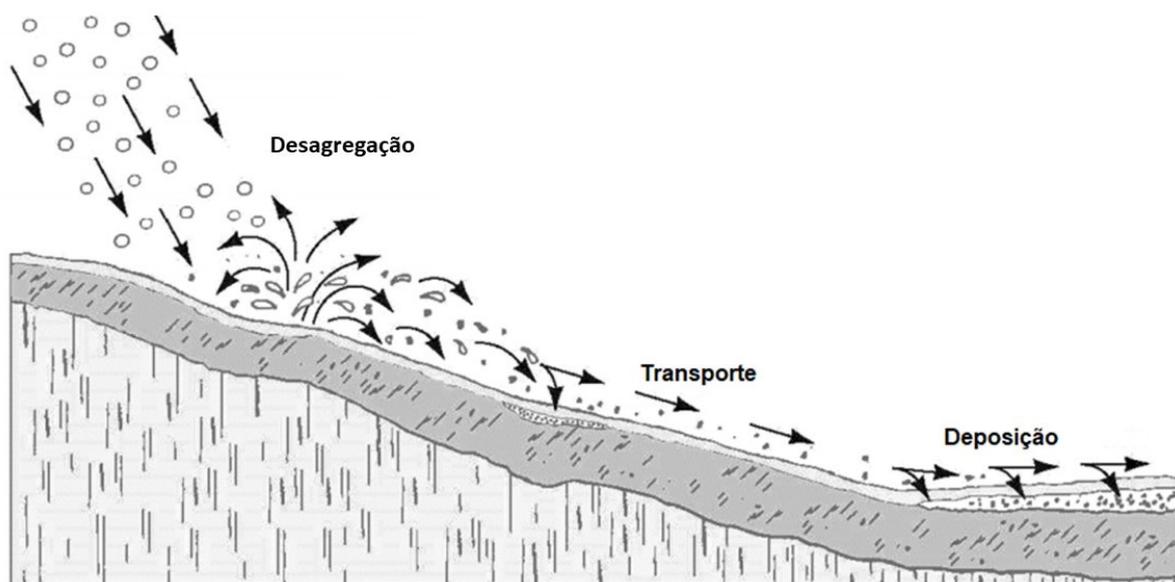


Figura 2. Etapas do processo de erosão (BASHIR et al., 2017)

A desagregação é a etapa de desprendimento do solo, onde os principais mecanismos responsáveis são o processo de *rainsplash*, o escoamento superficial e os processos gravitacionais. Outros processos de intemperismo, tal como épocas de grande umidade ou de secas e atividades agrícolas intensas, também provocam essa desagregação do solo e facilitam o transporte desses sedimentos (MORGAN, 2005).

A etapa de transporte é uma relação de equilíbrio, o qual ocorrerá desde que os agentes de transporte tenham energia disponível para superar as forças resistivas ao movimento do material. Em geral, a intensidade da erosão dependerá da quantidade de material proporcionado pela etapa de desagregação e a capacidade dos agentes em

transportar o solo desprendido (MORGAN, 2005). Ressalta-se que os principais agentes de transporte são a água e o vento, contudo no contexto deste trabalho apenas o transporte hídrico será considerado.

Por fim, o processo de deposição ocorre quando os agentes não possuem mais energia disponível para realizar o transporte das partículas de solo. Essa etapa é controlada tanto pela capacidade de transporte quanto por obstáculos oferecidos pelo terreno.

O entendimento dessas etapas é fundamental para a predição da quantidade de sedimentos produzidos por uma bacia. Visto que os fatores que controlam as etapas de desagregação, transporte e deposição irão condicionar a produção de sedimentos, variando no espaço e tempo.

3.1.2 PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

A perda de solo devido a processos erosivos é um dos principais problemas ambientais emergentes. A pressão exercida por atividades antrópicas no solo tem corroborado para que estes processos resultem em grandes perturbações econômicas, ambientais e sociais (SILVA et al., 2007; POESEN, 2017).

A problemática do excesso de perda de solo possui impacto direto (*on-site*) em questões relacionados a qualidade do solo, como por exemplo a redução da fertilidade, redução da estabilidade do agregado e aumento da densidade aparente. De forma indireta (*off-site*), há um significativo impacto na qualidade dos recursos hídricos, irregularidades das vazões, redução da irrigação, redução na capacidade de reservatórios e na disponibilidade hídrica (MORGAN, 2005; CARVALHO, 2008; POESEN, 2017).

Para traduzir essas implicações, devido a uma erosão desequilibrada do ambiente, comumente se utiliza da estimativa de produção de sedimentos. Em termos gerais, a produção de sedimento pode ser entendida como a quantidade de material que é transportada na bacia até uma seção de controle. A estimativa da produção de sedimentos é normalmente realizada a partir da integração dos fluxos de sedimentos em suspensão, em um determinado intervalo de tempo (MINELLA et al., 2007).

A produção de sedimentos é principalmente investigada em escala de bacia, buscando caracterizar e gerenciar problemáticas de sedimentos de inúmeras fontes. A partir do monitoramento e compreensão do processo de produção de sedimentos, é

possível prever e interpretar a dinâmica de desagregação, transporte e armazenamento de sedimentos no sistema (WALLING e COLLINS, 2008).

Os principais fatores que condicionam essa produção de sedimentos estão relacionados com o regime pluviométrico, tipo de solo, cobertura de solo, formação geológica, geomorfologia das vertentes, propriedades dos sedimentos e características hidráulicas do canal (YANG et al., 2018). Comenta-se que em regiões montanhosas a produção de sedimentos está intimamente relacionada a processos hidrológicos, especialmente em relação a geração de escoamento superficial, o qual é determinado pela intensidade das chuvas, capacidade de infiltração do solo e saturação inicial do solo (HINDERER, 2012).

Dessa forma, embora o controle da quantidade de sedimentos gerados seja realizado no canal, esse material é proveniente de inúmeras fontes. Sendo produção de sedimentos resultado da interação de inúmeras condicionantes e componentes da bacia hidrográfica, especialmente aqueles que ocorrem nas encostas (WALLING e COLLINS, 2008).

Diante disso, determina-se que a produção de sedimentos está relacionada à probabilidade de o sedimento desagregado alcançar um ponto de controle. Nesse contexto, o conceito da razão de aporte de sedimento (SDR) é de extrema importância para a representação do processo. A SDR é definida como a razão entre a quantidade total de sedimento desagregado e a produção total de sedimentos em uma bacia (WALLING, 1983). De modo geral, a SDR expressa a eficiência da bacia hidrográfica em transferir sedimento de fontes de sedimento até o ponto de interesse (KLAGHOFER et al. 1992), onde diferentes fontes de sedimento possuem diferentes taxas de transferência.

A SDR é um dos principais tópicos relacionados à dinâmica de produção de sedimentos, especialmente quando as atenções estão direcionadas aos problemas e incertezas que cercam as tentativas de vincular taxas de erosão e produção de sedimentos em escala de bacia. Compreender e representar os processos internos que de fato representam a SDR, continua sendo um dos principais desafios na área de produção de sedimentos. Contudo, o método permanece como umas principais alternativas de representação de retenção de sedimentos na bacia (FERRO e MINACAPILLI, 1995; VIGIAK et al. 2012; BATISTA et al. 2021).

A SDR representa uma variedade de processos que operam em diferentes períodos em resposta a uma série de distúrbios. Assim, além do conceito abarcar a estimativa de desagregação total de sedimentos na bacia, também se refere a quanto e como a bacia

transporta esse material ao longo do tempo (LU et al. 2005). Dado a complexidade dos processos envolvidos, inúmeros são os trabalhos que buscam explorar e testar metodologias envolvendo as relações de desagregação e razão de aporte de sedimento (WOZNICKI e NEJADHASHEMI, 2014; SANTOS et al., 2017;)

Os processos que ocorrem nas encostas, sejam de grande ou pequena magnitude, também precisam ser considerados na análise de produção de sedimentos. Nesse sentido, ressalta-se a necessidade de monitorar a produção de sedimentos com perspectivas direcionadas ao transporte de sedimentos em encostas, canais e demais elementos da paisagem bem como a dinâmica de sedimentos em eventos extremos, como escorregamentos. Devido à grande variabilidade espaço-temporal desses processos hidrossedimentológicos, a produção de sedimentos é difícil de prever em função à não-linearidade dos fenômenos (HINDERER, 2012; BRACKEN et al., 2014).

Em relação à dinâmica desses processos em regiões montanhosas, os movimentos de massa são reconhecidos como um dos principais fenômenos modeladores da paisagem (CENDRERO e DRAMIS, 1996; KORUP et al., 2010). Contudo, ainda pouco se sabe o efeito direto desses processos na produção de sedimentos, principalmente porque movimentos de massa ocorrem de forma periódica e pontual, enquanto o transporte do sedimento aportado por tais eventos ocorre de forma intermitente (KOI et al., 2008).

Estudos que avaliam a produção de sedimentos, traduzem inúmeras problemáticas a partir dessas estimativas. Destaca-se uma extensa bibliografia que avalia o impacto das alterações de ocupação e uso do solo na produção de sedimentos (BAKKER et al., 2008; YAN et al., 2013; GUO et al., 2019), bem como um grande volume de trabalhos que investigaram a eficácia de práticas conservacionistas na agricultura a partir da estimativa de produção de sedimentos (ARABI et al., 2008; MAALIM et al., 2013). Além disso, há trabalhos que avaliam o impacto das mudanças climáticas nos processos hidrossedimentológicos (GUO et al., 2019; ZHANG et al., 2019), o transporte de nutrientes em rios (PIZUTTO, 2020) e a predição da vida útil de reservatórios a partir da quantidade de sedimentos gerados ao longo do tempo (KUMMU e VARIS, 2007; ZORZAL-ALMEIDDA, 2018).

De maneira geral, as ferramentas metodológicas aplicadas estão baseadas no monitoramento e na modelagem hidrossedimentológica. Embora exista uma aplicação em massa de modelos para a predição da produção de sedimentos, poucos são os trabalhos que possuem uma validação assertiva e coerente, ou seja, ainda é um grande desafio

extrapolar essas informações no espaço e tempo (BAARTMANN et al., 2013; BRACKEN et al., 2014; ZHANG et al., 2016; PARSONS 2019).

3.1.2.1 *FERRAMENTAS DE ANÁLISE NA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS*

Devido às problemáticas e à necessidade de gerenciamento da produção de sedimentos, há um esforço em desenvolver e aplicar ferramentas metodológicas para apoio a tomadas de decisão frente ao tema. As ferramentas dessa natureza têm como principais objetivos a predição da dinâmica de sedimentos, identificação de áreas potenciais à perda de solo e avaliação de alternativas à mitigação da excessiva produção de sedimentos (PERKA et al., 2008).

O suporte à decisão frente a questões de produção de sedimentos possui duas principais abordagens: (i) Métodos de monitoramento, com objetivo de reunir informações sobre a dinâmica de sedimentos e (ii) modelos matemáticos, a fim de prever origem, transporte e destino dos sedimentos. Em virtude da complexidade dos processos envolvidos, precisa-se de uma abordagem integrada dessas ferramentas, realizando aplicações conjuntas do monitoramento hidrossedimentológico e de modelos matemáticos (DIDONÉ, 2017).

Quando aplicadas essas ferramentas, usualmente se busca traduzir a dinâmica hidrossedimentológica a partir das respostas das seguintes questões: (i) Quanto de sedimentos é erodido na bacia hidrográfica? (ii) Quanto do sedimento erodido chega à rede fluvial? (iii) Quanto do sedimento transportado é depositado na rede fluvial? (PERKA et al., 2008). Tendo em vista que esses processos variam no espaço e tempo, tais métodos ainda possuem questões chave frente à extrapolação e generalização das informações. Como por exemplo: De onde vem os sedimentos? Quando ocorrem os processos de erosão e deposição? Como o transporte de sedimentos responde às variações no tempo? (PERKA et al., 2008).

3.1.2.1.1 MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO

Em virtude do caráter essencialmente empírico da hidrossedimentologia e da complexidade dos fenômenos naturais envolvidos a interpretação, previsão e representação da dinâmica da água e sedimentos é extremamente dependente do monitoramento hidrossedimentológico. Sendo a interpretação dos processos hidrossedimentológicos dependente da disponibilidade e qualidade dos dados básicos obtidos.

As principais variáveis obtidas a partir do monitoramento hidrossedimentológico são a precipitação, vazão e o fluxo de sedimentos. Sendo o grande desafio do monitoramento obter essas informações em quantidade e qualidade, com escala espaço-temporal adequada (MINELLA, 2007; CENSI 2019). Enquanto a estimativa da precipitação ocorre de forma distribuída, a fim de representar a heterogeneidade do fenômeno, as demais variáveis são comumente monitoradas no exutório da bacia hidrográfica. Assim, estima-se a dinâmica de sedimentos da área de contribuição e do canal a partir das alterações da vazão e concentração de sedimentos na seção de controle (MINELLA e MERTEN, 2011).

Em geral, um dos principais métodos para se obter a estimativa contínua dessas informações é estabelecer relações entre variáveis mais facilmente obtidas, tal como o nível do rio e a turbidez, com variáveis de interesse, como por exemplo a vazão e o fluxo de sedimentos. Esse método é denominado curva-chave, onde para se obter valores contínuos de vazão se estabelece uma curva da correlação de valores medidos de nível com valores de vazão, buscando a relação para eventos de diferentes magnitudes. De maneira semelhante, a determinação do fluxo de sedimentos normalmente é realizada a partir da relação entre a turbidez e a concentração de sedimentos (MINELLA, 2007). Destaca-se que a relação entre as variáveis deve ser elaborada com a maior quantidade de eventos possíveis, a fim de diminuir as incertezas associadas ao método.

A respeito do monitoramento do fluxo de sedimentos, embora se tenha como objetivo principal a estimativa da descarga sólida total, esse ainda é um grande desafio. Em razão do monitoramento da descarga de arraste ser extremamente difícil e a carga em suspensão usualmente ser o processo predominante, geralmente o monitoramento contínuo contempla apenas os sedimentos em suspensão, enquanto a descarga de arraste é estimada de forma indireta (CARVALHO, 2008).

Nesse contexto, comenta-se que os métodos de monitoramento utilizados são especialmente condicionados a questões como objetivos de estudo, recursos humanos, financeiros e características do local (CARVALHO, 2008). Contudo, ressalta-se que o monitoramento da produção de sedimentos é muito mais dependente da resolução do temporal do que a espacial (ARAÚJO e KNIGHT, 2005). Assim, quando se busca de fato o detalhamento da dinâmica do fluxo de sedimentos, prioriza-se o monitoramento com o menor intervalo de tempo possível.

Tendo em vista que o monitoramento condiciona a capacidade de interpretar e representar a dinâmica de sedimentos, considera-se que o avanço em técnicas de monitoramento também representa um avanço no desenvolvimento e aplicação de técnicas de modelagem. Como apresentado por Wohl et al. (2018) e Hartmann et al. (2019) é de extrema importância a adesão e desenvolvimento de métodos que avaliem de fato a resposta da bacia hidrográfica a distúrbios e eventos climáticos.

3.1.2.1.2 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

A modelagem é definida como a representação simplificada de um objeto ou sistema real, com o intuito de descrever processos de maneira qualitativa ou quantitativa (CHRISTOFOLETTI, 1999). O esforço em utilizar modelos hidrossedimentológicos tem como principais propósitos a obtenção de informações variando no espaço e no tempo, de modo que possibilite a compreensão e generalização do comportamento do objeto de estudo (RODRIGUES, 2011).

Modelos são principalmente classificados de acordo com sua natureza, isto é, de acordo com às leis e pressupostos utilizados para sua concepção. Classificam-se em três principais classes: empíricos, conceituais e fisicamente embasados (PANDEY et al., 2016).

Modelos empíricos são desenvolvidos por meio de observações a campo e buscam a resposta padronizada desses dados (WHEATER et al., 1993; MERRITT et al., 2003). Considera-se tais modelos especialmente úteis como uma ação prévia à interpretação dos processos, visto que há um menor requisito computacional e uma menor quantidade de dados de entrada (MERRITT et al., 2003). É preciso compreender que sua aplicação é normalmente limitada pelas características do sistema em que foi desenvolvido (e. g. bacia hidrográfica), visto que não são empregadas suposições sobre a física dos processos,

desconsidera a heterogeneidade do sistema e ignora não linearidades inerentes à dinâmica de processos complexos (WHEATER et al., 1993; MERRITT et al., 2003).

Modelos conceituais buscam interpretar o sistema a partir de hipóteses e esquematizações simplificadas do sistema. Como por exemplo, modelos conceituais de bacias hidrográficas normalmente representam o sistema como uma série de tanques de armazenamento. Mesmo que se incorpore alguns mecanismos existentes, essas abordagens não possuem uma preocupação no detalhamento da dinâmica de processos, visto que tais modelos objetivam fornecer respostas qualitativas e quantitativas do efeito de mudanças no sistema, sem exigir uma extensa quantidade de dados de entrada (MERRITT et al., 2003).

Por outro lado, modelos fisicamente embasados representam a dinâmica de processos por meio de equações fundamentais de base física. Tais modelos são desenvolvidos com o interesse de estudar o fenômeno em questão, a fim de que se consiga generalizar sua aplicação para qualquer área de estudo, considerando a dinâmica dos processos e as características físicas do sistema. Devido a tentativa de representar com fidelidade a dinâmica do sistema, a aplicação de modelos dessa natureza requer uma grande quantidade de dados e parâmetros de entrada (PANDEY et al., 2016; CENSI, 2019).

Acerca da modelagem de sedimentos, considera-se como pioneiro o trabalho de Wischmeir e Smith (1978). Os autores desenvolveram um modelo de base empírica para predição anual de perda de solo, denominada de Equação Universal de Perda de Solo (USLE). A estrutura do modelo é baseada em seis principais parâmetros, que tentam representar as condições topográficas, tipo de solo, característica da precipitação e práticas conservacionistas utilizadas na área de estudo. Em relação as suas limitações, destaca-se que foi desenvolvida em parcelas experimentais, logo processos de grande escala, como movimentos de massa, são desconsiderados. Da mesma maneira, a deposição dos sedimentos também não é considerada na modelagem. Por fim, tendo em vista que esse modelo foi desenvolvido de maneira empírica nos Estados Unidos, quando se pretende aplicar esse modelo fora da área na qual foi desenvolvido, a obtenção de valores dos parâmetros da equação muitas vezes é subjetiva ou custosa. Levando em consideração essas limitações, a equação recebeu revisões e adaptações ao longo do tempo. Uma das primeiras alterações, foi o desenvolvimento da RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) (RENNARD et al., 1997), na qual se manteve os parâmetros fundamentais da equação original, mas se adotou métodos distintos para o

cálculo de cada fator, facilitando e aprimorando a determinação dos parâmetros existentes. Outra alteração marcante realizada na equação universal, foi a elaboração da M-USLE realizada por Kinell e Risse (1998). Com o intuito de se trazer um maior sentido físico e aspecto de produção de sedimentos, os autores substituíram o fator de caracterização da chuva por um parâmetro que incorpore o escoamento superficial ao cálculo de erosão do solo.

Esses trabalhos são pioneiros e essenciais no estudo da dinâmica de sedimentos e continuam incorporando inúmeras aplicações e modelos. Merritt et al. (2003) e Pandey et al. (2016) elaboraram uma revisão de modelos de produção de sedimentos e suas aplicações e ambos os autores ressaltaram que embora exista um esforço em desenvolver modelos fisicamente embasados, praticamente não existem modelos que não possuam inferências empíricas. Nesse contexto, destacam-se modelos amplamente utilizados, como por exemplo: SWAT (*Soil Water Assessment Tool*) (ARNOLD et al., 1998); WATEM/SEDEM (*Water and Tillage Erosion Model/Sediment Delivery Model*) (OOST et al., 2000); APEX (*Agricultural Policy/Environmental eXtender*) (WILLIAMS e IZAURRALDE, 2006).

Uma das alternativas para a tentativa de avanço na predição de sedimentos em escala de bacias hidrográficas, é buscar se desvencilhar do empirismo proposto por esses modelos. Como apontado por Lane et al. (2001), abordagens físicas tendem a gerar extrapolações mais precisas, melhoram a aplicação em situações mais complexas e possibilitam estimativas mais fidedignas de erosão e deposição de sedimentos em escalas de evento.

Contudo, a modelagem desses processos não é uma tarefa simples. Como destacado por Medeiros (2009) as principais dificuldades são: os processos ocorrem de forma não linear em relação a escala espacial; variáveis sedimentológicas (erosão, produção de sedimentos) apresentam variabilidade de várias ordens de grandeza; além da grande escassez de banco de dados com séries longas, confiáveis e com escalas de monitoramento adequada para validação das simulações. Nessa mesma perspectiva se ressalta o trabalho de Parsons (2019), onde o autor enfatiza as dificuldades e incertezas das estimativas de produção de sedimento a partir da modelagem.

3.1.2.2 AS ESCALAS TEMPORAIS E ESPACIAIS NOS PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS

As relações de escalas nos processos hidrológicos e sedimentológicos vêm sendo um dos principais tópicos de estudo nas últimas décadas. (STRASSER e MAUSER, 2001; VENTE E POESEN, 2005; BAARTMAN et al., 2013; GARCÍA-RUIZ et al., 2017). Esse tema está associado a tentativa de realizar extrapolações e transferência de informações entre diferentes condições, variando no tempo e espaço (BLÖSCHL e SIVAPALAN, 1995).

A dinâmica de escalas se baseia na transferência de informações e dados de uma escala para outra. Em geral se aplica métodos de *upscaling*, que consiste em extrapolar informações de escalas menores para representar processos em maior escala, e *downscaling* que consiste em generalizar informações de grandes escalas para escalas menores (MARCEAU, 1999). Os problemas de escala na hidrossedimentologia estão relacionados a extrapolações no espaço e na transferência de informações no tempo.

A problemática de escalas espaciais pode ser interpretada de duas maneiras, a primeira referente a incerteza da representação de características de uma área extensa a partir de informações pontuais e a segunda na generalização de processos físicos de uma escala para outra, visto que a alteração de escalas também modifica a influência de cada parâmetro na representação dos processos (ATKINSON e TATE, 2000; ZHANG et al., 2016) Nesse contexto, Vente e Poesen (2005) elucidaram a dependência da produção e transporte de sedimentos face a escala espacial. Por meio de monitoramento de sedimentos em diferentes escalas, os autores demonstraram a relação entre a área da bacia e os processos que governam a produção de sedimentos (Figura 3).

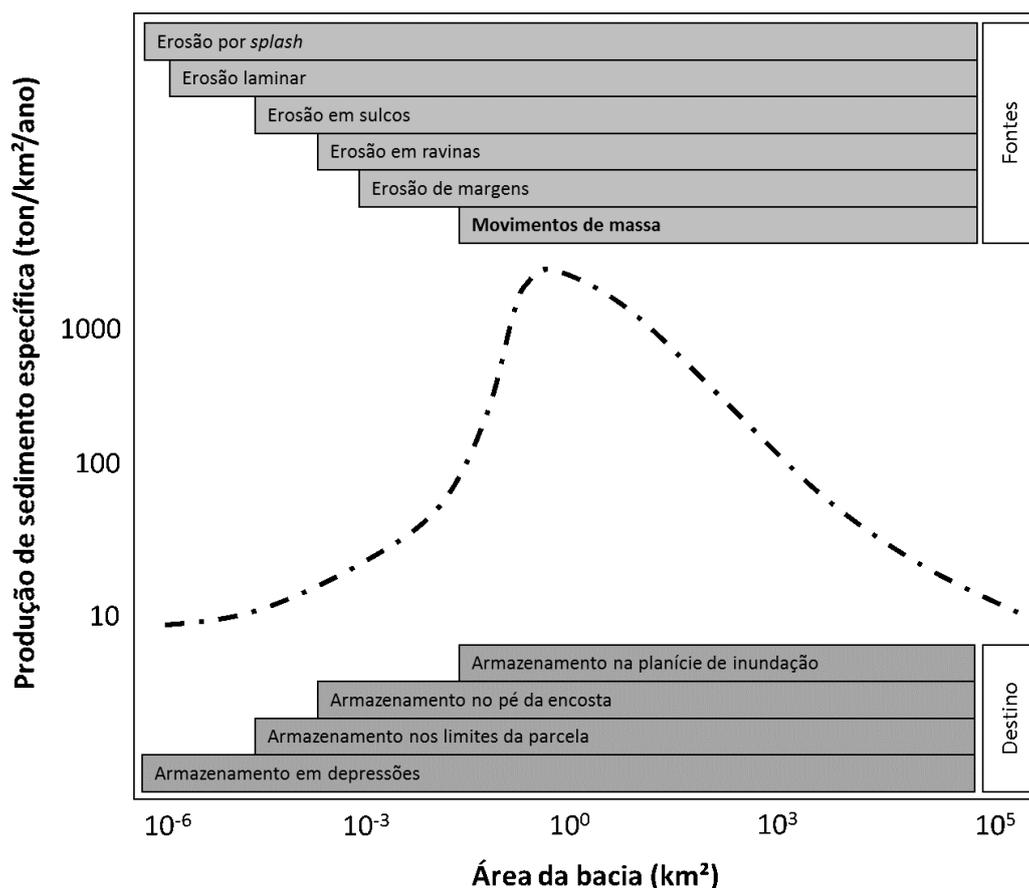


Figura 3. Dependência da produção de sedimentos frente a escala de análise (VENTE e POESEN, 2005).

O modelo conceitual apresentado demonstra como a produção de sedimentos é dependente da escala de análise. Em escalas menores, tal como parcelas, o processo de desagregação e transporte de sedimentos é dominado por processos de *rainsplash* e erosão superficial, ao mesmo tempo que a deposição é praticamente insignificante. Ao passo que se aumenta a escala de análise, espera-se um aumento na produção de sedimento devido ao incremento de processos e fontes que contribuem para a geração e transporte desse material. Todavia, o incremento da área também representa maiores regiões de armazenamento e deposição de sedimentos, no qual a atuação das planícies de inundação ocasiona uma redução na produção de sedimentos.

As escalas de tempo associadas a dinâmica hidrossedimentológica, variam de eventos a escalas geomorfológicas. A avaliação da temporalidade está relacionada tanto em termos de produção de sedimentos provenientes de eventos chuvosos (AN et al., 2014) como a partir da estimativa de evolução da paisagem após centenas de anos (HANCOCK, 2017). Portanto, considerar o efeito da escala de tempo na caracterização do sistema é

fundamental para o desenvolvimento de uma predição mais verossímil do fenômeno (ALÉSIO et al., 2012; GARCÍA-RUIZ et al., 2017).

Nesse contexto, a variabilidade temporal dos processos tem duas principais vertentes. A primeira é referente à escala de análise, onde dependendo das variações de acoplamento e desacoplamento dos componentes da bacia hidrográfica determinadas fontes de sedimentos contribuirão à produção de sedimentos (FRYIRS et al., 2007a; FAULKNER, 2008). A segunda vertente é baseada nas condições de magnitude e frequência dos fenômenos que compõem a produção de sedimentos (WOLMAN e MILLER, 1960). Kobiyama et al. (2011) buscaram definir as alterações na produção de sedimentos devido a movimentos de massa. O trabalho apresenta considerações interessantes sobre a variabilidade temporal da produção de sedimentos, destacando principalmente que eventos de grande magnitude representam uma alteração intermitente e irregular na produção de sedimentos. Assim, embora determinados eventos contribuam para uma disponibilização significativa de material, o comportamento da produção de sedimento é condicionado pela dinâmica de processos que irão possibilitar o transporte do sedimento ao longo do tempo.

Ainda que exista um grande esforço na compreensão das relações das escalas aos efeitos diretos e indiretos do processo de produção de sedimentos, a representação assertiva desses processos é ainda um grande desafio para a comunidade técnico científica (MERRITT et al., 2003; HINDERER, 2012; BRACKEN et al., 2014). Bracken et al. (2014) comentam que os principais desafios estão na extrapolação das taxas de erosão de escalas menores para escalas espaciais maiores, na compreensão da dinâmica de comportamento das fontes de sedimentos e por fim, no entendimento da transferência e deposição dos sedimentos frente aos componentes da paisagem. Tais lacunas refletem a dificuldade de aplicação de modelos matemáticos para predição de produção de sedimentos, o qual se percebe a necessidade de equilíbrio entre modelos que sejam complexos o bastante para representar a realidade incorporando a dinâmica de escalas, ao mesmo tempo que sejam simples o suficiente para a possível aplicação.

Nesse sentido, considera-se a conectividade de sedimento como um tópico chave no avanço do entendimento da dinâmica de escalas e dos processos hidrossedimentológicos (HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2018). Em síntese, entende-se que é preciso considerar os processos a partir das variações de (des)acoplamento dos componentes da bacia hidrográfica (e.g. encostas e rios),

considerando como esses elementos e processos de menor escala se combinam para constituir propriedades ou respostas em escala maior (COSSART et al., 2018).

3.2 CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

O conceito conectividade tem se demonstrado de extrema multidisciplinaridade, sendo abordado desde áreas da saúde (e. g. HONEY et al., 2009; RUBINOV e SPORNS, 2010) até as ciências ambientais (e. g. MERRIAN, 1984; HOOKE, 2003; KINDLMANN E BUREL, 2008; CAVALLI et al., 2013). Embora o contexto e objetivos desses estudos sejam completamente distintos, a conectividade é empregada praticamente com o mesmo intuito, buscar a compreensão de sistemas complexos com foco na dinâmica dos componentes do sistema, considerando as condições estruturais e funcionais existentes.

Na conjuntura das ciências ambientais, Merrian (1984) foi um dos primeiros autores a se utilizar do conceito conectividade. Neste caso o autor destacou como a estrutura e mudanças na paisagem condicionam as relações entre as espécies e seus habitats. Com base nisso, nas últimas décadas o conceito de conectividade também foi incorporado em estudos de hidrologia e geomorfologia (WOHL et al., 2018)

Pringle (2001) considera a conectividade hidrológica como a transferência de matéria, energia ou organismos entre elementos do ciclo hidrológico, considerando a água como agente que interliga os componentes da paisagem. Com uma perspectiva acerca da produção de sedimentos e evolução da paisagem, a conectividade surge como uma propriedade do sistema que traduz a sensibilidade e a facilidade com que os compartimentos da bacia hidrográfica possuem em gerar e transportar sedimentos até o exutório ou região de interesse. (WOHL et al., 2018)

Nesse sentido, o entendimento da dinâmica hidrossedimentológica é condicionado pela conectividade, variando no espaço e tempo, dos componentes da paisagem. Brieley et al. (2006) classificam a conectividade em longitudinal, lateral e vertical:

- a) conectividade longitudinal: é o caminho percorrido do sedimento até seu exutório, isto é, busca compreender a dinâmica de fatores e condicionantes que controlam a capacidade dos canais de transferir ou acumular sedimentos ao longo do seu percurso.
- b) conectividade lateral: é a dinâmica das encostas e planícies de inundação, como estruturas de fornecimento e retenção de sedimentos, na qual a atividade desses

componentes do sistema estará condicionada as características dos eventos climáticos.

- c) conectividade vertical: relacionada às interações superficiais e subsuperficiais da água, sedimentos e nutrientes. Em termos de conectividade de sedimento e da paisagem, pouquíssimos são os trabalhos que abordam esse tópico.

Wainwright et al. (2011) e Wohl et al. (2018) retratam a conectividade por meio de duas constituintes: estrutural e funcional. A conectividade estrutural representa a ligação entre os componentes da paisagem, podendo representar a espacialização de fontes de sedimentos. Em contrapartida, a conectividade funcional refere-se aos processos que governam a interação entre esses componentes, atribuindo variabilidade temporal ao fenômeno. Embora exista essa distinção, a dinâmica dos sedimentos é resultado da interação mútua entre os dois tipos de conectividade. Portanto, uma abordagem exclusiva da conectividade estrutural propõe um ambiente estático, onde são ignorados tanto fatores que favorecem a transferência de sedimentos, quanto aspectos evolutivos da paisagem (WAINWIRGHT et al., 2011).

Dessa maneira, a conectividade compreende a dinâmica de sedimento a partir da distribuição espacial dos elementos da bacia hidrográfica e a frequência com que os sedimentos são adicionados ou removidos desses compartimentos. Sendo que, essa interação entre os compartimentos e a frequência de transferência de matéria, reflete o grau em que a bacia hidrográfica está conectada (FRYIRS et al., 2007a).

Fryirs et al. (2007b) apresentam configurações da paisagem que controlam a conectividade longitudinal, lateral e vertical de sedimento. Os autores denominam esses elementos estruturais como *Buffers* (regiões de armazenamento), *Barriers* (Barreiras) e *Blankets* (elementos de cobertura).

Os *Buffers* são formas do relevo que controlam a conectividade lateral e longitudinal, ou seja, impedem a entrada de sedimentos no canal de drenagem. Os principais exemplos dessas estruturas são grandes planícies de inundações e tributários desconectados. *Barriers* são estruturas que impedem ou dificultam a propagação longitudinal dos sedimentos em rios. Um dos principais exemplos é a influência que degraus de rochas e detritos lenhosos possuem em reduzir localmente as inclinações, desencadeando um controle de nível de base local do rio, além de estruturas como reservatórios. Por fim, os *Blankets* são elementos que cobrem o solo e alteram as características de relevo de outros elementos da bacia hidrográfica. Tendo como

principais exemplos folhas ou outras matérias orgânicas que cobrem o terreno e sedimentos finos que preenchem regiões de cascalhos (FRYIRS et al., 2007b).

Dessa maneira, pode-se complementar que as estruturas apresentadas por Fryirs et al. (2007b) representam componentes estruturais que regulam a conectividade de sedimento e que a transferência de sedimentos através desses componentes será definida pela frequência e/ou magnitude de eventos de precipitação. A Figura 4 exhibe essa relação, na qual a conectividade de sedimento está limitada a limiares de contribuição tanto de estruturas da paisagem quanto de processos.

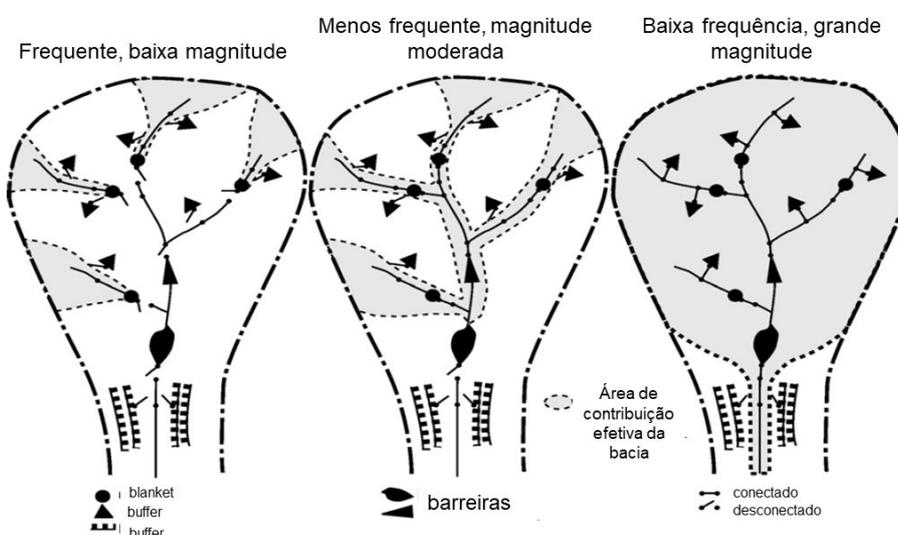


Figura 4. Conectividade de Sedimento condicionada pelas estruturas e eventos de precipitação (FRYIRS et al., 2007b)

Wohl et al. (2018) destacam que a conectividade funcional pode alterar conforme ocorrem alterações na configuração estrutural da bacia. Além do mais, as conectividades estrutural e funcional podem ser alteradas de acordo com a magnitude dos distúrbios na paisagem. Em suma, até mesmo a conectividade estrutural é dinâmica.

Embora os estudos de conectividade enfoquem principalmente em estruturas geomorfológicas, é preciso considerar o efeito de florestas e outros inúmeros elementos e mecanismos que possuam significativo impacto na conectividade dos sedimentos. Por exemplo, Cammeraat (2002) enfatiza que a rugosidade do solo, organização espacial da vegetação nas encostas e o arranjo entre diferentes usos do solo influenciam a conectividade. Esses elementos estão principalmente relacionados ao favorecimento ou

restrição do transporte e deposição, sendo associados predominantemente à conectividade funcional.

Observando as estruturas da paisagem e os processos é evidente que ações antropogênicas também impactam a conectividade. Pode-se destacar que os distúrbios diretos estão principalmente relacionados às alterações na estrutura do canal, tal como: barragens, reservatórios, diques, canalizações, estabilização de margens e a captação de água. Outras atividades que refletem alterações na conectividade dos sedimentos estão distribuídas ao longo da bacia, como por exemplo: urbanização, agricultura, estradas e sistemas de drenagem (HECKMANN et al., 2018). A Figura 5 elucida as condicionantes da conectividade ao longo dos inúmeros processos e atividades exercidos em uma bacia hidrográfica.

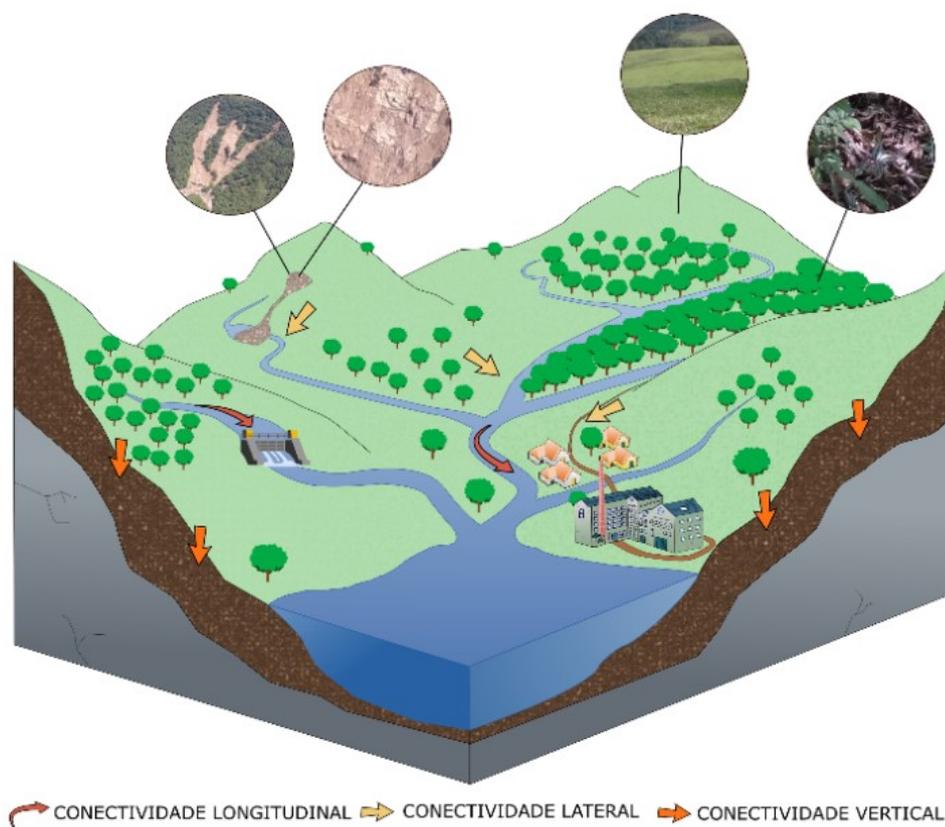


Figura 5. Condicionantes da conectividade ao longo da bacia hidrográfica (ZANANDREA et al, 2020b)

Considerando as inúmeras abordagens apresentadas a respeito da conectividade e buscando descrevê-la como uma propriedade da bacia hidrográfica, define-se: conectividade de sedimentos é uma propriedade do sistema que representa o grau de continuidade e capacidade que o escoamento e os sedimentos possuem de se mover em um determinado ponto no tempo (HECKMANN et al., 2018).

Comparando as abordagens conceituais da conectividade de sedimento com as tradicionais concepções de produção de sedimentos, percebe-se que o esforço é principalmente direcionado no entendimento dos processos em escala de bacia hidrográfica. Os objetivos estão direcionados em entender os processos considerando as inúmeras fontes de sedimentos e estruturas da paisagem que governam a dinâmica de transporte e deposição.

Contudo, utilizar o conceito de conectividade para aprimoramento de metodologias à predição da produção de sedimentos, exige a tentativa de quantificar a conectividade de sedimento. (HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2018). Uma das metodologias até então propostas é o desenvolvimento e aplicação de índices de conectividade.

3.2.1 CONECTIVIDADE E A RAZÃO DE APORTE DE SEDIMENTOS (SDR)

Quando o conceito da conectividade é utilizado um dos principais propósitos é expor as relações de proporção de sedimento transportado no exutório da bacia em relação ao suprimento de sedimentos de fontes a montante. Dessa maneira, existem algumas críticas dos trabalhos desenvolvidos, alertando que esse seria um “*antigo vinho em uma nova garrafa*”. Seguindo os trabalhos de Bracken et al. (2015) e Cossart e Viel (2017), é importante destacar algumas diferenças de perspectiva acerca da conectividade e a razão de aporte de sedimento (SDR).

Primeiramente, é de extrema importância ressaltar que a SDR e a conectividade hidrossedimentológica estão intrinsecamente relacionadas, especialmente ao verificar que a estimativa da SDR considera fatores semelhantes aos da conectividade. Dessa maneira, entende-se que a SDR traz sim respostas acerca da conectividade, mas os objetivos e paradigmas do conceito vão muito além de um balanço de massa.

Caracterizar a conectividade é buscar caracterizar padrões espaciais dentro da cascata de sedimentos. Esses padrões refletem diretamente as propriedades de equilíbrio e a sensibilidade à mudança da cascata de sedimento. Entende-se que os processos acoplamento entre elementos da paisagem podem explicar a razão de aporte de sedimentos e as demais complexidades da produção de sedimentos. Além disso, a conectividade se dedica em evidenciar que a dinâmica entre suprimento, transporte e deposição não depende apenas da quantidade de sedimento fornecido pelas fontes a montante, mas pelos padrões de acoplamento entre os diferentes componentes do sistema.

Posto isso, uma das principais direções dos estudos da conectividade é analisar em pequenas escalas o funcionamento de elementos de acoplamento e desacoplamento, que ativam ou controlam localmente a produção de sedimentos. A partir disso, a questão é prever como a combinação de padrões de acoplamento existentes controlam a entrega de sedimentos, nesse caso o desenvolvimento de métodos de monitoramento e modelagem se faz necessário.

3.2.2 CARACTERIZAÇÃO DA CONECTIVIDADE

As questões da conectividade têm como intuito a descrição e entendimento de um sistema extremamente complexo. Embora a abordagem seja extremamente útil para descrição da dinâmica de processos hidrossedimentológicos, atualmente há uma grande lacuna. De que maneira deve ser realizada a abordagem quantitativa da conectividade, ou seja, como medir e comparar a conectividade entre escalas temporais e espaciais ou entre diferentes sistemas geomorfológicos (HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2018).

Wohl et al. (2018) apresentam inúmeros desafios frente a caracterização quantitativa da conectividade. Até o momento, percebe-se que o estado da arte do tema está voltado para três principais questões: (i) A conectividade deve ser interpretada como uma característica do sistema geomorfológico (conectividade estrutural) ou como processos mensuráveis? (ii) É possível acessar a conectividade a partir de uma única métrica? (iii) Como a conectividade varia no tempo e espaço?

Acerca das duas primeiras questões, os trabalhos de Heckmann et al. (2018) e Wohl et al. (2018) confluem para ideias similares. Onde apontam que novas abordagens devem buscar combinações de métricas que traduzam as relações de causa e efeito dos processos e sistemas geomorfológicos, ou seja, que consigam analisar conjuntamente aspectos estáticos e dinâmicos da paisagem.

Contudo, Keesstra et al. (2018) apresentam uma perspectiva diferente. Mesmo que se entenda a conectividade como uma dinâmica conjunta das estruturas e processos da bacia, os autores preconizam a quantificação da conectividade estrutural e funcional separadamente. A primeira justificativa é devido a sistemas extremamente complexos, nos quais mesmo décadas de monitoramento podem não revelar os limites e a dinâmica de transporte e deposição da bacia. Além disso, é ressaltado que a discretização da conectividade possibilita a identificação dos principais parâmetros que impulsionam a

dinâmica do sistema, facilitando a elaboração de estratégias de monitoramento e permitindo o desenvolvimento de modelos de menor complexidade.

Nesse contexto, diversos trabalhos que procuram avaliar a conectividade de modo quantitativo compreendem apenas a conectividade estrutural (e. g. BORSELLI et al., 2008; CAVALLI et al., 2013). Além de que, atualmente, a maioria dos trabalhos determina a conectividade de forma indireta, avaliando a partir de inferências de padrões de produção de sedimentos, traçadores, observações a campo e produtos de sensoriamento remoto.

A terceira questão ainda é um tópico em aberto, mas algumas considerações podem ser feitas. Como a maioria dos processos de transporte de sedimentos é intermitente, a conectividade tende a aumentar à medida que é avaliada com um horizonte de escala de tempo mais longo. Ao mesmo tempo que, como o sedimento precisa percorrer um caminho até o exutório, espera-se que a conectividade diminua à medida que a escala espacial aumente (WOHL et al., 2016).

Tendo em vista essas lacunas, o trabalho elaborado por Masselink et al. (2016) teve como objetivo avaliar como os dados hidrológicos e de sedimentos, tradicionalmente coletados, podem ser utilizados para a avaliação da conectividade. Os autores elaboraram três componentes da conectividade (topográfico, biológico e características do solo) para utilizar como dados de entrada de um modelo linear de produção de sedimentos. A partir dos resultados, os componentes de conectividade se demonstraram capazes de auxiliar a predição de produção de sedimentos.

Coulthard et al. (2017) abordaram a conectividade a partir de inferências da evolução da paisagem. Os autores buscaram revelar a dinâmica da conectividade de acordo as variações temporais e espaciais do uso do solo. A metodologia proposta foi de aplicar o modelo de evolução da paisagem CAESAR-Lisflood em uma bacia no norte da Inglaterra, impondo cenários de uso do solo (e. g. reflorestamento) em algumas partes da bacia. Além das inferências frente à produção de sedimentos, resultados interessantes frente à dinâmica da conectividade estrutural da bacia foram observados. A mudança da paisagem ao longo do tempo demonstrou que o uso do solo, em determinadas partes da bacia, condiciona diretamente a estrutura geomorfológica em outros compartimentos, ao mesmo tempo que, nos locais o qual o uso do solo sofreu alterações, as modificações se propagaram tanto a montante quanto a jusante.

Sherriff et al. (2018) objetivaram traduzir a dinâmica de fontes de sedimentos por meio de traçadores. A partir dessa ferramenta, os autores focaram nas observações frente

a variabilidade espacial e temporal de fontes de sedimentos, destacando a magnitude dos eventos que favorecem a conectividade nas diferentes fontes e regiões observadas.

Medeiros (2009) buscou representar a dinâmica de sedimentos na região semiárida do Nordeste brasileiro, sendo que nesse trabalho é destacada a importância de se compreender a conectividade para a estimativa do fluxo de sedimentos. A partir da modelagem hidrossedimentológica, o autor demonstrou as características da conectividade variando no espaço e tempo. Além de evidenciar alguns fatores que estão condicionando a conectividade de sedimento, o autor elucidou que o padrão da conectividade em sua área de estudo não é apenas condicionada pelos eventos de precipitação, mas também pelas características físicas da bacia.

É possível perceber que dos trabalhos apresentados até então, o monitoramento hidrossedimentológico, observações a campo e o sensoriamento remoto frequentemente estão presentes nas metodologias propostas. Este fato é corroborado pela revisão bibliográfica elaborada por Zanandrea et al. (2020b). Esses autores destacam que é preciso novos trabalhos acerca da conectividade no Brasil priorizando novas metodologias que considerem de fato as características das regiões de estudo.

Embora a conectividade de sedimento esteja presente em inúmeros estudos, ainda não foram estabelecidas metodologias que quantifiquem a conectividade de maneira universal. Portanto, em inúmeros casos a conectividade do sistema é avaliada sem que seja possível uma comparação entre outras configurações geomorfológicas. Nesse sentido, a elaboração de índices de conectividade de sedimento vem se destacando (HECKMANN et al. 2018; ZANANDREA et al., 2020b), os quais, até o momento, são os principais métodos para a determinação do grau de conectividade de sedimentos em bacias de maneira quali-quantitativa.

De forma prática, índices de conectividade consistem em uma combinação de inúmeras variáveis conceitualmente conhecidas, que controlam a organização espacial e de transferência de sedimentos ao longo da paisagem. Por serem compostos por fatores que teoricamente influenciam a conectividade, também podem ser denominados como modelos conceituais de conectividade de sedimentos (HECKMANN et al., 2018).

Heckmann et al. (2018) elaboraram uma revisão extensa acerca dos índices de conectividade frequentemente utilizados, classificando os índices de acordo com as seguintes características: dados de entrada necessários, abordagens dinâmicas ou estáticas, consideração da conectividade estrutural e/ou funcional, consideração de

conectividade longitudinal e/ou lateral, escala espacial de aplicação e complexidade computacional.

Entre todos os índices apresentados, destaca-se o desenvolvido por Borselli et al. (2008). O índice de conectividade (*IC*) proposto por esses autores certamente impulsionou a aplicação da conectividade como ferramenta de manejo e controle a produção de sedimentos. Longe de ser uma ferramenta completa, inúmeros são os autores que buscam aprimorar o índice, ao mesmo tempo que verificam resultados relevantes com a sua aplicação (e. g. CAVALLI et al., 2013; GAY et al., 2015; CHARTIN et al., 2016; LIZAGA et al., 2017; KALANTARI et al., 2017; ZANANDREA et al., 2020a)

O índice proposto por Borselli et al. (2008) determina, em escala de pixel, o grau de conectividade de um determinado ponto, de acordo com áreas deposicionais, canais e o exutório da bacia hidrográfica. O cálculo do *IC* considera as características da área de contribuição, denominada componente a montante (D_{up}), e características do caminho de fluxo a ser percorrido pelo sedimento até o ponto de interesse, denominado componente de jusante (D_{dn}) (Figura 6).

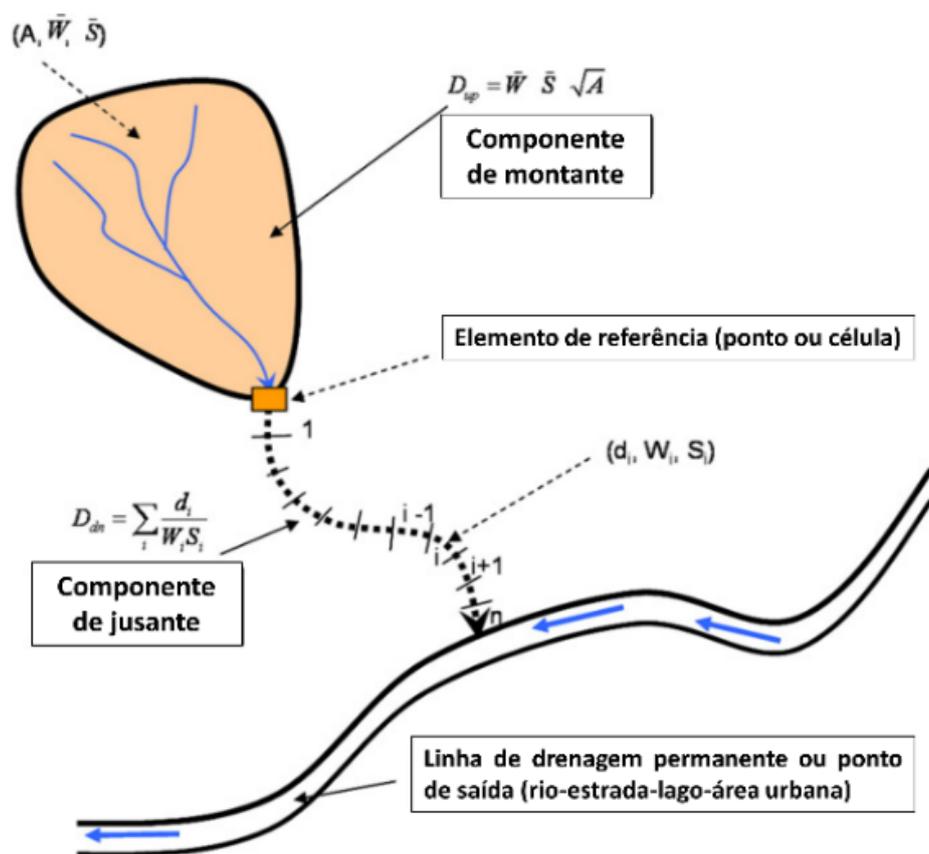


Figura 6. Estrutura do índice de conectividade (Borselli et al., 2008).

Os resultados são expressos em um intervalo de $[-\infty, +\infty]$ sendo definido pela equação (1)

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\bar{W} \bar{S} \sqrt{\bar{A}}}{\sum \frac{d_i}{W_i S_i}} \right) \quad (1)$$

onde W é o fator de impedância; S a declividade (m/m); A a área de contribuição (m^2) e d o comprimento do caminho de fluxo de cada pixel (m), sendo o IC adimensional.

O fator de impedância representa a resistência que a superfície do terreno exerce no fluxo de água e sedimentos, deste modo, a caracterização desse fator é estritamente dependente das características da área de aplicação. O IC original se utiliza do fator C da USLE/RUSLE proposto por Wischmeier e Smith (1978) e Renard et al. (1997). Além disso, o índice se destaca por ser um dos primeiros aplicados em ambiente SIG. Em contrapartida, o índice representa apenas a conectividade estrutural da paisagem, sem fazer qualquer inferência acerca de escalas temporais de aplicação.

Como comentado, o índice apresentado recorrentemente vêm sendo objeto de estudo e aprimorado ao longo do tempo. Os primeiros trabalhos buscaram explorar especialmente o fator de impedância (W), com o intuito de generalizar a aplicação do índice para regiões extremamente distintas.

Cavalli et al. (2013) foram os primeiros autores a aprimorar o índice de conectividade, realizando três principais alterações. A primeira modificação foi referente à inclinação máxima e mínima da declividade utilizada no cálculo do componente de jusante. A segunda, foi relacionada à estimativa da área de contribuição de cada pixel, onde, os autores deram preferência à abordagem de direcionamento do fluxo D-infinito (TARBOTON, 1997) ao invés do fluxo em uma única direção (O'CALLAGHAN e MARK, 1984). Por fim, adaptaram o fator de impedância, com uma abordagem estritamente geomorfológica. Com o intuito de encontrar um fator que seja de fácil aplicação e que evite a subjetividade de parâmetros tabelados e otimizar a aplicação do IC em regiões montanhosas. O fator foi denominado como índice de rugosidade (*roughness index - WRI*), sendo definido a partir do desvio padrão da topografia residual extraída de um MDT (CAVALLI e MARCHI, 2008). Aplicado exclusivamente para MDTs de alta resolução, o RI representa a rugosidade da superfície do terreno sendo computado com base em uma janela de análise ($j \times j$), conforme a equação (2) e (3):

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^j (x_i - x_m)^2}{j}} \quad (2)$$

$$W_{RI} = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{m\acute{a}x}}\right) \quad (3)$$

O trabalho desenvolvido por PersIHCillo et al. (2018) aplicou o índice de conectividade com o intuito de compreender a variação da conectividade de sedimentos em função das alterações no uso e ocupação do solo. Para a representação da impedância de transferência de sedimentos, os autores propuseram a utilização dos valores de rugosidade de coeficiente de Manning, o qual pode representar de forma distribuída as diferentes características de resistência ao escoamento impostas pelo solo. Essa alternativa se demonstrou extremamente eficaz para regiões onde as florestas têm papel importante no controle da conectividade de sedimentos. Visto que não se baseia em aspectos exclusivamente geomorfológicos e facilita a obtenção de valores coerentes de impedância. A partir disso, o fator de impedância proposto no trabalho de PersIHCillo et al. (2018) pode ser calculado conforme a equação (4):

$$W_n = 1 - n \quad (4)$$

A abordagem utilizando valores de rugosidade de coeficiente de Manning para a representação da impedância, demonstrou-se uma ferramenta interessante em regiões com predominância de florestas. Zanandrea et al. (2020a) propôs um novo fator de impedância com base nos valores de coeficiente de Manning. Essa modificação foi motivada pelas limitações do fator de impedância proposto por PersIHCillo et al. (2018), o qual atribui dimensionalidade ao IC, ao mesmo tempo que em que falha ao representar os verdadeiros efeitos da cobertura do solo e das características da superfície na conectividade de sedimento. Isto porque os valores do coeficiente de Manning variam de 0,0 a 0,15 (CHOW, 1959), dessa maneira os valores de impedância obtidos possuem baixa dispersão, não representado de fato a heterogeneidade da superfície. Por fim, foi proposto o índice denominado *Relative Smoothness (RS)*, este fator é o produto entre o valor mínimo tabelado (n_{\min}) (CHOW, 1959) e o inverso do coeficiente de Manning do local ($1/n$), como demonstrado abaixo:

$$W_{rs} = RS = \frac{n_{min}}{n} \quad (5)$$

Outros trabalhos se preocuparam em aprimorar o índice, alterando sua estrutura original, atribuindo novos parâmetros e aprimorando o sentido físico da dinâmica hidrossedimentológica no índice. Dentre esses, destacam-se abordagens considerando a persistência da rede de drenagem (GAY et al., 2016); considerações acerca da erosividade da chuva e erodibilidade do solo (CHARTIN et al., 2016; DE WALQUE et al., 2017);

Nesse sentido, o trabalho desenvolvido por Zanandrea et al., (2021) apresenta novas considerações ao *IC*. Além de uma perspectiva de aplicação para bacias montanhosas com predominância de florestas, os autores buscaram agregar temporalidade ao índice. A partir de considerações de disponibilidade inicial de sedimento e de escoamento superficial, apresentou-se um índice de conectividade aplicado a escala de eventos. Abordagens como essa incorporam a conectividade funcional ao índice. Permitindo uma análise acerca das características dos eventos climáticos que influenciam a conectividade de sedimento e possibilitam uma avaliação da dinâmica de escalas temporais e espaciais.

Os índices teóricos apresentados apresentam a conectividade característica da paisagem, mas muitas vezes não são validados ou fazem qualquer inferência da conectividade a partir de eventos. No trabalho de Borselli et al. (2008), foi proposto um índice de conectividade de campo (FIC), que caracteriza a conectividade a partir de evidências de deposição e transferência de matéria na paisagem. O FIC é estruturado a partir do levantamento de variáveis conceitualmente conhecidas por influenciar a dinâmica hidrossedimentológica e evidências desses processos a partir de eventos observados. Embora os autores afirmem que a utilização conjunta do índice teórico com o índice de campo seja importante para validação dos resultados e uma melhor precisão da representação da conectividade, é escasso o número de trabalhos que os aplicam em conjunto.

Posto isso, a aplicação de índices de conectividade como ferramenta preditiva ou de compreensão da dinâmica hidrossedimentológica, necessita de uma abordagem em relação aos processos geomorfológicos, propriedades dos sedimentos e as características de magnitude e frequência de eventos condicionantes da conectividade. Para isso, o aprimoramento de índices deve ocorrer acompanhado de técnicas de monitoramento,

modelagem hidrossedimentológica, traçadores e análises de inúmeras fontes de sedimentos (HECKMANN et al., 2018). Dessa maneira, compreender os aspectos físicos inerentes aos índices de conectividade, especialmente a produção de sedimentos e a dinâmica de transferência e armazenamento de sedimento ao longo do tempo, auxilia no entendimento da conectividade como uma característica do sistema, ao invés de exclusivamente um conceito empírico.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização da conectividade foi realizada a partir de três principais instrumentos: (i) monitoramento hidrossedimentológico, (ii) Aplicação de índices de conectividade e (iii) caracterização qualitativa em campo. Embora o trabalho apresente uma sequência de aplicações dessas ferramentas a compreensão da conectividade demanda uma interpretação conjunta dos métodos propostos, possibilitando que cada ferramenta se complemente, ao mesmo tempo que apresente padrões de conectividade de hidrossedimentológica a partir de diferentes pressupostos.

A Figura 6 apresenta as principais ferramentas utilizadas no trabalho realizado, bem como a contribuição de cada uma na caracterização da conectividade hidrossedimentológica na área de estudo.

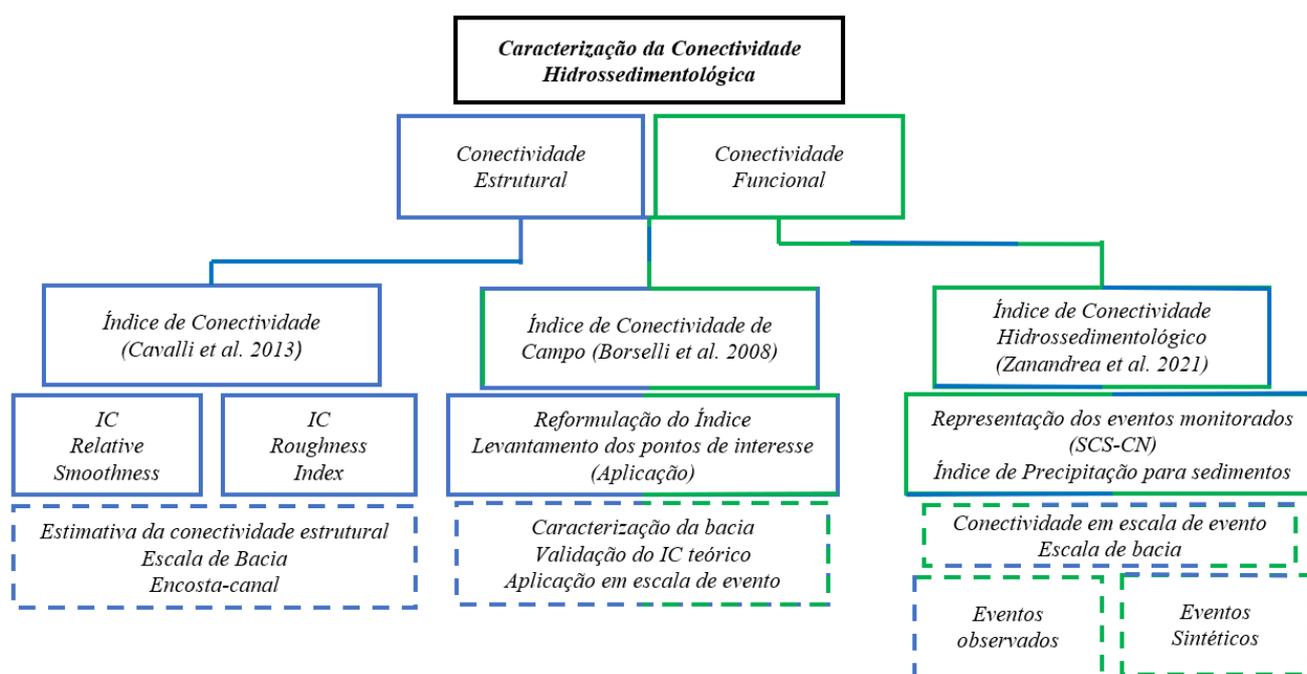


Figura 6. Etapas gerais do trabalho realizado.

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é a bacia do arroio Baio (0.89 km²), situada no planalto dos Campos Gerais, nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, no município de São Francisco de Paula. O arroio Baio está inserido na bacia hidrográfica do rio Mascarada, afluente do rio dos Sinos, o qual compõe importante papel econômico e social acerca dos recursos hídricos no estado do Rio Grande do Sul. A Figura 7 exibe a localização da bacia do arroio Baio.

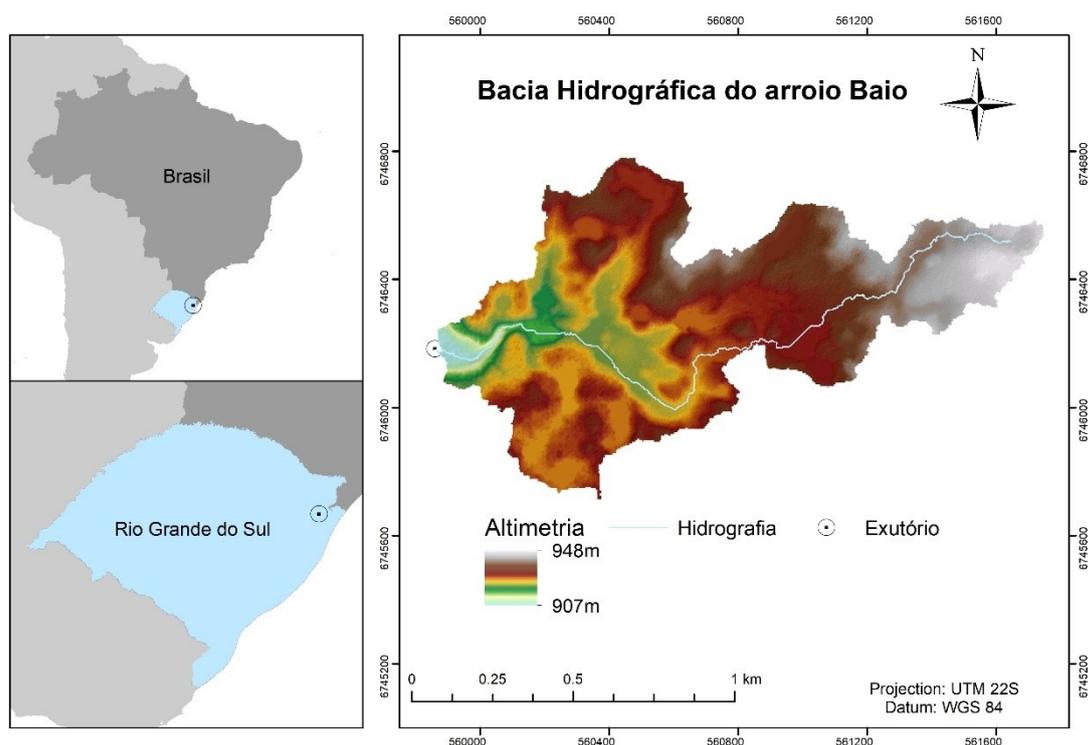


Figura 7. Localização da bacia do arroio Baio

Em termos de caracterização geral dos planaltos dos Campos Gerais do Rio Grande do Sul, este é situado no nordeste do estado. É constituído por derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, composto pela ocorrência de Fácies Caxias e Várzea do Cedro. Essa é uma das regiões mais frias do Brasil, com registro de temperaturas negativas no inverno. A cobertura do solo é predominantemente campos limpos, matas de araucárias em capões isolados e atividades agrícolas em pequenas propriedades (DANTAS et al., 2010). A região também é marcada por um desmatamento generalizado das florestas de araucárias no século XX, fato que motivou a fundação da Floresta Nacional de São Francisco de Paula (FLONA-SFP). Sendo o principal objetivo da FLONA-SFP promover o uso múltiplo sustentável dos recursos florestais e a pesquisa científica, com ênfase em recursos florestais e manejo dos recursos hídricos.

A bacia possui uma área de contribuição de 0.89 km², em uma altitude superior a 900m, com relevo ondulado. A bacia possui variação altimétrica de 41 metros e declividades de 0 a 32°. Quanto ao canal principal, este possui uma declividade média de 1,33 % e seções transversais pouco encaixadas, características representativas dos canais de cabeceira da serra gaúcha. Acerca das propriedades gerais do solo, destaca-se a elevada presença de matéria orgânica, alto teor de argila e uma baixa densidade aparente (DÜMIG et al, 2008), sendo o solo classificado como Cambissolo húmico com profundidades de 1 a 2 metros. (KÄMPF et al., 2008; GPDEN/SEMA, 2017). A Figura 8 exhibe as características topográficas da área de estudo.

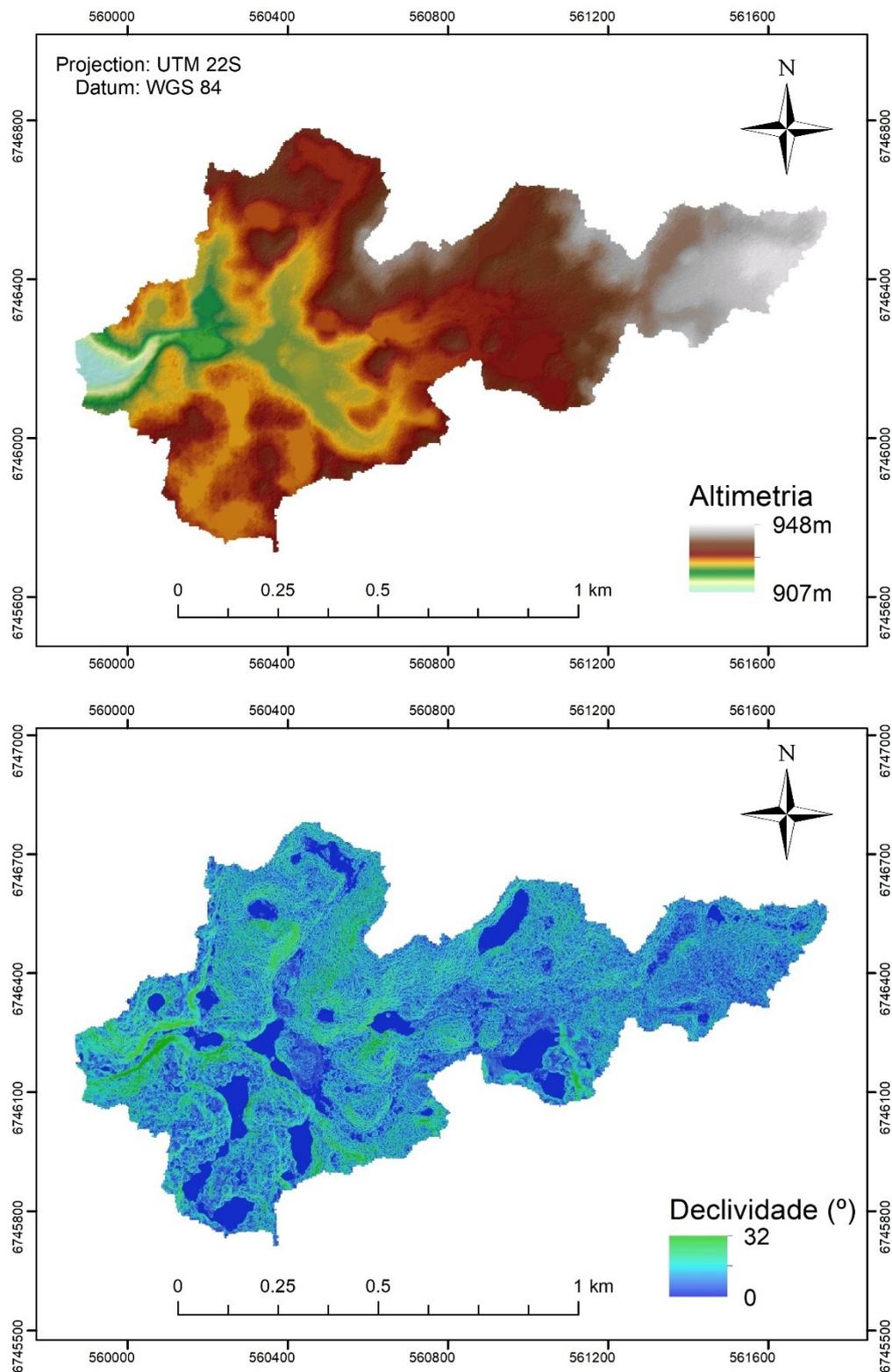


Figura 8. Características topográficas da bacia do Arroio Baio.

A bacia do arroio Baio é caracterizada por um mosaico de mata nativa (5%), campos (*grassland*) (24%), atividades agrícolas (29%) (e.g. soja e batata) áreas de silvicultura de Araucária e grande quantidade de espécies exóticas como o *Pinus* sp. e

Eucalyptus sp. Apesar de apresentar grande parte da sua área com cultivo de árvores exóticas (25%) e todos os impactos decorrentes dessa atividade, apresenta uma grande biodiversidade, especialmente devido ao manejo florestal realizado pela FLONA-SPF. As classes de uso do solo foram definidas a partir de supervisão em campo e levantamentos com VANT, a Figura 9 e Figura 10 exibem os usos na bacia do arroio Baio. Faz-se uma ressalva ao uso do solo na parte mais leste da bacia (solo exposto), essa parcela da bacia tende a ser constantemente modificada por culturas com baixa cobertura do solo.

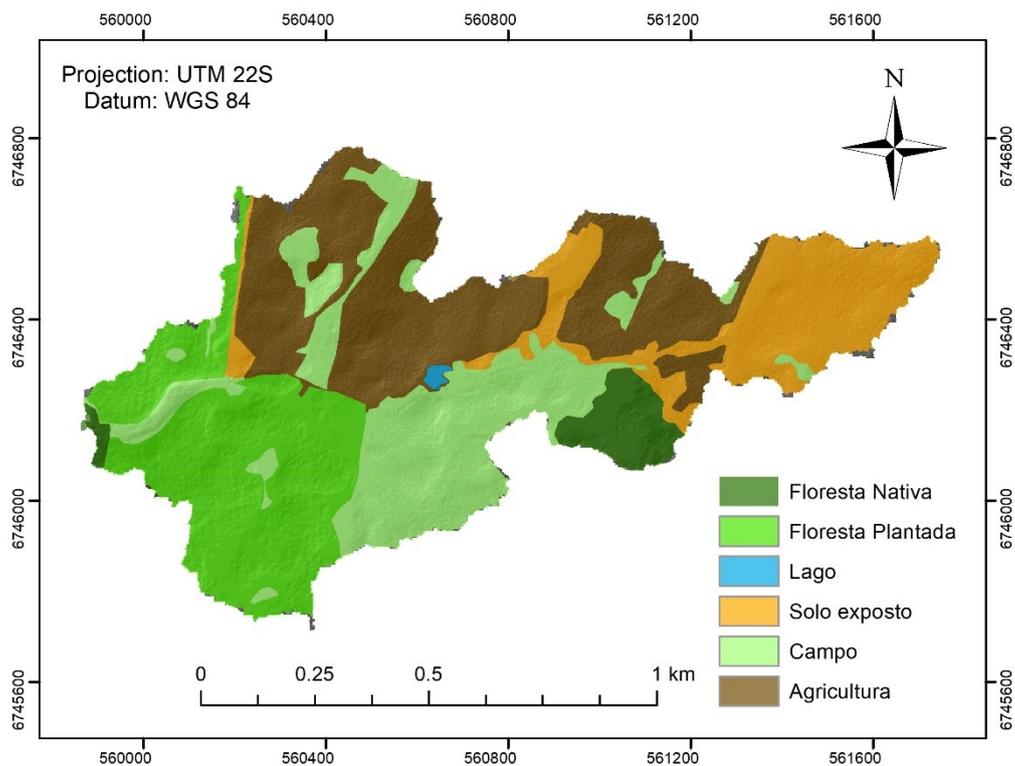


Figura 9. Classes de uso do solo na bacia do Arroio Baio





Figura 10. (A) Uso de agricultura e Floresta Plantada. (B) Transição da região de campo para floresta nativa. (C) Parcela de solo exposto

O clima da região é caracterizado como tipo Cfb, úmido e sem períodos de secas. A região está em uma zona com precipitação média anual de mais de 2250 mm, a mais alta do sul do Brasil (BEHLING et al. 2001). Este alto volume de chuva se deve especialmente ao planalto meridional formar barreiras orográficas, induzindo chuvas localmente intensas (WOLLMANN e GALVANI, 2012). Tendo isso em vista, as bacias de cabeceira possuem valores de chuva acumulada significativamente maiores que as partes mais baixas, favorecendo constantemente o acoplamento das encostas com os canais.

De maneira geral, destaca-se que o interesse na área de estudo é devido a região da bacia do rio Mascarada se demonstrar potencialmente ativa frente à produção de sedimentos, tanto a partir de processos de grande magnitude quanto processos de menor escala. A Figura 11 exhibe o contexto geral da bacia hidrográfica do rio Mascarada, bem como a localização da bacia do arroio Baio (objeto de estudo desse trabalho) e as estações de monitoramento instaladas na região.

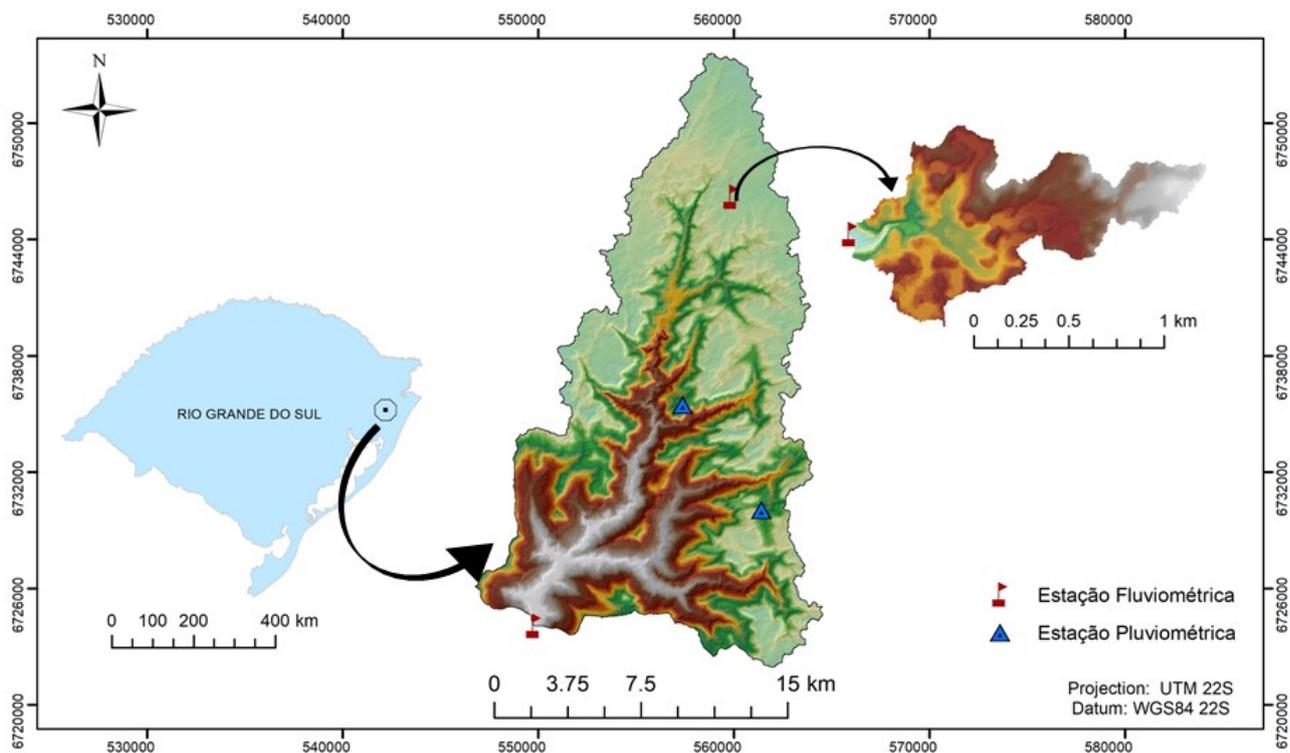


Figura 11. Localização da bacia do rio Mascarada e da bacia do arroio Baio, juntamente com as estações de monitoramento. *As estações fluviométricas possuem pluviógrafos.

4.2 MONITORAMENTO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO

Neste trabalho o monitoramento hidrossedimentológico é o método que sustenta as demais ferramentas utilizadas para caracterizar a conectividade hidrossedimentológica. O monitoramento foi realizado com o intuito de evidenciar a resposta da bacia em termos de produção de água e sedimento para diferentes eventos de precipitação. Ao se considerar que aspectos funcionais da conectividade estão sendo avaliados, o monitoramento evidencia os processos e distúrbios que ocorrem ao longo de toda a bacia, sendo traduzidos em termos de alterações no comportamento da vazão e da concentração de sedimentos. Para isso, as principais variáveis monitoradas foram a precipitação, vazão (nível) e a concentração de sedimentos em suspensão (Turbidez).

Com o objetivo de obter de uma série de dados contínuos, implementou-se uma seção de monitoramento no final de maio de 2020. A seção foi instalada dentro da FLONA-SFP e serviu como uma bacia experimental. A Tabela 1 apresenta brevemente as informações gerais do monitoramento.

Tabela 1. Equipamentos e estratégias utilizadas para o monitoramento contínuo das variáveis de interesse.

Monitoramento	Modelo do Sensor	Intervalo de monitoramento	Data de início de operação
Precipitação	<i>SL2010 P - Solar Inst.</i>	5 minutos	28/05/2020
Nível	<i>SL2000 NV - Solar Inst.</i>	5 minutos	28/05/2020
Turbidez	<i>SL2000 TS - Solar Inst.</i>	5 minutos	28/05/2020

4.2.1 PRECIPITAÇÃO

A precipitação foi monitorada a partir de pluviógrafos automáticos (SL2010 P) que utilizam cubas basculantes para o registro da precipitação. O pluviógrafo é um coletor fixo de área conhecida que estima a quantidade de chuva em um determinado tempo. Neste caso, o intervalo de registro foi de 5 minutos. Os pluviógrafos estão acoplados a pilhas e um *data logger* para o armazenamento contínuos dos dados. Para a eventual verificação dos dados monitorados foi utilizado o pluviômetro da FLONA-SFP, que é observado diariamente por funcionários da Unidade.

A Figura 12 exibe os equipamentos utilizados. Considerando o tamanho da bacia monitorada, para todas as simulações foi considerado uma chuva espacialmente uniforme. Comenta-se que os valores de chuva registrados no pluviógrafo do arroio Baio são frequentemente comparados com os demais pluviógrafos existentes na bacia do rio Mascarada (Figura 11), objetivando verificar a variabilidade espacial da precipitação na região.



Figura 12. (A) Pluviômetros utilizados. (B) Sistema basculante do registrador de chuva.

4.2.2 DESCARGA LÍQUIDA

A estratégia de monitoramento da descarga líquida foi de adotar uma calha Parshall de concreto, já existente, e acoplar um sensor de pressão na ombreira da calha. Esse sensor registra as oscilações do nível considerando um gradiente de pressão aplicado sobre ele. Assim, a partir de uma relação entre a altura de instalação do sensor e a régua linimétrica da calha Parshall, foram realizadas estimativas de vazão de acordo com a variação da altura da lâmina d'água na garganta da calha, em intervalos de 5 minutos. O sensor utilizado foi o *SL2000 NV* que se utiliza de um micrologger para o armazenamento dos dados. A calha construída possui 2 metros de comprimento e 30 cm (1 pé) na sua menor seção transversal.

O desenvolvimento da equação da calha foi realizado a partir de medições pontuais de velocidade através de um micromolinete hidrométrico. Buscou-se realizar medições em diferentes níveis. Em eventos de maior magnitude ocorre o extravasamento pelas ombreiras da calha, nessa situação foram realizadas estimativas de vazão com o micromolinete a montante e a jusante da seção. Nesse caso, optou-se por determinar equações de acordo com o nível de lâmina d'água correspondente ao limiar de extravasamento. As equações a seguir exibem como foi realizada a estimativa da vazão.

$$Q = 0.5137H^{1.517} \quad \text{Se } H \leq 0.38 \text{ cm} \quad (6)$$

$$Q = 0.6545H^{1.8021} \quad \text{Se } H > 0.38 \text{ cm} \quad (7)$$

Por fim, a Figura 13 exhibe os aspectos gerais da calha Parshall e de determinação da descarga líquida.



Figura 13. (A) Dimensões da calha parshall. (B) Medição a montante da calha com o micromolinete. (C) Situação de extravasamento da calha parshall.

4.2.3 CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS SUSPENSOS (CSS)

O monitoramento de concentração de sólidos suspensos (CSS) foi realizado a partir de um sensor de turbidez, acoplado a um micrologger que registra dados em um intervalo de 5 minutos. O sensor (SL2000 TS) coleta continuamente informações da variação de turbidez a partir da dispersão ou absorção de luz pelas partículas em suspensão. Tendo em vista a forte relação da turbidez com a quantidade de sólidos suspensos na seção, a partir de campanhas periódicas de coleta de sólidos suspensos, buscou-se determinar a relação entre a variação do sensor de turbidez (mV) com a CSS (g/L). Essas campanhas consistiram na coleta das amostras de água para estimativa de concentração de sedimentos em suspensão, com o equipamento DH48. Para a coleta da amostra o amostrador foi levado até próximo ao leito do arroio e retirado até a superfície em velocidade constante, de forma a integrar o perfil do fundo até a superfície d'água. Figura 14 apresenta uma medição realizada para estimativa da CSS.



Figura 14. Coleta de CSS com o amostrador DH48.

A determinação da CSS de cada amostra foi feita pelo método de filtração, conforme recomendado por Carvalho (2008). Esse método consiste na filtração de um

determinado volume de amostra e determinação da massa retida em uma membrana de filtração. Para isso, primeiramente, realizou-se os processos de calcinação e pesagem das membranas utilizadas para a filtração. Após, fez-se a filtração de um volume conhecido de água, utilizando um cadinho de *Gooch*, membrana de filtração e o uso de uma bomba a vácuo. A partir disso, realizou-se a pesagem do resíduo da filtração, e a membrana foi levada à estufa com temperatura suficiente para retirar a umidade do filtro. Após essa etapa, fez-se a pesagem de cada membrana utilizada e por diferença da amostra é calculada a concentração de sedimentos em suspensão (g/L).

Por fim, a Figura 15 demonstra os aspectos gerais da seção de monitoramento, bem como a localização dos sensores e *microloggers*.





Figura 15 . (A) Localização do sensor de turbidez (1) e sensor de nível (2); (B) disposição do micrologger (3); (C) panorama geral da seção de monitoramento.

4.3 ÍNDICES DE CONECTIVIDADE

4.3.1 CONECTIVIDADE ESTRUTURAL

A representação da conectividade estrutural foi realizada a partir do índice de conectividade proposto por Borselli et al. (2008) e aprimorado por Cavalli et al. (2013). Como apresentado anteriormente, a estrutura do índice é expressa pela equação (1). Com o intuito de observar primeiramente o controle da conectividade a partir das feições geomorfológicas da paisagem, foi aplicado o índice com o fator de impedância exclusivamente topográfico, denominado RI , apresentado pela equação (2).

Nesta primeira aplicação, apenas considerações topográficas estão definindo a conectividade hidrossedimentológica. Dessa maneira, o único dado de entrada utilizado foi um Modelo Digital de Terreno (MDT) para a estimativa tanto do grau de conectividade, como do fator de impedância. O MDT utilizado possui resolução espacial de 1x1m e foi elaborado pela empresa *NTT DATA Corporation*. A obtenção do modelo digital consiste na coleta de imagens de múltiplos satélites da *DigitalGlobe*, e a partir do processamento de conjuntos de imagem se obtém o MDT com alta resolução.

O *IC* é calculado em ambiente *SIG* a partir do algoritmo apresentado por (CREMA e CAVALLI, 2017), e os resultados são expressos em escala de pixel com valores no intervalo de $[-\infty, +\infty]$. Em que, quanto maior for o valor obtido no índice de conectividade maior é o grau de conectividade naquele pixel.

A aplicação do índice com viés exclusivamente topográfico, tem como principal intuito a identificação de estruturas da área de estudo que controlam a conectividade. A partir da aplicação do índice e observações a campo foram caracterizados os elementos da paisagem e regiões que condicionam a conectividade, fundamentando-se no trabalho apresentado por Fryirs (2007b) (e.g *buffers*, *barriers* e *blankets*).

Considerando que a cobertura do solo na área de estudo possui grande impacto no controle de transferência de sedimento e água, também foram realizadas simulações da conectividade estrutural a partir do fator de impedância Relative Smoothness (ZANANDREA et al., 2020a). Baseado na cobertura do solo (Equação 5), essa abordagem trás pontos de comparação entre a conectividade em função exclusivamente da topografia em relação a conectividade que considera a cobertura da paisagem. Para o cálculo do *IC* estrutural com o fator de impedância W_{RS} , as informações topográficas necessárias para o cálculo são obtidas a partir do *MDT* e a definição dos valores de impedância para cada pixel é baseada no mapeamento de uso e ocupação do solo, e os correspondentes valores de Manning para cada classe.

A definição das classes de uso do solo foi realizada a partir de campanhas e imagens a partir de VANT. As classes definidas para a área de estudo foram: floresta nativa, floresta plantada, campo, agricultura, solo exposto, e lagos. Para cada classe obtida na classificação supervisionada das imagens foi atribuído um valor do coeficiente de Manning. Os valores do coeficiente de Manning utilizados estão apresentados na Tabela 2. Os valores adotados são similares aos utilizados nos trabalhos de PersIHCillo et al., (2018), Martini et al., (2019) e Zanandrea et al., (20120a). Ressalta-se que o alto valor de Manning atribuído aos lagos, deve-se à contribuição substancial que esses elementos possuem como depósitos de sedimentos.

Tabela 2. Valores do coeficiente de rugosidade de Manning para cada classe de uso do solo

Classe de Cobertura do Solo	Manning (n)	Impedância (W_{rs})	Área (%)
Agricultura	0,2	0,05	29,4
Floresta Nativa	0,4	0,025	4,8
Floresta Plantada	0,4	0,025	24,8
Lagos	0,4	0,025	0,2
Campo/pastagem	0,25	0,04	24,2
Solo exposto/Estradas	0,05	0,2	16,5

Quando realizada a simulação do grau de conectividade estrutural é possível determinar o ponto de interesse. Assim, foi realizada a estimativa do grau de conectividade tanto em relação a probabilidade de alcançar o exutório, como para atingir a rede de drenagem. Dessa maneira, também foi realizada uma simulação da conectividade estrutural em relação ao rio principal, com o intuito de evidenciar os principais elementos e processos que condicionam o acoplamento lateral ao canal principal.

4.3.2 ÍNDICE DE CONECTIVIDADE DE CAMPO (FIC)

O índice de conectividade de campo aplicado foi adaptado para a área de estudo com base no trabalho desenvolvido por Borselli et al. (2008). As principais alterações realizadas foram acerca das variações em cada parâmetro, onde as classes de cada parâmetro foram reajustadas para o tamanho e características da bacia. Outro ponto importante adaptado neste método, foi a substituição dos atributos exclusivamente topográficos como fatores de resistência de transferência de matéria por fatores que considerem a cobertura do solo.

O primeiro objetivo do FIC é possibilitar uma validação dos índices de conectividade aplicados. Isto é, a partir da estimativa do FIC para inúmeros pontos é possível verificar se os índices de conectividade estão representando de forma coerente o grau de conectividade na área de estudo. Para que exista essa comparação o FIC foi desenvolvido com o mesmo preceito do IC, ou seja, estimando-se um componente a montante e um componente a jusante.

Dessa maneira, o FIC é dividido em um fator a montante (S_u) e um a jusante (S_d) que possui pontuação local a cada subfator, a qual é atribuída com base nas características da região avaliada. Esses subfatores estão associados a área de contribuição, distância até o exutório, evidências de processos erosivos ou deposição ao longo do caminho e características da cobertura do solo. Para a estimativa de cada fator foram consideradas as informações avaliadas em campo, bem como extraídas informações em ambiente SIG.

A Tabela 3 exibe a planilha de cálculo do FIC e os subfatores de cada componente considerado.

Tabela 3. Planilha de cálculo do FIC

Localização			DESCRIÇÃO PRÉVIA			
Coordenadas				Valores	Valores de campo	Observações
FATORES A MONTANTE			Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Am) Área de Contribuição (km ²)			A < 0.1	0		
			0.1 < A < 0.3	15		
			0.3 < A < 0.6	30		
			0.6 < A < 0.8	45		
			A > 0.8	60		
(Cm) Evidência de deposição a montante do ponto.			Grande deposição	0		
			Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0			Evidência de Deposição descontínua	10		
			Evidências mínimas	15		
			Ausente	20		
Resistência ao escoamento			n > 0.3	0		
			0.3 < n < 0.1	5		
(Cm1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (valor médio)			0.1 < n < 0.08	10		
			0.08 < n < 0.05	15		
			n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE MONTANTE (Sm)						
FATORES A JUSANTE			Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Aj) distância do ponto ao exutório (m)			d > 1500	0		
			1500 < d < 1100	10		
			1100 < d < 700	20		
			700 < d < 300	30		
			d < 300	40		

(Bj) Presença de vegetação, barreiras e tampões (blankets) no caminho de fluxo	Extremamente Denso	0
	Contínuo e denso	5
	Descontínua e Esparso	10
	Pouco presença	15
	Ausente	20
(Cj) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo	Grande deposição	0
	Evidência de deposição	5
	Evidência de Deposição descontínua	10
	Evidências mínimas	15
	Ausente	20
Resistência ao escoamento (Cj1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (valor médio)	$n > 0.3$	0
	$0.3 < n < 0.1$	5
	$0.1 < n < 0.08$	10
	$0.08 < n < 0.05$	15
	$n < 0.05$	20
TOTAL DO COMPONENTE JUSANTE (Sj)		
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO		

A partir dos valores definidos em campo, o FIC é calculado a partir da seguinte equação:

$$FIC = \frac{S_m + S_j}{2} \quad 8$$

A definição dos fatores S_m e S_j é feita através do somatório dos valores de cada subfator. Dessa maneira, os valores de FIC são definidos no intervalo de [0 a 100].

Com o intuito de verificar a coerência entre os índices de conectividade estrutural e as informações obtidas em campo, o FIC foi aplicado em 10 pontos na bacia do arroio Baio. Buscou-se aplicar o FIC para todas as classes de uso do solo da bacia, bem como evidenciar elementos que foram julgados como relevantes na dinâmica de conectividade. A Figura 16 exibe a localização de todos os pontos em que o FIC foi aplicado.

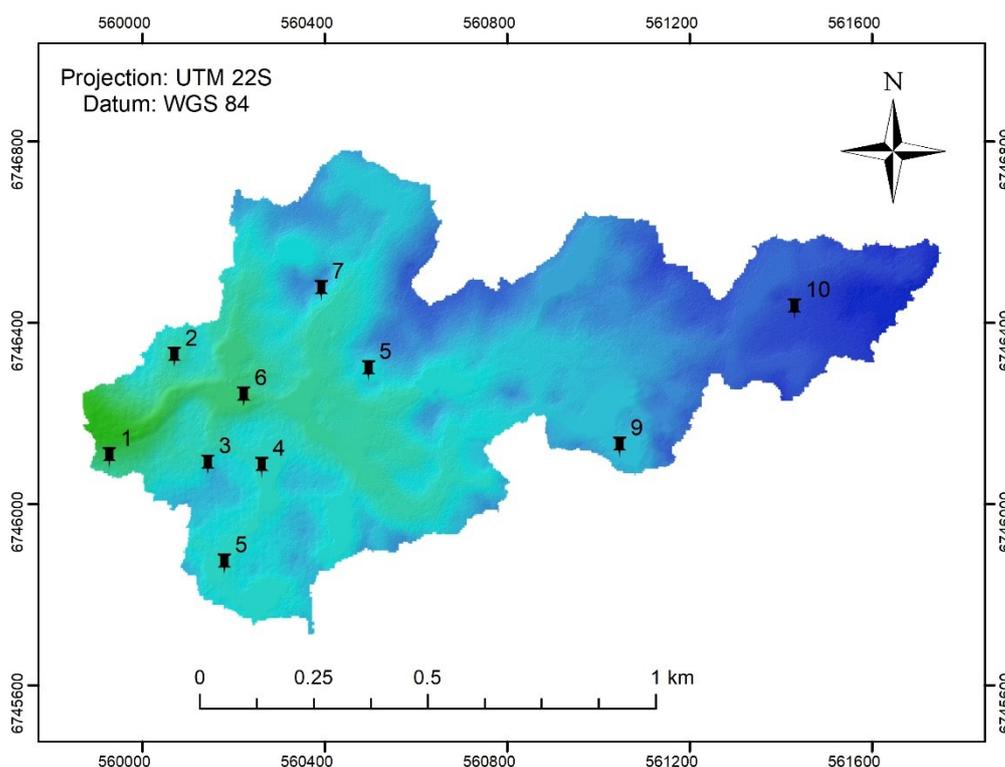


Figura 16. Localização dos pontos onde foi realizado o FIC

Outra questão do FIC é a possibilidade de correlacionar os valores de conectividade do índice estrutural com eventos conhecidos observados em campo. Embora a conectividade em campo impossibilite avaliar a real probabilidade de conexão

dos determinados locais, a partir de sinais de fluxos de água, processos de erosão e armazenamento, pode-se atribuir padrões de conectividade a eventos que causaram tais sinais. Assim, a partir de um evento conhecido foi possível classificar os valores de grau de conectividade obtidos a partir de cada simulação como limiares de conexão ou desconexão em função de um evento, exibindo a tendência de variação de área de contribuição em função das características do evento de chuva.

Dessa maneira, correlacionando os valores de FIC de cada ponto com o pixel correspondente na simulação, fez-se uma regressão linear para obtenção da equação que relaciona os valores de campo com os valores simulados. Por fim, foi determinado um mapa com classes de pixel conectados, parcialmente conectados e desconectados em função de um evento de chuva conhecido.

4.3.3 ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA (IHC)

O índice de Conectividade Hidrossedimentológica foi elaborado com o intuito de introduzir variáveis funcionais da conectividade ao *IC*. Zanandrea et al. (2021) tiveram como principal intuito acrescentar a dinâmica da água na representação da conectividade de sedimento e, por consequência, agregar temporalidade à estimativa do grau de conectividade. O novo índice proposto, busca avaliar as variações espaço-temporais da conectividade hidrossedimentológica em escala de eventos. Levando em consideração eventos antecedentes, características da precipitação e escoamento superficial. A equação (9) exibe o Índice de conectividade reformulado:

$$IHC = \log_{10} \left(\frac{\overline{W_{RS}} * \bar{S} * Ips * \sum Q_{runoff}}{\sum \frac{d_i}{W_{RS_i} * S_i}} \right) \quad (9)$$

onde, W_{RS} representa a impedância, S a declividade, Ips é um índice de precipitação para sedimentos (adimensional), Q_{runoff} é o escoamento superficial (m) acumulado da área de drenagem a montante do pixel calculado e d a distância do pixel até o ponto de interesse.

O índice de precipitação para sedimentos, desenvolvido por CENSI (2019), foi acoplado ao cálculo com o intuito de considerar a quantidade de sedimento disponível para transporte, regulados pela intensidade e total de volume escoado devido a eventos antecedentes.

De maneira geral, admite-se que quanto maior a intensidade do evento de precipitação antecedente, maior a quantidade de sedimentos disponíveis. Ao mesmo tempo que, quanto maior o volume total, menor a quantidade de sedimentos disponíveis para um futuro transporte. O índice é obtido de acordo com a equação (10):

$$Ips(n) = \frac{Imax_{m-n}}{\sum_{i=1}^n \frac{V_{m-i}}{\Delta t_{m-i}}} \quad (10)$$

onde $Imax_{m-n}$ é a intensidade máxima do evento antecedente $m-n$ (mm.d¹); n é o número de eventos antecedentes utilizado no índice; V_{m-i} é a precipitação acumulada no evento antecedente $m-i$ (mm); Δt_{m-i} é a duração do evento de precipitação $m-i$ (d).

Quanto a adição do escoamento superficial ao índice, há tanto uma incorporação de escala temporal de evento, quanto a adição de características do solo. Ao mesmo tempo que há uma caracterização das condicionantes do escoamento superficial na bacia, a conectividade também começa a ser verificada a partir de limiares de precipitação. Dessa maneira, as fontes variáveis de sedimentos e caminhos preferenciais de fluxo começam a ser evidenciados de acordo com as características da precipitação. Tal abordagem possibilita uma avaliação quali-quantitativa dos conceitos de área de contribuição efetiva de sedimentos, apresentada por Fryirs et al. (2007b)

Para o cálculo do volume de escoamento superficial (Q_{runoff}), utiliza-se o método SCS Runoff Curve Number (NRCS, 1972) em escala de pixel.

$$S_{CN} = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (11)$$

$$Ia = 0.2 * S_{CN} \quad (12)$$

$$Q_{runoff} = \frac{(P - Ia)^2}{P - Ia + S_{CN}} \quad P > Ia, \text{ senão } Q_{runoff} = 0 \quad (13)$$

onde, S_{CN} é o parâmetro de armazenamento, CN é a curva número (correspondente ao tipo e uso do solo no pixel), Ia as perdas iniciais e P é a precipitação total (mm).

A combinação das características específicas do grupo hidrológico do solo e da classe de uso é usada para determinar o número da curva de escoamento (CN). O CN indica o potencial de escoamento, em que quanto maior for o CN maior será esse

potencial. Os valores de CN foram definidos para cada pixel com base no mapa de uso do solo. O grupo hidrológico foi definido a partir das características do solo da bacia, que foram confirmadas por meio de testes de campo (condutividade hidráulica) e amostras de solo. A partir dessas informações, classificou-se o solo da bacia como pertencente ao grupo hidrológico do tipo C, estabelecido pelo NRCS (1972). Após a definição dos valores tabelados de CN, espacializados ao longo da bacia, foi realizada uma verificação do balanço hídrico com base nos dados de precipitação e vazão monitoradas, de forma a garantir a representatividade dos valores CN definidos para a área de estudo.

Em primeira instância foi realizada a separação do escoamento superficial dos eventos observados. Para isso, foi utilizada a metodologia apresentada por Hewlett e Hibbert (1967) que propuseram um método de separação de escoamento para pequenas bacias florestadas. A partir da análise de inúmeros hidrogramas em 15 pequenas bacias, os autores determinaram que a “linha” de separação de escoamento é projetada a partir do início de qualquer aumento do nível da lâmina da água com uma inclinação de $0,55L \cdot s^{-1} \cdot km^{-2} \cdot h^{-1}$ até cruzar o lado da ressecção do hidrograma. A Figura 17 exemplifica o método de separação o hidrograma proposto por Hewlett e Hibbert (1967).

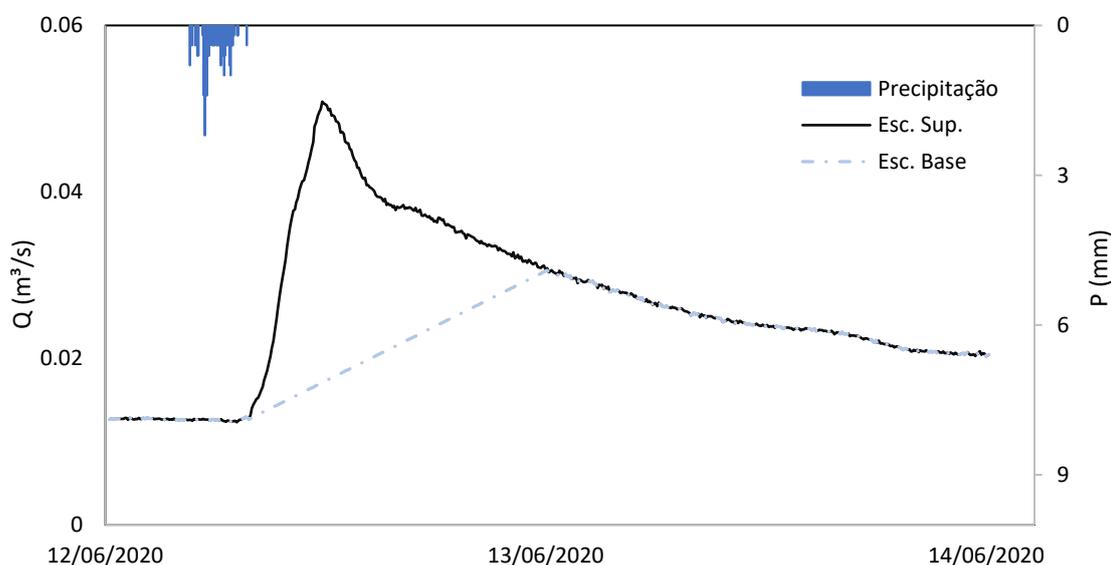


Figura 17. Exemplificação da separação de escoamento pelo método de Hewlett e Hibbert (1967).

O processo de definição dos valores de CN foi realizado pela comparação entre o volume total de escoamento determinado, a partir dos dados monitorados, e o escoamento superficial simulado pelo método SCS. Realizou-se a variação manual dos valores de CN até se encontrar um melhor ajuste para os eventos. Foram ainda consideradas questões de

umidade antecedente ao evento de interesse, apresentados pelo próprio método como Condição de Umidade do Solo (AMC) I, II, III. O AMC I representa a umidade do solo seco, sendo o limiar um volume de chuva inferior a 15mm nos últimos 5 dias; AMC II: saturação média na época de cheias, onde as chuvas nos últimos 5 dias totalizam entre 15mm e 40mm; e AMC III: representando a condição de saturação, em casos que as chuvas ultrapassaram 40mm nos últimos 5 dias. Para obtenção dos valores iniciais á calibração, foram utilizadas as equações de determinação de AMC I e III proposto por Mishra et al. (2008), através das seguintes equações:

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2.274 - 0.012754CN_{II}} \quad (14)$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.430 + 0.0057CN_{II}} \quad (15)$$

Com os valores de CN calibrados, para cada evento de interesse se foi elaborada uma matriz de escoamento. Isto é, calculou-se a lâmina d'água em cada pixel (Q_{runoff}) gerado devido ao evento de chuva de interesse, essa altura de escoamento é acumulada até o exutório da bacia conforme as linhas de direção de fluxo. Para evitar problemas computacionais, considerou-se o valor mínimo de altura de escoamento 0.0001 metros.

Outra restrição de aplicação é referente ao tamanho de pixel da matriz de lâmina de escoamento. O IHC tem o intuito de ser adimensional, nesse caso a aplicação fica limitada a dados de entrada com pixels com área de 1m², isso porque o volume gerado em cada pixel é correspondente a área do pixel e a altura da lâmina d'água estimada pelo método CN.

A partir do monitoramento hidrossedimentológico foram selecionados 5 eventos para se realizar simulações com o IHC. A seleção desses eventos buscou abranger tanto características de magnitude quanto de ocorrência de eventos antecedentes.

Para realizar uma avaliação quantitativa das simulações do grau de conectividade, foram utilizados os valores do pico de vazão e o volume total do evento em comparação aos valores médio e máximo de IHC. A comparação entre os valores medidos e calculados foi realizada a partir das correlações de Pearson (Pearson, 1896). Outro ponto de comparação entre os eventos simulados foi a verificação da distribuição de frequência de cada pixel, permitindo elaborar histogramas de frequência da conectividade em cada

evento simulado. Por fim, foram realizadas levantamento em campo com o objetivo de investigar locais que apresentaram maior variação no IHC, buscando validar e identificar processos dominantes na conectividade hidrossedimentológica.

4.3.3.1 ESCALA ESPACIAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE

Atualmente uma das principais questões em métodos e ferramentas que buscam interpretar a produção de sedimentos é a escala espacial de aplicação e análise. Isto é, taxas de erosão de solo medidas em uma escala não são representativas à produção de sedimentos em outro nível de escala. Posto isso, julga-se necessário compreender em que escala de análise estão os produtos gerados pelo IC. Por conseguinte, verificar o comportamento do índice de acordo com a variabilidade espacial.

Inicialmente foi verificado a sensibilidade do índice de acordo com as variáveis multiplicativas. A variação dos parâmetros foi conduzida segundo metodologia estabelecida por Hammond et al. (1992). O método baseia-se no estabelecimento de valores centrais para os parâmetros de entrada e posteriormente na variação de cada parâmetro individualmente, enquanto todos os outros permanecem constantes. A partir disso é possível verificar a resposta do IC a partir da variação exclusiva de cada parâmetro, demonstrando uma hierarquização de sensibilidade do IC. Para isso, a variação do IC em função de cada parâmetro (A, W, S e d) é estabelecida a partir da equação a seguir:

$$\Delta IC = \frac{IC_X - IC_{XCentral}}{IC_{XCentral}} \times 100 \quad (16)$$

onde X representa o valor do parâmetro alterado, IC_X é o valor do IC devido a variação do parâmetro de interesse e o $IC_{XCentral}$ é o valor de IC com os parâmetros de referência.

Outro ponto verificado é em relação com a dependência da conectividade sedimento frente com a escala espacial de análise. Neste caso buscou-se elucidar tanto o comportamento do IC com a variação de escala, quanto a caracterização da conectividade de acordo com sua classificação (e.g. lateral e longitudinal) e processos envolvidos. Para tal, foram realizadas simulações da conectividade estrutural, utilizando o IC, para a bacia do arroio Baio em 3 subbacias (0,15 km²; 0,49 km²; 0,89 km²). Primeiramente, fez-se as simulações utilizando o exutório como ponto de referência para o cálculo da

conectividade para as três subbacias. Por fim, fez-se as simulações utilizando a rede de drenagem principal como referência.

4.3.3.2 ESCALA TEMPORAL NO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE

A problemática da escala temporal está relacionada ao fato de que o monitoramento e a modelagem de produção de sedimentos representam uma gama de processos, que estão operando em diferentes intervalos de tempo, de maneira concentrada. Da mesma forma, a conectividade também opera em diferentes escalas de tempo. Determinadas regiões da bacia podem atuar como principais fontes de sedimentos ao longo da escala de tempo anual, outras podem ser protagonistas a partir de eventos de menor magnitude. Portanto, a conectividade hidrossedimentológica pode ser interpretada em diferentes resoluções temporais, variando de eventos pontuais de grande magnitude até processos constantes de longo prazo.

Além de buscar qual a temporalidade de aplicação do *IC*, a partir da relação entre os dois índices, buscou-se relações de magnitude das precipitações com a variabilidade da conectividade hidrossedimentológica. A principal diferença entre o *IHC* frente ao *IC*, é a substituição da área de contribuição média (*A*) pelo índice de precipitação para sedimentos e o escoamento superficial. Dessa maneira, entende-se que esses dois novos componentes podem representar uma área de contribuição, denominada área de contribuição efetiva, a qual varia de acordo com as relações de magnitude e frequência das chuvas. Além disso, a partir da comparação entre as simulações do *IHC* e *IC* é possível realizar inferência de qual escala de tempo a conectividade estrutural se refere na bacia do arroio Baio.

Posto isso, foram realizadas simulações de eventos sintéticos, definidos a partir de precipitações constantes com duração de 24hr. Os pressupostos para as simulações foram: cálculo da conectividade utilizando o exutório da bacia como referência e condições de chuva antecedentes constantes para todas as simulações. As simulações foram realizadas com eventos de chuva de 10 mm a 500 mm, sendo o tempo de retorno definido segundo a equação IDF para o município de São Francisco de Paula apresentada por Weschenfelder (2017):

$$T = \left[\frac{i(t+c)^e}{a} \right]^{1/b} \quad (17)$$

Onde, T é o tempo de retorno (anos), i é a intensidade da chuva (mm/h), t é a duração da precipitação (minutos) e a, b, c e e são parâmetros da equação. Os valores dos parâmetros são: a = 838.2; b = 0.1873; c = 14.6 e e = 0.7608.

A partir de cada simulação, buscou-se identificar qual a precipitação que desencadeia o padrão de conectividade exposto pelo IC. Para isso, foi feita uma comparação pixel a pixel de cada evento sintético simulado no IHC com o mapa de IC. Verificando especialmente o erro médio quadrado (RMSE) entre cada pixel, como demonstrado na equação abaixo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - y_i)^2}{N}} \quad (18)$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 MONITORAMENTO HIDROSEDIMENTOLÓGICO

5.1.1 PRECIPITAÇÃO

A série de dados de precipitação, monitorada a cada 5 minutos na bacia do arroio Baio, está apresentada na Figura 18. Na série obtida se observa a ocorrência de pico máximo de 11,2 mm em um intervalo de 5min, considerando o acumulado diário o maior volume registrado foi de 104mm. Tendo em vista o clima subtropical da região, como esperado, ocorreram precipitações bem distribuídas ao longo do período monitorado, com maiores volumes de chuva nos meses de junho (237,8 mm) e julho (305,2 mm). Os eventos de maior intensidade ocorreram nos meses de outubro a janeiro.

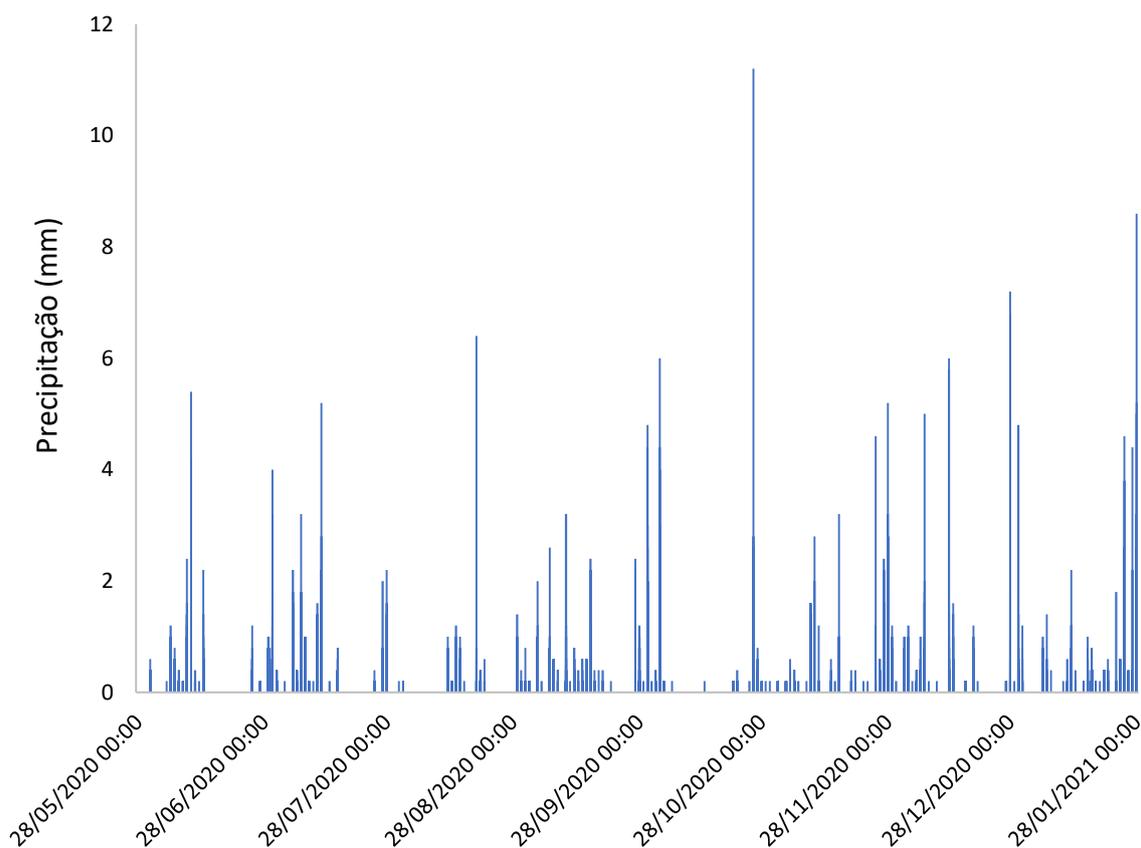


Figura 18. Série de precipitação monitorada em intervalo de 5 minutos

A partir dos dados de chuva, ressalta-se a importância do entendimento e monitoramento das regiões de cabeceira e bacias do planalto dos campos gerais. Quando são comparados os dados da bacia do arroio Baio (cabeceira) com os do exutório da bacia do rio Mascarada, percebe-se eventos de precipitação significativamente maiores. Esta questão é observada especialmente devido a fenômenos orográficos que são caracterizados por resultar em eventos de chuva localmente concentrados (WOLLMANN E GALVANI, 2012). A Figura 19 exibe a comparação dos dados diários, entre a estação da bacia do arroio Baio e do exutório do rio Mascarada.

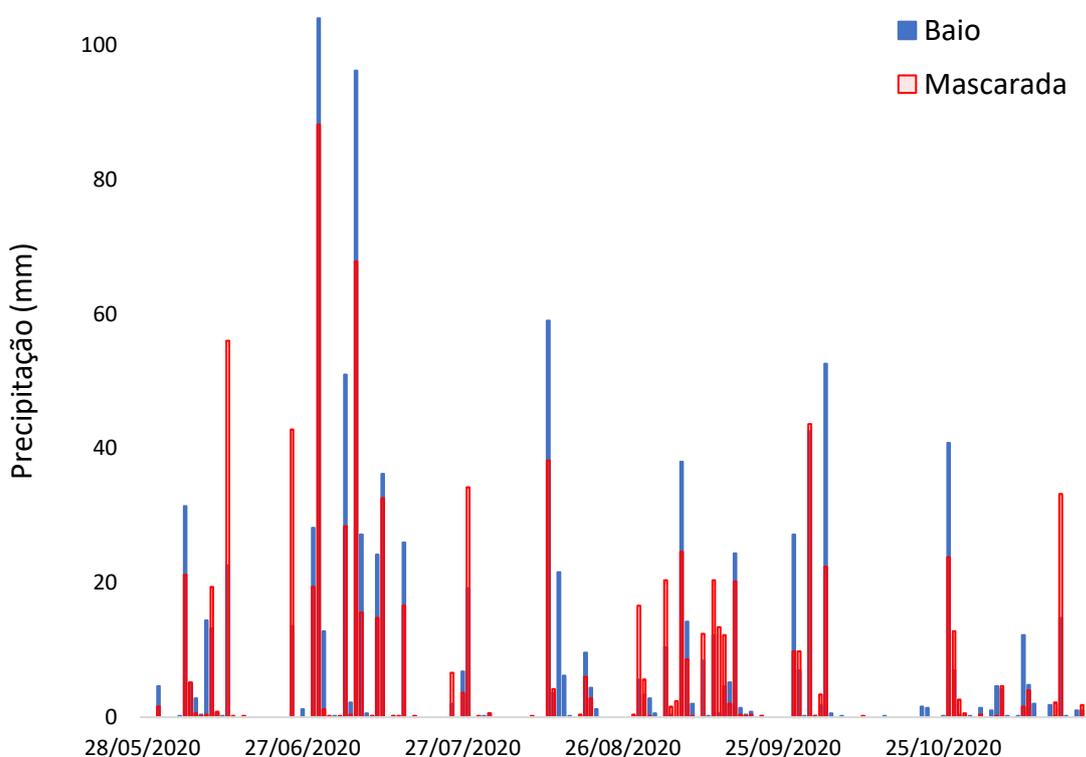


Figura 19. Comparação entre a série de precipitação da bacia do Arroio Baio e a série monitorada no exutório da bacia principal (dados diários).

5.1.2 DESCARGA LÍQUIDA

A descarga líquida foi estimada a partir da relação do nível da lâmina d'água e a calha Parshall. O desenvolvimento da equação da calha foi realizado a partir de medidas pontuais de vazão em diferentes eventos. A partir dessas campanhas se elaborou as relações de nível e vazão, apresentados na Figura 20.

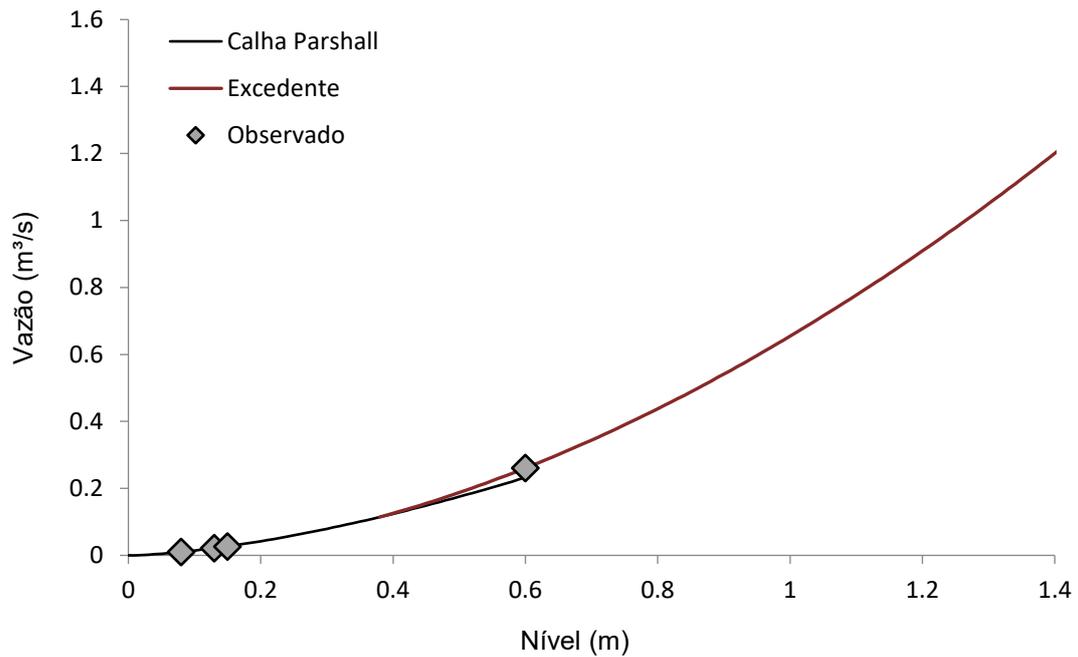


Figura 20. Estimativa da vazão a partir dos dados observados. (A equação do volume excedente se deve a limitação construtiva da calha em estimar vazões com nível superior a 0.38 cm).

Em eventos de maior magnitude, com nível aproximado de 38 cm, ocorre o transbordamento nas laterais da calha. Nesses casos a equação desenvolvida pela calha subestima significativamente a vazão. A figura a seguir exibe o perfil transversal da seção e o limiar de nível da água para ocorrer o extravasamento.

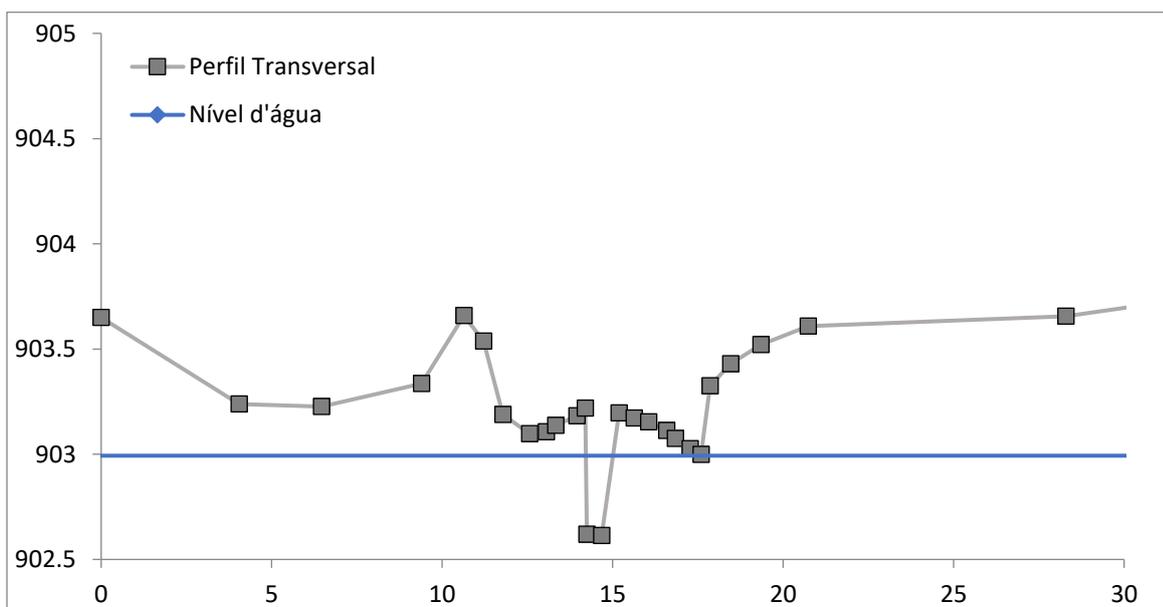


Figura 21. Perfil transversal da seção e o nível da água em que ocorre o transbordamento (cota 902.993).

Até o momento, apenas um evento observado resultou o extravasamento, a partir dele foi realizada a extrapolação dos valores de vazão para situações em que ocorre o transbordamento da calha. Devido à dificuldade de monitorar eventos de grande magnitude, algumas incertezas estão inseridas na estimativa de vazões em que o nível da lâmina da água superou 60 cm.

Por fim, a Figura 22 exibe a série de vazão ao longo do período monitorado, com intervalos de 5 minutos. Nesse intervalo a vazão máxima foi de 1.314 L/s, mínima de 0,46 L/s e vazão média de 14,47 L/s.

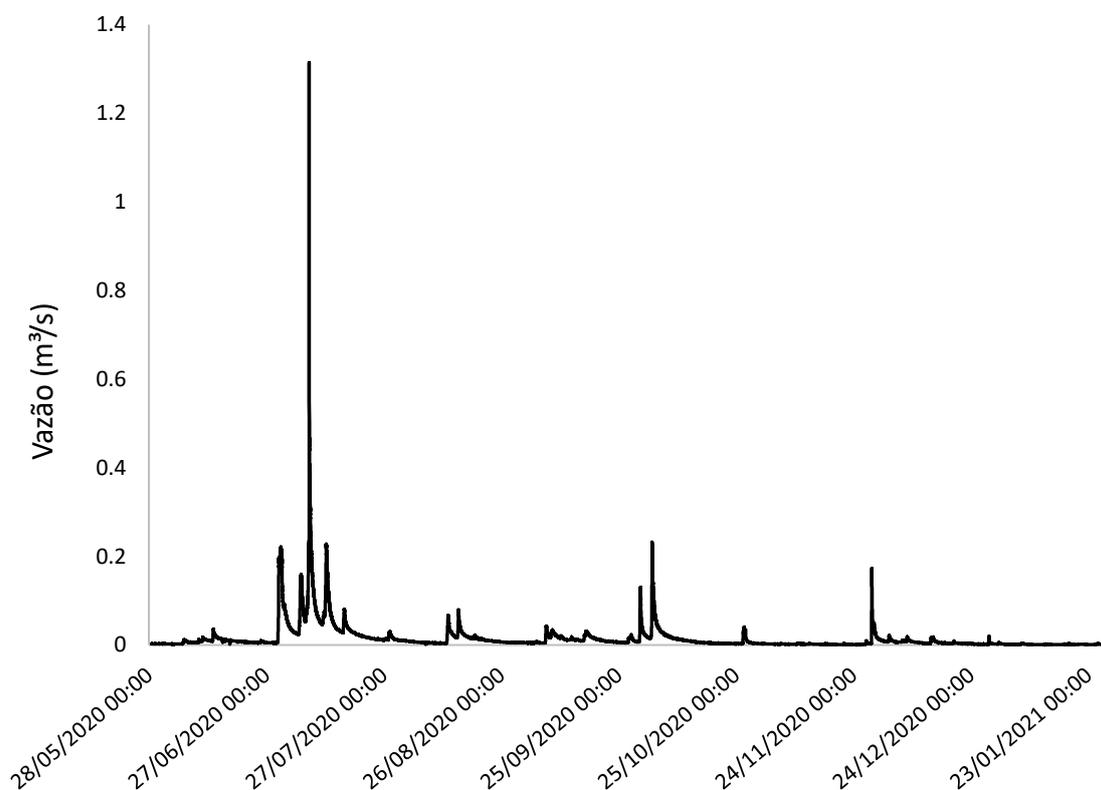


Figura 22. Série de vazão monitorada.

5.1.3 CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS SUSPENSOS (CSS)

O monitoramento e estimativa da concentração de sólidos em suspensão foi realizado a partir de medições contínuas de um turbidímetro e medições pontuais de CSS. O intuito foi de estabelecer a relação entre o sensor (mV) e turbidez (NTU), além da curva-chave entre a turbidez (NTU) e a CSS (g/L).

A relação entre a CSS e os registros do sensor se demonstrou pouco significativa, com correlação de 0,45, embora tenha apresentado tendência na maioria dos pontos

monitorados (Figura 24). Após um pequeno período de monitoramento o sensor apresentou inúmeras inconsistências e incertezas, fato que inviabilizou a continuidade dos esforços de estimativa de produção de sedimentos. Devido a isso os valores de produção de sedimentos não foram considerados nas avaliações da conectividade. As Figura 23 e Figura 24 exibem a série de registros do turbidímetro e a relação entre o sensor e os dados medidos em campo, respectivamente.

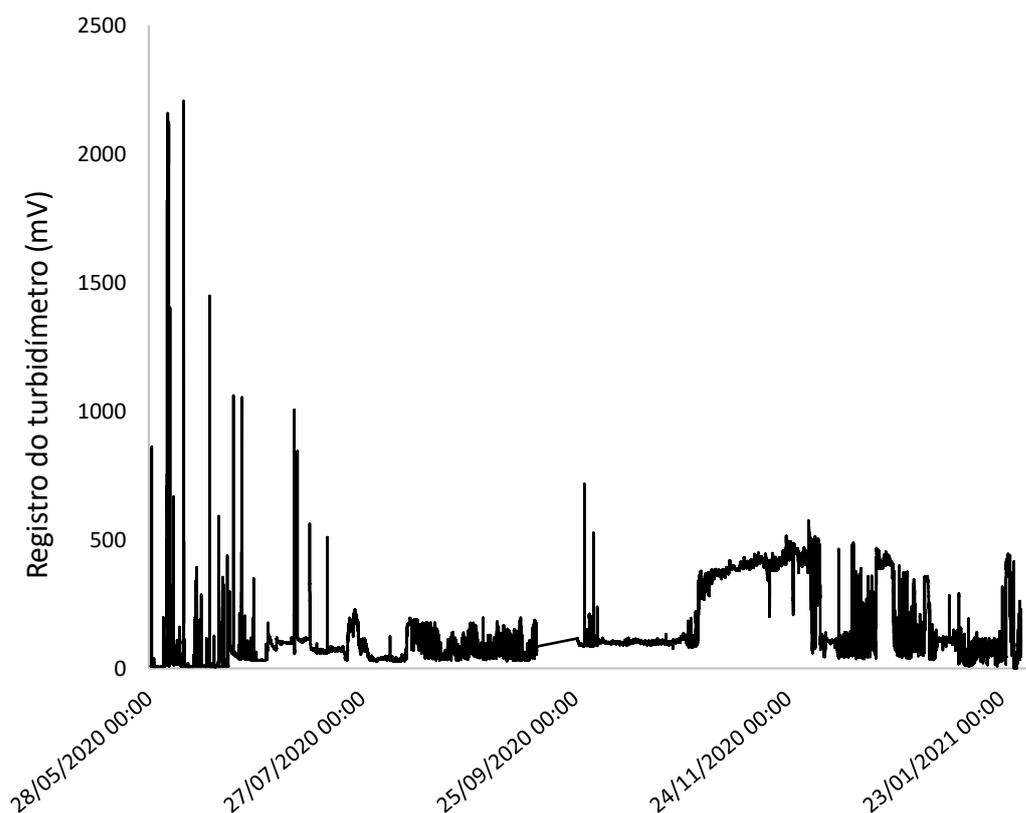


Figura 23. Série de variação da turbidez monitorada.

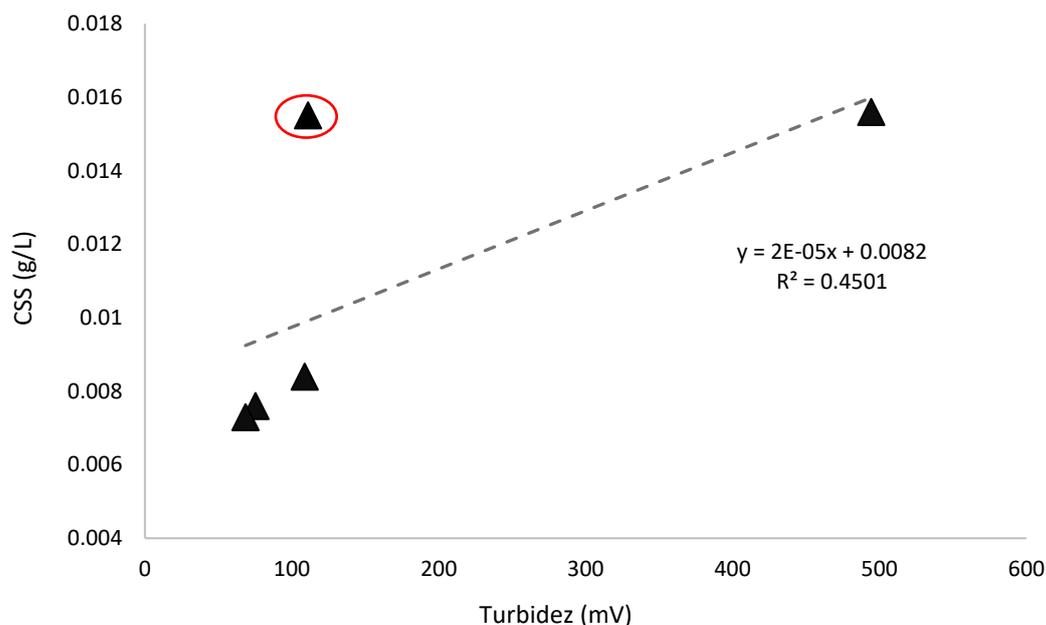
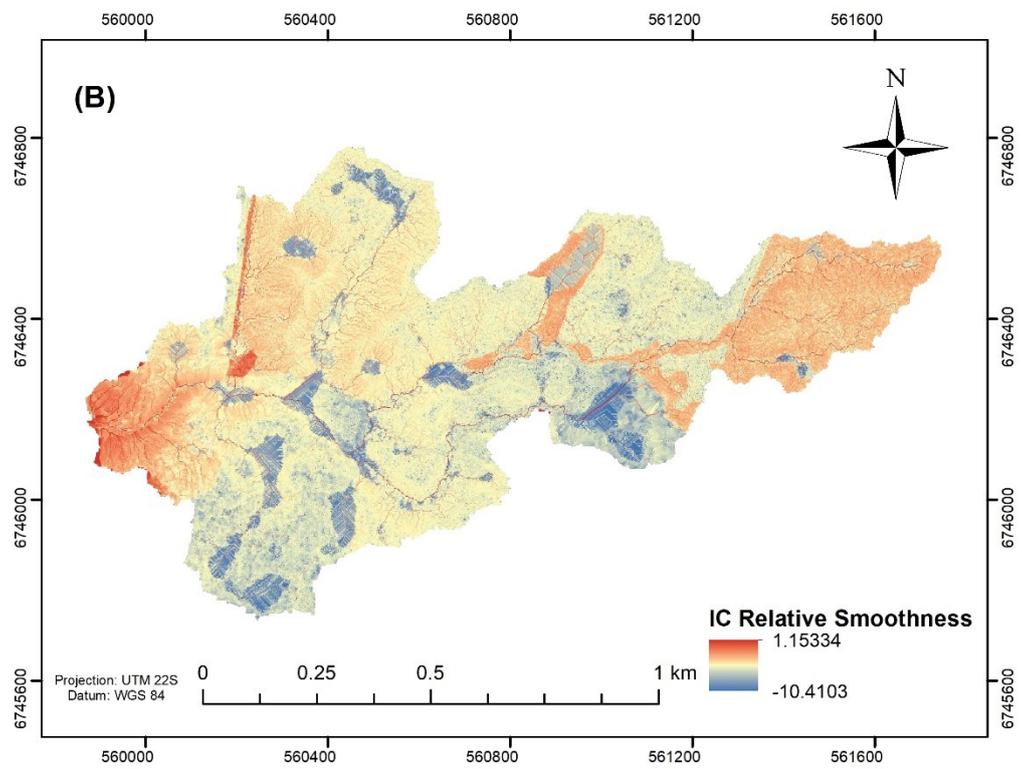
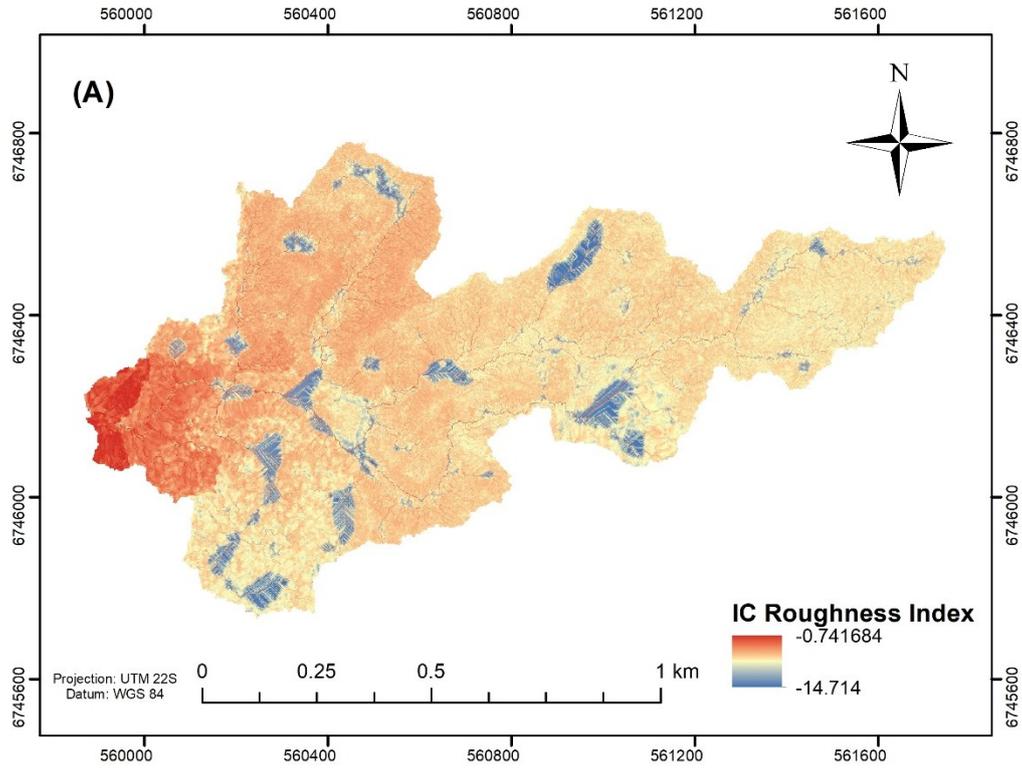


Figura 24. Relação entre o registro do sensor e amostras de Concentração de Sólidos Suspensos (O valor circulado representa a incoerência do sensor frente as medições realizadas, outras campanhas encontraram erros similares).

5.2 CARACTERIZAÇÃO DA CONECTIVIDADE ESTRUTURAL

5.2.1 ÍNDICE DE CONECTIVIDADE ESTRUTURAL

O grau de conectividade a partir do $IC_{\text{exutório}}$ utilizando o fator de impedância W_{RI} variou de -0,74 a -14,71 (média -9,06; DP 0,99). Quando se utilizou o fator de impedância W_{RS} os valores de conectividade variaram de 1,15 a -10,41 (média -8,19; DP 0,70). A Figura 25 exhibe o mapa do grau de conectividade com o exutório em escala de pixel para a bacia do arroio Baio. O IC representa essencialmente a conectividade estrutural da bacia, enquanto a simulação com o fator W_{RI} trata as irregularidades do terreno como principal premissa do (des)favorecimento do transporte de matéria, o fator W_{RS} preconiza as classes de uso do solo. Pode-se ainda afirmar que o fator de impedância W_{RI} é mais indicado para a representação de bacias montanhosas pouco florestadas, enquanto o fator W_{RS} é mais adequado para descrever a impedância do escoamento superficial e fluxo de sedimentos em ambientes rurais e florestados (ZHAO et al. 2019).



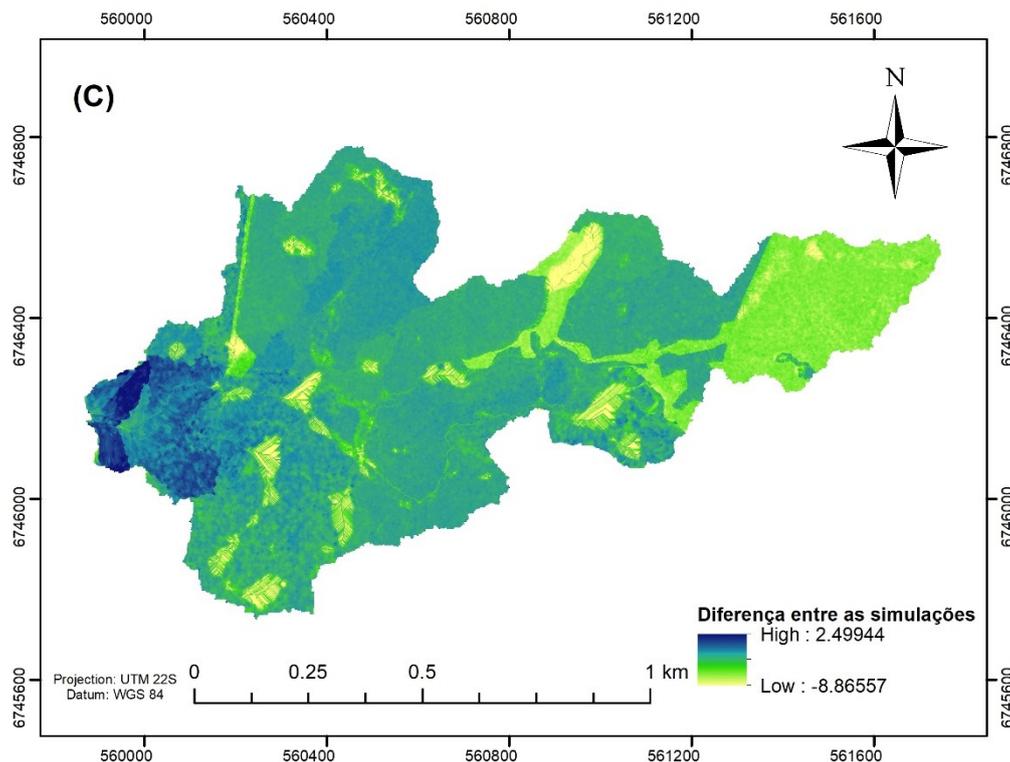


Figura 25. Conectividade Estrutural do Arroio Baio em relação ao exutório. (A) Conectividade estrutural com fator W_{RS} . (B) Conectividade estrutural com fator W_{RI} . (C) Mapa comparativo pixel a pixel (A - B).

Quando se avalia os valores de conectividade ao longo de toda a bacia do arroio Baio, nota-se que o índice que considera apenas questões topográficas é majoritariamente dominado pela distância do pixel até o ponto de interesse. Neste caso, isso se deve a variação de declividade relativamente baixa ao longo de toda a bacia ($0^\circ - 32^\circ$), favorecendo que regiões distantes do exutório sejam classificadas como pouco propensas a geração e/ou transporte de matéria. Contudo quando se observa a conectividade com a ótica de produção de sedimentos, questões como a disponibilidade e propensão à desagregação de sedimento tem grande relevância. Assim, a diferença da conectividade nas duas aplicações está especialmente relacionada as ações antrópicas na bacia, como por exemplo a implementação de estradas, reflorestamento e atividades agrícolas. Essa situação fica clara quando se observa que a principal diferença entre as duas simulações ocorre na região leste da bacia, na qual há extensa atividade agrícola e baixa cobertura do solo.

Observando as principais diferenças entre as simulações, fica ainda mais evidente a necessidade de metodologias que considerem o fator de impedância a partir da classe de uso do solo (e.g fator W_{RS}) para relacionar a conectividade com questões de produção

de sedimentos. Nesse contexto, pode-se utilizar como exemplo o modelo *InVEST SDR* 3.5.0. Essa ferramenta busca estimar a valoração dos serviços ecossistêmicos e apresenta um grande potencial em subsidiar políticas públicas ambientais (ZANELLA, 2016). O modelo apresenta o índice de conectividade em sua estrutura, à vista disso se deve considerar incorporar o fator de impedância W_{RS} a ferramenta, principalmente em aplicações em que o uso do solo da bacia possui grande domínio nas questões de desagregação e transporte de sedimento.

Na bacia do arroio Baio, destaca-se que a simulação com o fator de impedância W_{RS} atenuou a conectividade das regiões bem próximas ao exutório. Esta situação se deve a presença de floresta nativa na porção mais baixa da bacia, que embora tenha uma menor distância até o exutório é uma região com menor propensão a geração de escoamento e sedimentos.

Em ambas as simulações a região mais desconectada da bacia é a parte sudoeste, apresentando os valores médios de -10,4 (W_{RS}) e -12,8 (W_{RI}), essa parcela da bacia possui depressões naturais no terreno e significativa densidade de floresta nativa. Sendo esses elementos citados os que condicionam tanto as questões de transporte quanto geração de água e sedimento. A Figura 26 destaca a área mais desconectada da bacia do Arroio Baio.



Figura 26. Região com maior grau de desconectividade hidrossedimentológica do Arroio Baio

Outro elemento da paisagem que definiu regiões de desconectividade hidrossedimentológica no arroio Baio foram as depressões naturais do terreno (*sinks*). Tanto nas simulações como em campo, é possível observar a grande influência destes elementos ao longo de toda a bacia. Em muitas dessas depressões pode ser observado a deposição de sedimentos e acúmulo de água, em que sua conexão superficial só ocorrerá em casos de transbordamento da feição. A Figura 27 exibe o armazenamento de água e sedimento em depressões em épocas chuvosas.

Nesse contexto, comenta-se que a questão da complexidade do comportamento de água e sedimento, em eventos de grande e pequena magnitude, pode estar associada com o limiar de conectividade dessas depressões. De forma geral, pode-se dizer que grande parte do tempo esse tipo de elemento acumula sedimento, reduzindo a produção de sedimento no exutório. Contudo, dependendo das condições antecedentes e magnitude do evento de chuva, essas depressões podem ser ativadas e contribuir como uma grande fonte de sedimentos, no caso de ruptura de suas margens. Deste modo, quando se pretende realizar a representação dos processos hidrossedimentológicos em regiões de cabeceira dos campos gerais do Rio Grande do Sul, tal como a bacia do arroio Baio, grandes simplificações dos elementos da paisagem comprometem a veracidade e qualidade das informações.





Figura 27. (A) Depressão em situação seca. (B) Depressão do terreno preenchida por grande volume de precipitação.

Comenta-se ainda que tais depressões tendem a diminuir o escoamento superficial ao longo da bacia, motivando a infiltração de boa parte do volume precipitado. Nesses casos, escoamentos subsuperficiais e subterrâneos desempenham importante papel na resposta da bacia a eventos.

O IC proposto por Cavalli et al. (2013) é definido como um índice estrutural, partindo do conceito de que o trajeto do transporte de sedimentos pela água é determinado por características topográficas, como declividade e rugosidade da superfície. No entanto, em áreas planas a conectividade ou desconexão entre características da paisagem é controlado por outros fatores além da topografia (FRYIRS et al., 2007; KALANTARI et al., 2017) e, portanto, a abordagem funcional recebe maior protagonismo na representação da conectividade nessas áreas.

A Figura 28. demonstra o mapa de conectividade em relação ao canal, apresentando notavelmente um comportamento distinto da conectividade em relação ao exutório da bacia. Como esta aplicação tende a descrever o potencial de interação das encostas com o canal, em geral, a distância do pixel até o ponto de interesse é menor. Dessa maneira, a declividade exerce o papel de controle da conectividade e as áreas mais planas apresentaram um grau de conectividade suavizado. Novamente, ressalta-se que pelo índice ser exclusivamente estrutural, a conectividade nas regiões mais planas acabam

sendo pouco representativas, visto que as condições funcionais estão tendo maior influência no (des-)acoplamento da área (KALANTARI et al. 2017).

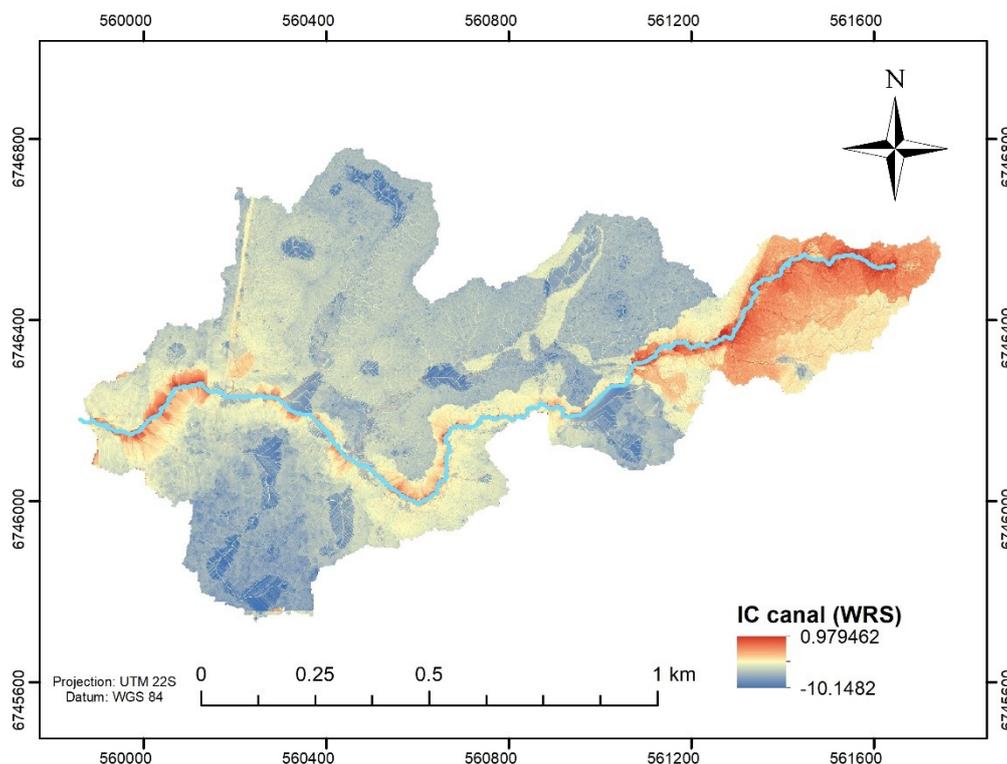


Figura 28. Conectividade Estrutural em relação ao Canal com impedância RS.

Os valores do IC_{canal} variam de 0,97 a -10,14 (média -7,2; DP 1,24). As áreas com maior grau de conectividade estão associadas a questão de disponibilidade de sedimento, devido a classe de uso do solo e a regiões de maior declividade, devido ao potencial de interação entre as encostas e o canal.

Contudo, é preciso ter cautela quando se sugere que estas regiões são facilmente conectadas. Embora a região leste da bacia tenha um grande potencial de desagregação do solo, o canal possui menor capacidade de transporte nessa parcela da bacia. Nesse caso, embora se sugira um maior aporte de sedimento ao canal, isso não necessariamente revela uma maior produção de sedimentos no extutório. Na área mais oeste da bacia, onde há maior grau de conectividade, a declividade entre a encosta e o canal é o fator determinante.

A aplicação do índice utilizando o canal como referência se refere a conectividade lateral, também reportado por Bolatti e Cavalli (2020). Contudo, isso só é possível porque a rede de drenagem está bem representada na bacia do arroio Baio. Com isso, em regiões onde há uma grande variação da rede de drenagem ou uma densidade de drenagem

extensa, a verossimilidade da densidade de drenagem é de extrema importância para não se subestimar o grau de conectividade da bacia.

A Figura 29 demonstra as duas regiões de maior grau de conectividade, evidenciando as questões de controle de transporte e disponibilidade de matéria.

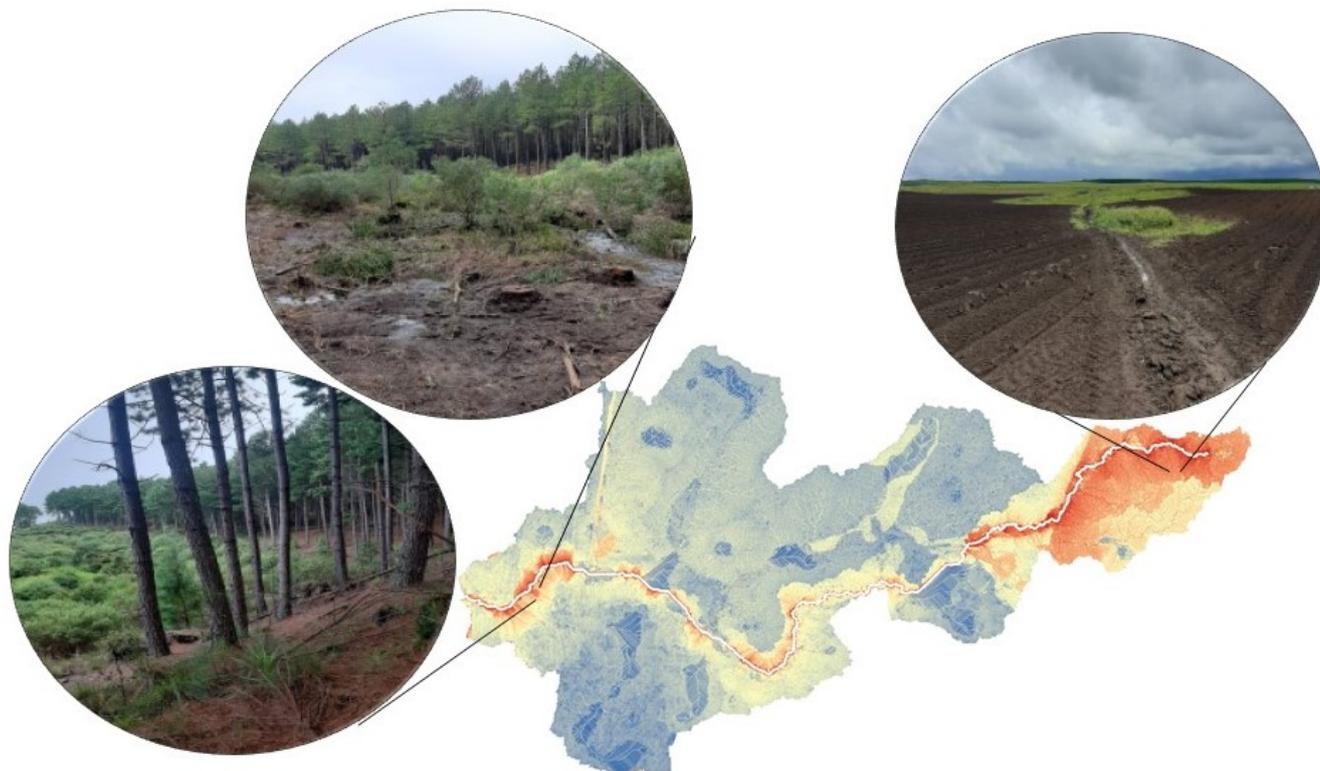


Figura 29. Regiões de maior IC_{canal} com impedância RS.

5.2.2 ESTIMATIVA DA CONECTIVIDADE EM CAMPO (FIC)

Foi realizada a estimativa do FIC para dez pontos de interesse, os quais estão situados em diferentes condições topográficas e de classes de uso do solo (Figura 30). Assim como observado anteriormente, o FIC determinou a parte de floresta nativa, ao sudeste da bacia, como região mais desconectada, tendo um valor de conectividade de campo igual a 10. O índice de campo também apontou significativa conectividade na região leste da bacia (FIC = 45) e no potencial de conexão entre as encostas mais declivosas (FIC = 57.5) (observados na Figura 29). A Tabela 4 exhibe os valores de conectividade de campo e o correspondente valor de IC no pixel observado.



1. Encosta-canal

2. Depressão do Terreno (*Sink*)

3. Concavidade do terreno.

4. Depressão do Terreno (*Sink*)5. Depressão do Terreno (*Sink*)

6. Arroio

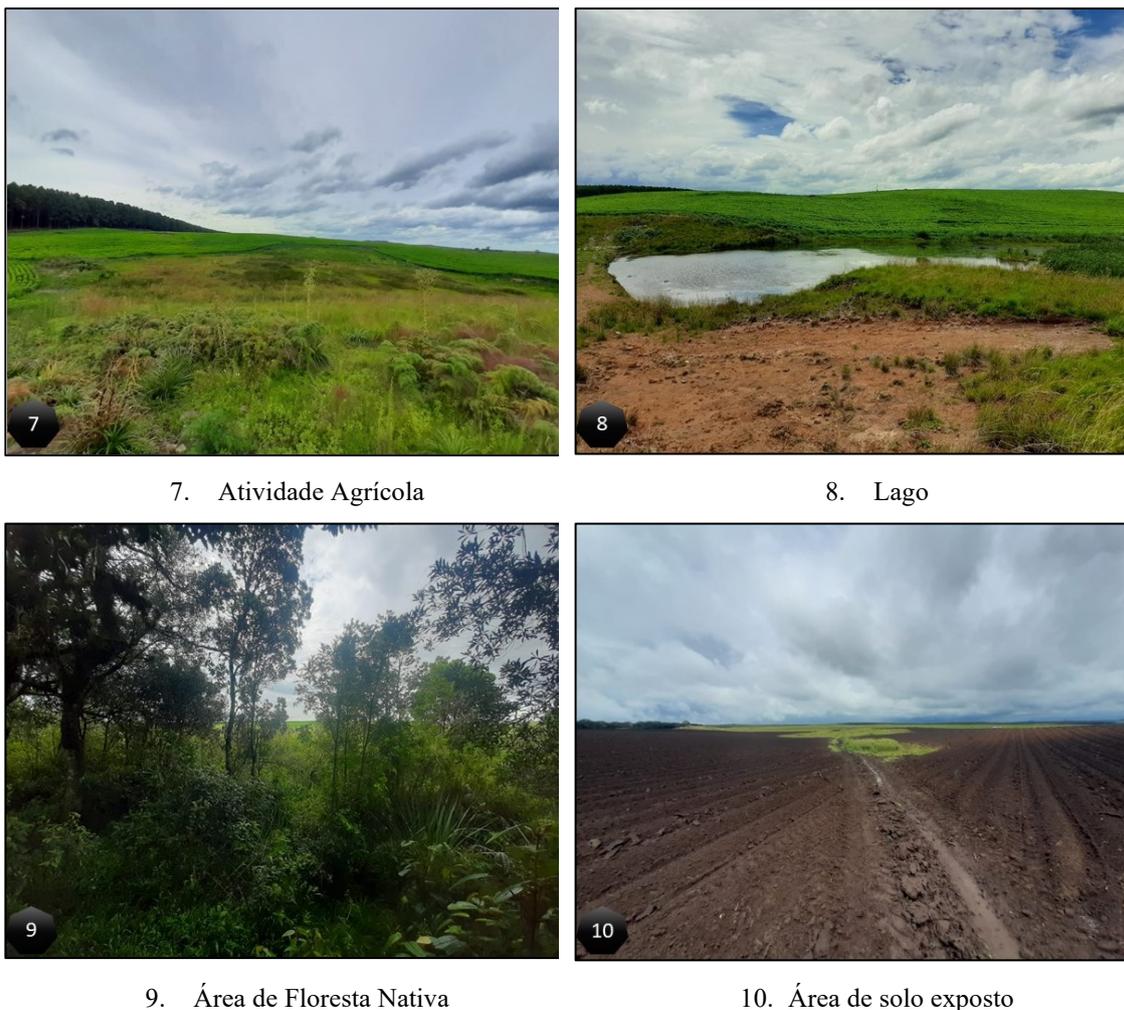


Figura 30. Pontos em que foi estimado o FIC

Tabela 4. Valores de índice de conectividade de campo (FIC) e IC

	FIC	IC_{Wrs}	IC_{Wri}
Ponto 1	57,5	-6,5	-6,6
Ponto 2	27,5	-8,3	-11,7
Ponto 3	40	-7,5	-7,8
Ponto 4	27,5	-9,7	-12,1
Ponto 5	12,5	-10,2	-12,7
Ponto 6	45	-9,4	-11,8
Ponto 7	35	-7,5	-8,2
Ponto 8	22,5	-9,8	-11,5
Ponto 9	10	-10,4	-12,8
Ponto 10	45	-7,2	-9,2

Com o levantamento da conectividade em campo é possível evidenciar ainda mais o peso que cada índice deu aos elementos da paisagem (Os valores de FIC podem ser visualizados com mais detalhes no APÊNDICE). Em relação ao W_{RI} , percebe-se que para

os pontos levantados em grandes depressões (ponto 2, 4, 5, 9) os valores de conectividade são significativamente menores, indicando que especialmente a conectividade estrutural condiciona o transporte de matéria na região. Embora essas regiões também apresentem valores menores na simulação com W_{RS} , a variação do grau de conectividade entre as áreas é consideravelmente menor. Outra principal diferença é verificada no ponto 10, em que para o W_{RI} a grande distância da região em relação ao exutório aparentemente subestimou a conectividade.

Tendo em vista que as estimativas realizadas com o FIC permitem uma validação dos valores de índice de conectividade, é possível realizar inferências referente a conexão de determinadas regiões em virtude de eventos de chuva conhecidos. Com base nisso, fez-se uma exploração em campo em um evento com tempo de retorno de 10 anos (chuva acumulada de 120 mm em 24hr). Nessa ocasião foi observado que a região do ponto 2 não estava conectada, ou seja, não havia interação superficial entre a região e o canal/exutório. Dessa maneira, generalizando os valores de FIC no espaço, determina-se que valores de $FIC < 27,5$ ($IC_{WRS} = -8,28$; $IC_{WRI} = -11,7$) estão desconectados em eventos de precipitação de 120mm na bacia do arroio Baio. Neste mesmo evento, o ponto 6 teve significativa contribuição, sugerindo que regiões $FIC > 45$ ($IC_{WRS} = -9,4$; $IC_{WRI} = -11,8$) estão inteiramente conectadas em eventos dessa magnitude. A Figura 31 exibe os valores comparativos de FIC, IC_{WRS} e IC_{WRI} sugerindo os pontos que estão conectados, parcialmente conectados e desconectados em um evento de chuva de 10 anos de tempo de retorno.

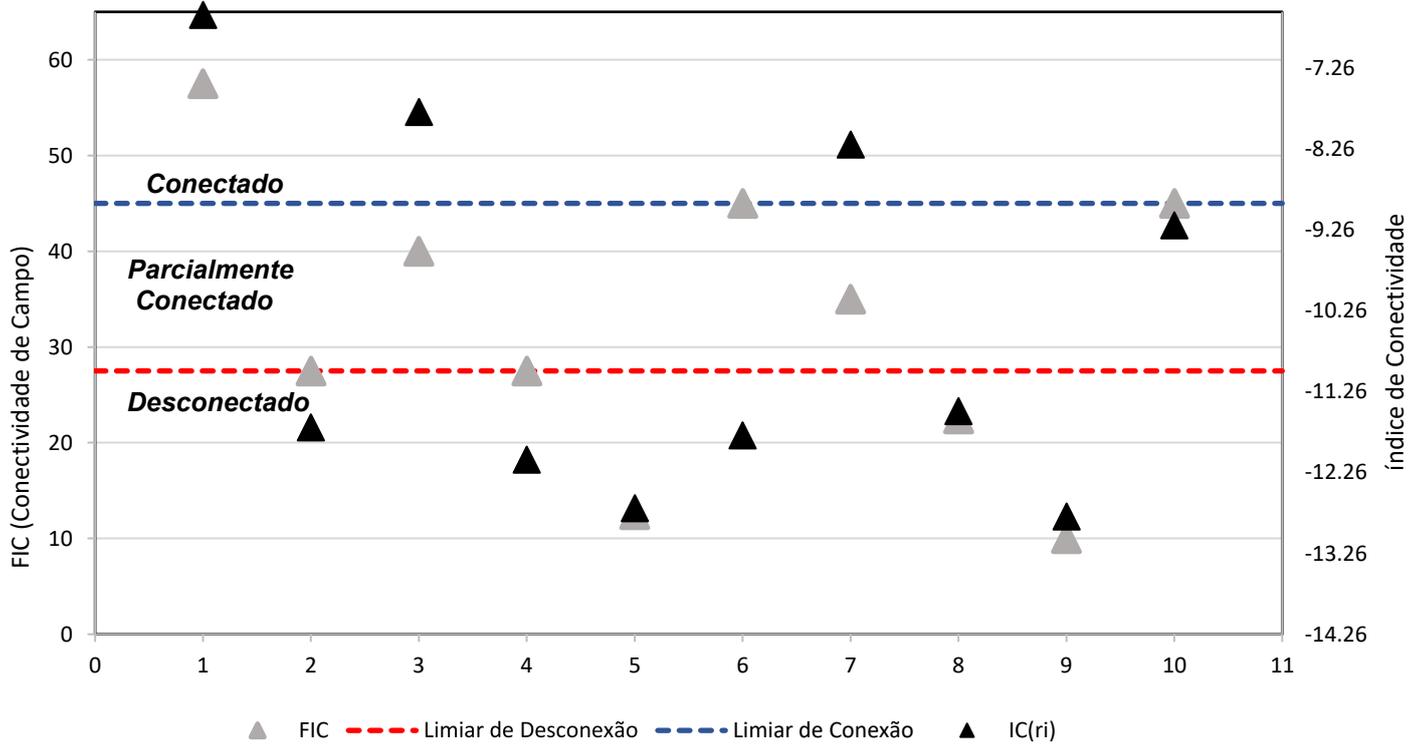
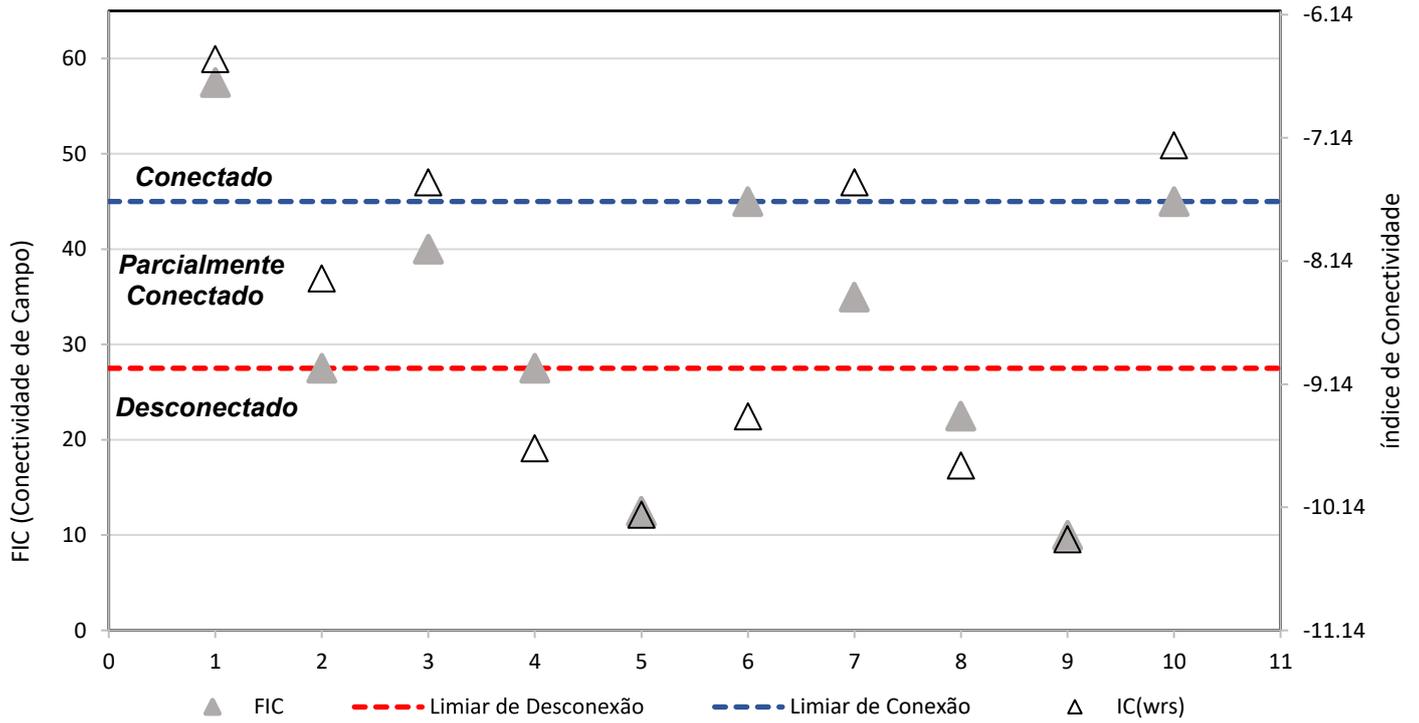


Figura 31. Valores comparativos de conectividade a partir do FIC e das simulações utilizando o índice de conectividade estrutural.

A partir da regressão linear entre os dados simulados pelo IC e os valores estimados pelo FIC foi possível determinar limiares de conexão e desconexão para um evento observado e espacializar essas informações para toda a bacia. A tabela a seguir exhibe as equações e os limiares de IC_{WRS} e IC_{RI} obtidos com as observações em campo.

Tabela 5. Definição dos limiares de conectividade para um evento conhecido na Bacia do arroio Baio

	Regressão	Limiar de Conexão	Limiar de Desconexão
IC_{WRS}	$IC = 0,0774 * FIC - 11,14$	-7,657	-9,0115
IC_{RI}	$IC = 0,1184 * FIC - 14,26$	-8,931	-11,003

A Figura 32 exhibe a estimativa espacializada das regiões potencialmente conectadas na bacia do arroio Baio em um evento observado. Os mapas evidenciam quais são as regiões mais potencialmente ativas na transferência de sedimento e água na bacia no evento considerado. A partir de observações de outros eventos de chuva, é possível evidenciar a variação das principais fontes de sedimentos e as ligações entre elas, possibilitando estipular a variação da cascata de sedimentos em função da magnitude do evento (COSSART et al. 2018).

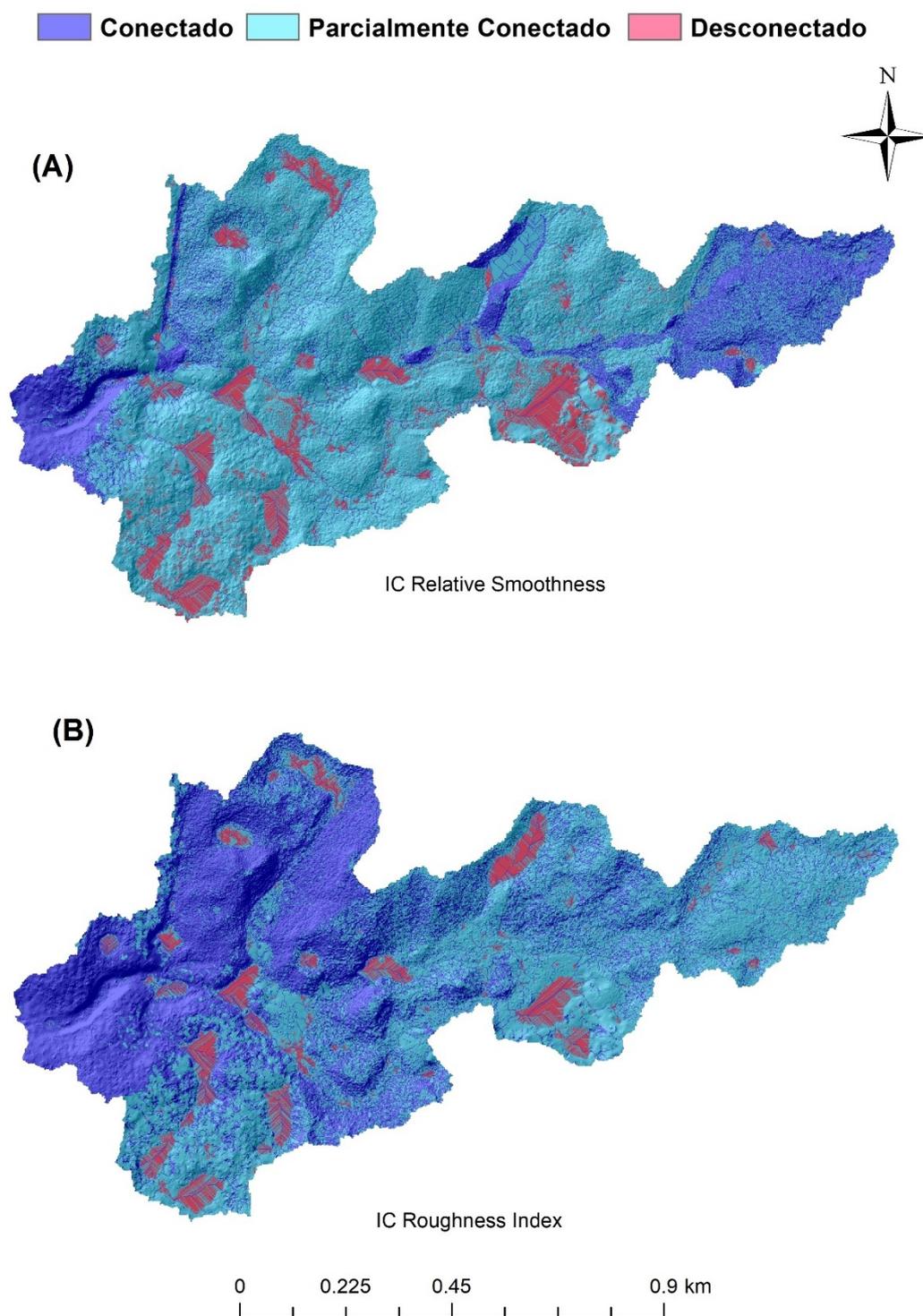


Figura 32. Conexão da bacia do Arroio Baio com o exutório em função de um evento de chuva com tempo de retorno de 10 anos. (A) IC_{WRS} classificado pelo FIC (B) IC_{RI} classificado pelo FIC

Em primeira instância, pode-se dizer que o transporte de sedimento está associado a trajetórias pequenas, sugerindo que seja necessária pouca energia para que exista alta conectividade entre a maioria dos elementos da paisagem com ponto de interesse. Entretanto, com as observações em campo, é possível afirmar que as questões de

conectividade hidrossedimentológica na bacia estão intimamente associadas a zonas de cobertura (*blankets*) e grandes depressões (*sinks*). Assim, embora os índices tenham coerência com os pontos observados, ambos aspectos são subestimados na estimativa da conectividade a partir de elementos estruturais apenas.

As zonas de cobertura acabam atenuando o impacto que a chuva e o escoamento superficial teriam no desprendimento e transporte de matéria. Na bacia do arroio Baio, quem atua dessa maneira é a serrapilheira. Na qual, devido ao acúmulo de matéria orgânica (e. g. folhas e galhos) forma uma grande camada, que suaviza a topografia e reveste a superfície do solo. A Figura 33 demonstra o papel da serrapilheira no revestimento da paisagem.



Figura 33. Serrapilheira como elemento de cobertura do solo (*blanket*).

Considerando a grande influência da serrapilheira nas interações superficiais e subsuperficiais de geração e transporte de água e sedimento, pode-se dizer que ela atua tanto no processo de interceptação, quanto como pequenas barreiras, que restringem a sequência do escoamento. Ainda assim, levando em conta as características observadas, essas zonas de cobertura (*blankets*) não são considerados elementos que desconectam áreas de contribuição efetiva, mas sim ditam a força de acoplamento entre os compartimentos da paisagem. Pode-se considerar que esse elemento limita essencialmente a conectividade lateral, onde o grau de conectividade entre a encosta e o canal são reduzidos.

Por fim, como destacado no artigo desenvolvido por Borselli et al. (2008), a relação entre os valores de IC e FIC é exclusivo da área de aplicação, visto que as condições estruturais e, especialmente, as especificidades do evento determinam as questões de acoplamento e desacoplamento. Além disso, considerando o contexto da bacia do Arroio Baio, que possui precipitações bem distribuídas e múltiplos usos do solo, considerações estruturais negligenciam inúmeros processos de grande relevância, tal como a dinâmica de água no solo e a variabilidade temporal e espacial da precipitação.

5.3 ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICO

5.3.1 LÂMINA DE ESCOAMENTO PELO MÉTODO DA CURVA NÚMERO (CN)

Uma das principais variáveis funcionais adicionadas ao índice de conectividade foi a lâmina de escoamento. Esse dado de entrada é obtido a partir do método da curva número, que define a lâmina da água (m) gerada em cada pixel da bacia em função de um evento de chuva. Em geral, procura-se captar a variabilidade de geração de escoamento superficial e evidenciá-la na influência da dinâmica da conectividade hidrossedimentológica da bacia.

Como existiu o interesse de realizar a representação da conectividade de eventos monitorados, buscou-se aproximar os resultados das simulações com os monitorados. Para isso, foi realizada a comparação entre o volume total do escoamento superficial, determinado a partir dos dados medidos, e o escoamento superficial calculado pelo método. A variabilidade do valor de CN, ajustado para os eventos de interesse, representa características de umidade antecedente. O valor médio do CN para a situação de AMC_I foi de 59, de AMC_{II} 71 e AMC_{III} 81. Para todas as simulações foi utilizado 20% de perdas iniciais (I_a). A Figura 34 exibe os valores de CN distribuídos na bacia para as três situações de umidade antecedente.

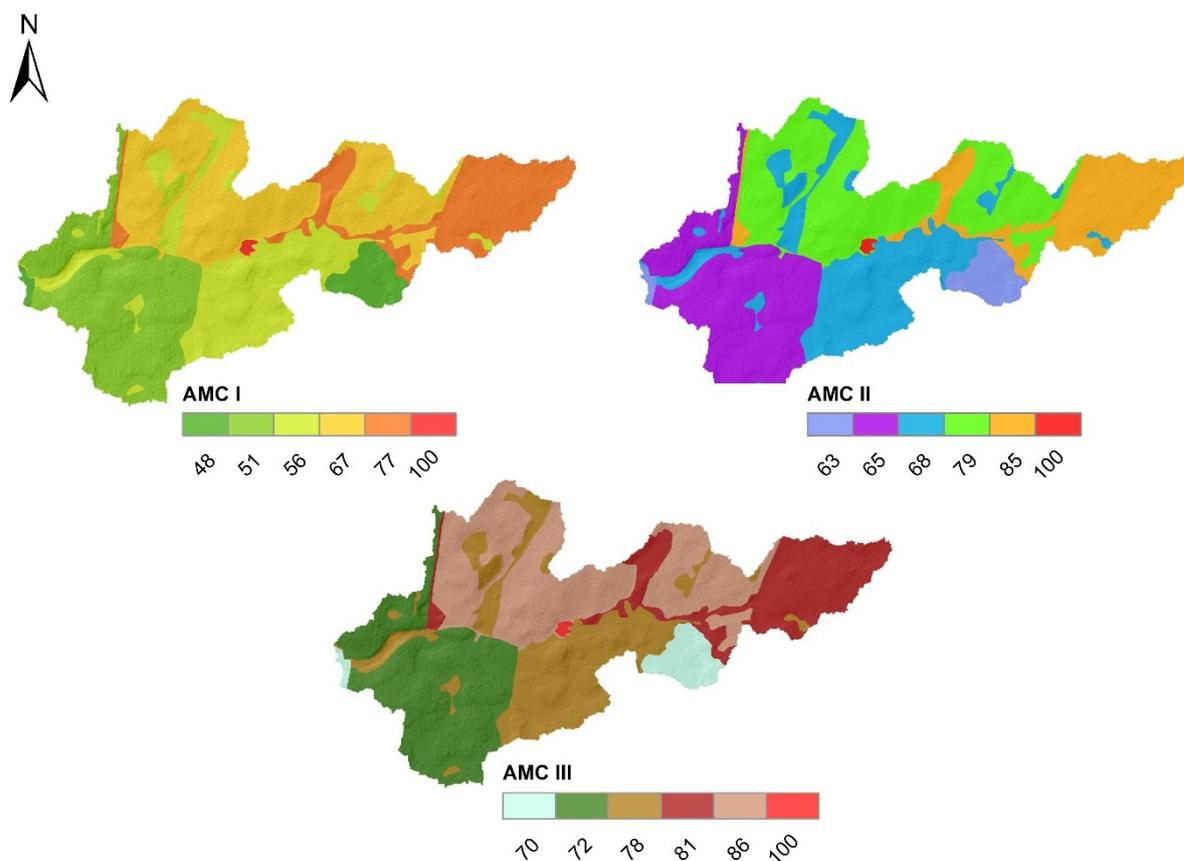


Figura 34. Classificação do CN de acordo com cada classe de uso do solo e condições de umidade antecedente.

Na Tabela 6 encontra-se os eventos simulados e a respectiva eficiência das simulações em representar o volume do escoamento superficial. Importante ressaltar que dentro dessas comparações existem inúmeras incertezas, tanto aquelas intrínsecas às simplificações existentes no método CN quanto a questões de limitações nos métodos de separação de escoamento.

Tabela 6. Avaliação dos eventos representados

Evento		Simulado			Monitorado		Erro Relativo Esc. Superficial
Data	Precipitação (mm)	AMC	Volume CN (m ³)	Volume total (m ³)	Volume Esc. Base (m ³)	Volume Esc. Superficial (m ³)	
1 (13/06/2020 - 14/06/2020)	22,6	II	890,4	10743,9	9736,4	1007,4	-13%
2 (12/08/2020 - 14/08/2020)	52,6	I	3589,7	17626,2	14398,6	3227,6	10%
3 (14/08/2020 - 18/08/2020)	28	III	2457,1	30587,2	28256,6	2330,6	5%
4 (06/09/2020 - 08/09/2020)	37,4	I	1215,2	8778,8	7271,7	1507,1	-24%
5 (02/10/2020 - 08/10/2020)	55,2	III	13980,1	54457,9	43715,2	10742,8	23%
6 (26/10/2020 - 30/10/2020)	41,8	I	1709,8	14961,4	13725,8	1235,5	28%
7 (28/11/2020 - 30/11/2020)	49,8	II	8338,5	23738,5	18177,5	5561,1	33%

Avaliando as simulações, é possível perceber coerência entre os eventos simulados e observados, sendo em média o erro relativo de 9%. Os erros mais consideráveis ocorreram nos eventos 6 e 7, onde o volume do escoamento superficial foi superestimado. Estes erros podem estar principalmente associados as questões de saturação da bacia, considerando as precipitações nos últimos cinco dias as condições de umidade antecedente podem estar sendo subestimadas. Além disso, a bacia do arroio Baio apresenta inúmeras depressões naturais, as quais podem amortecer ou armazenar o escoamento superficial por um período maior que o do evento.

Contudo, tendo em vista que este é um parâmetro de entrada do índice, o principal intuito da simulação de geração de escoamento superficial é representar a variabilidade de energia disponível para transportar os sedimentos até o exutório em escala de evento. Considera-se que a coerência entre as simulações e os dados observados foi capaz de

captar a resposta da bacia a eventos de diferentes magnitudes. A Figura 35 exibe a concordância dos dados simulados e observados.

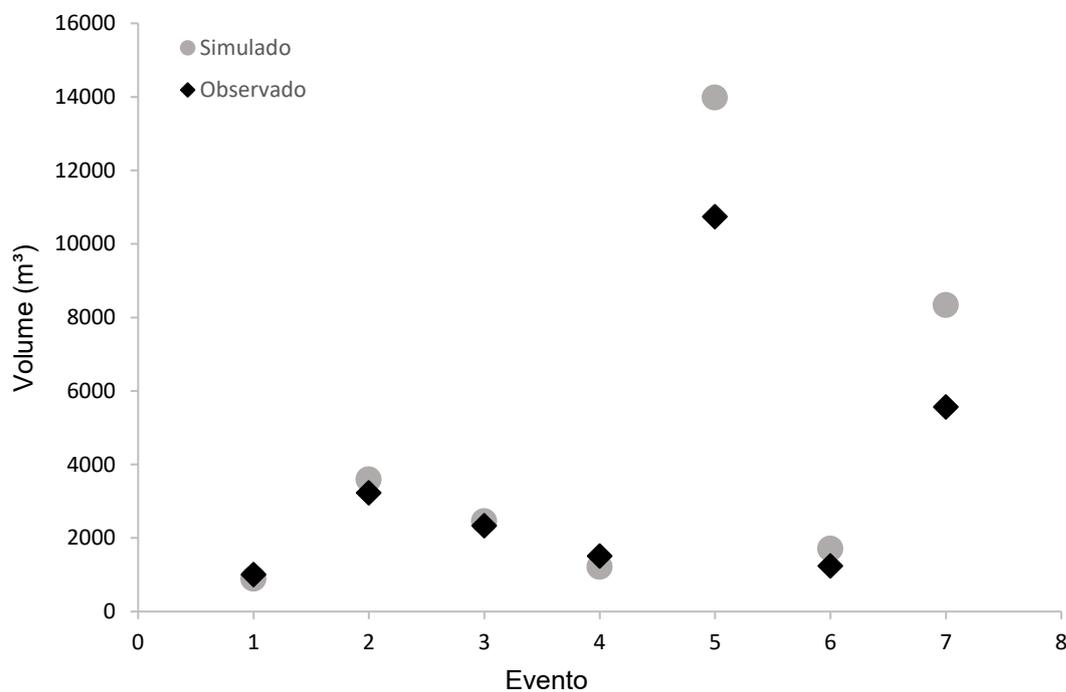


Figura 35. Comparação dos eventos a partir dos volumes estimados e observados.

5.3.2 ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICO APLICADO A EVENTOS

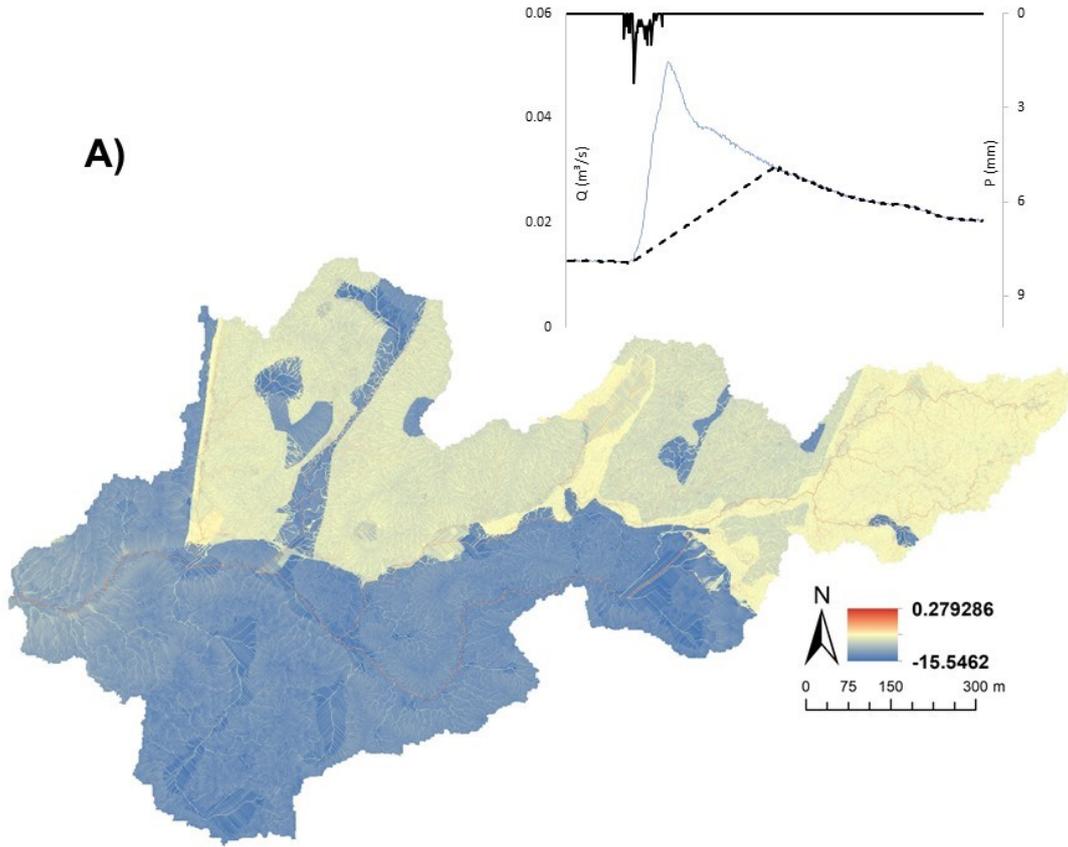
A parte estrutural da conectividade responde importantes questões acerca da facilidade de acoplamento de cada compartimento da paisagem. Contudo, como processos internos (e.g infiltração, interceptação e escoamento superficial) desempenham importante papel na conectividade hidrossedimentológica, aspectos funcionais são indispensáveis na análise (FORTESA et al. 2021). Para buscar avaliar informações de processos e temporalidade, aplicou-se o IHC em escala de bacia para 5 eventos monitorados. A Tabela 7 exibe as informações específicas de cada evento.

Tabela 7. Dados dos eventos simulados e observados

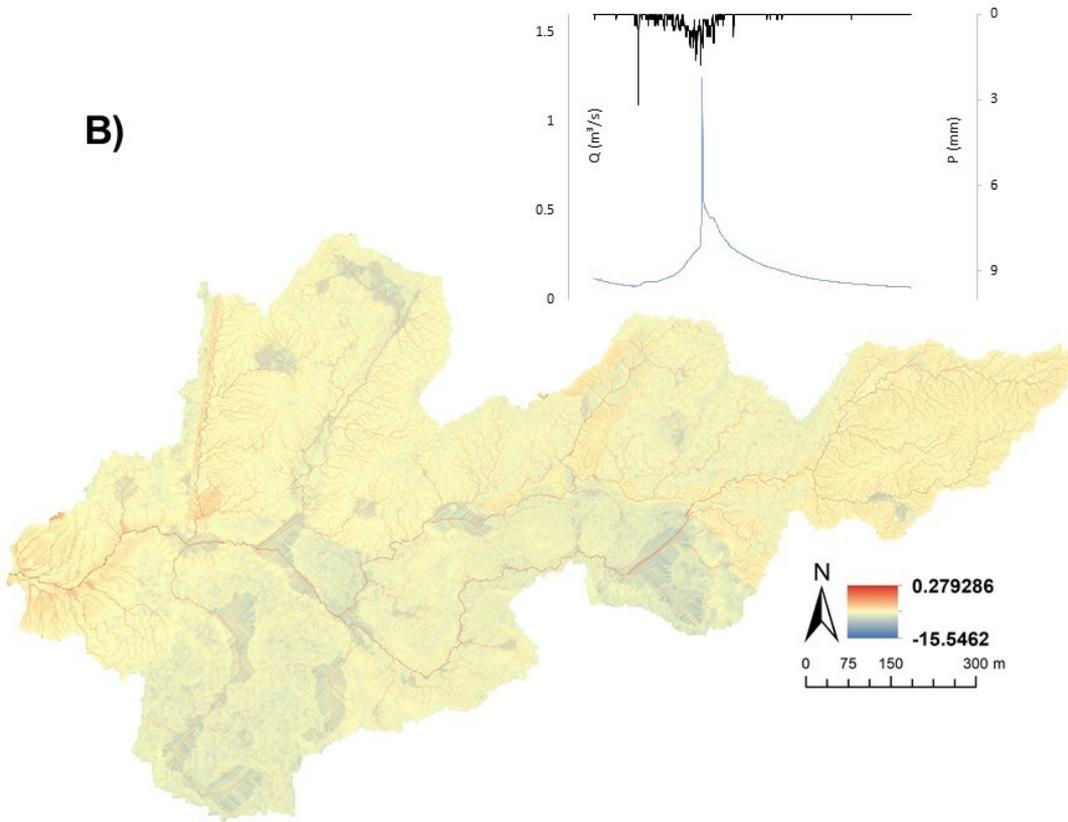
Evento	IHC _{máx}	IHC _{min}	IHC _{méd}	Desvio Padrão	Q _{máx} (L/s)	Volume (m ³)	P _{acum} (mm)	IPS
a	-1,09	-15,55	-11,07	2,53	87,7	10743,8	22,6	58,2
b	-0,12	-10,46	-7,86	0,97	1314,2	71214,2	120,6	20,8
c	-1,77	-12,98	-9,81	1,04	149,1	30587,6	26,2	6,09
d	-0,35	-15,38	-9,03	1,66	130,6	17626,6	62,6	86,7
e	0,27	-10,22	-7,53	0,96	346,2	54547,9	48,2	157,4

O evento *A*, que teve a menor precipitação apresentou o menor grau de conectividade (méd = -11,64), como esperado. Considerando-se o volume de chuva do evento exclusivamente, poderia se afirmar que a conectividade entre o evento *A* e o evento *C* (méd = -9,81) é extremamente similar. Contudo, o evento *C* teve um evento antecedente com uma precipitação aproximada de 60mm, que embora tenha ocorrido uma recessão parcial do hidrograma, contribuiu significativamente com a saturação da bacia. Lidando com a conectividade hidrossedimentológica e os processos que estão atuando na bacia do arroio Baio, ressalta-se a importância que eventos antecedentes têm tanto na parte mais leste da bacia, onde estes eventos propiciam uma maior disponibilidade de sedimento, quanto na saturação das regiões bloqueadas por pequenas depressões e grande revestimento de matéria orgânica. Isso é perceptível quando se avalia os valores de IHC em comparação aos dados monitorados, onde a relação da conectividade está mais associada ao volume e pico do hidrograma do que a precipitação. Isso também é evidenciado quando se compara os eventos *D* e *E*, que embora os volumes de chuva não sejam significativamente diferentes, configurações dos eventos antecedentes ditam o grau de conectividade. A Figura 36 exibe o resultado das simulações, evidenciando as singularidades de cada evento.

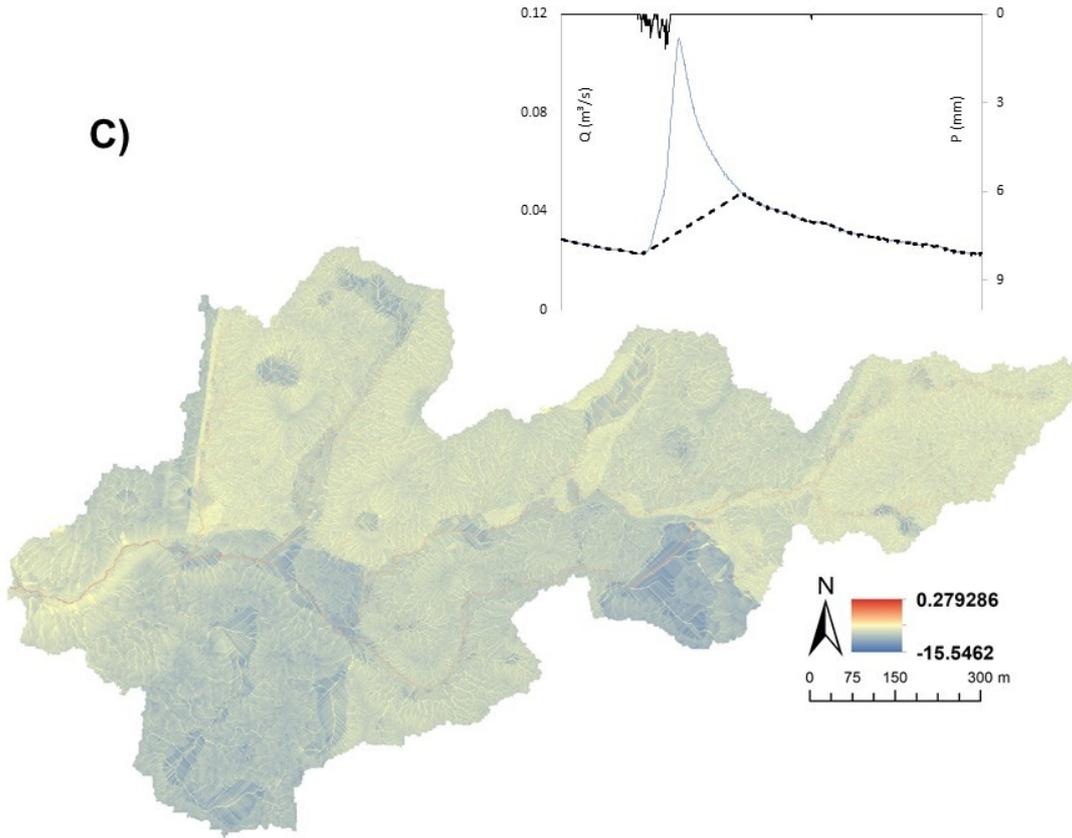
A)



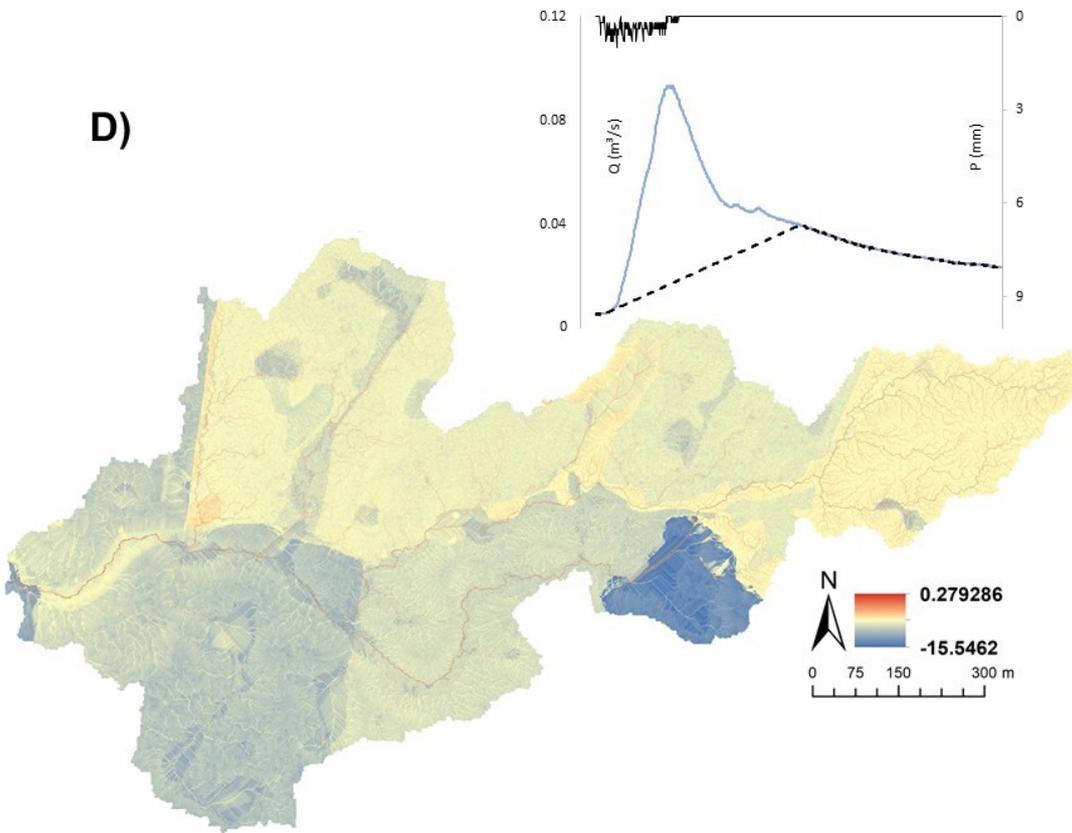
B)



C)



D)



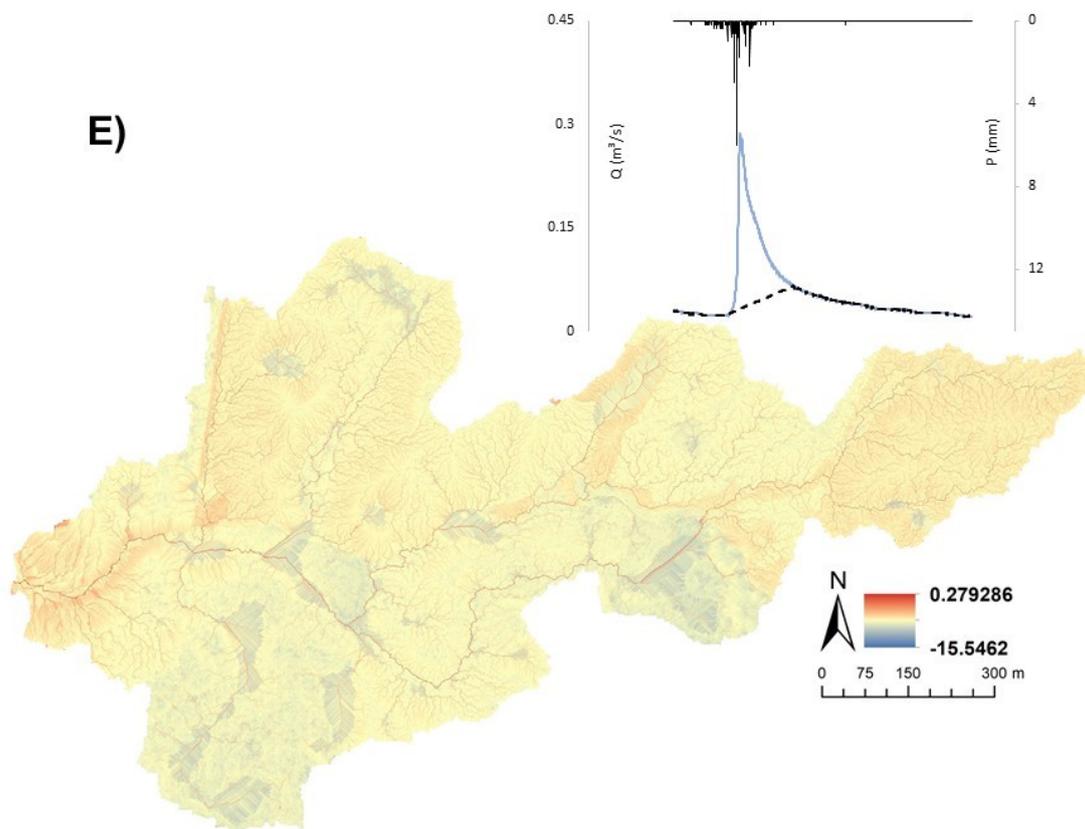


Figura 36. Resultados do IHC aplicado aos eventos observados

Há uma forte correlação positiva entre a magnitude dos eventos hidrológicos e a produção de sedimentos (Hu et al., 2019; Tuset et al., 2016), assim como a dinâmica de sedimento está relacionada com os processos de geração escoamento (FORTESA et al. 2021). Em virtude disso os valores médio e máximo de IHC foram comparados com a vazão máxima e o volume total de escoamento de cada evento (Figura 37 e Figura 38)

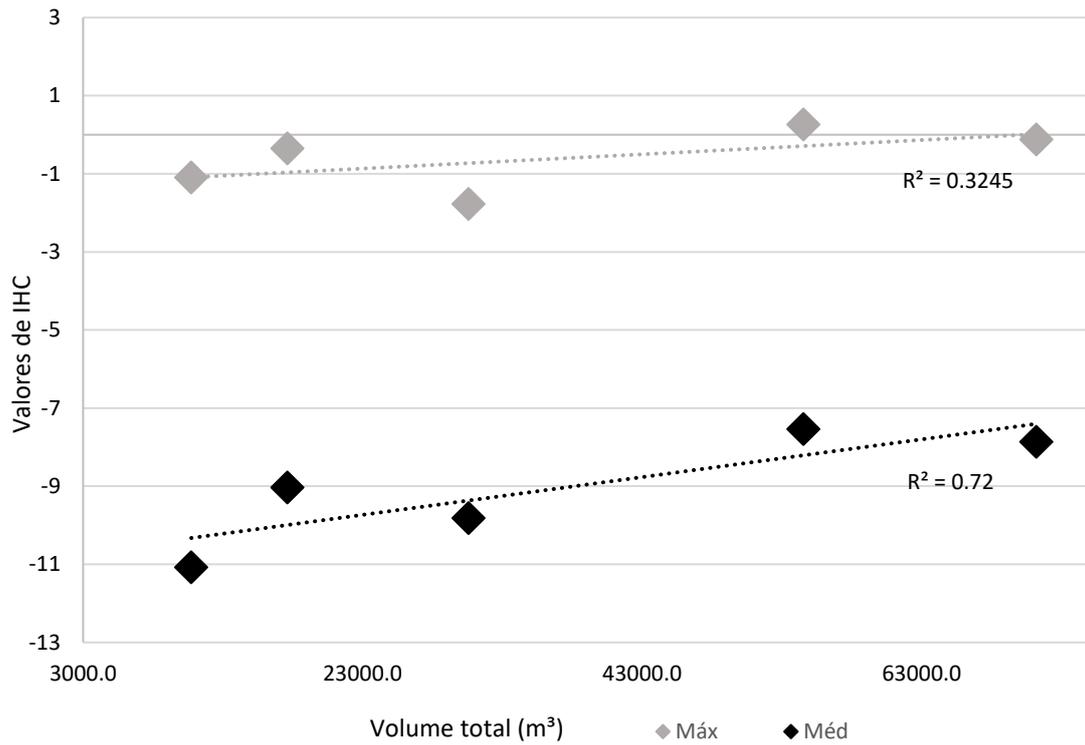


Figura 37. Relação entre os valores de IHC e o volume total observado em cada evento

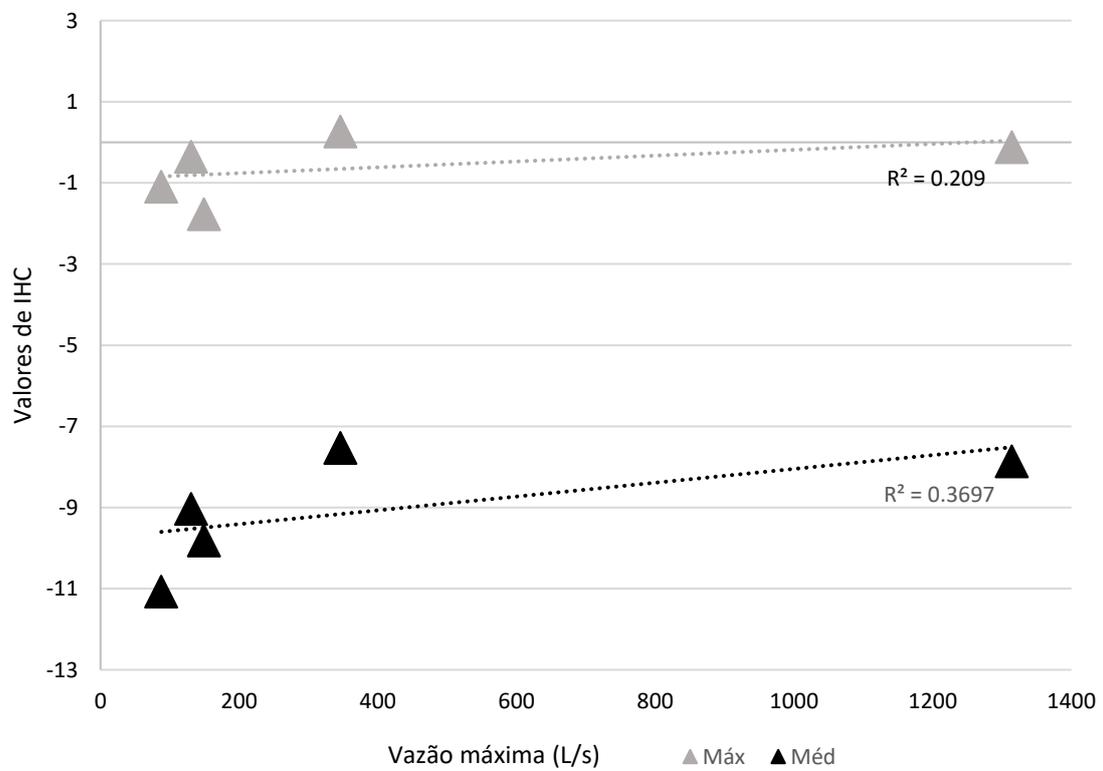


Figura 38. Relação entre valores de IHC e Vazão máxima observada em cada evento

Em geral, a conectividade hidrossedimentológica aumenta quando há um aumento do volume total do escoamento ou na vazão máxima. As correlações ficaram entre 0,2 e 0,7, reforçando o entendimento que questões como o evento antecedente e a intensidade do evento são fatores extremamente relevantes na estimativa da conectividade. Outra questão a ser ressaltada é referente ao protagonismo do *IPS*, onde mesmo existindo grande influência em determinados eventos (e.g. evento *E*) ele não descaracterizou o IHC em relação ao volume total observado.

Essas questões de disponibilidade de sedimento e condições de umidade antecedente ficam ainda mais evidentes quando se observa a densidade de frequência por pixel do grau de conectividade hidrossedimentológica em cada evento simulado. Os histogramas da Figura 39 exibem o comportamento da conectividade na bacia em cada evento, possibilitando uma melhor comparação entre eles. Essas questões do volume e intensidade do evento antecedente se demonstraram extremamente influentes na determinação da conectividade, corroboram com os conceitos apresentados por Cossart et al. (2018), Fortesa et al. (2021) e Philipps et al. (2020).

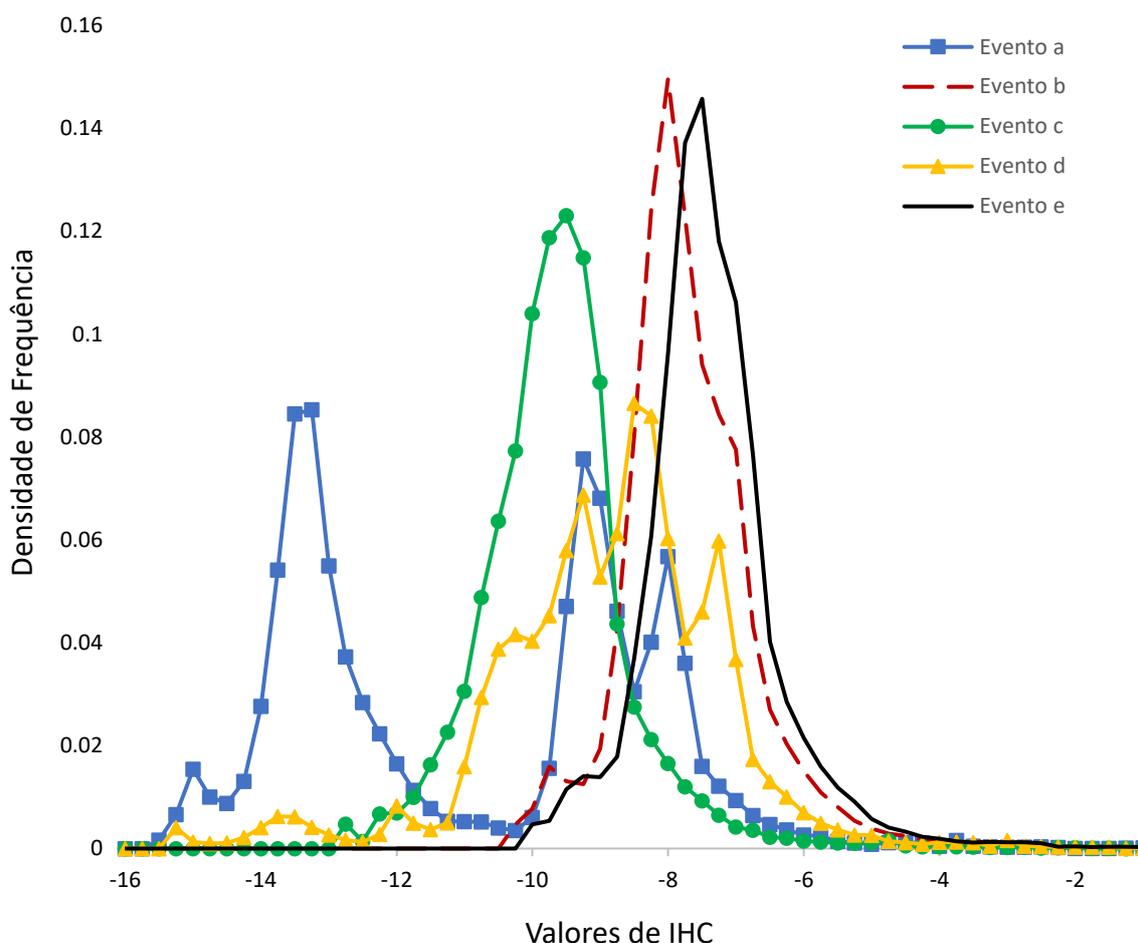


Figura 39 Histograma de frequência do grau de conectividade em cada pixel dos eventos simulados.

Observando os histogramas, comenta-se que os eventos A ($IHC_{\text{méd}} = -11,07$) e D ($IHC_{\text{méd}} = -9,03$) são os eventos em que tiveram regiões que aparentam não estar conectadas. Neste caso, se observa que os histogramas possuem grandes variações ao longo dos valores de IHC. Isso ocorre devido a regiões específicas em que a precipitação não superou a abstração inicial, ou seja, não foi gerado escoamento superficial. Observando as simulações (A) e (D) da Figura 36, ficam evidentes as regiões que não tiveram significativa conectividade com o exutório da bacia, sendo essas regiões marcadas por possuir grande potencial de impedância tanto pela presença de florestas quanto de elementos de cobertura da paisagem (*blankets*). A partir disso é possível afirmar que essas são as regiões onde é preciso uma grande quantidade de energia para gerar distúrbios na cascata de sedimentos.

Quando se compara os eventos *C* e *D* é interessante observar que mesmo que o evento *D* não tenha todas as regiões da bacia contribuindo para o exutório, ele apresenta um grau de conectividade mais elevado. Nesse contexto, a partir das características hidrológicas dos dois eventos, percebe-se que as condições iniciais do evento *C* favoreceram com que uma baixa precipitação resultasse em um volume e vazão máxima significativos. Enquanto as condições iniciais do evento *D* amortecem o volume de chuva e limitam o escoamento superficial. Contudo, nesse caso em específico o peso que cada evento antecedente teve em cada simulação é diferente. Enquanto o evento antecedente da simulação *C* foi marcado por um grande volume e saturação da bacia, o evento antecedente da simulação *D* é caracterizado por ser extremamente intenso. Dessa maneira, o *IPS* recebe grande peso na estimativa da conectividade, onde se considera que no início do evento *D* uma grande quantidade de sedimentos estava disponível ($IPS_D = 86,7$), enquanto no evento *C* boa parte dos sedimentos já haviam sido transportados no evento anterior ($IPS_C = 6,09$). Medeiros e Araújo (2014) também apresentaram esse caso, onde eventos antecedentes de alta intensidade e pequena duração disponibilizam sedimentos à eventos futuros.

Os eventos que apresentaram maior grau de conectividade foram o evento *B* ($IHC_{méd} = - 7,86$) e o evento *E* ($IHC_{méd} = - 7,53$). Embora o evento *E* apresente valores consideravelmente inferiores de vazão máxima e volume, em comparação ao evento *B*, o índice de conectividade hidrossedimentológica estimou um comportamento da conectividade semelhante. O evento *E* é marcado por ter um evento antecedente de magnitude considerável e alta intensidade. Avaliando exclusivamente os dados de conectividade gerados, pode-se afirmar que o evento *E* foi aquele que apresentou maior potencial de produzir e transferir sedimentos até o exutório. Contudo, algumas limitações e pontos pouco explorados na conectividade, até o momento, precisam ser destacados.

Primeiramente, ressalta-se que as simulações do IHC não consideram a exaustão dos sedimentos. Dessa maneira, como reportado por Blanco et al. (2007), em uma sequência de eventos, a produção de sedimento pode ser maior no primeiro pico do hidrograma do que em picos posteriores, mesmo que as magnitudes sejam semelhantes. Isso devido ao esgotamento progressivo dos sedimentos disponíveis para serem transportados. Portanto, embora o *IPS* represente questões importantes de umidade antecedente e disponibilidade de sedimento, em determinadas situações pode estar superestimando a conectividade. Isso porque o *IPS* foi determinado a partir de um único evento antecedente, onde a intensidade do evento tende a ter maior influência no índice

do que em situações que se considera um maior número de eventos. Nesse caso, a semelhança da conectividade entre os dois eventos também pode estar associada a uma superestimativa de disponibilidade de sedimentos (*IPS*), devido ao evento antecedente ao evento *E*.

Além disso, os eventos apresentaram características hidrológicas extremamente distintas. Dessa maneira, certamente os processos influentes na conectividade hidrossedimentológica também são distintos. Além das questões de diferença da magnitude do evento, a maneira como ocorre conectividade de determinadas partes da bacia foi diferente. O evento *E* está especialmente relacionado a contribuição gradual de água e sedimento, a partir da geração de escoamento superficial, apresentando hidrogramas bem definidos. Enquanto no evento *B*, além da contribuição similar ao dos outros eventos, ocorreu a ruptura de uma barreira, que condicionava o grau da conectividade de água e sedimento, esse acoplamento é a principal razão de existir uma diferença tão significativa entre os valores de vazão e volume entre os eventos. Comparações como essas abrem um maior precedente para metodologias que estudam a conectividade a partir de assinaturas hidrológicas, como por exemplo o trabalho desenvolvido por Caviedes-Voullième et al. (2021) que buscaram avaliar a conectividade a partir de análises de hidrogramas e do balanço hídrico.

Nesse contexto, reforça-se que quando ocorre um acoplamento de um elemento que controla a conectividade de uma grande área de contribuição, isso não representa apenas mais água e sedimento no sistema, mas sim uma carga significativa de energia. Deste modo, pode-se dizer que o acoplamento não aumentou apenas a conectividade na região em si, ele também adicionou energia ao sistema resultando em uma maior conectividade hidrossedimentológica em toda a bacia, principalmente a jusante do rompimento. Buscando elucidar o evento *B*, a Figura 40 exibe registros do evento logo após a ocorrência.



Figura 40. (A) Rompimento de barreiro que condiciona o fluxo do Arroio Baio. (B) Evidências do escoamento nas margens do Arroio Baio.

Nesse caso, pode-se dizer que a variabilidade da conectividade está também associada as frequentes alterações de níveis de base locais. Inúmeros elementos da paisagem condicionam o escoamento, considerando eventos de pequena magnitude que não alteram as relações de nível de base, um comportamento similar da conectividade em

cada evento pode ser observado. Contudo, quando eventos de grande magnitude modificam ou superam esses elementos, uma nova condição de equilíbrio do sistema pode se estabelecer (GRAN e CZUBA, 2017). Nesses casos, estimativas da conectividade que caracterizam o estado atual do sistema podem rapidamente perder a utilidade. Com essa perspectiva, alguns trabalhos buscam evidenciar a alteração da conectividade ao longo do tempo devido a eventos de grande magnitude de acoplamento ou de alteração da paisagem (LÓPEZ-VICENTE et al., 2013; ORTÍZ-RODRÍGUEZ et al., 2017; WILSON et al., 2020).

Tendo em vista que este evento ocorreu em uma bacia de pequena escala (0,89 km²), o efeito do acoplamento de maneira brusca fica bem mais evidente, a Figura 41 exibe a resposta da bacia ao evento *B*. Nesse caso, uma das hipóteses é de que a difícil predição da geração e transporte de água e sedimento é resultado desses padrões de ruptura, que em determinados momentos alimentam o sistema e em outros limitam a transferência. Acredita-se também que avaliações com perspectiva de bacias maiores a energia é dissipada por outros elementos, podendo mascarar o potencial de contribuição de água e sedimento desse tipo de dinâmica.

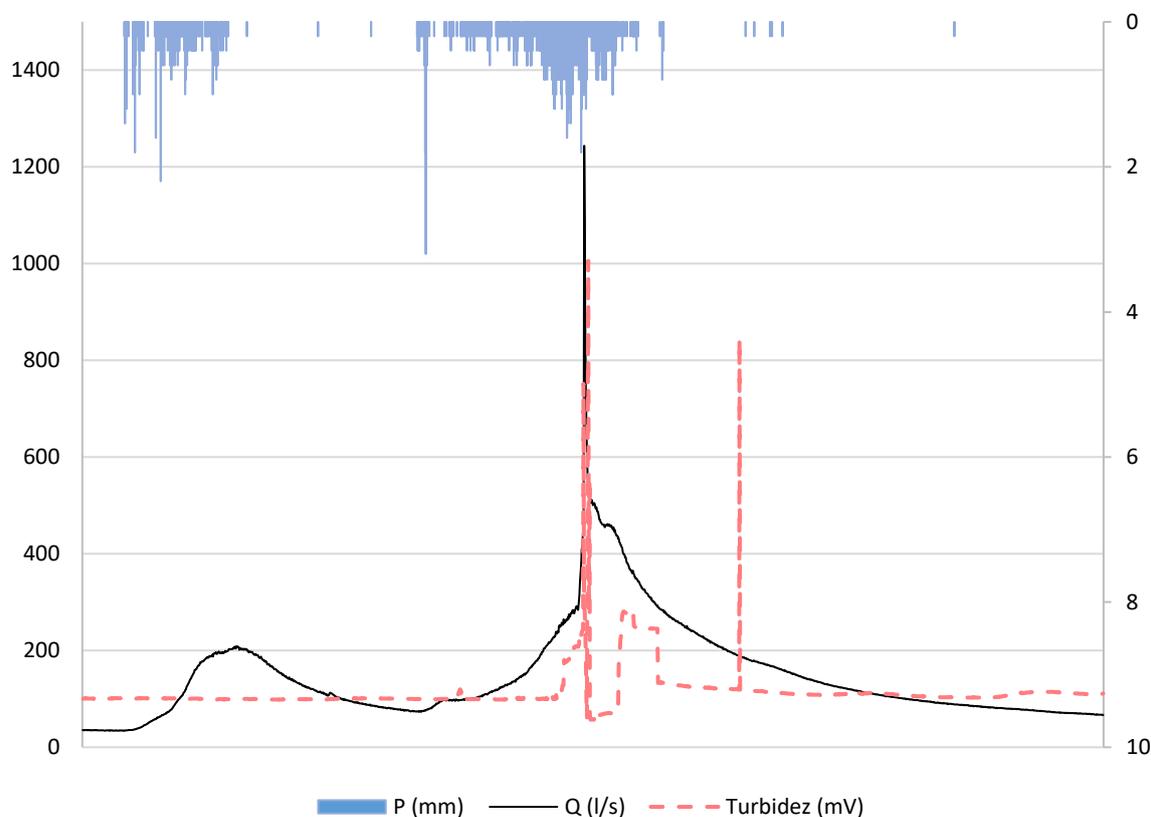


Figura 41. Resposta da bacia do Arroio Baio ao evento B (~ 120mm em 24 horas).

Desse modo, compreender quando e como ocorre o acoplamento de áreas variáveis na bacia é um passo chave para decifrar a complexidade da dinâmica de água e sedimento em eventos de grande magnitude. Sendo necessário encarar que a conectividade hidrossedimentológica não representa apenas um balanço de massa do sistema, mas sim a variação da energia e capacidade de produzir e transportar água e sedimento em uma escala temporal definida, sendo neste caso avaliada por evento.

5.4 ESCALA ESPACIAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE

A organização espacial dos elementos da paisagem vem sendo cada vez mais ressaltada em estudos de produção e transporte de sedimentos (FRYIRS et al. 2012; CAVALLI, et al., 2013). O comportamento da dinâmica hidrossedimentológica é espacialmente dependente das características dos caminhos de fluxo e da localização de elementos controladores da conectividade (COSSART et al. 2018). Nesses casos, dependendo da escala espacial de análise, tanto uma nova gama de processos quanto de elementos da paisagem exerce papel importante na conectividade (VENTE e POESEN, 2005; FRYIRS et al 2012).

Considerando que estudos da conectividade hidrossedimentológica buscam solucionar as questões das relações de escala na produção de sedimento, é de extrema importância que existam inferências referentes as escalas de aplicação das principais ferramentas até então utilizadas. Neste caso, a escolha da escala deve ser relacionada ao tipo de fenômeno e respostas de interesse (CERDÀ et al. 2013;). Entretanto, devido as inúmeras aplicações dos índices de conectividade (HECKMANN et al., 2018; NAJAFI et al., 2021) não é nada intuitivo qual é essa escala espacial, especialmente considerando que os fenômenos expostos são hierarquizados no espaço.

Assim, caso não se compreenda ou ignore limitações impostas no desenvolvimento do índice, aplicações equivocadas tendem a ocorrer. Essa questão é facilmente exemplificada quando se compara os trabalhos desenvolvidos por Cavalli et al. (2013) e Mishra et al. (2019), nos quais as aplicações ocorreram em uma bacia de aproximadamente 10km² e em uma bacia de 52.700 km², respectivamente. Embora os resultados sejam otimistas em ambos os trabalhos, é extremamente necessário evidenciar que tipo de processo está sendo verificado.

Quando analisada a sensibilidade do índice de conectividade, percebe-se que o índice é pouco sensível à área de contribuição (A), quando comparado com as variáveis de distância do caminho de fluxo (d), declividade (S) e impedância (W). Ainda assim, comenta-se que quando está se trabalhando com a conectividade em relação ao exutório da bacia, ao passo que se aumenta a área da bacia as variáveis distância e declividade tendem a desconectar as áreas de cabeceira. A Figura 42 exibe a análise de sensibilidade do índice de conectividade.

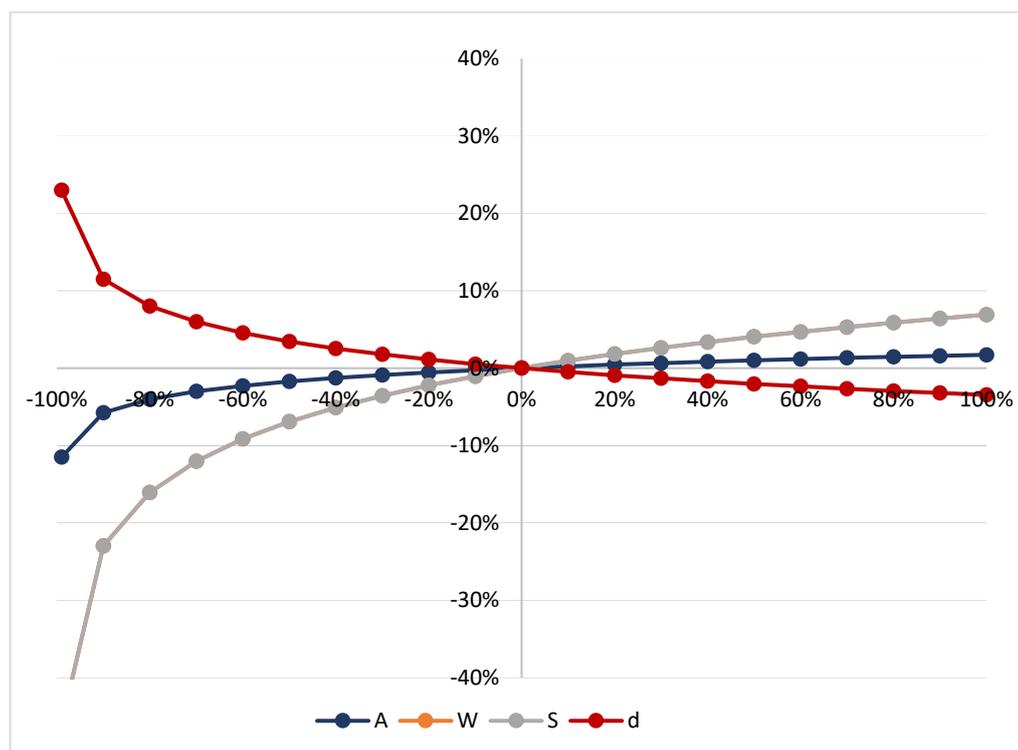


Figura 42. Verificação do peso das variáveis multiplicativas na estimativa do grau de conectividade.

A análise de sensibilidade do índice pondera a influência que o acréscimo da área possui acerca dos valores de conectividade, sendo importante considerar que o acréscimo da área não necessariamente representa um efeito invariável na conectividade. Embora o acréscimo da área também resulte em maiores distâncias dos caminhos de fluxo, a declividade e a resistência do escoamento não necessariamente seguem a mesma tendência.

No contexto de uma grande bacia podem existir zonas específicas que correspondem a elementos importantes de conexão e desconexão, devido sua característica geomorfológica ou localização estratégica na paisagem (COSSART et al., 2018). Nestes casos, ao passo que o tamanho da bacia aumenta o índice tende a amortecer e desconectar regiões que estão distantes do exutório, mas que podem ser frequentemente

ativadas na cascata de sedimentos. Tendo em vista as cabeceiras situadas no Planalto dos Campos Gerais, tal como o arroio Baio, embora possa existir uma contribuição efetiva na produção de sedimentos, em uma janela de escala espacial maior (e.g bacia do rio Mascarada), o índice tende apontar como regiões com baixo grau de conectividade.

Foi realizada simulações do IC utilizando subbacias do Arroio Baio (Figura 43), as estimativas de conectividade demonstraram que quanto maior a área de contribuição menor o grau de conectividade, essa questão também foi apresentada por Bradirnoni et al. (2015). Primeiramente, constata-se que o efeito do aumento da área no índice de conectividade teve um efeito semelhante ao da razão de aporte de sedimentos. Bradirnoni et al. (2015) justificaram que a redução da conectividade, vinculada a área da bacia, está associada a uma declividade média mais baixa e uma maior quantidade de locais de armazenamento entre as fontes de sedimento e o exutório da bacia. De fato, essas são questões chave na compreensão da variação da conectividade e dos processos envolvidos, tal como destacado por VENTE e POESEN (2005). Contudo, para essa área de estudo em específico esta não é uma regra geral. A bacia do arroio Baio é localizada em um planalto e representa a cabeceira de uma bacia localizada nas escarpas da serra geral, que se caracterizam por serem significativamente declivosas. Nesse caso, com o aumento da área as estimativas de conectividade tendem a aumentar, visto que a região possui uma maior declividade média e as depressões naturais são menos presentes. Por fim, alerta-se que valores médios tendem a ocultar importantes informações, isto é, mesmo que os valores globais da conectividade estejam explicando importantes processos, inúmeras fontes de sedimentos podem estar sendo negligenciadas.

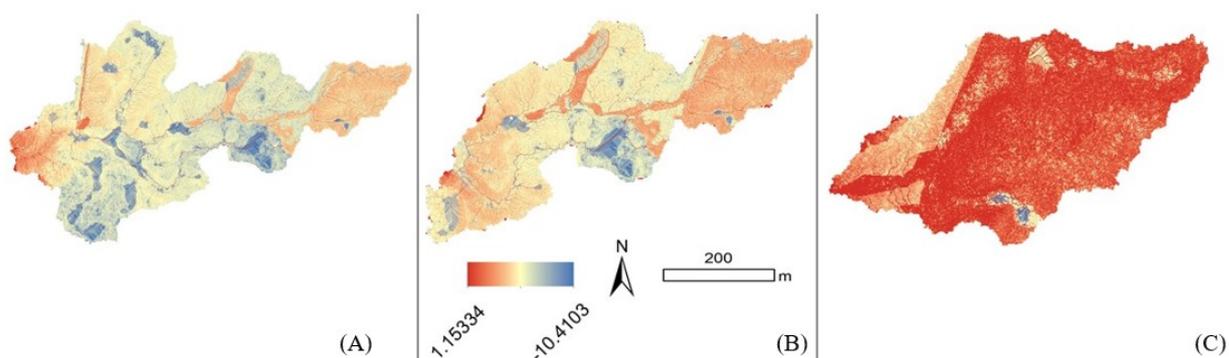


Figura 43. Variação do grau de conectividade em função da área da bacia. (A) área de contribuição 0,89 km²; (B) área de contribuição 0,49 km²; (C) área de contribuição 0,15 km²

Posto isso, acredita-se que para que exista uma comparação entre bacias, a partir do grau de conectividade utilizando o índice, o ponto de interesse deve ser o canal. Dessa forma, a avaliação estará direcionada à conectividade lateral, em que as fontes de sedimentos são mais explícitas e não são mascaradas pela distância e declividade do canal até o exutório. A Figura 44 exibe as simulações em diferentes subbacias, utilizando o canal como ponto de referência da conectividade.

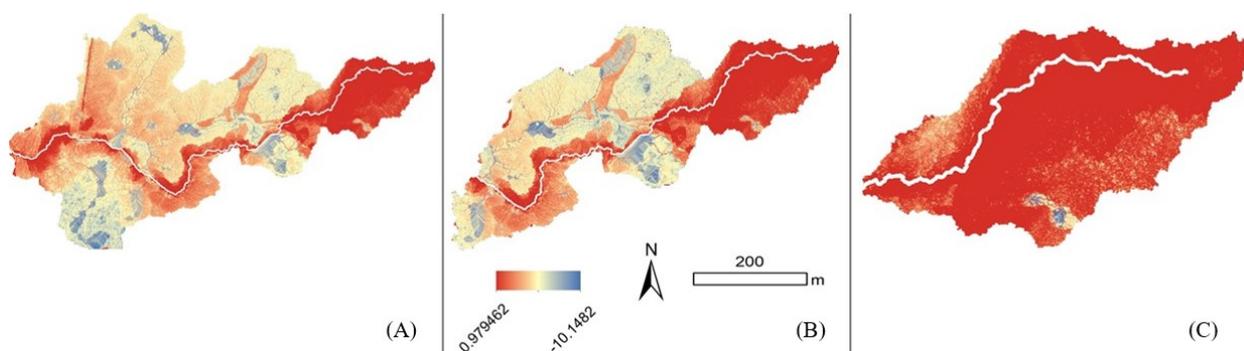


Figura 44. Variação do grau de conectividade em função da área da bacia, utilizando o canal como referencial. (A) área de contribuição 0,89 km²; (B) área de contribuição 0,49 km²; (C) área de contribuição 0,15 km²

As variações de cargas de sedimentos são significativamente maiores que as de água em um canal (WALLING, 2003), contudo, considera-se que quando sedimentos finos são transportados até o canal, esses assumem comportamento do fluxo de água e assim possuem grande probabilidade de chegar ao exutório. Ressalvo situações em que existem barreiras naturais, barragens ou grandes planícies de inundação (PARK et al., 2020; LÓPEZ-VICENTE et al., 2021).

Com a perspectiva de produção de sedimento e avaliando as práticas mais usuais de monitoramento, na qual os sedimentos em suspensão recebem maior atenção, a aplicação do índice com o canal de referência é mais atrativa. Essa questão é válida quando se está considerando sedimentos finos, os quais são transportados em suspensão e compõem a mistura de água e sedimento.

Portanto, buscando trazer resultados mais verossímeis acerca da relação entre a produção de sedimento e a estimativa do grau de conectividade, recomenda-se aplicações dos índices com pontos de interesse bem estabelecidos, como canais principais ou elementos de (des)conexão característicos da área de estudo (GRAN e CZUBA, 2017; TANGI et al., 2019; PEARSON et al., 2020). Posto isso, destaca-se que quando há a

pretensão de relacionar os dados medidos em campo com as informações obtidas no índice, é interessante discriminar a conectividade em lateral (encosta-canal) e longitudinal (canal-exutório).

5.5 VARIABILIDADE TEMPORAL DO ÍNDICE DE CONECTIVIDADE

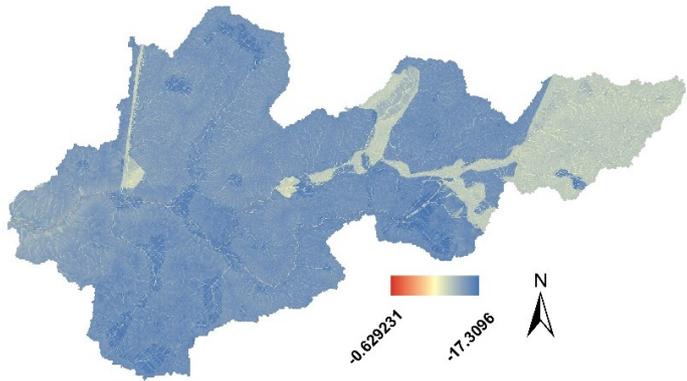
Em termos gerais, pode-se dizer que a avaliação da conectividade pode abranger a escalas de eventos, sazonais ou de longo período (1, 10, 100, 1000 anos). Com isso, a especificação da escala de tempo de resposta do índice é fundamental. Acredita-se que os índices que consideram exclusivamente a conectividade estrutural estão representando uma sensibilidade dos elementos da paisagem de serem ativos, independentemente de agentes externos. Nesses casos, pode-se dizer que a escala de análise está direcionada a questões sazonais e de longo período, em que alterações topográficas e de uso do solo irão representar a variabilidade da conectividade. Quando questões funcionais são adicionadas ao índice (e. g. volume de chuva) a escala de análise é primordialmente realizada em escalas de eventos. O IHC incorpora questões funcionais ao IC, e nesse caso é interessante comentar que essa alteração revela que o IC representa a conectividade potencial da bacia analisada. Isto é, o índice considera toda a área de contribuição e não pondera quando ou quanto essas áreas de fato estão contribuindo na produção e transferência de água e sedimento. Enquanto isso, devido as questões de geração de escoamento, o IHC permite afirmar que a variabilidade das características da precipitação (agente conector) condiciona a forma e o grau da conectividade hidrossedimentológica na bacia.

Com isso, buscou-se representar a variabilidade temporal da conectividade a partir do IHC em função de eventos sintéticos de chuva. Além disso, determinou-se qual o volume de chuva necessário para ocorrer a tendência da conectividade potencial apresentada pelo IC. Considerando essas questões e as características da área de estudo, é evidente o peso que os processos de infiltração e saturação da bacia possuem na conectividade hidrossedimentológica do arroio Baio.

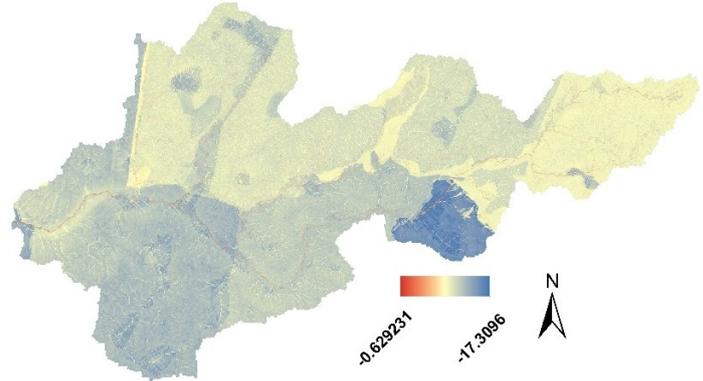
Medeiros (2009) fez um teste similar com chuvas sintéticas aplicadas em um modelo hidrossedimentológico semi-distribuído, em sua área de estudo. Interessado em verificar a evolução temporal da bacia do Benguê, o autor aplicou uma precipitação constante de 20mm durante 30 dias consecutivos. Com a conseqüente saturação do solo, tanto a geração de escoamento quanto a de sedimentos apresentaram um comportamento

estacionário nessa situação, bem como se observou que ao passo que a lâmina escoada aumenta a bacia se torna menos eficiente em reter sedimentos.

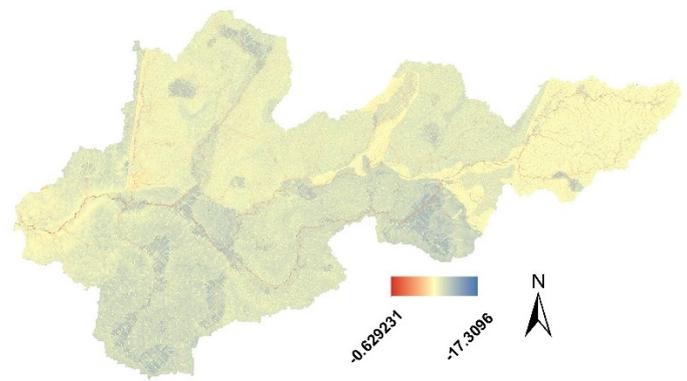
A Figura 45 exibe a variabilidade temporal da conectividade do arroio Baio, exibindo a evolução em que as regiões tendem a estar mais conectadas de acordo com o volume de precipitação, bem como o padrão da conectividade após a saturação da bacia.



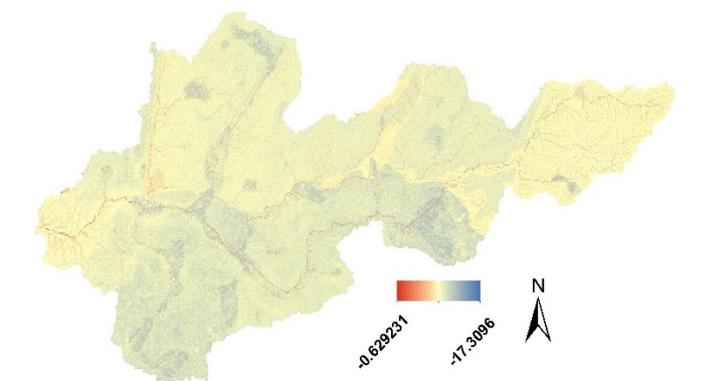
10mm



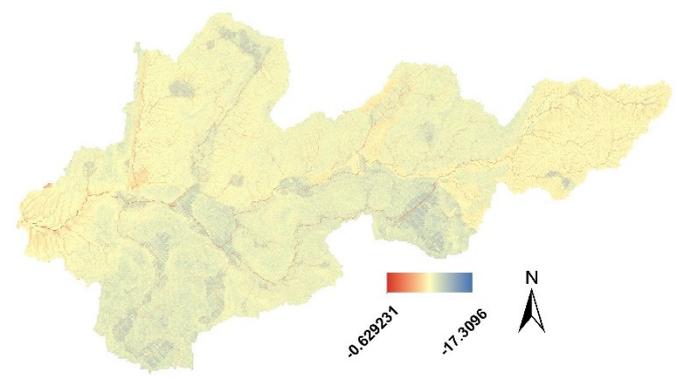
30mm



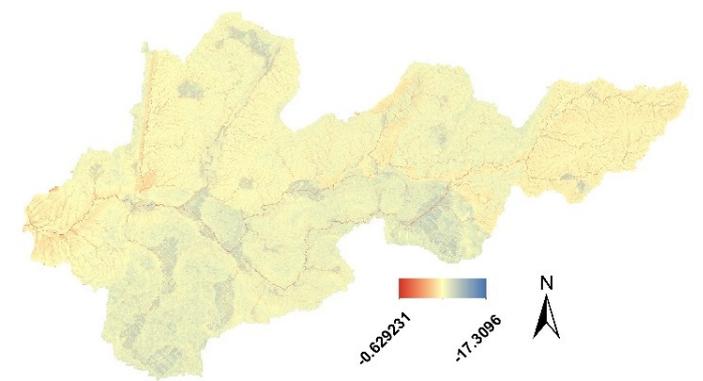
50mm



70mm



90mm



110mm

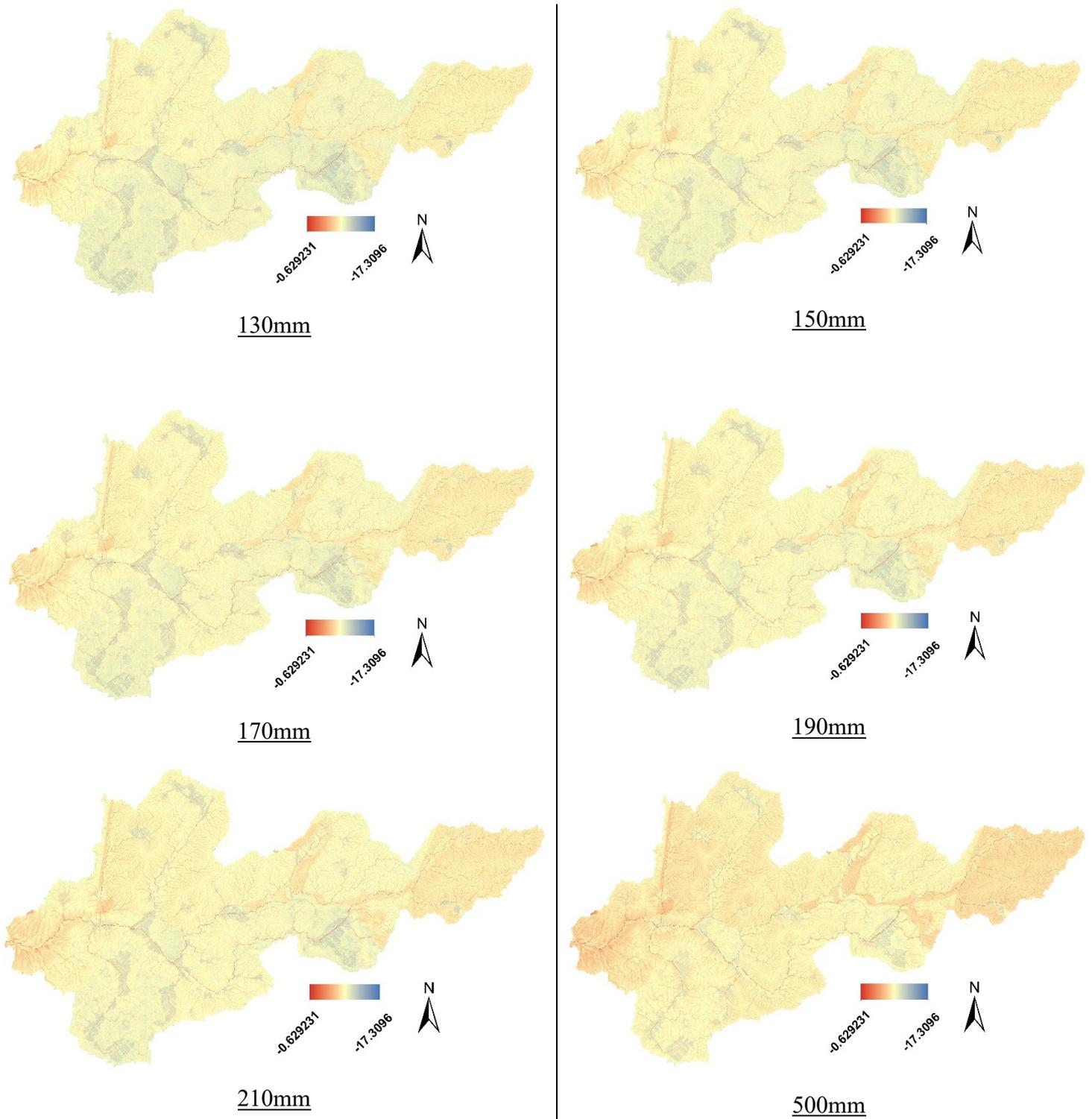


Figura 45. Variação temporal da conectividade em função de eventos de chuvas sintéticos.

Com o intuito de compreender qual a temporalidade ou que escala de evento o IC representa, foram realizadas comparações pixel a pixel das simulações de IHC sintéticos com a simulação do IC. A partir dessa comparação, admite-se que o IC expressa a

conectividade hidrossedimentológica potencial no arroio Baio, no qual toda a paisagem está conectada ao exutório e há sedimentos disponíveis a todo o momento. Assim, pode-se concluir que o índice de conectividade se limita a representar qual região é mais suscetível a estar conectada ou não, em um estado atual do sistema. Com isso, alerta-se novamente a dificuldade de comparação da conectividade entre regiões distintas com o IC, visto que a ponderação da conectividade está limitada a uma comparação entre pixels da área simulada. Dessa maneira, limiares de acoplamento baseados no índice estão restritos a área de aplicação.

Comenta-se ainda que a conectividade potencial representa que todos os elementos da paisagem estão acoplados ao exutório. Assim, quando se considera um volume de chuva que promoverá a exclusiva saturação da bacia, isso não necessariamente representará o maior grau de conectividade possível, visto que, até o momento, a energia de escoamento e a ruptura de barreiras ao longo de um evento não são considerados.

A Figura 46 exhibe a diferença entre as simulações dos eventos sintéticos e a conectividade estrutural calculada pelo IC, baseando-se no RMSE.

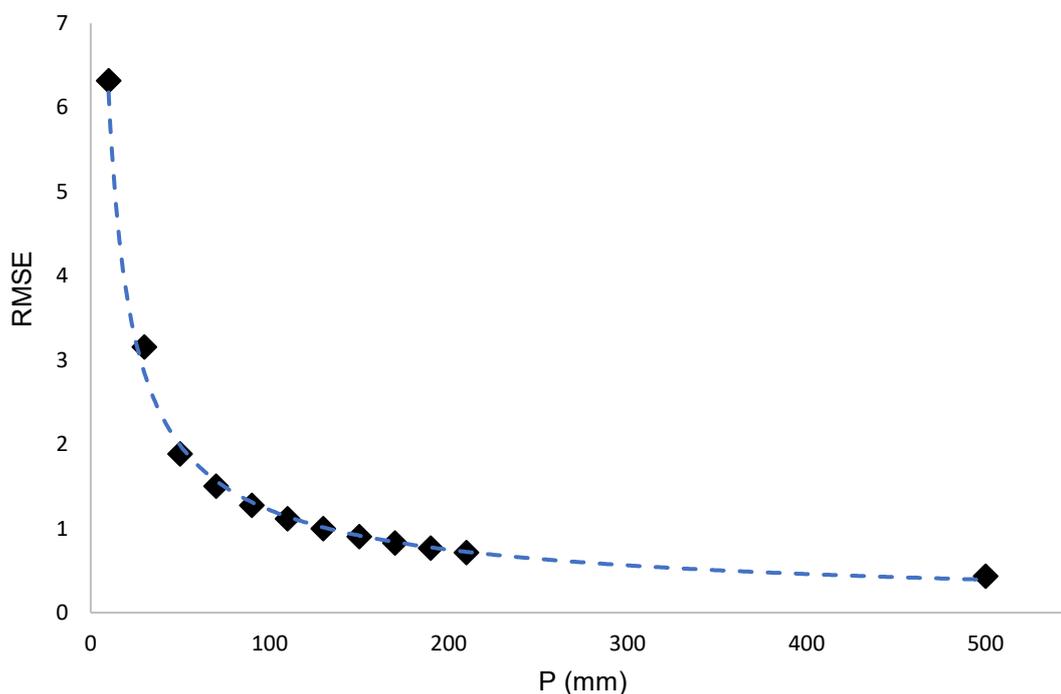


Figura 46. RMSE dos eventos sintéticos em relação ao IC

A Figura 47 exibe a questão de conectividade potencial na bacia e a similaridade entre o IC_{WRS} e a simulação do IHC utilizando uma precipitação de 500mm.

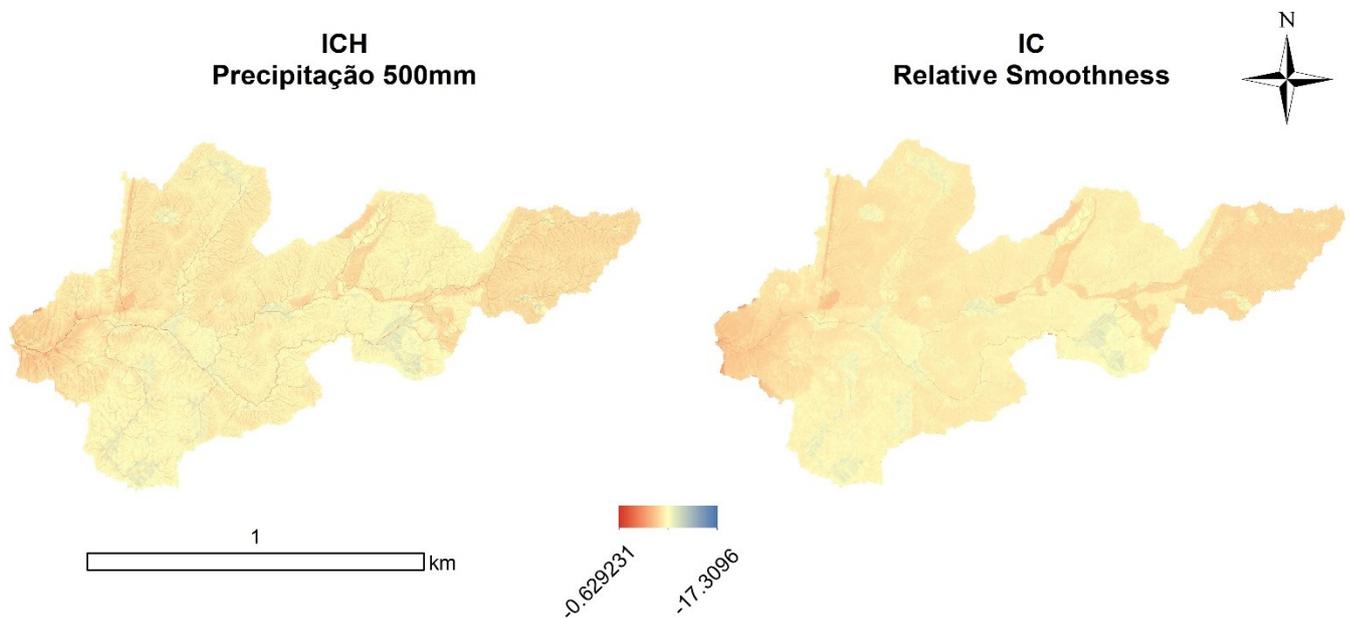


Figura 47. Comparação entre a estimativa da conectividade a partir do índice estrutural e do IHC com precipitação acumulada de 500mm.

A partir do RMSE entre o IC e IHC para eventos sintéticos, fica evidente a representatividade do IC frente a conectividade potencial. Contudo, pensando em aplicações mais assertivas do IHC para eventos reais, é preciso ter cautela quanto a evolução uniforme da conectividade frente ao volume da chuva. Quando questões de geração de escoamento, intensidade e volume de chuva são inseridos no cálculo da conectividade, a representação da conectividade não é limitada ao estado atual do sistema. Dessa maneira, o grau de conectividade da bacia representa um balanço de energia entre os agentes meteorológicos, processos hidrossedimentológicos e a impedância da paisagem

Nesse sentido, considerando que o IHC tem um objetivo de trazer maior sentido físico e uma relação de produção de sedimentos, é preciso destacar que essa tendência exponencial da conectividade em função do evento de chuva está associada a duas principais limitações do índice. Primeiramente, deixa-se claro que uma das principais questões dos índices de conectividade, até então desenvolvidos, é ter uma aplicação prática e eficaz. Assim, é preciso ter um balanço importante entre ser simples o bastante para ser aplicável e complexo o bastante para ser útil.

Posto isso, a primeira limitação a ser destacada é acerca da exaustão de sedimentos. Isto é, embora a bacia tenha energia suficiente no sistema para transportar matéria ao exutório, a produção de sedimentos é limitada pela disponibilidade de sedimentos. Trabalhos como os apresentados por Grangeon et al. (2020) exibem a dinâmica da produção de sedimento ao longo do tempo, evidenciando a exaustão de material a ser transportado. Além disso, outras questões que devem ser futuramente consideradas estão relacionadas a variabilidade nos tamanhos das partículas destacadas e seus tempos de viagem associadas à variabilidade da precipitação e energia de escoamento nos caminhos preferencias (YAVARI *et al.* 2021).

Comenta-se ainda da utilização do método SCS-CN como método de geração de escoamento. Observando o peso que o processo de infiltração e geração de escoamento possuem na estimativa da conectividade, acredita-se que é necessária uma maior atenção ao processo, especialmente, considerando a complexidade dos eventos simulados no arroio Baio. Com isso, considera-se que a capacidade de infiltração deve ser tratada como uma taxa e não como um volume fixo (BEVEN, 2021). Portanto, embora o grande objetivo seja definir a variabilidade temporal da conectividade hidrossedimentológica, quando se busca descrever a conectividade em áreas como o arroio Baio, processos funcionais, como a infiltração, governam a variabilidade do grau de conectividade e as condições de acoplamento e desacoplamento da paisagem com o exutório. Dessa maneira, a interpretação e monitoramento desses processos precisam ser incluídos para que de fato ocorra uma melhor estimativa da conectividade em escala de eventos.

Por fim, buscando interpretar em que escala de tempo a conectividade está sendo representada pelo IC no arroio Baio, fez-se uma relação entre as chuvas sintéticas e seu respectivo tempo de retorno. A partir da Figura 46 é possível perceber que quanto maior o volume de chuva simulado, menor é a diferença da simulação em relação ao IC. Além do mais, é evidenciado que a similaridade das duas simulações está relacionada a um limiar de chuva que gere escoamento superficial em toda a bacia e represente inteiramente a área de contribuição. A estacionariedade do RMSE entre o IC e as simulações ocorre em um limiar de 150mm de chuva acumulada em um dia, a partir desse limiar o RMSE é menor que 1 e as variações são pouco significativas ao passo que se aumenta o volume de chuva (e.g. RMSE de 150mm é de 0,9 e o RMSE de 500mm é de 0,4). Nesse caso, pode-se afirmar que a representatividade do IC na bacia do arroio Baio é de eventos com chuvas com tempo de retorno de no mínimo 30 anos (Figura 48), ou ainda, eventos que

correspondam a condições de umidade antecedente e acumulados de chuva similares a uma precipitação com esse tempo de retorno.

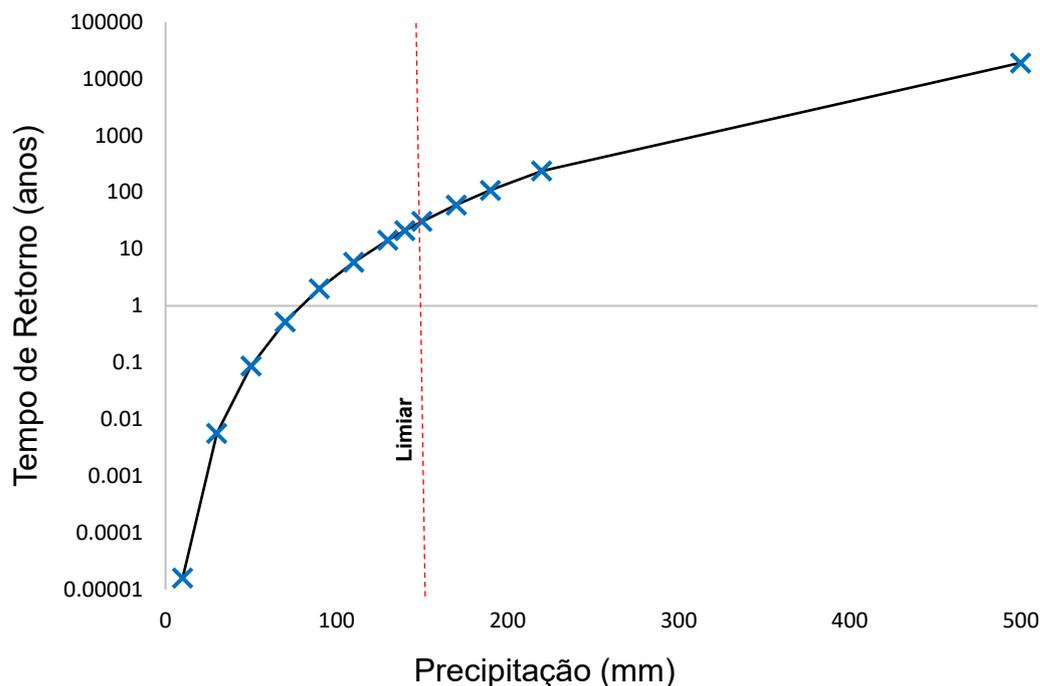


Figura 48. Limiar de representatividade do IC na bacia do Arroio Baio em relação a um evento com TR.

De maneira alguma a representatividade do IC perde sua utilidade para eventos menores. Contudo, deixar explícito a temporalidade do índice é importante em casos em que há o interesse de relacionar dados observados em uma escala de tempo específica.

Por fim, apesar de inferências de temporalidade da conectividade hidrossedimentológica em escala de bacia, acredita-se que a principal questão é a relação entre a magnitude e frequência da distribuição de sedimentos. Sendo o principal desafio identificar limiares de conexão entre os diferentes elementos da paisagem e identificar como eles se relacionam. Para esse fim, considera-se que um dos caminhos mais frutíferos é o de realizar monitoramentos individuais de elementos chave da paisagem, identificando os processos governantes e o espectro de conexão desses componentes.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A conectividade hidrossedimentológica vem se tornando um conceito chave acerca dos processos de geração e transferência de água e sedimento ao longo da bacia hidrográfica. A avaliação do grau de conectividade é um importante passo para compreender o comportamento do sistema e, assim, prever a sua resposta a eventos de interesse.

O monitoramento hidrossedimentológico realizado permitiu obter informações fundamentais à descrição da conectividade em escala de evento. Além disso, constatou-se que o monitoramento em elementos específicos da paisagem (e.g. depressões naturais) é de grande interesse, especialmente para caracterizar limiares de conexão e estimativas da quantidade de contribuição de água e sedimento de diferentes fontes.

A representação da conectividade estrutural, a partir dos índices propostos, demonstrou-se extremamente coerente com as observações em campo, possibilitando caracterizar os principais elementos que condicionam a conectividade na bacia do arroio Baio. Constatou-se que as depressões naturais, atuando como bacias de armazenamento, e a serrapilheira, atuando como elementos de cobertura do solo, são os elementos estruturais mais atuantes no controle da conectividade hidrossedimentológica. Também ficou evidente o quanto o uso do solo teve impacto na representação do grau de conectividade, as parcelas mais conectadas da bacia foram aquelas que tiveram maior influência antrópica (e. g. estradas e agricultura). Devido a isso, foi determinado que quando se pretende utilizar o índice de conectividade como suporte a tomadas de decisão, acerca da problemática de sedimentos, deve-se utilizar o fator de impedâncias W_{RS} .

Os aspectos funcionais foram avaliados a partir do índice de conectividade hidrossedimentológico em escala de evento. A partir da comparação entre a estimativa da conectividade e os dados observados, quanto maior o volume total e a vazão máxima, maior é a conectividade. Sendo que, a conectividade hidrossedimentológica tem uma relação mais significativa com o volume total do evento do que a vazão máxima. A partir da análise dos eventos simulados foi verificado que o evento antecedente teve grande influência, tanto nas questões de umidade antecedente quanto frente a disponibilidade de sedimentos. Em determinados eventos as questões antecedentes foram mais determinantes para o grau de conectividade do que o próprio evento de chuva.

Aspectos da escala espacial e temporal da conectividade hidrossedimentológica e das principais ferramentas, até então utilizadas, também foram explorados. Acerca da escala espacial, primeiramente se observou que ao passo que o tamanho da bacia aumenta a conectividade média diminui. No entanto, expandindo a janela de escala da área de estudo esta regra não se aplica, a composição de planaltos na região de cabeceira seguidos de escarpas da serra geral tende a aumentar a conectividade, até determinada área de contribuição. Nesse caso, aplicações utilizando a rede de drenagem como referencial são mais indicadas quando se pretende comparar diferentes bacias ou representar a distribuição de sedimentos finos. Quanto a escala temporal, verificou-se que a evolução da conectividade é dependente da representação do processo de infiltração. Além disso, constata-se que para a bacia do arroio Baio, a conectividade representada pelo índice desenvolvido por Cavalli et al. (2013) é a conectividade potencial e está associada a eventos, iguais ou superiores, a precipitações com tempo de retorno de 30 anos (120mm em 24h).

Por fim, a partir dos métodos utilizados é possível afirmar que a avaliação da conectividade estrutural e funcional integrada com informações e dados de campo é capaz de caracterizar e identificar elementos e processos da paisagem que estão profundamente relacionados a produção de sedimentos. Ao mesmo tempo, essas questões indicam a necessidade de um maior esforço na representação dos processos fundamentais da hidrossedimentologia (e. g. infiltração, geração de escoamento e transporte de sedimentos).

7 RECOMENDAÇÕES

Considerando as atividades desenvolvidas na bacia do arroio Baio, onde foi iniciada uma seção de monitoramento hidrossedimentológica e observados inúmeros processos governantes da conectividade na bacia. Seguem algumas recomendações para trabalhos futuros:

- Monitoramento do escoamento superficial e transporte de sedimentos distribuído na área de interesse, especialmente em bacias de ordem zero;
- Utilizar uma base de dados mais extensa para realizar inferências de aspectos da conectividade a partir de hidrogramas e sedimentogramas;
- Validar o *IPS* a partir de dados medidos, bem como explorar limiares e limitações de aplicação do índice;
- Realizar modelagem hidrossedimentológica focada em obter resultados eficientes na representação dos padrões espaciais e temporais dos processos de desagregação, transporte e deposição;
- Avaliar o espectro temporal de acoplamento de depressões naturais na bacia;

REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO

ALÉLIO, Marco; PAIVA, Eloiza Maria Cauduro Dias de; PAIVA, João Batista Dias de. Produção de Sedimentos em Diferentes Escalas Espaço-Temporais de Duas Pequenas Bacias e um Lisímetro no Bioma Mata Atlântica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Santa Maria, v. 17, n. 4, p. 49-64, jul. 2012.

AN, Juan; ZHENG, Fen Li; HAN, Yong. Effects of Rainstorm Patterns on Runoff and Sediment Yield Processes. **Soil Science**, [s.l.], v. 179, n. 6, p. 293-303, jun. 2014. Ovid Technologies (Wolters Kluwer Health). <http://dx.doi.org/10.1097/ss.0000000000000068>.

ARABI, Mazdak; FRANKENBERGER, Jane R.; ENGEL, Bernie A.; ARNOLD, Jeff G.. Representation of agricultural conservation practices with SWAT. **Hydrological Processes**, [s.l.], v. 22, n. 16, p. 3042-3055, 30 jul. 2008. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6890>.

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

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R.. LARGE AREA HYDROLOGIC MODELING AND ASSESSMENT PART I: model development. : MODEL DEVELOPMENT. **Journal Of The American Water Resources Association**, [s.l.], v. 34, n. 1, p. 73-89, fev. 1998. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>.

ATKINSON, Peter M.; TATE, NIHColas J.. Spatial Scale Problems and Geostatistical Solutions: a review. : A Review. **The Professional Geographer**, [s.l.], v. 52, n. 4, p. 607-623, nov. 2000. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1111/0033-0124.00250>.

BAARTMAN, Jantiene E. M.; MASSELINK, Rens; KEESSTRA, Saskia D.; TEMME, Arnaud J. A. M.. Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], jun. 2013. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3434>.

BAKKER, Martha M.; GOVERS, Gerard; VAN DOORN, Anne; QUETIER, Fabien; CHOUVARDAS, Dimitris; ROUNSEVELL, Mark. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: the importance of landscape pattern. : The importance of landscape pattern. **Geomorphology**, [s.l.], v. 98, n. 3-4, p. 213-226, jun. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.027>.

BARROS, Cláudia Alessandra Peixoto de. **Comportamento Hidrossedimentológico de uma Bacia Rural**. 2012. 180 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

BASHIR, Safdar; BIBI, Irshad; AHMAD, Niaz. **Soil and Water Conservation**. University Of Agriculture, Faisalabad, Pakistan, 2017.

BATISTA, Pedro V.G.; LACEBY, J. Patrick; DAVIES, Jessica; CARVALHO, Teotônio S.; TASSINARI, Diego; SILVA, Marx L.N.; CURI, Nilton; QUINTON, John N.. A framework for testing large-scale distributed soil erosion and sediment delivery models: dealing with uncertainty in models and the observational data. **Environmental Modelling & Software**, [S.L.], v. 137, p. 104961, mar. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.104961>.

BEHLING, Hermann; BAUERMANN, Soraia Girardi; NEVES, Paulo César Pereira. Holocene environmental changes in the São Francisco de Paula region, southern Brazil. *Journal Of South American Earth Sciences*, Tantofaz, v. 14, p. 631-639, mar. 2001.

BERTRAND, Georges. PAISAGEM E GEOGRAFIA FÍSICA GLOBAL. ESBOÇO METODOLÓGICO. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, [S.L.], v. 8, 31 dez. 2004. Universidade Federal do Parana.

BEVEN, Keith. The era of infiltration. **Hydrology And Earth System Sciences**, [S.L.], v. 25, n. 2, p. 851-866, 22 fev. 2021. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-25-851-2021>.

BIERMAN, Paul R.; MONTGOMERY, David R.. **Key Concepts in Geomorphology**. New York: W. H. Freeman And Company Publishers, 2014. 532 p.

BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M. Scale Issues in Hydrological Modelling: A Review. **Hydrological Processes**, Australia, v. 9, p. 251-290. 1995

BOLLATI, Irene Maria; CAVALLI, Marco. Geomorphic systems, sediment connectivity and geomorphodiversity: relations within a small mountain catchment in the lepontine alps. **Proceedings Of The Geomorphometry 2020 Conference**, [S.L.], v. 99, n. 99, p. 00-00, 2020. IRPI CNR. http://dx.doi.org/10.30437/GEOMORPHOMETRY2020_14.

BORDAS, Marc. P.; SEMMELMAN, Franz R.. Elementos de Engenharia de Sedimentos. In: TUCCI, Carlos E. M.. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Abrh, 2000. p. 915-939.

BORSELLI, Lorenzo; CASSI, Paola; TORRI, Dino. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a gis and field numerical assessment. : A GIS and field numerical assessment. **Catena**, [s.l.], v. 75, n. 3, p. 268-277, nov. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>.

BRACKEN, Louise J.; TURNBULL, Laura; WAINWRIGHT, John; BOGAART, Patrick. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. : a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], v. 40, n. 2, p. 177-188, 17 set. 2014. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3635>.

BRARDINONI, Francesco; CAVALLI, Marco; HECKMANN, Tobias; LIÉBAULT, Frédéric; RIMBÖCK, Andreas. **Guidelines for assessing sediment dynamics in alpine basins and channel reaches**. [S.I]: Sedalp, 2015

BRIERLEY, Gary; FRYIRS, Kistrstie; JAIN, Vikrant. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area*, New Zeland, v. 38, n. 2, p. 165-174, out. 2005.

CAMMERAAT, L. H.. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], v. 27, n. 11, p. 1201-1222, 2002. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.421>.

CARVALHO, Newton de Oliveira. **Hidrossedimentologia Prática**. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2008.

CAVALLI, M.; MARCHI, L.. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. **Natural Hazards And Earth System Sciences**, [s.l.], v. 8, n. 2, p. 323-333, 11 abr. 2008. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-8-323-2008>.

CAVALLI, Marco; TREVISANI, Sebastiano; COMITI, Francesco; MARCHI, Lorenzo. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, [s.l.], v. 188, p. 31-41, abr. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>.

CAVIEDES-VOULLIÈME, Daniel; ÖZGEN-XIAN, Ilhan; HINZ, Christoph. Surface runoff connectivity across scales: revisiting three simulation studies. EGU21V, [S.L, 3 mar. 2021. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/egusphere-egu21-5004>.

CENDRERO, Antonio; DRAMIS, Francesco. The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. **Geomorphology**, [s.l.], v. 15, n. 3-4, p. 191-211, abr. 1996. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0169-555x\(95\)00070-1](http://dx.doi.org/10.1016/0169-555x(95)00070-1)

CENSI, Guilherme. **Tank Model Modificado para Escoamento e Produção de Sedimentos**. 2019. 208 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

CERDÀ, Artemi; BRAZIER, RIHCard; NEARING, Mark; VENTE, Joris de. Scales and erosion. *Catena*, [S.L.], v. 102, p. 1-2, mar. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2011.09.006>

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

CREMA, Stefano; CAVALLI, Marco. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. : a stand-alone, free and open source tool for the assessment of

sediment connectivity. **Computers & Geosciences**, [s.l.], v. 111, p. 39-45, fev. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>.

CHARTIN, Caroline; EVRARD, Olivier; LACEBY, J. Patrick; ONDA, YuIHCi; OTTLÉ, Catherine; LEFÈVRE, Irène; CERDAN, Olivier. The impact of typhoons on sediment connectivity: lessons learnt from contaminated coastal catchments of the Fukushima prefecture (Japan). : lessons learnt from contaminated coastal catchments of the Fukushima Prefecture (Japan). **Earth Surface Processes and Landforms**, [s.l.], v. 42, n. 2, p. 306-317, 3 nov. 2016. Wiley. [10.1002/esp.4056](https://doi.org/10.1002/esp.4056).

CHOW, V.T. Open Channel Hydraulics. **McGraw-Hill**, New York. 1959.

COMIM, Luiz Eduardo Silva. **As parcerias na Agricultura e as Novas Técnicas na Pecuária de Corte: O caso da Fazenda São Jorge - Cerrito São Francisco de Paula - RS**. 2011. 57 f. TCC (Graduação) - Curso de Tecnólogo em Planejamento em Gestão Para O Desenvolvimento Rural, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, São Francisco de Paula, 2011.

COSSART, Etienne; VIEL, Vincent; LISSAK, Candide; REULIER, Romain; FRESSARD, Mathieu; DELAHAYE, Daniel. How might sediment connectivity change in space and time? **Land Degradation & Development**, [s.l.], v. 29, n. 8, p. 2595-2613, 22 jun. 2018. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.3022>.

COSSART, Étienne; LISSAK, Candide; VIEL, Vincent. Geomorphic analysis of catchments through connectivity framework: old wine in new bottle or efficient new paradigm?. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, [S.L.], v. 23, n. 4, p. 281-287, 31 dez. 2017. OpenEdition. <http://dx.doi.org/10.4000/geomorphologie.11894>.

COULTHARD, Tom J.; WIEL, Marco J. van de. Modelling long term basin scale sediment connectivity, driven by spatial land use changes. **Geomorphology**, [s.l.], v. 277, p. 265-281, jan. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.027>.

DALBIANCO, Leandro. **Simulação Hidrossedimentológica com o Modelo LISEM em uma Pequena Bacia Hidrográfica Rural**. 2013. 92 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

DANTAS, Marcelo Eduardo; VIERO, Ana Cláudia; SILVA, Diogo Rodrigues Andrade da. ORIGEM DAS PAISAGENS. In: BRASIL, Cprm – Serviço Geológico do. Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Cprm, 2010. p. 9-143.

DIDONÉ, Eliseu Jonas. **Modelagem de Processos Erosivos em uma Bacia Agrícola: Limitações e Possibilidades**. 2017. 128 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2017.

DÜMIG, Alexander; SCHAD, Peter; KOHOK, Manmath; BEYERLEIN, Patrick; SCHWIMMER, Wolfgang; KÖGEL-KNABNER, Ingrid. A mosaic of nonallophanic Andosols, Umbrisols and Cambisols on rhyodacite in the southern Brazilian highlands. **Geoderma**, [s.l.], v. 145, n. 1-2, p. 158-173, maio 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.01.013>.

FAULKNER, Hazel. Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution. **Geomorphology**, [s.l.], v. 100, n. 1-2, p. 91-103, ago. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.039>.

FERRO, Vito; MINACAPILLI, Mario. Sediment delivery processes at basin scale. **Hydrological Sciences Journal**, [S.L.], v. 40, n. 6, p. 703-717, dez. 1995. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/02626669509491460>.

FORTESA, Josep; RICCI, Giovanni Francesco; GARCÍA-COMENDADOR, Julián; GENTILE, Francesco; ESTRANY, Joan; SAUQUET, Eric; DATRY, Thibault; GIROLAMO, Anna Maria de. Analysing hydrological and sediment transport regime in two Mediterranean intermittent rivers. **Catena**, [S.L.], v. 196, p. 104865, jan. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2020.104865>.

FRYIRS, Kirstie A.; BRIERLEY, Gary J.; PRESTON, NIHColas J.; SPENCER, John. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. **Geomorphology**, [s.l.], v. 84, n. 3-4, p. 297-316, fev. 2007a. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.044>.

FRYIRS, Kirstie A.; BRIERLEY, Gary J.; PRESTON, NIHColas J.; KASAI, Mio. Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. : The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, [s.l.], v. 70, n. 1, p. 49-67, jun. 2007b. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2006.07.007>.

FRYIRS, Kirstie. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes And Landforms**, [S.L.], v. 38, n. 1, p. 30-46, 23 abr. 2012. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3242>.

GARCÍA-RUIZ, José M.; BEGUERÍA, Santiago; LANA-RENAULT, Noemí; NADAL-ROMERO, Estela; CERDÀ, Artemi. Ongoing and Emerging Questions in Water Erosion Studies. **Land Degradation & Development**, [s.l.], v. 28, n. 1, p. 5-21, 12 dez. 2016. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2641>.

GAY, Aurore; CERDAN, Olivier; MARDHEL, Vincent; DESMET, Marc. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. **Journal Of Soils And Sediments**, [s.l.], v. 16, n. 1, p. 280-293, 21 ago. 2015. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11368-015-1235-y>.

GOERL, Roberto Fabris; KOBAYAMA, Masato; SANTOS, Irani dos. Hidrogeomorfologia: Princípios, conceitos, processos e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Curitiba, v. 13, n. 2, p. 103-111, jun. 2012.

GOERL, Roberto Fabris. **Evolução da paisagem e Conectividade Hidrogeomorfológica na Bacia do Rio do Cunha - SC**. 2014. 142 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

GOMES, Natalino Martins; MELLO, Carlos Rogério de; SILVA, Antônio Marciano da; BESKOW, Samuel. Aplicabilidade do lisem (limburg soil erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Santa Maria, v. 32, p. 2483-2482, 2008

GOUDIE, A. Encyclopedia of Geomorphology. Routledge: London, 2004, 1200 p

GPDEN/SEMA- RIO GRANDE DO SUL. **Diagnóstico preliminar**. Porto Alegre: DRH/SEMA, 2017. 26p. Disponível em: <http://www.rs.gov.br/upload/20170125183225diagnostico_preliminar_gt_rolante_revfinal.pdf>. 2017.

GRAN, Karen B.; CZUBA, Jonathan A.. Sediment pulse evolution and the role of network structure. **Geomorphology**, [S.L.], v. 277, p. 17-30, jan. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.015>.

GRANGEON, Thomas; CERIANI, Valeria; EVRARD, Olivier; GRISON, Aurélie; VANDROMME, Rosalie; GAILLOT, Arthur; CERDAN, Olivier; SALVADOR-BLANES, Sébastien. Quantifying hydro-sedimentary transfers in a lowland tile-drained agricultural catchment. **Catena**, [S.L.], v. 198, p. 105033, mar. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2020.105033>.

GUO, Yanrong; PENG, Changhui; ZHU, Qiuhan; WANG, Meng; WANG, Han; PENG, Shushi; HE, Honglin. Modelling the impacts of climate and land use changes on soil water erosion: model applications, limitations and future challenges. : Model applications, limitations and future challenges. **Journal Of Environmental Management**, [s.l.], v. 250, p. 109403-1090415, nov. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.109403>.

GOVERS, G. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. **IAHS publication**, (189), 45-63. 1990.

HAMMOND, C.; HALL, D. E.; MILLER, S.; SWETIK, P. Level I Stability Analysis (LISA). Documentation for Version 2.0. General Technical Report INT-285. Ogden: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station, 1992. 190 p.

HANCOCK, G.r.; WEBB, A.a.; TURNER, L.. Sediment transport in forested head water catchments – Calibration and validation of a soil erosion and landscape evolution model. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 554, p. 12-23, nov. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.08.049>

HECKMANN, Tobias; CAVALLI, Marco; CERDAN, Olivier; FOERSTER, Saskia; JAVAUX, Mathieu; LODE, Elve; SMETANOVA, Anna; VERICAT, Damià; BRARDINONI, Francesco. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. : opportunities, challenges and limitations. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 187, p. 77-108, dez. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>.

HESSEL, Rudi; JETTEN, Victor; LIU, Baoyuan; ZHANG, Yan; STOLTE, Jannes. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, [s.l.], v. 54, n. 1-2, p. 235-254, nov. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0341-8162\(03\)00067-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0341-8162(03)00067-5).

HESSEL, Rudi; BOSCH, Rik van Den; VIGIAK, Olga. Evaluation of the LISEM soil erosion model in two catchments in the East African Highlands. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], v. 31, n. 4, p. 469-486, 2006. Wiley.

HESSEL, Rudi; TENGE, Albino. A pragmatic approach to modelling soil and water conservation measures with a catchment scale erosion model. **Catena**, [s.l.], v. 74, n. 2, p. 119-126, jul. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.018>.

HEWLETT, J.D. AND HIBBERT, A.R. Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas. In: Sopper, W.E. and Lull, H.W., Eds., Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology, Pergamon, Pennsylvania State University, New York, 275-290. 1967.

HINDERER, Matthias. From gullies to mountain belts: a review of sediment budgets at various scales. : A review of sediment budgets at various scales. **Sedimentary Geology**, [s.l.], v. 280, p. 21-59, dez. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.009>.

HONEY, C. J.; SPORNS, O.; CAMMOUN, L.; GIGANDET, X.; THIRAN, J. P.; MEULI, R.; HAGMANN, P. Predicting human resting-state functional connectivity from structural connectivity. **Proceedings Of The National Academy Of Sciences**, [s.l.], v. 106, n. 6, p. 2035-2040, 2 fev. 2009. Proceedings of the National Academy of Sciences. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0811168106>.

HOOKE, Janet. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. : a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, [s.l.], v. 56, n. 1-2, p. 79-94, nov. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0169-555x\(03\)00047-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0169-555x(03)00047-3).

HU, Wei; SHE, Dongli; SHAO, Ming'an; CHUN, Kwok P.; SI, Bingcheng. Effects of initial soil water content and saturated hydraulic conductivity variability on small watershed runoff simulation using LISEM. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 60, n. 6, p. 1137-1154, 6 maio 2015. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2014.903332>.

HU, Jinfei; GAO, Peng; MU, Xingmin; ZHAO, Guangju; SUN, Wenyi; LI, Pengfei; ZHANG, Limei. Runoff-sediment dynamics under different flood patterns in a Loess Plateau catchment, China. **Catena**, [S.L.], v. 173, p. 234-245, fev. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.023>.

KALANTARI, Zahra; CAVALLI, Marco; CANTONE, Carolina; CREMA, Stefano; DESTOUNI, Georgia. Flood probability quantification for road infrastructure: data-driven spatial-statistical approach and case study applications. : Data-driven spatial-statistical approach and case study applications. **Science Of The Total Environment**, [s.l.], v. 581-582, p. 386-398, mar. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.147>.

KAMPHORST, E. C., JETTEN, V., GUÉRIFF, J., IVERSEN, B. V., DOUGLAS, J. T., & PAZ, A. Predicting depressional storage from soil surface roughness. **Soil Science Society of America Journal**, 64(5), 1749-1758, 2000.

KÄMPF, Nestor. Metodologia para classificação de solos quanto à resistência a impactos ambientais decorrentes da disposição final de resíduos. **Fepam em Revista**, Porto Alegre, v. 2, n. 1, p. 11-17, dez. 2008.

KESSTRA, Saskia; NUNES, Joao Pedro; SACO, Patricia; PARSONS, Tony; POEPL, Ronald; MASSELINK, Rens; CERDÀ, Artemi. The way forward: can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes for water and sediment dynamics?. : Can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes for water and sediment dynamics?. **Science Of The Total Environment**, [s.l.], v. 644, p. 1557-1572, dez. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.342>.

KINNELL, P. I. A.; RISSE, L. M. USLE-M: Empirical Modeling Rainfall Erosion through Runoff and Sediment Concentration. *Soil Science Society of America Journal*, v. 62, n. 6, p. 1667, 1998.

KLAGHOFER, E.; SUMMER, W.; VILLENEUVE, J. P. Some remarks on the determination of the sediment delivery ratio. **Erosion, Debris Flows And Environment In Mountain Regions**: IAHS Publ, Petzenkirchen, Austria, p. 113-117, jun. 2012.

KOBIYAMA, Masato et al. Landslide influence on turbidity and total solids in Cubatão do Norte River, Santa Catarina, Brazil. *Natural Hazards*, [s.l.], v. 59, n. 2, p.1077-1086, 1 maio 2011. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-011-9818-4>.

KOI, Takashi; HOTTA, Norifumi; ISHIGAKI, Ituro; MATUZAKI, Norimasa; UCHIYAMA, Yoshimi; SUZUKI, Masakazu. Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: the tanzawa region, japan. : The Tanzawa region, Japan. **Geomorphology**, [s.l.], v. 101, n. 4, p. 692-702, nov. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.03.007>.

KORUP, Oliver; MCSAVENEY, Mauri J; DAVIES, Timothy R.h. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. **Geomorphology**, [s.l.], v. 61, n. 1-2, p. 189-207, jul. 2004. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.001>.

KUMMU, Matti; VARIS, Olli. Sediment-related impacts due to upstream reservoir trapping, the Lower Mekong River. **Geomorphology**, [s.l.], v. 85, n. 3-4, p. 275-293, mar. 2007. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.03.024>.

KVÆRNØ, Sigrun H.; STOLTE, Jannes. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, [s.l.], v. 97, p. 137-149, out. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2012.05.001>.

LANE, L.J., NIHCOLS, M.H., LEVICK, L.R., KIDWELL, M.R., 2001. A Simulation Model for Erosion and Sediment Yield at the Hillslope Scale. **Landscape Erosion and Evolution Modeling**. Springer, US, pp. 201-237

LIZAGA, Ivan; QUIJANO, Laura; PALAZÓN, Leticia; GASPAS, Leticia; NAVAS, Ana. Enhancing Connectivity Index to Assess the Effects of Land Use Changes in a Mediterranean Catchment. **Land Degradation & Development**, [s.l.], v. 29, n. 3, p. 663-675, 7 jun. 2017. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2676>

LÓPEZ-VICENTE, M.; POESEN, J.; NAVAS, A.; GASPAS, L.. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. **Catena**, [S.L.], v. 102, p. 62-73, mar. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2011.01.001>.

LU, Hua; MORAN, C. J.; SIVAPALAN, Murugesu. A theoretical exploration of catchment-scale sediment delivery. **Water Resources Research**, [S.L.], v. 41, n. 9, p. 99-99, set. 2005. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2005wr004018>.

MAALIM, Fukhrudin K.; MELESSE, Assefa M.; BELMONT, Patrick; GRAN, Karen B.. Modeling the impact of land use changes on runoff and sediment yield in the Le Sueur watershed, Minnesota using GeoWEPP. **Catena**, [s.l.], v. 107, p. 35-45, ago. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.004>.

MARCEAU, D.j.. The Scale Issue in the Social and Natural Sciences. **Canadian Journal Of Remote Sensing**, [s.l.], v. 25, n. 4, p. 347-356, out. 1999. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/07038992.1999.10874734>.

MASSELINK, Rens J. H.; KEESSTRA, Saskia D.; TEMME, Arnaud J. A. M.; SEEGER, Manuel; GIMÉNEZ, Rafael; CASALÍ, Javier. Modelling Discharge and Sediment Yield at Catchment Scale Using Connectivity Components. **Land Degradation & Development**, [s.l.], v. 27, n. 4, p. 933-945, maio 2016. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2512>.

MEDEIROS, P. H. A. Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas. 2009. 165 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil: Recursos Hídricos)-Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

MEDEIROS, Pedro Henrique Augusto; ARAËJO, José Carlos de. Temporal variability of rainfall in a semiarid environment in Brazil and its effect on sediment transport processes. **Journal Of Soils And Sediments**, [S.L.], 26 nov. 2013. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11368-013-0809-9>.

MERRIAM, G. Connectivity: a fundamental ecological characteristic of landscape pattern. In: Brandt J, Agger P. (eds) Proceedings of first international seminar on methodology in landscape ecology research and planning. **Roskilde Universitessforlag GeoRue**, Denmark, pp. 5 -15, 1984.

MERRITT, W.s.; LETCHER, R.a.; JAKEMAN, A.j.. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, [s.l.], v. 18, n. 8-9, p. 761-799, out. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s1364-8152\(03\)00078-1](http://dx.doi.org/10.1016/s1364-8152(03)00078-1).

MINELLA, Jean Paolo Gomes; MERTEN, Gustavo Henrique; REIH CERT, José Miguel; SANTOS, Danilo Rheinheimer dos. Identificação e Implicações para a Conservação do Solo das Fontes de Sedimentos em Bacias Hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Santa Maria, p. 1637-1646, 2007.

MINELLA, Jean Paolo Gomes; MERTEN, Gustavo Henrique. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, [S.L.], v. 41, n. 3, p. 424-432, mar. 2011. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/s0103-84782011000300010>.

MISHRA, S. K.; JAIN, M. K.; BABU, P. Suresh; VENUGOPAL, K.; KALIAPPAN, S.. Comparison of AMC-dependent CN-conversion Formulae. **Water Resources Management**, [S.L.], v. 22, n. 10, p. 1409-1420, 22 jan. 2008. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-007-9233-5>.

MORGAN, R. P. C.. **Soil Erosion and Conservation**. 3. ed. Uk: Blackwell Publishing, 2005. 316 p.

MORO, MIH Cele. **Aplicação do Modelo LISEM na Simulação dos Processos Hidrossedimentológicos de uma Pequena Bacia Rural Localizada nas Encostas Basálticas do Rio Grande do Sul**. 2011. 133 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

NAJAFI, Saeed; DRAGOVIC, Deirdre; HECKMANN, Tobias; SADEGHI, Seyed Hamidreza. Sediment connectivity concepts and approaches. *Catena*, [S.L.], v. 196, p. 104880, jan. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2020.104880>.

O'CALLAGHAN, J.F., MARK, D.M. The extraction of drainage networks from digitalelevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing* 28, 323–344. 1984.

Oost, K.V., Govers, G., Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. **Landsc. Ecol.** 15 (6), 577–589.

PANDEY, Ashish; HIMANSHU, Sushil K.; MISHRA, S.k.; SINGH, Vijay P.. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. **Catena**, [s.l.], v. 147, p. 595-620, dez. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.002>.

PARSONS, Anthony J.. How reliable are our methods for estimating soil erosion by water? **Science Of The Total Environment**, [S.L.], v. 676, p. 215-221, ago. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.307>.

PEARSON, Karl. VII. Mathematical contributions to the theory of evolution.—III. Regression, heredity, and panmixia. **Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London. Series A, Containing Papers Of A Mathematical Or Physical Character**, [S.L.], v. 187, p. 253-318, 31 dez. 1896. The Royal Society. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1896.0007>.

PEARSON, Stuart G.; PROOIJEN, Bram C.; ELIAS, Edwin P. L.; VITOUSEK, Sean; WANG, Zheng Bing. Sediment Connectivity: a framework for analyzing coastal sediment transport pathways. **Journal Of Geophysical Research: Earth Surface**, [S.L.], v. 125, n. 10, out. 2020. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2020jf005595>.

PERK, Marcel van Der. Decision Support Tools for Sediment Management. **Sustainable Management Of Sediment Resources: Sediment Management At The River Basin Scale**, Utrecht, The Netherlands, p. 137-173, 2008.

PERSIHCILLO, Maria Giuseppina; BORDONI, Massimiliano; CAVALLI, Marco; CREMA, Stefano; MEISINA, Claudia. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. **Catena**, [s.l.], v. 160, p. 261-274, jan. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.

PHILLIPS, Jonathan D.; MARION, Daniel A.; KILCOYNE, Kathleen G.. Fine sediment storage in an eroding forest trail system. **Physical Geography**, [S.L.], v. 42, n. 1, p. 50-72, 31 mar. 2020. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/02723646.2020.1743613>.

PIMENTEL, David. Soil Erosion: a food and environmental threat. **Environment, Development And Sustainability**, [S.L.], v. 8, n. 1, p. 119-137, fev. 2006. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s10668-005-1262-8>.

PIZZUTO, Jim. Suspended sediment and contaminant routing with alluvial storage: new theory and applications. : New theory and applications. **Geomorphology**, [s.l.], v. 352, p. 106983-106995, mar. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106983>.

PRINGLE C. M. Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: a global perspective. **Ecological Applications**. 11, pp. 981 – 998. 2001.

POEPPL; DILLY; HASELBERGER; RENSCHLER; BAARTMAN. Combining Soil Erosion Modeling with Connectivity Analyses to Assess Lateral Fine Sediment Input into Agricultural Streams. **Water**, [s.l.], v. 11, n. 9, p. 1793-1799, 28 ago. 2019. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w11091793>.

POESEN, Jean. Soil erosion in the Anthropocene: research needs. : Research needs. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], v. 43, n. 1, p. 64-84, 6 out. 2017. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.4250>.

RAHIMY, Pooyan. Effects of Soil Depth Spatial Variation on Runoff Simulation, Using the Limburg Soil Erosion Model (LISEM), a Case Study in Faucon Catchment, France. **Soil And Water Res.** v. 7, p. 52-63, jul. 2012.

RENARD, K. G. et al. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). In: **Agriculture Handbook 703**. Washington: USDA, 1997.

RODRIGUES, Miriam Fernanda. **Monitoramento e Modelagem dos Processos Hidrossedimentológicos em Bacias Hidrográficas Florestais no Sul do Brasil**. 2011. 208 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

RUBINOV, Mikail; SPORNS, Olaf. Complex network measures of brain connectivity: uses and interpretations. : Uses and interpretations. **Neuroimage**, [s.l.], v. 52, n. 3, p. 1059-1069, set. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.neuroimage.2009.10.003>.

SANTOS, Julio Cesar Neves dos; ANDRADE, Eunice Maia de; MEDEIROS, Pedro Henrique Augusto; PALÁCIO, Helba Araújo de Queiroz; ARAËJO NETO, José Ribeiro de. Sediment delivery ratio in a small semi-arid watershed under conditions of low connectivity. **Revista Ciência Agronômica**, [S.L.], v. 48, 2017. GN1 Genesis Network. <http://dx.doi.org/10.5935/1806-6690.20170006>.

SCHNEIDER, Fabio José Andres. **Modelagem Matemática do Escoamento Superficial na Escala de Encosta sob Plantio Direto**. 2017. 81 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2017.

SCS. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, National Engineering Handbook. vol. 4. Hydrology: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 1972.

SHEIKH, Vahedberdi; VAN LOON, Emiel; HESSEL, Rudi; JETTEN, Victor. Sensitivity of LISEM predicted catchment discharge to initial soil moisture content of soil profile. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 393, n. 3-4, p. 174-185, nov. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.016>.

SHERRIFF, Sophie C.; ROWAN, John S.; FENTON, Owen; JORDAN, Phil; HUALLACHÁIN, Daire Ó. Sediment fingerprinting as a tool to identify temporal and spatial variability of sediment sources and transport pathways in agricultural catchments. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, [s.l.], v. 267, p. 188-200, nov. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2018.08.023>.

SILVA, Alexandre Marco da; SCHULZ, Harry Edmar; CAMARGO, Plínio Barbosa de. **Erosão e Hidrossedimentologia em Bacias Hidrográficas**. 2. ed. Rima, 2007.

STRASSER, Ulrich; MAUSER, Wolfram. Modelling the spatial and temporal variations of the water balance for the Weser catchment 1965 - 1994. **Journal Of Hydrology**, Zürich, v. 254, p. 199-214, jul. 2001.

TANGI, Marco; SCHMITT, Rafael; BIZZI, Simone; CASTELLETTI, Andrea. The CASCADE toolbox for analyzing river sediment connectivity and management. **Environmental Modelling & Software**, [S.L.], v. 119, p. 400-406, set. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.07.008>.

TARBOTON, D. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resource Research** 33, 309-319. 1997.

TUSET, J.; VERICAT, D.; BATALLA, R.J.. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment. *Science Of The Total Environment*, [S.L.], v. 540, p. 114-132, jan. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.075>

TWENTE, University Of. **Multi-Hazard Land Surface Process Model**: documentation and user manual. University Of Twente, 2018.

VARGAS, Eduardo Wegner; NEVES, Luiz Fernando Costa; PAIVA, Carlos Águedo. ATIVIDADES ECONÔMICAS E CADEIAS PRODUTIVAS DO MUNICÍPIO DE SÃO FRANCISCO DE PAULA-RS. [s. l.], fev. 2019.

VENTE, Joris de; POESEN, Jean. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. : Scale issues and semi-quantitative models. **Earth-science Reviews**, [s.l.], v. 71, n. 1-2, p. 95-125, jun. 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>.

VENTE, Joris de; POESEN, Jean; ARABKHEDRI, Mahmood; VERSTRAETEN, Gert. The sediment delivery problem revisited. **Progress In Physical Geography: Earth and Environment**, [s.l.], v. 31, n. 2, p. 155-178, abr. 2007. SAGE Publications. <http://dx.doi.org/10.1177/0309133307076485>.

VIGIAK, O.; BORSELLI, L.; NEWHAM, L.T.H.; MCINNES, J.; ROBERTS, A.M.. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. **Geomorphology**, [S.L.], v. 138, n. 1, p. 74-88, fev. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>.

Von Hoyningen-Huene, J. Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlIH Cen Pflanzenbeständen. ArbeitsberIH Ct Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, **DVWK**, 1981.

WAINWRIGHT, John; TURNBULL, Laura; IBRAHIM, Tristan G.; LEXARTZA-ARTZA, Irantzu; THORNTON, Steven F.; BRAZIER, RIHCard E.. Linking environmental régimes, space and time: interpretations of structural and functional connectivity. : Interpretations of structural and functional connectivity. **Geomorphology**, [s.l.], v. 126, n. 3-4, p. 387-404, mar. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.

WALLING, D.e.. The sediment delivery problem. **Journal Of Hydrology**, [S.L.], v. 65, n. 1-3, p. 209-237, ago. 1983. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2).

WALLING, D.e.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. **Global And Planetary Change**, [S.L.], v. 39, n. 1-2, p. 111-126, out. 2003. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0921-8181\(03\)00020-1](http://dx.doi.org/10.1016/s0921-8181(03)00020-1).

WALLING, D.e.; COLLINS, A.I.. The catchment sediment budget as a management tool. *Environmental Science & Policy*, [s.l.], v. 11, n. 2, p. 136-143, abr. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsci.2007.10.004>.

WESCHENFELDER, A. B.; PICKBRENNER, K. e PINTO, E. J. A. .Atlas Pluviométrico do Brasil; Equações Intensidade-Duração-Frequência. Município: São Francisco Paula.– Porto Alegre: CPRM, 2017.

WHEATER, H.S., JAKEMAN, A.J. e BEVEN, K.J., 1993. Cap 5 – Progress and directions in rainfall-runoff modelling, In: *Modelling change in environmental systems* (Eds. A.J. Jakeman, M.B. Beck and M.J. McAleer), Wiley, ChIH Cester, UK, 101-132.

WILLIAMS, J.R., IZAURRALDE, R.C., 2006. The APEX Model. In: Singh, V.P., Frevert, D.K. (Eds.), **Watershed Models**. CRC Press, Boca Raton, Fla, pp. 437–482.

WILSON, Codie; KAMPF, Stephanie K.; RYAN, Sandra; COVINO, Tim; MACDONALD, Lee H.; GLEASON, Hunter. Connectivity of post-fire runoff and sediment from nested hillslopes and watersheds. *Hydrological Processes*, [S.L.], v. 35, n. 1, 30 nov. 2020. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.13975>.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. In: *Agriculture Handbook 537*. Brooksville, FL: Science and Education Administration, US Department of Agriculture - Agricultural Research Service, 1978. p. 62.

WOHL, Ellen; MAGILLIGAN, Francis J.; RATHBURN, Sara L. Introduction to the special issue: connectivity in geomorphology: Connectivity in Geomorphology. **Geomorphology**, [s.l.], v. 277, p. 1-5, jan. 2017. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.11.005>.

WOHL, Ellen; BRIERLEY, Gary; CADOL, Daniel; COULTHARD, Tom J.; COVINO, Tim; FRYIRS, Kirstie A.; GRANT, Gordon; HILTON, Robert G.; LANE, Stuart N.; MAGILLIGAN, Francis J.. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. **Earth Surface Processes And Landforms**, [s.l.], v. 44, n. 1, p. 4-26, 9 jul. 2018. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.4434>.

WOLLMANN, C. A., GALVANI, E. Caracterização climática regional do Rio Grande do Sul: dos estudos estáticos ao entendimento da gênese. **Revista Brasileira de Climatologia**. 11, 87-103. 2012.

WOLMAN, M. Gordon; MILLER, John P. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. p. 54-74, 1960.

WOZNICKI, Sean A.; NEJADHASHEMI, A. Pouyan. Spatial and Temporal Variabilities of Sediment Delivery Ratio. **Water Resources Management**, [S.L.], v. 27, n. 7, p. 2483-2499, 3 fev. 2013. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-013-0298-z>.

YAN, B.; FANG, N.f.; ZHANG, P.c.; SHI, Z.h.. Impacts of land use change on watershed streamflow and sediment yield: an assessment using hydrologic modelling and partial least squares regression. : An assessment using hydrologic modelling and partial least squares regression. **Journal Of Hydrology**, [s.l.], v. 484, p. 26-37, mar. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.008>.

YANG, Ssu-yao; JAN, Chyan-deng; YEN, Haw; WANG, Ji-shang. Characterization of landslide distribution and sediment yield in the TsengWen River Watershed, Taiwan. **Catena**, [s.l.], v. 174, p. 184-198, mar. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2018.11.011>.

YAVARI, Shahla; MCINTYRE, Neil; BAUMGARTL, Thomas. An Empirical Analysis of Sediment Export Dynamics from a Constructed Landform in the Wet Tropics. **Water**, [S.L.], v. 13, n. 8, p. 1087, 15 abr. 2021. MDPI AG. <http://dx.doi.org/10.3390/w13081087>.

ZANANDREA, F.; KOBIYAMA, M.; MIHCEL, G. P. (2017). Conectividade hidrossedimentológica: uma abordagem conceitual. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, XXII, 2017. Anais.... Florianópolis: ABRH, 2017. pp. 1 - 8.

ZANANDREA, Franciele; MIHCEL, Gean Paulo; KOBIYAMA, Masato. Impedance influence on the index of sediment connectivity in a forested mountainous catchment. **Geomorphology**, [s.l.], v. 351, p. 106962-106974, fev. 2020a. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106962>.

ZANANDREA, Franciele; PAUL, Leonardo Rodolfo; MIHCEL, Gean Paulo; KOBIYAMA, Masato; ZANINI, Aline da Silva; ABATTI, Bruno Henrique. Conectividade dos Sedimentos: Conceitos,

Princípios e Aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. [s.l.], v. 21, p. 435 -459, abr 2020b. <http://dx.doi.org/10.20502/>

ZANANDREA, Franciele; MIHCEL, Gean Paulo; KOBAYAMA, Masato; CENSI, Guilherme; ABATTI, Bruno Henrique. Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through a modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment. **Catena**, [S.L.], v. 204, p. 105380, set. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2021.105380>.

ZANELLA, Bruno Pavanelli. **MODELAGEM DO APORTE DE SEDIMENTOS APLICADA À BACIA HIDROGRÁFICA CONTRIBUINTE DA PCH COSTA RICA (MS) E PROPOSTA DE MITIGAÇÃO DO ASSOREAMENTO**. 2016. 143 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, Universidade Estadual Paulista, Guaratinguetá, 2016.

ZHANG, Le-tao; LI, Zhan-bin; WANG, Shan-shan. Spatial scale effect on sediment dynamics in basin-wide floods within a typical agro-watershed: a case study in the hilly loess region of the Chinese loess plateau. : A case study in the hilly loess region of the Chinese Loess Plateau. **Science Of The Total Environment**, [s.l.], v. 572, p. 476-486, dez. 2016. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.082>.

ZHANG, Shanghong; LI, Zehao; HOU, Xiaoning; YI, Yujun. Impacts on watershed-scale runoff and sediment yield resulting from synergetic changes in climate and vegetation. **Catena**, [s.l.], v. 179, p. 129-138, ago. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.007>.

ZHAO, Guangju; GAO, Peng; TIAN, Peng; SUN, Wenyi; HU, Jinfei; MU, Xingmin. Assessing sediment connectivity and soil erosion by water in a representative catchment on the Loess Plateau, China. **Catena**, [S.L.], v. 185, p. 104284, fev. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2019.104284>.

ZORZAL-ALMEIDA, Stéfano; SALIM, Aline; ANDRADE, Márcio Roberto Magalhães; NASCIMENTO, Majoi de Novaes; BINI, Luis Mauricio; BICUDO, Denise Campos. Effects of land use and spatial processes in water and surface sediment of tropical reservoirs at local and regional scales. **Science Of The Total Environment**, [s.l.], v. 644, p. 237-246, dez. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.361>.

8 APÊNDICE

Localização	Ponto 1	DESCRIÇÃO PRÉVIA	REGIÃO ENCOSTA-CANAL		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km²)		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		0.000403
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 8	60		
(Cu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidências de Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20	20.00	
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				25.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		100 metros
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40	40.00	
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5		
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15	15.00	
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Evidências de deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20	20.00	
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15	15	
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				90.00	
FIG: CONECTIVIDADE DE CAMPO			57.5		

Localização	Ponto 2	DESCRİÇÃO PRÉVIA		DEPRESSÃO DO TERRENO	
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km²)		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		0.00199
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5	0.00	Reflorestamento
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				5.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		380 metros
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30	30.00	
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	10	10.00	
		Descontínuo e Esparso	20		
		Pouco presença	30		
		Ausente	40		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0	0.00	
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10	10	
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				50.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO					
					27.5

Localização	Ponto 3	DESCRIÇÃO PRÉVIA	CONCAVIDADE DO TERRENO		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição km ²		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		0.00078
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		Reflorestamento
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência de Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15	15.00	
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				20.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		345 m
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30	30.00	
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5	5.00	
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15	15	
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				60.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO				40	

Localização	Ponto 4	DESCRIÇÃO PRÉVIA	DEPRESSÃO DO TERRENO		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Límiars	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição km ²		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		0.07222
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		Reflorestamento
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência de deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0.00	
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				10.00	
FATORES A JUSANTE		Límiars	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		658 metros
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30	30.00	
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5	5.00	
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Evidências Deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0	
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				45.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO					27.5

Localização	Ponto 5	DESCRIÇÃO PRÉVIA	DEPRESSÃO DO TERRENO		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km ²)		A < 0.1	0	0.00	0.00341
		0.1 < A < 0.3	15		
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0.00	
		0.3 < n < 0.1	5		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
Floresta, pasto, vegetação primária, culturas		80 < CV < 100	0	0.00	
		60 < CV < 80	5		
Cu2) cobertura do solo (%)		40 < CV < 60	10		
		20 < CV < 40	15		
		CV < 20	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				10.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10	10.00	1110 m
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0	0.00	
		Contínuo e denso	5		
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5	5.00	
		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0	
		0.3 < n < 0.1	5		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				15.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO					12.5

Localização	Ponto 6	DESCRIÇÃO PRÉVIA	ESCOAMENTO RESTRITO DO BAI0		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km ²)		A < 0.1	0		0.63808
		0.1 < A < 0.3	15		
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45	45.00	
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5	5.00	
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				55.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		465 m
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30	30.00	
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5	5	
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0	0.00	
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0	
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				35.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO			45		

Localização	Ponto 7	DESCRIÇÃO PRÉVIA	ÁREA DE AGRICULTURA		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição km ²		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		
		0.3 < A < 0.6	30		0.013357
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidências Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15	15.00	
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				20.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		800 m
		1100 < d < 700	20	20.00	
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	10		
		Descontínuo e Esparso	20	20.00	
		Pouco presença	30		
		Ausente	40		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0	0.00	
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0	
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				50.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO					35

Localização	Ponto 8	LAGO			
Cordenadas		DESCRIÇÃO PRÉVIA			
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km²)		A < 0.1	0	0.00	0.006721 km²
		0.1 < A < 0.3	15		
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0	0	
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5.00	
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				5.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		
		1100 < d < 700	20	20.00	828 m
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5	5	
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10	10.00	
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5	5	
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				40.00	
FIG: CONECTIVIDADE DE CAMPO			22.5		

Localização	Ponto 9	DESCRIÇÃO PRÉVIA	FLORESTA NATIVA		
Cordenadas					
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição (km²)		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		
		0.3 < A < 0.6	30		0.005727 km²
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0	0	
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0.00	
		0.3 < n < 0.1	5		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				0.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0		
		1500 < d < 1100	10		1730 m
		1100 < d < 700	20	0.00	
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5		
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15	15	
		Ausente	20		
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15	15.00	
		Ausente	20		
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0	0	
		0.3 < n < 0.1	5		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.1 < n < 0.08	10		
		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20		
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				20.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO			10		

Localização	Ponto 10		DESCRÇÃO PRVIA		
Cordenadas			PARCELA DE SOLO EXPOSTO		
FATORES A MONTANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Au) Área de Contribuição		A < 0.1	0	0.00	
		0.1 < A < 0.3	15		0.005747
		0.3 < A < 0.6	30		
		0.6 < A < 0.8	45		
		A > 1	60		
(Bu) Evidência de deposição a montante do ponto.		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
*Na ausência de processos erosivos atribuir pontuação 0		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20	20.00	
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10		
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20	20.00	
TOTAL DO COMPONENTE UPSLOPE				40.00	
FATORES A JUSANTE		Limiares	Valores	Valores de campo	Observações
(Ad) distância do ponto ao exutório (m)		d > 1500	0	0.00	
		1500 < d < 1100	10		2364 metros
		1100 < d < 700	20		
		700 < d < 300	30		
		d < 300	40		
(Bd) Presença de vegetação e tampões no caminho de fluxo		Extremamente Denso	0		
		Contínuo e denso	5		
		Descontínuo e Esparso	10		
		Pouco presença	15		
		Ausente	20	20.00	
(Cd) Evidência de deposição ao longo do caminho de fluxo		Grande deposição	0		
		Evidência de deposição	5		
		Evidência Deposição descontínua	10		
		Evidências mínimas	15		
		Ausente	20	20.00	
Resistência ao escoamento		n > 0.3	0		
		0.3 < n < 0.1	5		
		0.1 < n < 0.08	10	10	
(Cu1) Valor de Manning de acordo com o uso do solo (médio)		0.08 < n < 0.05	15		
		n < 0.05	20	0	
TOTAL DO COMPONENTE DOWNSLOPE				50.00	
FIC: CONECTIVIDADE DE CAMPO			45		

