

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

**ÍNDICE DE CONECTIVIDADE
HIDROSEDIMENTOLÓGICA PARA BACIAS
MONTANHOSAS**

TESE DE DOUTORADO

Franciele Zanandrea

Porto Alegre, dezembro de 2020.

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

**ÍNDICE DE CONECTIVIDADE
HIDROSEDIMENTOLÓGICA PARA BACIAS
MONTANHOSAS**

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

Franciele Zanandrea

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Banca Examinadora:

Prof. Dr. IPH/UFRGS Fernando Mainardi Fan

Prof. Dr. UFPB Jonas Otaviano Praça De Souza

Prof. Dr. UFMS Paulo Tarso Sanches de Oliveira

Prof. Dr. IFCE Pedro Henrique Augusto Medeiros

Porto Alegre, dezembro de 2020.

Zanandrea, Franciele

ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA PARA
BACIAS MONTANHOSAS / Franciele Zanandrea.

-- 2020.

162 f.

Orientador: Masato Kobiyama.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre - RS, Brasil, 2020.

1. 1. Conectividade. 2. Hidrossedimentologia. 3. Conectividade funcional.
4. Conectividade estrutural. 5. Dinâmica de sedimentos.

I. Kobiyama, Masato, orient. II. Título.

FRANCIELE ZANANDREA

ÍNDICE DE CONECTIVIDADE HIDROSEDIMENTOLÓGICA PARA BACIAS
MONTANHOSAS

Tese 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 doutora.

Aprovado em: Porto Alegre, 3 de dezembro de 2020.

Prof. Dr. Masato Kobiyama – UFRGS
Orientador

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan – UFRGS
Examinador

Prof. Dr. Paulo Tarso Sanches de Oliveira – UFMS
Examinador

Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça De Souza – UFPB
Examinador

Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros – IFCE
Examinador

“Na vida, não existe nada a temer, mas a compreender. Agora é hora de compreender mais para temer menos.”

Marie Curie

“A primeira condição para modificar a realidade consiste em conhecê-la.”

Eduardo Galeano

“A água é a força motriz de toda a natureza.”

Leonardo da Vinci

*Dedico este trabalho aos meus pais, Terezinha Zanandrea e Ari Antônio Zanandrea,
pela dedicação, amor e força em todos os momentos.*

AGRADECIMENTOS

Em tempos sombrios em que a ciência e a educação são tão desacreditadas, agradeço profundamente a todos que acreditam e lutam pela verdade e por uma sociedade igualmente mais justa.

À Deusa e à natureza na “maravilhosa ordem e harmonia de tudo que existe e em sua alma como se revela”.

Aos meus pais, Terezinha Zanandrea e Ari Antônio Zanandrea, pelo amor transmitido, pela dedicação cotidiana, e por todos os ensinamentos do que realmente é importante nessa caminhada da vida. As minhas irmãs Fabiana e Viviane, por serem exemplo de mulheres fortes e de uma sabedoria incrível, por lerem meu trabalho mesmo sendo de outra área e ainda assim darem preciosas dicas. Ao meu irmão Adriano, pela amizade e serenidade que passa em todas nossas conversas, por ser um exemplo de caráter e luta. Minha construção é um pedacinho de cada um. Vocês me inspiram!

Ao Fábio, Maysa e Paulo, pelas conversas sempre profundas que engrandecem, não só o trabalho como à vida. Aos meus sobrinhos, Cecília, Clara e Joaquin, pela doçura e pureza que carregam no olhar. Obrigada, família!

Ao Gean pela forte parceria na ciência, na resistência, na luta e no amor, obrigada por tanto.

Ao meu orientador, Professor Masato Kobiyama, mestre de grande sabedoria que me guiou por esse caminho encantador e misterioso que é a ciência. Obrigada por todo apoio, pelos sábios conselhos e pela amizade adquirida nesses últimos anos.

A todos os professores que lutam todo dia pela construção de uma sociedade crítica e forte, em especial aos meus professores do IPH/UFRGS e meu eterno professor Héctor Raul Muñoz Espinosa. Aos professores da banca pelas suas avaliações e contribuições que enriqueceram o trabalho.

Aos Bombeiros Voluntários de Rolante, em especial ao Leandro e Lauri, por todo auxílio na instalação das estações e por nos abrigarem com tanto carinho em nossos campos.

Ao Noel, Sr. Matusalém e Sra. Neusa, por nos cederem o espaço para instalação do pluviômetro e pelo relato detalhado do desastre natural de 2017, e a partir disso por estabelecerem uma forte relação de amizade e confiança. Obrigada Noel por todos os avisos das fortes chuvas que aconteciam e Dona Neusa, simplesmente seus almoços são incríveis, além de satisfazer a fome, encham o coração!

À Dona Iracema pelo espaço cedido para instalação da estação hidrossedimentológica, por ser tão atenciosa e prestativa, sempre disposta a uma boa conversa e um chimarrão.

À toda comunidade do Mascarada, em especial a Estér e sua família, que sempre nos receberam com muito carinho e atenção em todas nossas recorridas pela bacia.

À incansável equipe de campo, Gabriel, Gean, Guilherme, Heron e Rossano, que juntos alcançamos a missão de instalar 3 estações em 1 ano (hidrológico) e aos que chegaram um pouco depois, Leonardo e Bruno, e auxiliaram na resolução dos infinitos problemas com os sensores e compartilharam das discussões filosóficas da conectividade.

Ao pessoal da Sala de Hidrologia pela convivência e parceria ao longo desses anos, desde a noite do sushi as rodas de chimarrão. Ao pessoal da eterna “Sala do Tubarão”, pela união na construção de importantes projetos. Ao Grupo de Pesquisas em Desastres Naturais (GPDEN). E a todos amigos do IPH, que seria impossível citar tantos nomes aqui.

Mas não posso deixar de citar as minhas grandes amigas da pós, Ana e Débora, e também a Alexia, pela forte parceria e amizade que me fortalece e me enriquece a cada dia. E ao Beni, amigo de longa data. Levo vocês da pós-graduação para a vida!

Agradeço também as minhas amigas irmãs de Caxias e aos amigos de BC, tem coisas que nem a distância é capaz de enfraquecer.

À UFRGS pela oportunidade de estudar em uma instituição pública e de qualidade e aos seus funcionários, principalmente do IPH, pela prestatividade em auxiliar na resolução das questões cotidianas.

À Alexandra Asanovna Elbakyan por lutar pelo acesso universal à ciência.

À CAPES pela bolsa de doutorado concedida.

A todos que, de forma direta ou indireta, contribuíram para a elaboração deste trabalho.

RESUMO

A conectividade hidrossedimentológica é definida como a transferência integrada de água e sedimentos entre compartimentos da paisagem, de qualquer fonte possível para determinado ponto de controle em um sistema onde o vetor de transporte é a água. O estudo da conectividade hidrossedimentológica contribui para a compreensão da dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas. A partir da compreensão dos elementos que influenciam a conectividade hidrossedimentológica é possível determinar graus de conectividade de maneira espacialmente distribuída e temporalmente variável para uma bacia. Uma maneira de avaliar essa dinâmica é a partir do uso de índices, porém grande parte dos índices de conectividade, atualmente, consideram apenas componentes estruturais, permitindo uma distribuição variando apenas espacialmente. O presente trabalho teve como objetivo principal elaborar um índice de conectividade hidrossedimentológica (*IHC- Index of Hydrosedimentological Connectivity*) a partir da integração de aspectos funcionais e estruturais, permitindo a variação espaço-temporal da conectividade. Bacias montanhosas no sul do Brasil tendem a apresentar altos graus de conectividade, pois possuem chuvas bem distribuídas ao longo do ano e oferecem menores possibilidades para deposição dos sedimentos. Esse fato interfere diretamente na dinâmica hidrossedimentológica da mesma. A bacia hidrográfica do rio Mascarada, cabeceira do rio dos Sinos, Rio Grande do Sul, possui elevada amplitude altimétrica. Assim, essa bacia foi utilizada como área de estudo dos artigos que compõe essa tese. Foi realizado o monitoramento hidrossedimentológico da bacia de estudo, através da instalação de uma estação hidrossedimentológica e outros três pluviômetros. Para elaboração do *IHC* foram avaliadas diferentes variáveis, função de duas componentes: a conectividade estrutural e a conectividade funcional. Em relação a componente estrutural, o uso de modelos digital de terreno de alta resolução se mostrou importante para o cálculo das variáveis físicas da paisagem, como declividade e comprimento do caminho do fluxo. Ainda, em relação a parte estrutural, a impedância de água e sedimento se mostrou eficaz quando calculada a partir do coeficiente de Manning, principalmente em bacias cobertas por florestas. As cicatrizes dos escorregamentos de terra apresentaram maiores valores de conectividade de sedimentos, pois representam áreas de solo exposto e sobrepostas aos caminhos preferenciais do fluxo, atuando como fontes de sedimentos na bacia. Considerando a importância do aspecto funcional, foram inseridas características da precipitação no cálculo do *IHC*, o que permitiu a avaliação da conectividade hidrossedimentológica a partir da variação espaço-temporal em escala de evento na foz da bacia hidrográfica. Os valores de *IHC* máximo e médio apresentaram correlação positiva (volume 0,88 e 0,69; vazão de pico 0,83 e 0,63, respectivamente) com os valores monitorados na foz da bacia hidrográfica do rio Mascarada. Os caminhos de fluxo preferencial nas encostas, levantados em campo, apresentaram maiores valores de *IHC*, o que demonstrou coerência na representação da paisagem pelo *IHC*, visto que a validação da conectividade ainda é um desafio. Ao final desse estudo produziu-se o *IHC* de fácil aplicação, com uma estrutura simples e de dados de entrada facilmente disponíveis. Esse novo *IHC* poderá contribuir para a gestão de bacias hidrográficas, fornecendo informações especializadas do alcance de sedimentos na bacia hidrográfica em relação às suas fontes, além da identificação dessas fontes.

Palavras-chave: Conectividade; hidrossedimentologia; conectividade funcional; conectividade estrutural; dinâmica de sedimentos.

ABSTRACT

Hydrosedimentological connectivity is defined as the integrated transfer of water and sediments between compartments of the catchment, from any possible source to a given control point in a system where the transport vector is water. The study of hydrosedimentological connectivity contributes to the understanding of sediment dynamics in catchments. From the understanding of the elements that influence on hydrosedimentological connectivity, it is possible to determine connectivity degrees in a spatially-distributed and temporally-variable manner for a catchment. One way to evaluate this dynamic is through the use of indexes, however, a large part of the connectivity indexes, currently, consider only structural components, allowing a distribution varying only spatially. The present work had as main objective to develop a new index of hydrosedimentological connectivity (*IHC*) from the integration of functional and structural aspects of connectivity, allowing spatio-temporal variation. Mountain catchments in Brazil tend to have high degrees of connectivity, as they have well-distributed rainfall throughout the year and offer fewer possibilities for sediment deposition. This fact directly interferes with its hydrosedimentological dynamics. The Mascarada River catchment has a high altimetric range. Therefore, this catchment was used as a study area for the papers that make up this dissertation. The hydrosedimentological monitoring was carried out in the study catchment, through the installation of a hydrosedimentological station and three precipitation-gauges. For the *IHC* development, different variables were evaluated, as a function of two components: structural connectivity and functional connectivity. Regarding the structural component, the use of high-resolution digital terrain models was proved to be important for the calculation of the physical variables of the landscape, such as the slope and length of the flow path. Still, in relation to the structural part, the water and sediment impedance was proved to be effective when calculated from the Manning coefficient, mainly in the forest-cover catchment. The landslides scars showed higher values of sediment connectivity, as they represent areas of exposed soil and superimposed on the preferential flow paths, acting as sediment sources in the catchment. Considering the importance of the functional aspect, precipitation characteristics were inserted in the *IHC* calculation, which allowed the evaluation of hydrosedimentological connectivity based on the space-time variation at the event scale at the catchment outlet. The *IHC* maximum and mean values showed a positive correlation (runoff volume 0.88 and 0.69; peak flow 0.83 and 0.63, respectively) with the values monitored at the catchment outlet. The preferential flow paths on the hillslopes, raised in the field survey, presented higher *IHC* values, which demonstrated consistency in the landscape representation by the index since the validation of connectivity is still a scientific big challenge. At the end of this study, the *IHC* was easily applied, with a simple structure and easily available input data. This index can contribute to the catchment management, providing spatialized information on the reach of sediments in the catchment in relation to their sources, in addition to identifying these sources.

Keywords: Connectivity; hydrosedimentology; functional connectivity; structural connectivity; sediment dynamics.

Sumário

RESUMO	v
ABSTRACT	vi
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tabelas	xii
Lista de Siglas e Abreviaturas	xiii
Lista de Símbolos	xv
CAPÍTULO 1	1
1. Introdução.....	1
1.1. Objetivos	5
1.2. Organização do trabalho	6
Referências Bibliográficas.....	9
CAPÍTULO 2	13
2. Área de estudo.....	13
Referências Bibliográficas.....	24
CAPÍTULO 3	25
3. Conectividade dos sedimentos: Conceitos, princípios e aplicações	26
3.1. Introdução	26
3.2. Histórico e Conceitos.....	28
3.3. Abordagens sobre o entendimento da Conectividade dos Sedimentos.....	31
3.4. Variáveis Utilizadas na Quantificação da Conectividade dos Sedimentos	36
3.5. Aplicações na Avaliação da Conectividade dos Sedimentos	40
3.6. Estudos sobre conectividade hidrossedimentológica no Brasil.....	49
3.7. Conclusões	53
Referências Bibliográficas.....	55
CAPÍTULO 4	65
4. Evaluation of different DTMs in the sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil	66
4.1. Introduction	66
4.2. Materials and Methods.....	68
4.3. Results and Discussion	74

4.4.	Final remarks	79
	References	81
CAPÍTULO 5		84
5.	Impedance Influence on the Index of Sediment Connectivity in a Forested Mountainous Catchment	85
5.1.	Introduction	85
5.2.	Materials and methods	88
5.3.	Results and Discussion	96
5.4.	Conclusion.....	104
	References	105
CAPÍTULO 6		109
6.	Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through a modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment.....	110
6.1.	Introduction	110
6.2.	Materials and methods	113
6.3.	Results and Discussion	121
6.4.	Conclusion.....	128
	References	129
CAPÍTULO 7		136
7.	Comparação entre os Capítulos 4 e 5	136
CAPÍTULO 8		138
8.	Conclusões e Recomendações	138
8.1.	Conclusões	138
8.2.	Recomendações	139
APÊNDICES		141
	Apêndice A – Croqui da estação hidrossedimentológica no exutório da bacia hidrográfica do rio Mascarada.	141
	Apêndice B - Linguagem de programação visual (<i>ModelBuilder</i>) para a criação do fluxo de trabalho de geoprocessamento do <i>IHC</i> no <i>Arcgis</i> [®] (Modificado de Cavalli et al., 2013).....	142

Lista de Figuras

Figura 1-1. Modelo conceitual de produção de sedimentos em diferentes escalas. Modificado de De Vente e Poesen (2005).	3
Figura 1-2. Visão geral da organização e estrutura da tese.	7
Figura 2-1. Mapa de localização das bacias hidrográficas do rio Mascarada, Rolante e Sinos.	13
Figura 2-2. Encostas declivosas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.	14
Figura 2-3. Mapa de uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio Mascarada. .	15
Figura 2-4. Mapa das unidades geotécnicas da bacia hidrográfica do rio Mascarada. ...	16
Figura 2-5. Presença do Arenito Botucatu na porção média nas encostas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.	16
Figura 2-6. Cicatrizes de escorregamentos de terra e fluxo de detritos nas encostas da bacia do rio Mascarada/RS.	17
Figura 2-7. Depósitos de sedimentos que provocaram alterações na morfologia do canal principal da bacia do rio Mascarada/RS.	18
Figura 2-8. Mapa de localização das estações: hidrossedimentológica (Mascarada), meteorológica (Bombeiros) e pluviométricas (todas) da bacia hidrográfica do rio Mascarada e região.	19
Figura 2-9. Estação hidrossedimentológica no exutório da bacia hidrográfica do rio Mascarada.	19
Figura 2-10. Medição de vazão na seção de monitoramento com o equipamento ADCP M9.	20
Figura 2-11. Coleta de amostras para medição da concentração de sedimentos em suspensão com o amostrador DH 48 (a) e de sedimentos de fundo com o amostrador Halley-Smith (b).	20
Figura 2-12. Ajustes do método de Stevens para seção de medição no rio Mascarada (<i>Am</i> - área molhada e <i>Rh</i> - raio hidráulico).	21
Figura 2-13. Precipitação total mensal dos pluviômetros instalados na bacia hidrográfica do rio Mascarada entre os anos de 2019 e 2020.	22
Figura 2-14. Hidrograma e hietogramas de eventos de diferentes magnitudes na foz da bacia hidrográfica do rio Mascarada (Estação Mascarada).	23
Figura 3-1. Dimensões, componentes e características da conectividade dos sedimentos.	32

Figura 3-2. Definição dos componentes a montante e a jusante do ponto de cálculo do índice de conectividade (<i>IC</i>). Fonte: Adaptado de BORSELLI et al., 2008.	44
Figura 3-3. Principais dados de entrada utilizados na avaliação da conectividade dos sedimentos.	47
Figura 3-4. Distribuição temporal das produções científicas sobre conectividade dos sedimentos no Brasil (2008–2020).	50
Figura 3-5. Distribuição espacial das produções científicas sobre conectividade dos sedimentos no Brasil (2008–2020).	52
Figura 3-6. Distribuição quanto ao tipo de abordagem da conectividade dos sedimentos nos trabalhos brasileiros.	53
Figura 4-1. Locates Mascarada River Watershed (MDT ASF 12m).	68
Figura 4-2. Image of the region: a) before landslides occurrences (image Google Earth 2014) and b) just after the landslides (Sentinel-2 January 2017).	69
Figura 4-3. Landslides in the Mascarada River Watershed (January 2017) a) landslide upper view; b) landslide lower view).....	70
Figura 4-4. Example of a hillslope boundary.	70
Figura 4-5. Definition of the components of the upper and lower part of the hillslope of the connectivity index (<i>IC</i>) (Borselli et al., 2008).	72
Figura 4-6. Landslides scars and classification of its connection to the channel.	75
Figura 4-7. Connectivity Index (<i>IC</i>) maps in the Mascarada river watershed with different DTMs. Note: The polygon indicates the region where the landslides occurred. A) ASF 12m; B) AW3D 30m; C) ASTER GDEM 30m D) SRTM 90m.	76
Figura 4-8. <i>IC</i> frequency histograms of the Mascarada river watershed area with different DTMs.	78
Figura 5-1. Locality of Mascarada River Catchment.....	88
Figura 5-2. Landscape morphology of the Mascarada River Catchment a) Landslides scars and b) Sediment deposits in the floodplain of the river (image Google Earth 2018).	89
Figura 5-3. Map of land use in the study area.	90
Figura 5-4. Predominant land use in the Mascarada River Catchment a) Tropical native forest and b) litter at the forest surface.....	91
Figura 5-5. Relative and cumulative frequency of <i>n</i> , <i>1-n</i> and <i>RS</i> values tabulated by Chow (1959).	95

Figura 5-6. Map of the impedance (W) in the Mascarada River Catchment obtained with different methods: (a) W_C ; (b) W_n ; (c) W_{RI} and (d) W_{RS} .	96
Figura 5-7. Map of the Connectivity Index (IC) in the Mascarada River catchment with different W estimations: (a) $W_C (IC_C)$; (b) $W_n (IC_n)$; (c) $W_{RI} (IC_{RI})$; (d) $W_I (IC_I)$; (e) $W_{RS} (IC_{RS})$.	98
Figura 5-8. IC means of the main features with four different W ($W_{RS} (IC_{RS})$; $W_{RI} (IC_{RI})$; $W_n (IC_n)$; $W_C (IC_C)$).	99
Figura 5-9. IC statistics of the Mascarada River Catchment with four different W ($W_{RI} (IC_{RI})$; $W_C (IC_C)$; $W_n (IC_n)$; $W_{RS} (IC_{RS})$; $W_I (IC_I)$).	101
Figura 5-10. Histograms of IC for different W ($W_C (IC_C)$; $W_{RI} (IC_{RI})$; $W_n (IC_n)$; $W_I (IC_I)$; $W_{RS} (IC_{RS})$).	103
Figura 6-1. Location map of the Mascarada river catchment, monitoring stations and CN values map.	114
Figura 6-2. IHC map for precipitation events in ascending magnitude order.	122
Figura 6-3. Regions with sediment deposition in the floodplain disconnected to the outlet in low magnitude events.	123
Figura 6-4. Values of a) Mean IHC and maximum IHC and total runoff volume and b) Mean IHC and maximum IHC and peak flow for each event.	124
Figura 6-5. Flow (Q) and precipitation (P) series: a) Event 1 and b) Event 4.	125
Figura 6-6. IHC of the flow paths in hillslopes of the Mascarada Catchment.	126
Figura 6-7. IHC map of Event 7 ($P_{mean} = 240\text{mm}$) where several landslides and debris flows occurred in 2017.	127
Figura 7-1. Comparação dos mapas de IC obtidos a partir do MDT de 12,5m e de 1m nas encostas onde ocorreram os escorregamentos.	137

Lista de Tabelas

Tabela 2-1. Dados das estações pluviométricas, meteorológica e hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.	22
Tabela 3-1. Tipos, fatores e processos/características das diferentes formas de conectividade dos sedimentos.	30
Tabela 3-2. Comparação entre a <i>SDR</i> , Produção de Sedimentos (<i>SY</i>) e Conectividade dos Sedimentos (<i>SC</i>).	35
Tabela 3-3. Exemplos de possíveis variáveis para compor um índice de conectividade dos sedimentos e suas características.	37
Tabela 3-4. Métodos de avaliação da conectividade dos sedimentos.	41
Tabela 4-1. The used DTMs Specification.	71
Tabela 4-2. Overland flow Manning's Roughness Values <i>n</i> assigned to each class of land use and the derived <i>W</i> factor.	73
Tabela 4-3. Statistics of the connectivity index of the Mascarada river watershed for different DTMs.	77
Tabela 4-4. <i>IC</i> means values for the landslides scars and hillslopes.	79
Tabela 5-1. Overland flow Manning's Roughness Values <i>n</i> and the different <i>W</i> factor.	95
Tabela 5-2. Advantages and Disadvantages of each methodology for <i>W</i> estimation. .	104
Tabela 6-1. Description of Mascarada catchment monitoring system.	119
Tabela 6-2. Precipitation event data (<i>Ips</i> and <i>P</i>) for each gauge station.	119
Tabela 6-3. Descriptive statistics of <i>IHC</i> events.	122

Lista de Siglas e Abreviaturas

- ADCP - *Acoustic Doppler Current Profiler*
- AIC - Índice agregado de conectividade de vazão e sedimentos
- ASF - *Alaska Satellite Facility*
- ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
- BDTD - Biblioteca Brasileira Digital de Teses e Dissertações
- CN - *Curve Number*
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/ Serviço Geológico do Brasil
- DTM – *Digital Terrain Model*
- EPA - *US Environmental Protection Agency*
- ESA - *European Space Agency*
- FSC - *Flow and Sediment Connectivity*
- FIC - Índice de Conectividade de campo
- GIS – *Geographic information systems*
- GPDEN – Grupo de Pesquisas em Desastres Naturais
- GPS - *Global Positioning System*
- HSDR - *Hillslope Sediment Delivery Ratio*
- IC – Índice de Conectividade
- IC_n - Índice de Conectividade obtido com o uso de n de Manning
- IC_{RI} - Índice de Conectividade obtido com o uso de RI
- IC_{RS} - Índice de Conectividade obtido com o uso de RS
- IC_C - Índice de Conectividade obtido com o uso de C da USLE/RUSLE
- ICHS - Índice de Conectividade Hidrossedimentológica para escorregamentos
- IHC - Índice de Conectividade Hidrossedimentológica
- IDRP - *Development and Persistence of the Drainage Network*
- InVEST - *Integrated Valuation of Environmental Services and Trade-offs*
- IPBES – *Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services*
- IPH – Instituto de Pesquisas Hidráulicas
- IPS - *Precipitation Index for Sediments*
- JAXA - *Japan Aerospace Exploration Agency*
- LIDAR - *Light Detection and Ranging*
- LS - Fator topográfico (*length slope*)
- MDT – Modelo Digital de Terreno
- NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*

NRCS - *Natural Resource Conservation Service*

RCI- *Relative Connectivity Index*

SC - *Conectividade dos Sedimentos*

SCI - *Índice de Conectividade Simplificado*

SciELO - *Scientific Electronic Library Online*

SCS - *Soil Conservation Service*

SDR – *Sediment Delivery Ratio*

SEA - *Área de captação sedimentologicamente efetiva*

SEMA – *Secretaria do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável*

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

SY – *Sediment Yield/Produção de Sedimentos*

TCC – *Trabalho de Conclusão de Curso*

UFRGS – *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*

UNESCO - *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*

USLE – *Universal Soil Loss Equation*

RUSLE - *Revised Universal Soil Loss Equation*

Lista de Símbolos (SI)

A_k	Área de contribuição à montante (m^2)
A_m	Área molhada (m^2)
C	Fator C da USLE/RUSLE
C_e	Conectividade estrutural
C_f	Conectividade funcional
C_{ss}	Concentração de sedimentos em suspensão ($mg \cdot L^{-1}$)
D_{dn}	Módulo de jusante
d_i	Comprimento da célula i ao longo do caminho descendente (m)
D_{up}	Módulo de montante
g	Aceleração da gravidade ($m \cdot s^{-2}$)
H	Nível da água (m)
I_a	Abstração inicial (mm)
I_{cal}	Variável calculada no final do intervalo de tempo i
I_e	Intensidade da chuva efetiva (mm)
I_{max}	Máxima intensidade do evento antecedente ($mm \cdot d^{-1}$)
I_{med}	Variável média do evento observado no período de simulação
I_{obs}	Variável observada no final do intervalo de tempo i
n	Coefficiente de Manning ($m^{-1/3} s$)
N	Número de intervalos de tempo do evento analisado
P	Precipitação (mm)
Q	Vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$)
Q_{runoff}	Escoamento superficial (mm)
q	Vazão por unidade de largura ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)
R_h	Raio hidráulico (m)
RI	<i>Roughness Index</i>
RS	<i>Relative Smoothness Index</i>
S	Declividade ($m \cdot m^{-1}$)
S_a	Parâmetro de armazenamento (mm)
SDR_{rr}	Taxa de transferência de sedimento
S_i	Gradiente de declividade da célula i ($m \cdot m^{-1}$)
S_k	Gradiente de inclinação média da área de contribuição à montante ($m \cdot m^{-1}$)
T	Turbidez (NTU)
V_{m-i}	Precipitação acumulada do evento antecedente (mm)

v	Velocidade do fluxo (m.s^{-1})
W	<i>Weighting fator</i> /impedância
W_C	Impedância utilizando fator C
W_n	Impedância utilizando n de Manning
W_{RI}	Impedância utilizando RI
W_{RS}	Impedância utilizando RS
W_i	Valor de impedância (ponderação) da célula i
W_k	Fator médio de impedância (ponderação) da área de contribuição à montante
Δt_{m-i}	Duração do evento de precipitação (d)

CAPÍTULO 1

1. Introdução

A erosão pode ser entendida como um conjunto de processos, resultado das ações de determinados agentes sobre solos e rochas, e tem como produto os sedimentos (SIMÕES; COIADO, 2003; CARVALHO, 2008). Esses materiais destacados são transportados e depositados à medida que a energia que promove seu deslocamento não é mais suficiente para manter a partícula em movimento na bacia hidrográfica.

A erosão do solo é um sério problema atual que prejudica a sobrevivência humana, restringindo o desenvolvimento socioeconômico sustentável (Lu, 2017), principalmente em áreas montanhosas (Ali et al., 2011). Segundo IPBES (2018), o custo global da degradação do solo, pela qual a erosão do solo é responsável, representou cerca de 10% do Produto Bruto Mundial do ano de 2010 devido à perda da biodiversidade e de serviços ecossistêmicos. O aumento dos processos erosivos vem sendo intensificado pelo uso inadequado do solo, associado às práticas de manejo e conservação indevidas ou até mesmo ausentes.

A intensificação dos processos erosivos pode acarretar diversos problemas sociais, econômicos e ambientais, como assoreamento de reservatórios, canais e regiões planas; degradação de pontes e talude; mudanças na forma do leito de rios e estuários; diminuição da capacidade agrícola; e problemas no tratamento de água para abastecimento (Chanson, 2004; Julien, 2010; Pimentel et al., 1995). De acordo com a UNESCO (2009), aumentos na produção de sedimentos são observados em muitos lugares do mundo, afetando drasticamente a qualidade da água. O serviço de retenção de sedimentos fornecido por paisagens naturais é de grande interesse para o gerenciamento dos recursos hídricos, pois, além de compreender onde os sedimentos são gerados e seu alcance na superfície terrestre, permite a criação de estratégias para reduzir as cargas de sedimentos.

Os processos de produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica envolvem diversos fenômenos que vão desde a erosão de pequenas partículas de solo e rochas até grandes movimentos de massa. Os movimentos de massa, segundo Burton e Bathrust (1998), estão entre os principais processos erosivos em encostas declivosas,

ocasionando relevante incremento na produção de sedimentos na bacia. Além de mobilizarem um volume de sedimentos que provavelmente alcançará a rede fluvial, esses movimentos afetam as taxas de produção de sedimentos da bacia em uma larga escala temporal (Korup et al., 2004; Mikoš et al., 2006).

De acordo com Kobiyama et al. (2011), a produção de sedimentos gerada por escorregamentos é intermitente e irregular ao longo do tempo, diferindo significativamente da erosão hídrica superficial que ocorre com menor magnitude, porém com maior frequência. Vários modelos hidrossedimentológicos baseados em processos físicos foram desenvolvidos para estimar a produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica (Smith; Goodrich; Quinton, 1995; De Roo; Offermans; Cremers, 1996; Flanagan et al., 2001), porém a grande maioria aborda apenas os processos relacionados à erosão hídrica superficial, em sulcos e entressulcos (De Vente e Poesen, 2005). Outros processos de erosão hídrica, como a erosão (efêmera) em ravinas ou *piping* não são comumente abordados nos modelos (Poesen, 2017), bem como os movimentos de massa. Bovolo e Bathrust (2012) retratam que poucos trabalhos avaliaram impactos adversos de movimentos de massa na produção de sedimentos a jusante.

De Vente e Poesen (2005) apresentam um modelo conceitual de produção de sedimentos em diferentes escalas identificando a fonte e o destino dos sedimentos. Quando se analisa a produção em menor escala, onde a mobilização do sedimento é dominada pelo impacto da gota e erosão em sulcos e entressulcos, a produção de sedimentos é menor. Em escalas de paisagem ou bacia é esperada uma maior produção de sedimentos, devido ao maior número de processos erosivos. A Figura 1-1 demonstra que com o aumento da área da bacia espera-se um maior armazenamento de sedimento nos limites da parcela, pés de encosta e planície de inundação. O efeito do armazenamento de sedimento torna-se dominante em bacias maiores, o que resulta na queda da produção de sedimentos. Desta maneira, a dinâmica do sistema deixa de ser limitada pela erosão para ser limitada pelo transporte.

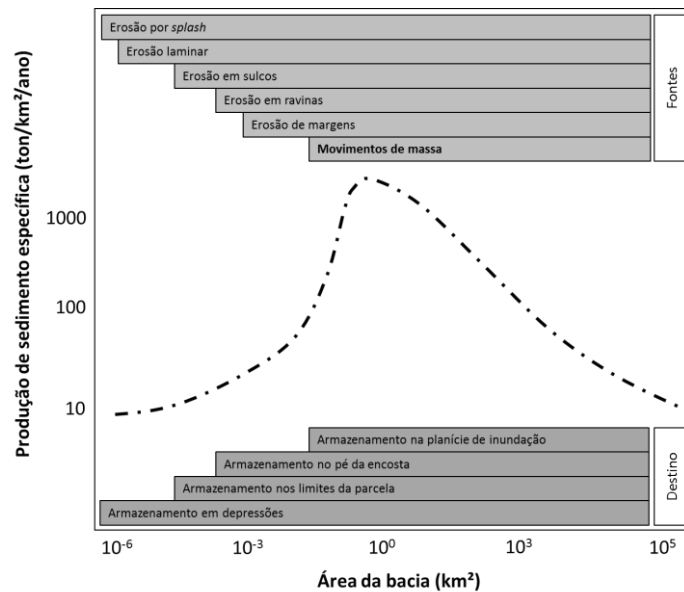


Figura 1-1. Modelo conceitual de produção de sedimentos em diferentes escalas. Modificado de De Vente e Poesen (2005).

As bacias montanhosas, além de possuírem maior propensão à ocorrência de escorregamentos, normalmente possuem maiores taxas de produção de sedimentos, pois oferecem menores possibilidades para deposição dos sedimentos (Jones e Preston, 2012). Características físicas, como o relevo, possuem forte influência na dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica. Desse modo, a transferência de sedimentos é influenciada pela natureza, extensão e localização das fontes de sedimentos, mas também pela topografia, clima, padrão de canais, vegetação, uso do solo, propriedades do solo, entre outros. Bracken et al. (2015) observam que poucos estudos avaliam a origem das fontes de sedimentos e as rotas de transporte que operam sob diferentes condições ambientais.

Uma maneira de avaliar espacialmente a dinâmica de sedimentos se dá por meio de graus de conectividade de sedimentos na bacia, que controlam a chegada dos sedimentos em locais a jusante. Segundo Liu e Fu (2016), a conectividade de sedimentos é uma questão importante na produção de sedimentos. Fryirs et al. (2007a, b) relatam que a conectividade dos sedimentos em bacias montanhosas é alta, porque o sedimento se move relativamente rápido dos locais de geração, nas encostas, ao longo da rede de drenagem.

As conectividades hidrológica e de sedimentos têm sido muito discutidas atualmente e são definidas pela transferência física de matéria (água e sedimentos, respectivamente) entre diferentes compartimentos da paisagem na bacia hidrográfica

(Bracken et al., 2015; Bracken e Croke, 2007; Hooke, 2003; Pringle, 2001; Tetzlaff et al., 2007; Wohl, 2017). A configuração espacial dos componentes do sistema representa a conectividade estrutural, enquanto a conectividade funcional é inferida a partir da dinâmica dos processos do sistema (e.g. transferência de água e sedimentos) (Wainwright et al., 2011; Heckmann et al., 2018).

Grande parte das metodologias avalia a conectividade dos sedimentos a partir de aspectos estruturais (geomorfológicos) que distribuem no espaço as relações entre os componentes do sistema. Atualmente, são sugeridas abordagens utilizando também aspectos funcionais (hidrológicos) que trazem dependência temporal para a conectividade (Bracken et al., 2013; Bracken et al., 2015; Heckmann et al., 2018).

Alguns índices já foram utilizados com a finalidade de descrever a conectividade de sedimentos considerando variáveis topográficas (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013), ou seja, considerando os aspectos estruturais da paisagem. Outros trabalhos, como de Baartman et al. (2013), utilizaram modelos conceituais na avaliação da conectividade. Os trabalhos de Medeiros et al. (2010), Vigiak et al. (2012) e Masselink et al. (2016) utilizam modelagem fisicamente embasada na previsão da produção de sedimentos avaliando conectividade e assim configuram-se como exceções na área. Porém, poucos trabalhos avaliaram a conectividade a partir de aspectos funcionais e estruturais de maneira conjunta (López-Vicente e Ben-Salem, 2019; Zingaro et al., 2019). Esses trabalhos foram desenvolvidos em bacias com características diferentes das brasileiras, ou seja, sem considerar a importância da floresta na retenção de sedimentos (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Persichillo et al., 2018), fato relevante em bacias tropicais e subtropicais.

Segundo Cavalli et al. (2013), o grau de ligação que controla os fluxos de sedimento entre áreas fontes e pontos de deposição é essencial no estudo dos processos de transferência de sedimentos em bacias montanhosas. A conectividade permite estimar a contribuição de uma determinada parte da bacia hidrográfica como fonte de sedimento, além de definir os caminhos de transferência. Além disso, considerando a importância da quantificação dessa conectividade de sedimentos entre pontos da bacia, índices de conectividade podem ser ferramentas úteis no gerenciamento de desastres relacionados a sedimentos. Essas ferramentas podem indicar a possibilidade de o sedimento de uma determinada fonte atingir uma área ou a rede de drenagem, seja este proveniente de erosão superficial ou até de movimentos de massa.

Bacias montanhosas tendem a apresentar altos graus de conectividade (Wohl, 2010). Na bacia hidrográfica do rio Mascarada, cabeceira do rio dos Sinos, Rio Grande do Sul, Brasil, ocorreram diversos escorregamentos de terra em 2017, que ocasionaram sérios problemas relacionados a sedimentos nos municípios a jusante (GPDEN/SEMA, 2017). Essa bacia é bastante montanhosa e suas nascentes estão localizadas no platô da Serra Geral no Rio Grande do Sul, possuindo elevada amplitude altimétrica. Segundo Wohl (2010), os rios de bacias montanhosas têm expressivo aumento na magnitude da produção de sedimentos durante um período após distúrbios na escala da bacia hidrográfica. Assim, essa bacia torna-se potencialmente interessante ao estudo da conectividade hidrossedimentológica, pois além das características físicas, os municípios de jusante vêm sofrendo com diversos problemas socioeconômicos e ambientais relacionados a sedimentos.

A escassez de estudos que abordem a conectividade, considerando aspectos funcionais e estruturais de maneira integrada em bacias florestadas e montanhosas, demonstra a necessidade de pesquisa na área. Com isso, apesar dos estudos recentes, existem ainda questões pendentes relacionadas ao uso do conceito de conectividade para o entendimento da dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica.

A presente Tese de Doutorado visa compreender a dinâmica da conectividade hidrossedimentológica em uma bacia montanhosa sul-brasileira. Portanto, nessa pesquisa, foi avaliada a conectividade hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do rio Mascarada, sujeita à influência de processos erosivos extremos (e.g. movimentos de massa) e não extremos (e.g. erosão laminar), a fim de estabelecer um índice de conectividade hidrossedimentológica a partir de aspectos funcionais e estruturais da paisagem.

1.1. **Objetivos**

O objetivo desta pesquisa foi elaborar um índice de conectividade hidrossedimentológica para bacias hidrográficas a partir de aspectos funcionais e estruturais da paisagem.

Objetivos específicos

- Construir um Estado da Arte das pesquisas sobre conectividade hidrossedimentológica/de sedimentos, com ênfase no Brasil;

- Identificar e avaliar os principais elementos estruturais condicionantes da conectividade dos sedimentos em uma bacia montanhosa e florestada;
- Inserir aspectos funcionais ao índice de conectividade de sedimentos de Borselli et al. (2008) modificado por Cavalli et al. (2013);
- Avaliar e validar o índice de conectividade hidrossedimentológica proposto na bacia hidrográfica de estudo.
- Avaliar o efeito de eventos pluviométricos de diferentes magnitudes sobre a conectividade hidrossedimentológica da bacia de estudo;

1.2. Organização do trabalho

A presente tese consiste em 8 Capítulos. O presente Capítulo (Capítulo 1) apresenta os aspectos globais da tese, com a introdução do tema e seus objetivos. Como a presente tese analisou a bacia do rio Mascarada, o Capítulo 2 descreve as características desta área. Nesse Capítulo, apresenta-se também um detalhamento do monitoramento hidrossedimentológico instalado nessa bacia, o qual teve seus dados utilizados no Capítulo 6. A fim de atender os objetivos propostos, foi desenvolvida uma série de estudos, apresentados nos capítulos 3 a 6 em forma de artigos. Uma versão modificada desses artigos foi publicada em diferentes revistas conforme apresentado:

- Capítulo 3:

Zanandrea, F.; Paul, L.R.; Michel, G.P.; Kobiyama, M.; Zanini, A.S.; Abatti, B.H., 2020. Conectividade dos sedimentos: Conceitos, princípios e aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21 (2), p. 435-459. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1754>.

- Capítulo 4:

Zanandrea, F.; Michel, G. P.; Kobiyama, M.; Cardozo, G. L., 2019. Evaluation of different DTMs in sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil. *Geomorphology*, 332, p. 80 – 87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.005>.

- Capítulo 5:

Zanandrea, F.; Michel, G. P.; Kobiyama, M., 2020. Impedance influence on the index of sediment connectivity in a forested mountainous catchment. *Geomorphology*, 351, 106962. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106962>.

• Capítulo 6:

Zanandrea, F.; Michel, G.P.; Kobiyama, M.; Censi, G.; Abatti, B.H., 2020. Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment. *Catena*. *Em avaliação*.

Nota-se que, embora os artigos originais possuam seus resumos e abstracts, os capítulos 3 a 6 não os apresentam, além de outras modificações. A Figura 1-2 demonstra uma visão geral da estrutura da tese com os temas abordados em cada capítulo. Apresenta-se a seguir um resumo das respectivas contribuições de cada Capítulo para o tema geral proposto nesta tese.

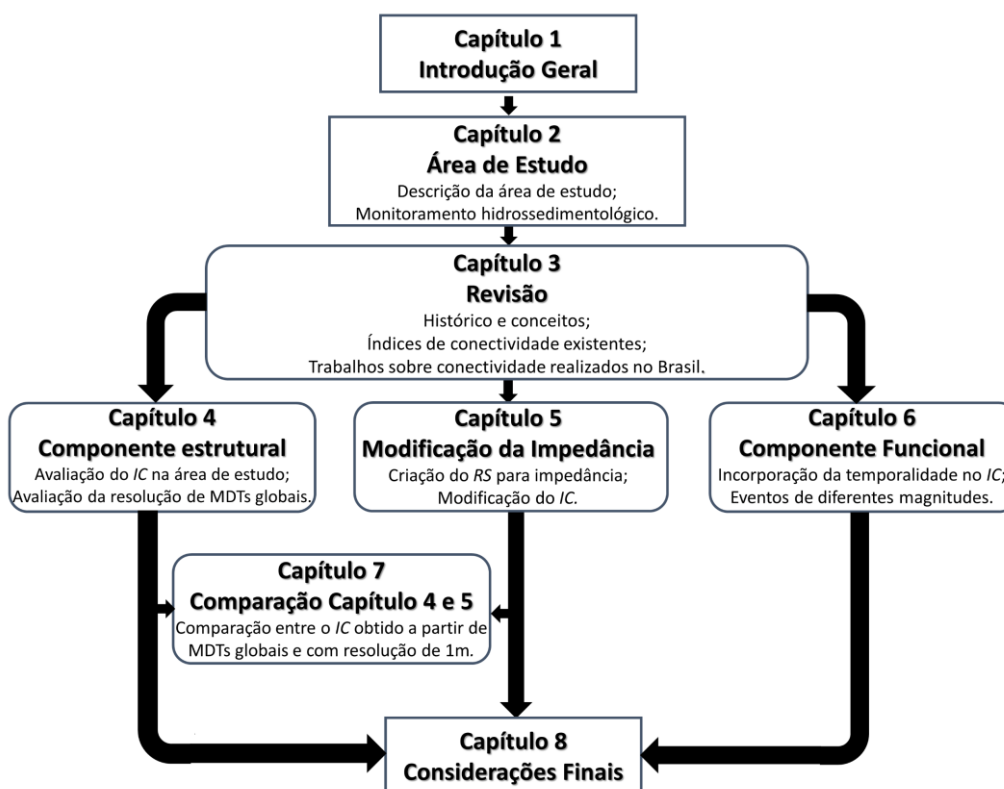


Figura 1-2. Visão geral da organização e estrutura da tese.

O Capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica sobre a conectividade dos sedimentos, em que se realiza uma discussão sobre a definição e conceitos acerca do tema. A revisão traz também um levantamento dos índices de conectividade

hidrossedimentológica e de sedimentos existentes na literatura e dos trabalhos realizados no Brasil.

Observada, na revisão, a grande aplicabilidade e boa representação da conectividade de sedimentos pelo Índice de Conectividade (*IC*) proposto por Borselli et al. (2008), realizou-se, no Capítulo 4, a aplicação desse na área de estudo. Foi testada também a influência da resolução espacial de diferentes Modelos Digitais de Terreno (MDT) globais no cálculo do *IC*, uma vez que o terreno é o principal agente controlador da conectividade de sedimentos a partir dos componentes estruturais. Vale ressaltar que esse índice considera apenas variáveis relacionadas aos componentes estruturais. Dessas variáveis, a impedância se mostrou como algo a ser avaliado, principalmente para bacias florestadas.

Assim, no Capítulo 5, foi avaliada a influência da impedância no *IC*, calculada por diferentes métodos apresentados na literatura e por um novo método adimensional desenvolvido para representar o papel das florestas na retenção de sedimentos, o que influencia diretamente na conectividade da bacia. Esse novo fator de impedância foi incorporado ao *IC* e avaliado na área de estudo.

No Capítulo 6, foram incorporadas ao *IC* variáveis representativas da componente funcional da conectividade, com o intuito de adicionar também temporalidade ao índice que antes era variável apenas no espaço. Assim, após o desenvolvimento do novo índice, esse foi aplicado na área de estudo e testado para eventos de diferentes magnitudes. Posteriormente, o novo índice de conectividade hidrossedimentológica foi avaliado e verificado com os dados mensurados *in-situ* na área de estudo.

No Capítulo 7, foi realizada uma comparação entre os resultados dos Capítulos 4 e 5 quanto à resolução de MDTs globais e de maior resolução (1m), e, por fim, no Capítulo 8 apresentam-se as conclusões gerais da tese, assim como as recomendações, nas quais se encontram as perspectivas para pesquisas futuras e sugestões para gestores de bacias hidrográficas e de desastres naturais.

Referências Bibliográficas

- Ali, M.; Sterk, G.; Seeger, M.; Boersema, M. P.; Peters, P., 2011. Effect of hydraulic parameters on sediment transport capacity in overland flow over erodible beds. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8 (4), p. 6939 - 6965. <https://doi.org/10.5194/hessd-8-6939-2011>.
- Baartman, J. E. M.; Masselink, R.; Keesstra, S. D.; Temme, A. J. A. M., 2013. Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, p. 1457 - 1471. <https://doi.org/10.1002/esp.3434>.
- Borselli, L.; Cassi, P.; Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75, p. 268 - 277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>.
- Bovolo, C. I.; Bathurst, J. C., 2012. Modelling catchment-scale shallow landslide occurrence and sediment yield as a function of rainfall return period. *Hydrological Processes*, 26 (4), p. 579-596. <https://doi.org/10.1002/hyp.8158>.
- Bracken, L. J.; Croke, J., 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, 21, p. 1749-1763.
- Bracken, L.J.; Wainwright, J.; Ali, G.A.; Tetzlaff, D.; Smith, M.W.; Reaney, S.M.; Roy, A.G., 2013. Concepts of hydrological connectivity: research approaches, pathways and future agendas. *Earth Sci. Rev.* 119, 17-34. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>.
- Bracken, L.; Turbull, L.; Wainwright, J.; Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transport at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, p. 177 - 188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>.
- Burton, A.; Bathurst, J. C., 1998. Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology*, 35 (2-3), p. 89-99. <https://doi.org/10.1007/s002540050296>.
- Carvalho, N. O., 2008. Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro: CPRM, 600p.
- Cavalli, M.; Trevisani, S.; Comiti, F.; Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188, p. 31 - 41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>.
- Chanson, H., 2004. *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. 2. ed. Oxford: Elsevier Butterworth-Heinemann, 585 p.
- De Roo, A. P. J.; Offermans, R. J. E.; Cremers, N. H. D. T., 1996. LISEM: A single event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basin II: sensitivity analysis, validation 25 and application, *Hydrological Processes*, 10, p. 1119-1126.
- De Vente, J.; Poesen, J., 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth Science Reviews*, 71, p. 95 - 125. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>

Flanagan, D. C.; Ascough, J. C.; Nearing, M. A.; And Laflen, J. M., 2001. The water erosion prediction project (WEPP) model, in: *Landscape Erosion and Evolution Modelling*, p. 145–199, 2001.

Fryirs, K. A.; Brierley, G. J.; Preston, N. J.; Kasai, M., 2007a. Buffers, barriers and blankets: The (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70 (1), p. 49 – 67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.07.007>.

Fryirs, K. A.; Brierley, G. J.; Preston, N. J.; Spencer, J., 2007b. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 84 (3–4), p. 297 – 316. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.044>.

GPDEN/SEMA- Rio Grande Do Sul. 2017. Diagnóstico preliminar. Porto Alegre: DRH/SEMA, 2017. 26p. Disponível em: <http://www.rs.gov.br/upload/20170125183225diagnostico_preliminar_gt_rolante_revfinal.pdf>. Acesso em: 27 dez. 2017.

Heckmann, T.; Cavalli, M.; Cerdan, O.; Foerster, S.; Javaux, M.; Lode, E.; Smetanova, A.; Vericat, D.; Brardinoni, F., 2018. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. *Earth-science Reviews*, p.77-108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>.

Hooke, J., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56(1-2), p. 79 - 94.

IPBES, 2018: *Summary for policymakers of the thematic assessment report on land degradation and restoration of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services*. R. Scholes, L. Montanarella, A. Brainich, N. Barger, B. ten Brink, M. Cantele, B. Erasmus, J. Fisher, T. Gardner, T. G. Holland, F. Kohler, J. S. Kotiaho, G. Von Maltitz, G. Nangendo, R. Pandit, J. Parrotta, M. D. Potts, S. Prince, M. Sankaran and L. Willemen (eds.). IPBES secretariat, Bonn, Germany. 32 pg. Disponível em <https://www.ipbes.net/outcomes>. Acesso em 22 de junho de 2018.

Jones, K. E.; Preston, N. J., 2012. Spatial and temporal patterns of off-slope sediment delivery for small catchments subject to shallow landslides within the Waipaoa catchment, New Zealand. *Geomorphology*, 141-142, p. 150 - 159. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.037>.

Julien, P. Y., 2010. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press. New York – USA, 2^oed., 277p.

Kobiyama, M.; Almeida Mota, A.; Grison, F.; Nery Giglio, J., 2011. Landslide influence on turbidity and total solids in Cubatão do Norte River, Santa Catarina, Brazil. *Natural Hazards*, 59 (2), p. 1077 - 1086.

Korup, O.; Mcsvaney, M. J.; Davies, T. R., 2004. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 61 (1-2), p. 189 - 207.

Liu, Y.; Fu, B., 2016. Assessing sedimentological connectivity using WATEM/SEDEM model in a hilly and gully watershed of the Loess Plateau, China. *Ecological Indicators*, 66, p. 259 - 268. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.01.055>.

- López-Vicente, M.; Ben-Salem, N., 2019. Computing structural and functional flow and sediment connectivity with a new aggregated index: A case study in a large Mediterranean catchment. *Science of The Total Environment*, 651, p.179-191. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.170>.
- Lu, S.M., 2017. Soil and Forest: The Key Factors for Human Survival. *Journal of Sustainable Development*, 10 (3), p. 105-119. <https://doi.org/10.5539/jsd.v10n3p105>.
- Masselink, R. J. H.; Keesstra, S. D.; Temme, A. J. A. M.; Seeger, M; Giménez, R.; Casalí, J., 2016. Modelling Discharge and Sediment Yield at Catchment Scale Using Connectivity Components. *Land Degradation & Development*, 27 (4), p. 933–945. <https://doi.org/10.1002/ldr.2512>.
- Medeiros, P. H. A.; Güntner, A.; Francke, T. Mamede, G. L.; Araújo, J. C., 2010. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. *Hidrological Sciences Journal*, 55, p. 636 – 648. <https://doi.org/10.1080/02626661003780409>.
- Mikoš, M.; Fazarinc, R.; Ribicic, M., 2006. Sediment production and delivery from recent large landslides and earthquake-induced rock falls in the Upper Soca River Valley, Slovenia. *Engineering Geology*, 86 (2-3), p. 198 - 210.
- Persichillo, M.G.; Bordoni, M.; Cavalli, M.; Crema, S.; Meisina, C., 2018. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. *Catena*, 160, p. 261–274. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.
- Pimentel, D.; Harvey, C.; Resosudarmo, P.; Sinclair, K.; Kurz, D.; McNair, M.; Crist, S.; Shpritz, L.; Fitton, L.; Saffouri, R.; Blair, R., 1995. Environmental and Economic Costs of Soil Erosion and Conservation Benefits. *Science*, 267 (5201), p. 1117-1123.
- Poesen, J., 2017. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43 (1), p.64-84. <https://doi.org/10.1002/esp.4250>.
- Pringle, C. M., 2001. Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: a global perspective. *Ecological Applications*. 11, p. 981 – 998.
- Simões, S. J. C., Coiado, E. M., 2003. Processos Erosivos. In: Paiva, J. B. D. de; Paiva, E. M. C. D. de. *Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas*. Porto Alegre: ABRH, p. 283-293.
- Smith, R. E.; Goodrich, D. C.; Quinton, J. N., 1995. Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: the KINEROS2 and EUROSEM models. *Journal of Soil and Water Conservation*, 50(5), p. 517–520.
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Bacon, P.J., Youngson, A.F., Gibbins, C., Malcolm, A., 2007. Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrological Processes*, 21, p. 1385 – 1389.
- UNESCO., 2009. *The Impact of Global Change on Erosion and Sediment Transport by Rivers: Current Progress and Future Challenges*. Paris: The Impact of Global Change

on Erosion and Sediment Transport By Rivers: Current Progress and Future Challenges, 28 p.

Vigiak, O., Borselli, L.; Newham, L. T. H., McInnes, J., Roberts, A. M., 2012. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology*, 138 (1), p.74-88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>.

Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T. G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S. F., Brazier, R. E., 2011. Linking environmental regimes, space and time: interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 126, p. 387 – 404. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.

Wohl, E., 2010. *Mountain Rivers Revisited*. Washington: American Geophysical Union. 573 p. <https://doi.org/10.1029/WM019>.

Wohl, E., 2017. Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography*, 41 (3), p.345-362. <https://doi.org/10.1177/0309133317714972>.

Zingaro, M.; Refice, A.; Giachetta, E.; D'Addabbo, A.; Lovergine, F.; De Pasquale, V.; Pepe, G.; Brandolini, P.; Cevasco, A. Capolongo, D., 2019. Sediment mobility and connectivity in a catchment: A new mapping approach. *Science of the Total Environment*. 672, p. 763-775. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.461>.

CAPÍTULO 2

2. Área de estudo

A área de estudo da tese é a bacia hidrográfica do rio Mascarada, que faz parte das nascentes de uma das mais importantes bacias hidrográficas do sul do Brasil, a bacia hidrográfica do rio dos Sinos. A bacia dos Sinos, localizada na porção nordeste do estado do Rio Grande do Sul, possui uma área de aproximadamente 3.820 km² e população de cerca de 1,3 milhões de habitantes, segundo o Censo de 2010 do IBGE, distribuídos em 32 municípios (Figura 2-1).

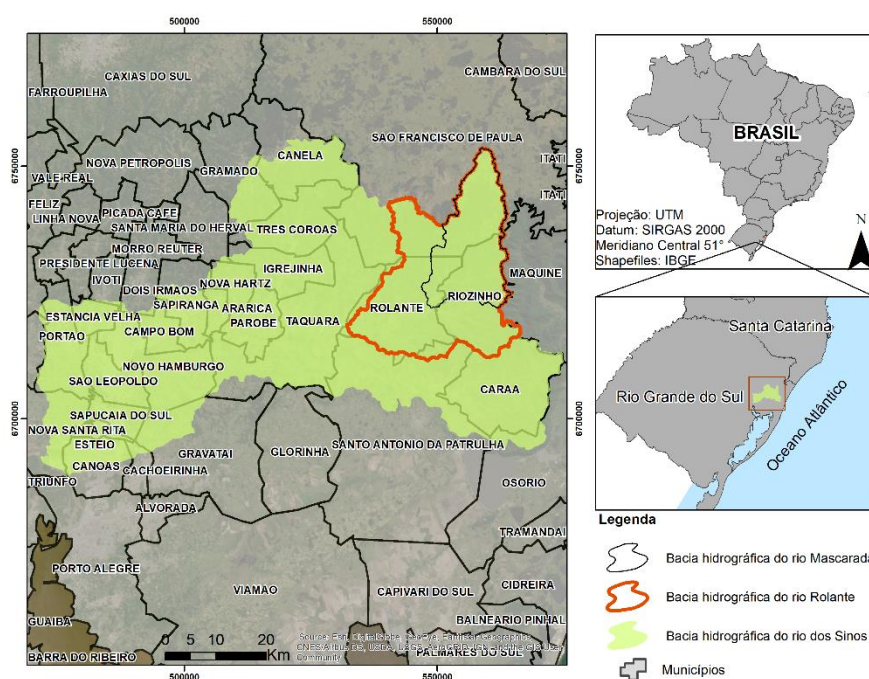


Figura 2-1. Mapa de localização das bacias hidrográficas do rio Mascarada, Rolante e Sinos.

A bacia hidrográfica do rio Mascarada possui uma área de aproximadamente 320 km², situada entre os municípios de São Francisco de Paula, Riozinho e Rolante. Esta bacia é tributária do rio dos Sinos, no alto vale dos Sinos (Figura 2-1). Os municípios de São Francisco de Paula e Riozinho compõem as nascentes da bacia do rio Mascarada. As cabeceiras da bacia possuem vales e encostas escarpadas, encontrando planícies mais extensas nas áreas de jusante, onde se localiza a área urbana do município de Rolante.

A bacia hidrográfica do rio Mascarada, uma das cabeceiras do rio Rolante, possui altas declividades, chegando a apresentar inclinações próximas de 70 graus nas

encostas. Essa bacia possui características interessantes para investigação sobre a dinâmica hidrossedimentológica. As altitudes na bacia variam de 66 a 996 m, com encostas declivosas e escarpadas (Figura 2-2) de solos do tipo Neossolo Litólico apresentando baixas profundidades, em torno de 1 a 2 m, com nuances de solos mais profundos. Também há presença do Cambissolo húmico, principalmente nas regiões próximas ao platô da Serra Geral, porção superior da bacia. A paisagem dissecada das encostas em conjunto à baixa profundidade do solo proporciona seções transversais encaixadas do rio com declividade média de aproximadamente 37%. A região encontra-se em uma unidade com características de transição entre o Planalto de Cima da Serra e a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, que possui naturalmente uma condição de instabilidade geomorfológica, o que a torna susceptível a movimentos de massa (Dantas; Viero; Silva, 2010).

Foram realizadas coletas de amostras de solo deformadas e a partir destas amostras em laboratório foram realizados ensaios de granulometria no laboratório de sedimentos do IPH/UFRGS através do método de peneiramento e pipetagem (ABNT NBR 7181, 1988). Ensaios de infiltração com o Permeâmetro de Guelp (permeâmetro de carga constante) (Reynolds; Elrick, 1985) e tensão de cisalhamento com o *Borehole Shear Test* também foram realizados em todas as unidades geotécnicas (Figura 2-4) da bacia hidrográfica para caracterização do tipo de solo. Esses dados não foram utilizados de maneira direta nesta tese, porém serviram para o conhecimento do tipo de solo da região, auxiliando na definição de parâmetros como *CN – Curve Number*.



Figura 2-2. Encostas declivosas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

A região de estudo está inserida no bioma Mata Atlântica em área de transição entre a formação Savana estépica (campos) que recobre a porção superior no platô e Floresta Ombrófila Mista nas encostas (IBGE, 2004). As encostas são cobertas por vegetação nativa densa em sua grande parte, mas também se observou a presença de áreas de monocultura de Pinus e Eucalipto. A porção das cabeceiras da bacia é coberta principalmente por pastagens, com alguns fragmentos de áreas agrícolas (Figura 2-3). A vegetação, bem como pequenas depressões, terraços, açudes e barragens, são exemplos de locais que reduzem a velocidade e aumentam a deposição dos sedimentos (Haan, 1994), além disso onde ocorre aumento da infiltração há redução do fluxo superficial, o que facilita a deposição. Wilkins & Hebei (1982) descreveram que as áreas não cultivadas de vegetação natural geralmente servem como armadilhas de sedimentos altamente eficientes, mesmo em encostas relativamente íngremes.

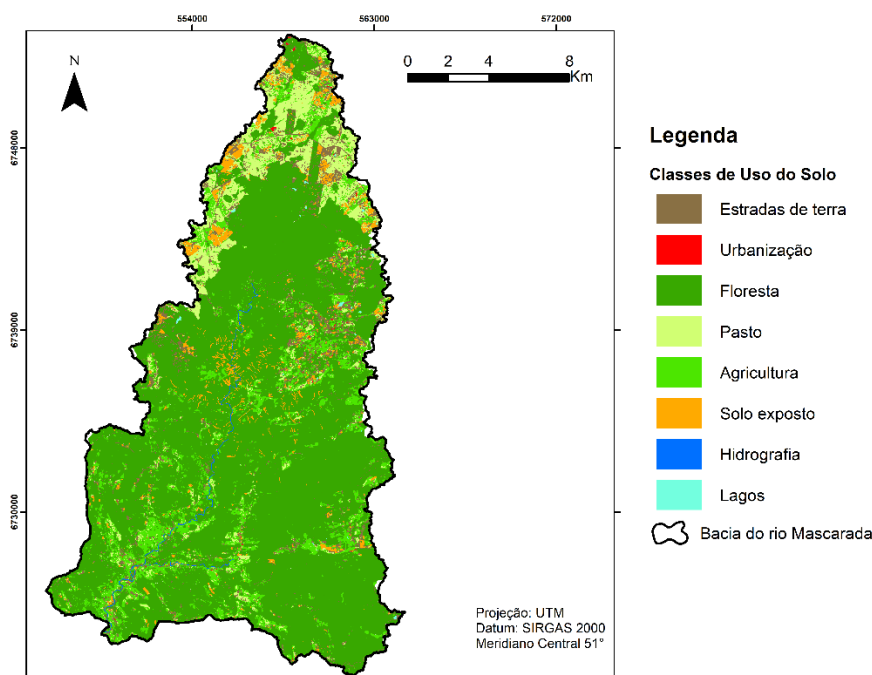


Figura 2-3. Mapa de uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

A geologia da região é composta por basaltos e andesitos (Fácies Gramado e Várzea do Cedro) e por riolitos e dacitos (Fácies Caxias) caracterizados pela Formação Serra Geral sobrepondo à Formação do Arenito Botucatu, pertencentes ao contexto da Bacia do Paraná. Na Figura 2-4 se encontram expostas as unidades geotécnicas da bacia hidrográfica do rio Mascarada, definidas de acordo com o cruzamento do tipo de solo e das unidades geológicas obtidas a partir do levantamento da Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul feito pela CPRM (Viero; Silva, 2010).

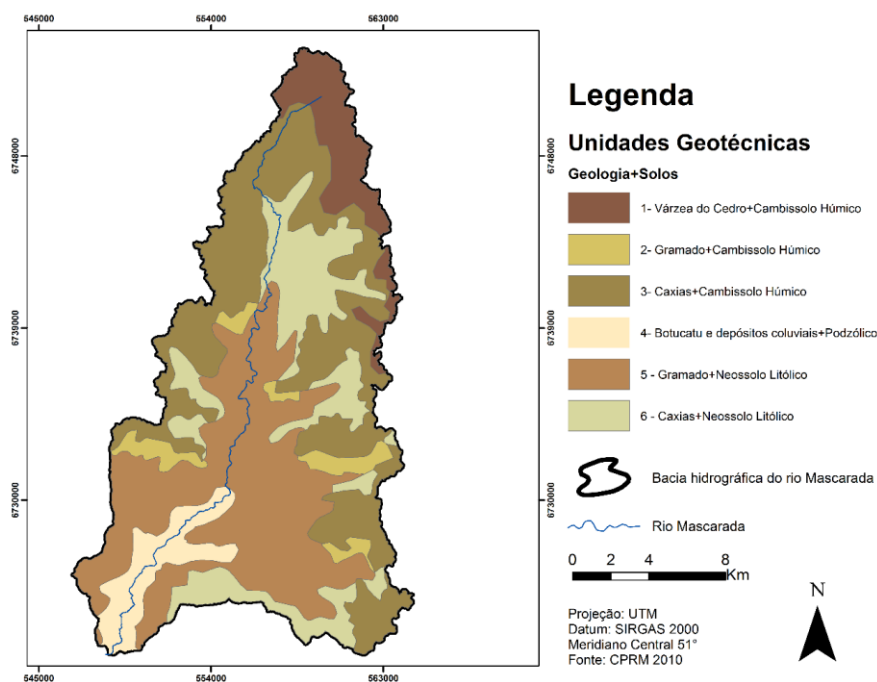


Figura 2-4. Mapa das unidades geotécnicas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

Apesar de o mapeamento da geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul apresentar a presença do arenito Botucatu apenas nas regiões baixas da bacia, observou-se em campo essa formação em encostas na porção média da bacia (Figura 2-5). Esse fato pode ser explicado pela escala do mapeamento de 1:750000, que não permite representar detalhadamente as formações geológicas.



Figura 2-5. Presença do Arenito Botucatu na porção média nas encostas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

A bacia está localizada em uma região de clima mesotérmico subtropical, com períodos de temperado, com verões brandos a quente e úmidos e invernos relativamente úmidos e frios. A temperatura média anual da região varia de 15° C a 20° C dependendo

do local. Ao longo dos meses de abril a novembro podem ocorrer temperaturas negativas, principalmente em São Francisco de Paula. O Estado do Rio Grande do Sul possui uma chuva média anual em torno de 1600 mm com boa distribuição espacial e temporal, porém a orografia ocasiona o aumento do movimento ascensional das massas de ar em alguns locais, o que pode ocasionar maiores volumes de chuva. As cabeceiras da bacia de estudo estão localizadas na parte alta da Serra do Nordeste, onde ocorre a maior incidência de precipitação no estado, atingindo valores superiores a 2000 mm anuais (GPDEN/SEMA, 2017).

A bacia foi afetada por uma chuva intensa no dia 5 de janeiro de 2017 que desencadeou centenas de escorregamentos de terra nas cabeceiras da bacia. Essas chuvas ocorreram de forma concentrada nas cabeceiras da bacia, porém seus efeitos foram sentidos de maneira intensa nos municípios de jusante, como Rolante/RS, que foi atingido por uma inundação com alta concentração de sedimentos. Grande parte dos escorregamentos de terra alcançaram o canal e foram transportados até as regiões mais baixas da bacia. Esse evento afetou mais de 6,6 mil pessoas e 70% do território do município de Rolante, e felizmente não houve nenhum óbito segundo a prefeitura do município.

As chuvas registradas por pluviômetros de agricultores, localizados próximos ao local, indicaram valores variando entre 100 mm e 270 mm em poucas horas. Observa-se que a média mensal para o mês de janeiro oscila em torno de 180 mm acumulados (GPDEN/SEMA, 2017). Esse evento ocasionou também fortes modificações na morfologia do rio principal, além das vertentes afetadas (Figura 2-6 e Figura 2-7).



Figura 2-6. Cicatrizes de escorregamentos de terra e fluxo de detritos nas encostas da bacia do rio Mascarada/RS.



Figura 2-7. Depósitos de sedimentos que provocaram alterações na morfologia do canal principal da bacia do rio Mascarada/RS.

Até janeiro de 2017 não havia postos pluviométricos oficiais instalados na área afetada e, como estas chuvas ocorreram de forma concentrada, não existiam dados oficiais medidos do evento. Segundo levantamento realizado por GPDEN/SEMA (2017), existem fortes indícios que o evento ocorreu devido à presença de sistemas de baixa pressão, associada ao relevo da região.

Considerando a importância da área de estudo, foi implantado pelo GPDEN um sistema de monitoramento hidrossedimentológico na bacia, onde foi instalada uma estação hidrossedimentológica (Estação Mascarada) no rio principal no exutório da bacia do rio Mascarada. O ponto de instalação foi definido de acordo com as características da seção e optou-se pela acomodação dos sensores junto ao pilar da ponte devido à força do fluxo em períodos de cheia, visando à proteção do equipamento. Um croqui da estação de jusante encontra-se apresentado no Anexo A.

A localização das estações encontra-se apresentada na Figura 2-8 e foi definida considerando também o local dos escorregamentos de terra que aconteceram na bacia, implantando-se a estação a jusante de tais ocorrências. A estação instalada é da marca Solar Instrumentação modelo SL2000 PNV, compostas por um sensor de pressão do nível do rio, um sensor de turbidez, um pluviômetro, uma placa solar e um *data-logger* (Figura 2-9). O sensor de turbidez apresenta 4000 NTU como limite máximo de leitura, em função do comprimento de onda da energia incidente. Esse limite define a máxima

Concentração de Sedimentos em Suspensão (C_{ss}) que o sensor conseguirá identificar, dependendo também de características do sedimento (Sari et al., 2015).

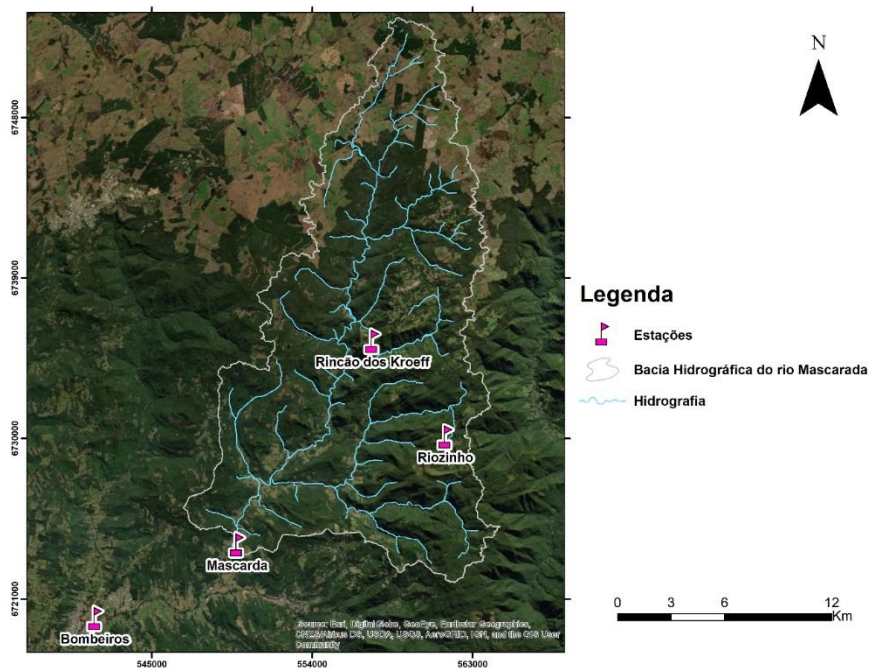


Figura 2-8. Mapa de localização das estações: hidrossedimentológica (Mascarada), meteorológica (Bombeiros) e pluviométricas (todas) da bacia hidrográfica do rio Mascarada e região.



Figura 2-9. Estação hidrossedimentológica no exutório da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

As séries das variáveis monitoradas pelas estações são registradas com dados de 10 em 10 minutos. Foram realizadas medições intensivas de vazão, com o uso do ADCP

M9 (Figura 2-10), e medições de concentração de sedimentos em suspensão, com periodicidade aproximadamente mensal. As coletas das amostras de água para estimativa de concentração de sedimentos em suspensão foram realizadas através do método de igual incremento de largura com o amostrador DH48 e para amostra de transporte de sedimentos de fundo utilizou-se o amostrador Halley-Smith (Figura 2-11). Relata-se que não houve transporte de fundo nos eventos amostrados. As análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentos do IPH/UFRGS, utilizando o método da filtragem para concentrações menores que 200 mg/L e o método da evaporação para concentrações maiores (Carvalho, 2008).



Figura 2-10. Medição de vazão na seção de monitoramento com o equipamento ADCP M9.

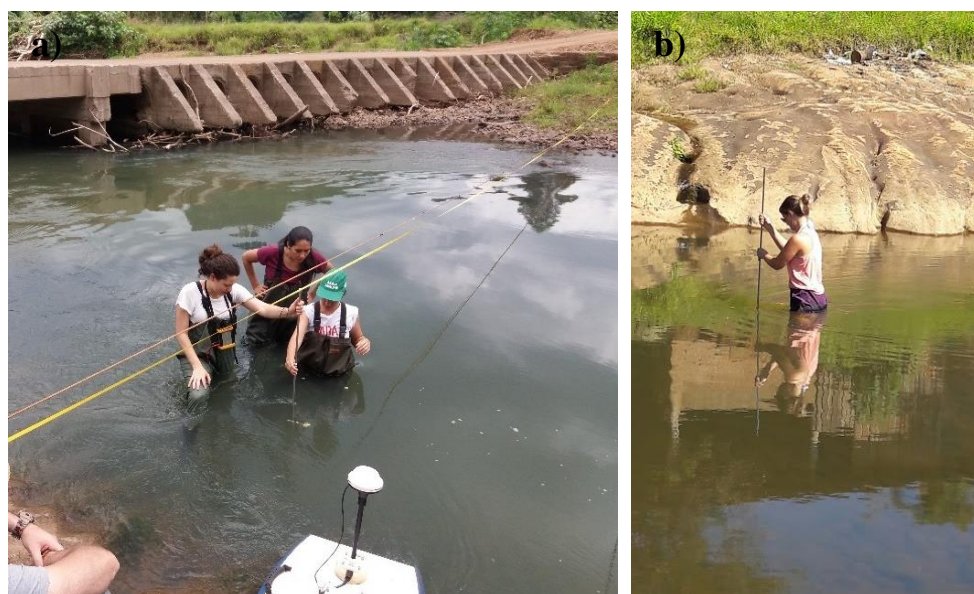


Figura 2-11. Coleta de amostras para medição da concentração de sedimentos em suspensão com o amostrador DH 48 (a) e de sedimentos de fundo com o amostrador Halley-Smith (b).

A partir destes dados e dos dados monitorados pela estação foi construída a curva-chave para a seção, relacionando nível (H) e vazão (Q). A curva-chave para obtenção das vazões foi ajustada e extrapolada pelo método de Stevens (Figura 2-12) que utiliza a fórmula de Chezy. O cálculo da área molhada (Am) e raio hidráulico (Rh) foi realizado a partir do perfil da seção transversal, que foi obtido em campo com o uso de uma Estação Total. Não foi possível ajustar a curva-chave turbidez (T) e concentração de sedimentos (C_{ss}), devido a grandes períodos de falha no sensor.

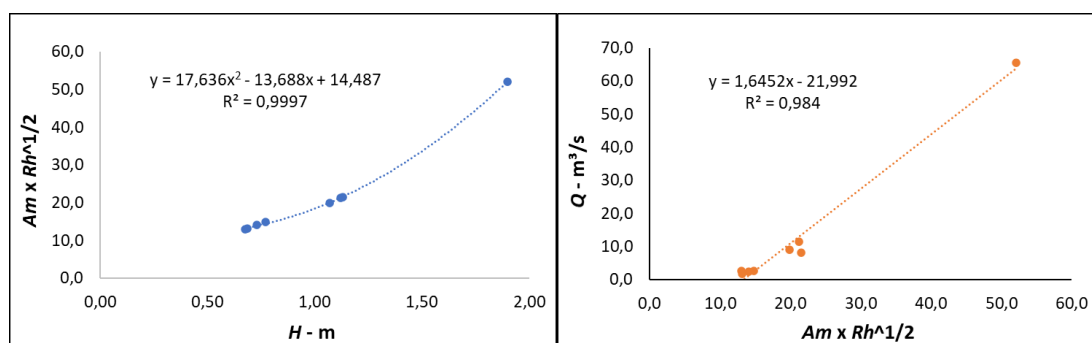


Figura 2-12. Ajustes do método de Stevens para seção de medição no rio Mascarada (Am - área molhada e Rh - raio hidráulico).

A distribuição de chuvas em uma bacia não é um processo uniforme. Ao avaliar qualquer unidade da paisagem, em qualquer escala, normalmente haverá grandes variações também na produção específica de sedimentos (Morris; Fan, 1998). Assim, definiu-se a instalação de mais duas estações pluviométricas em outras partes da bacia, a primeira na porção mais a montante e a segunda próximo ao divisor de águas da margem esquerda (Figura 2-8), ambas com dados de chuva de 5 em 5 minutos. Também foi instalada junto ao corpo de bombeiros voluntário de Rolante uma estação meteorológica com transmissão em tempo real com dados de 10 em 10 minutos. Essa estação registrou ao longo do período monitorado até aqui uma temperatura média de 20°C, com máxima registrada de 40°C e mínima de 2°C. A velocidade média do vento foi de 5 km/h, radiação solar média de 158 W/m² e umidade do ar média de 68% para o período, porém por ser uma série ainda muito curta, a mesma não é representativa.

As informações referentes às estações pluviométricas e hidrossedimentológicas existem na bacia hidrográfica do rio Mascarada e utilizadas na presente tese se encontram na Tabela 2-1.

Tabela 2-1. Dados das estações pluviométricas, meteorológica e hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

Nome da Estação	Município/UF	Dados monitorados	Período	Órgão	Latitude e Longitude UTM	Altitude (m)
Riozinho	Riozinho/RS	Precipitação	2019-atual	GPDEN/IPH	561481.1 6730097.6	795
Rincão dos Kroeff	São Francisco de Paula/RS	Precipitação	2019-atual	GPDEN/IPH	557379.7 6735453.8	818
Mascarada	Rolante/RS	Precipitação/ Nível /Turbidez	2018-atual	GPDEN/IPH	549791.5 6724045.8	78
Bombeiros	Rolante/RS	Precipitação/Radiação/ Temperatura/Velocidade e direção do vento/umidade do ar	2018-atual	GPDEN/IPH	541833.3 6719917.3	48

Na Figura 2-13 segue apresentada a precipitação mensal acumulada de maio de 2019 a abril de 2020 dos 3 pluviômetros localizados na bacia hidrográfica do rio Mascarada (Figura 2-8). A estação de Riozinho sofreu atos de vandalismo em fevereiro de 2020, assim seus dados foram descontinuados. As maiores precipitações mensais ocorreram nos meses de primavera e início do verão, com exceção do mês de maio. Os maiores totais precipitados mensais, no geral, ocorreram nas estações localizadas nas cabeceiras, com maior altitude, mostrando o efeito orográfico da região. A partir disso, pode-se observar a variação espaço-temporal das chuvas no período monitorado para bacia de estudo.

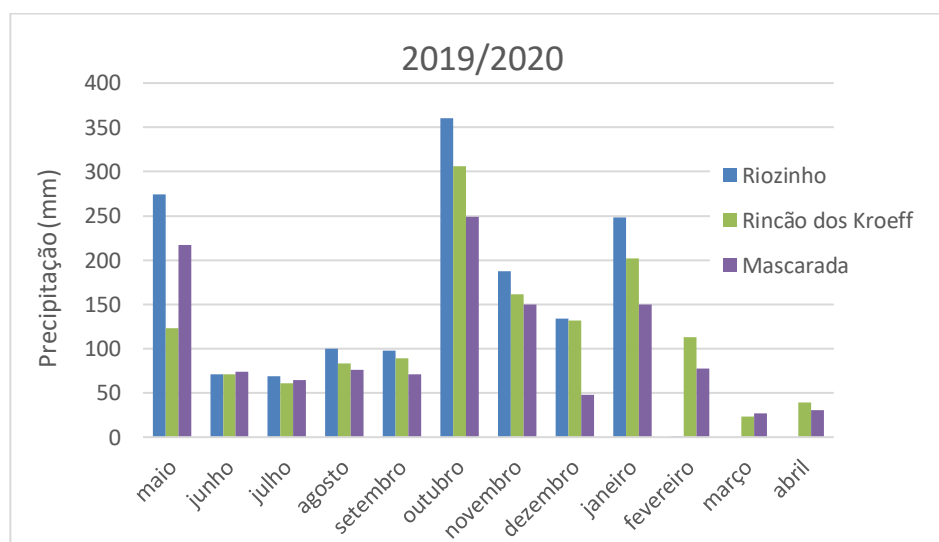


Figura 2-13. Precipitação total mensal dos pluviômetros instalados na bacia hidrográfica do rio Mascarada entre os anos de 2019 e 2020.

Eventos de diferentes magnitudes monitorados na estação Mascarada, na foz da bacia hidrográfica do rio Mascarada, estão apresentados na Figura 2-14. Observam-se

eventos com variações de vazões de pico entre 6 m³/s a próximo de 200 m³/s ao longo do ano de 2019.

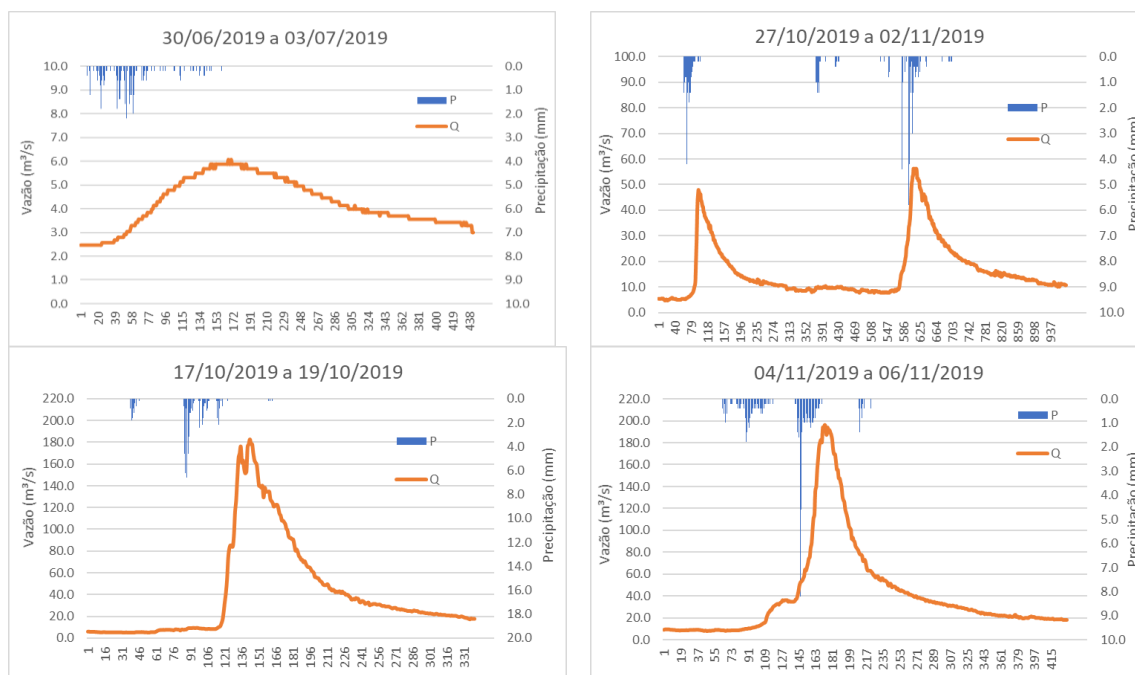


Figura 2-14. Hidrograma e hietogramas de eventos de diferentes magnitudes na foz da bacia hidrográfica do rio Mascarada (Estação Mascarada).

Referências Bibliográficas

- ABNT NBR 7181. Solo – Análise Granulométrica. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, 1988.
- Carvalho, N. O., 2008. Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro: CPRM, 600 p.
- Dantas, M. E.; Viero, A. C.; Silva, D. R. A., 2010. Origem das Paisagens. In: Viero, A. C.; Silva, D. R. A. (Org.). Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul. 1ed. Porto Alegre: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 1, p. 35-50.
- GPDEN/SEMA- Rio Grande Do Sul, 2017. Diagnóstico preliminar. Porto Alegre: DRH/SEMA, 2017. 26p. Disponível em: <http://www.rs.gov.br/upload/20170125183225diagnostico_preliminar_gt_rolante_revfinal.pdf>. Acesso em: 27 dez. 2017.
- Haan, C. T., 1994. Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments. Haan, C. T.; Barfield, B. J.; Hayes, J. C., 2. ed. London: Academic Press Limited, 1994. 588 p.
- IBGE, 2004. Mapa de vegetação do Brasil. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria de Geociências. <https://mapas.ibge.gov.br/tematicos/vegetacao>. Acesso em: 20 jul. 2019.
- Morris, G. L.; Fan, J., 1998. Reservoir Sedimentation. New York: McGraw-Hill Book Co., R473.
- Reynolds, W. D.; Elrick, D. E., 1985. In situ measurement of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. Soil Science, 140 (4). p. 292–302.
- Sari, V.; Castro, N.M.R.; Kobiyama, M., 2015. Estimativa da concentração de sedimentos suspensos com sensores ópticos: Revisão. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 20 (4), p. 816-836.
- Viero, A. C.; Silva, D. R. A. (Org.), 2010. Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul. 1ed. Porto Alegre: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 254 p.
- Wilkins, D. C.; Hebei, S. J., 1982. Erosion, Redeposition and Delivery of Sediment to Midwestern Streams. Water Resources Research, 18 (4), p. 1278 - 1282.

CAPÍTULO 3

CONNECTIVIDADE DOS SEDIMENTOS: CONCEITOS, PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES

3. *Conectividade dos sedimentos: Conceitos, princípios e aplicações*

3.1. **Introdução**

Um conceito que vem sendo muito utilizado na avaliação da dinâmica dos sedimentos é a conectividade, que descreve a eficiência da transferência de material entre componentes da paisagem, como encostas e rios e/ou segmentos longitudinais, dentro de uma rede fluvial (WOHL et al., 2019). Devido à importância das características geomorfológicas, que controlam a ligação entre os compartimentos da paisagem, a geomorfologia tem sido a principal área considerada nos estudos sobre a conectividade dos sedimentos.

A conectividade aparece definida pela primeira vez em 1984, dentro das áreas ambientais relatada por Merriam (1984), ao estudar a interação entre as espécies e a estrutura da paisagem, com ênfase no fluxo entre habitats. Considerando que o fluxo de água é um importante processo que ocorre em meio natural, Pringle (2001) tratou pela primeira vez da conectividade hidrológica como a transferência de matéria, energia e organismos entre ou dentro de elementos do ciclo hidrológico através da água. Uma das importantes matérias que têm sua transferência efetivada através do fluxo de água é o sedimento, o que comumente é chamado de conectividade de sedimentos (*sediment connectivity – SC*).

O estudo da conectividade de sedimentos é um tema que vem crescendo no mundo (BRACKEN et al., 2015). Heckmann et al. (2018) relatam que a conectividade dos sedimentos é um dos principais pilares da construção da geomorfologia moderna, auxiliando tanto em questões científicas básicas, como em questões aplicadas. No cenário atual da pesquisa mundial, essa abordagem vem sendo tratada por meio do estabelecimento de índices de conectividade de sedimentos (BORSELLI et al., 2008) ou sedimentológica (GUMIERE et al., 2011). Um dos primeiros trabalhos aplicados nesse tema foi o de Borselli et al. (2008), que propôs um índice de conectividade de sedimentos que, a partir de então, desencadeou diversas pesquisas no assunto. No entanto, de maneira teórica, o tema já foi discutido anteriormente em diversos trabalhos (HOOKE, 2003; BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006; BRACKEN; CROKE, 2007; FRYIRS et al., 2007a, b; REID et al., 2007).

A conectividade de sedimentos trata do grau de ligação entre os diferentes compartimentos da paisagem que controlam a transferência de sedimentos (CAVALLI et al., 2013). Quando o vetor de transferência desses sedimentos é a água, pode-se chamar de conectividade hidrossedimentológica (ZANANDREA et al., 2017). Em uma abordagem similar, Tarolli et al. (2017) entendem como conectividade hidrogeomorfológica a transferência superficial de água e sedimento ao longo da paisagem. Assim, os conceitos de conectividade hidrológica, de sedimentos, hidrossedimentológica e hidrogeomorfológica apresentados possuem diversas interfaces, justamente por isso podem ser confundidos em algumas situações. Com intuito de evitar possíveis equívocos, faz-se necessária a abordagem teórica destes conceitos. Para uma melhor compreensão das conectividades, é necessário o conhecimento da variedade de técnicas e abordagens sobre o tema, visto a diversidade de interpretações dos pesquisadores que abordam o conceito sob diferentes perspectivas.

Muitos pesquisadores tratam da conectividade hidrossedimentológica como conectividade de sedimentos e água (LÓPEZ-VICENTE; BEN-SALEM, 2019; LÓPEZ-VICENTE et al., 2013; TURNBULL; WAINWRIGHT, 2019; ZINGARO et al., 2019; WOHL et al., 2017; WOHL et al., 2019), visto que o termo hidrossedimentologia não é muito utilizado internacionalmente (ZANANDREA et al., 2017). Para efeitos de padronização, esses trabalhos serão tratados como conectividade hidrossedimentológica, considerando que o termo ainda não foi difundido fora do Brasil. O entendimento teórico da conectividade foi apresentado por diversos pesquisadores, principalmente europeus e norte-americanos, nos últimos anos sob uma perspectiva geomorfológica (LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009; BRACKEN et al., 2015; WOHL, 2017; WOHL et al., 2019; HECKMANN et al., 2018), principal área que vem abordando este tema. Portanto, surge a necessidade da discussão também sob uma perspectiva da hidrogeomorfologia, visto que, principalmente no Brasil, o maior vetor de conectividade é a água.

A conectividade tem se apresentado como peça-chave para o entendimento da dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas e vem sendo tratada como uma propriedade emergente do sistema, representando a continuidade de um ponto da paisagem no tempo (HECKMANN et al., 2018; WOHL et al., 2019). Logo esse tema torna-se de grande relevância também no contexto do Brasil, pois existem diferentes características das bacias hidrográficas brasileiras; e poucos trabalhos têm abordado este

tema no país. Portanto, o presente trabalho propõe realizar uma revisão da conectividade com base nos conceitos, princípios e aplicações relacionados aos sedimentos, além de trazer um enfoque nos trabalhos realizados no Brasil.

3.2. Histórico e Conceitos

Uma característica diretamente relacionada à conectividade é o acoplamento entre os componentes da paisagem. Brunsden e Thornes (1979) trataram do acoplamento encosta-canal em seu artigo sobre a sensibilidade e as mudanças da paisagem. Como continuação, Brunsden (1993) descreveu o acoplamento como um aspecto da resistência estrutural da paisagem, e definiu três estados de acoplamento: não acoplados, acoplados e desacoplados. Segundo Harvey (2001), as unidades da paisagem não acopladas não possuem ligações entre elas; unidades de paisagem acopladas têm livre transferência de matéria e energia, como a água e os sedimentos, entre elas; unidades de paisagem desacopladas já foram acopladas, porém, como resultado da deposição, se tornaram desacopladas. A partir desses conceitos, pode-se observar a origem do conceito de conectividade, tratada pela primeira vez na ecologia por Merriam (1984).

Na ecologia, a conectividade representa o grau de ligação entre os componentes da paisagem, o que facilita ou impede o movimento de organismos (TISCHENDORF; FAHRIG, 2000), e considera os rios como meios de conexão entre diferentes compartimentos. A conectividade fluvial (*riverine connectivity*) refere-se à transferência de energia pela paisagem fluvial (WARD, 1997). A partir desse conceito, Pringle (2001) tratou pela primeira vez da conectividade hidrológica e, então, Pringle (2003) e Tetzlaff et al. (2007) relacionaram a relevância da conectividade hidrológica na ecologia da paisagem, pois a água serve, muitas vezes, como vetor de transporte para fauna e flora.

A conectividade hidrológica auxilia no entendimento dos processos que ocorrem na fase terrestre do ciclo hidrológico, podendo descrever o grau de acoplamento entre esses diferentes componentes (MICHAELIDES; CHAPPELL, 2009). Segundo Bracken e Croke (2007), a conectividade hidrológica é a passagem da água entre componentes da paisagem e sua resposta no escoamento da bacia hidrográfica. Assim, a conectividade hidrológica influencia os processos biológicos e a transferência de água e sedimentos (MICHAELIDES; CHAPPELL, 2009).

Com isso, o conceito de conectividade foi adotado também para tratar da transferência dos sedimentos entre os componentes da paisagem a partir de determinadas zonas para outros locais, considerando o potencial de uma partícula em se mover pelo sistema (HOOKE, 2003). Observa-se que alguns trabalhos abordaram a transferência de sedimentos na descrição de conectividade hidrológica (e.g. HOOKE, 2003; CROKE et al., 2005; BRACKEN; CROKE, 2007; TETZLAFF et al., 2007), considerando unificadamente a água e os sedimentos. Isso também pode ser visto de maneira implícita na primeira definição de conectividade hidrológica, pois Pringle (2001) trata da transferência de matéria, o que abrange os sedimentos. A expressão conectividade de sedimentos aparece com Borselli et al. (2008) em uma abordagem puramente geomorfológica, na qual questões hidrológicas não são avaliadas. Posteriormente, Bracken et al. (2015) trazem a definição de conectividade de sedimentos como a transferência física de uma fonte ao longo da bacia hidrográfica desde a desagregação ao transporte dos sedimentos, controlada pela forma como se dá esse movimento entre diferentes zonas da paisagem.

Diferentes vetores podem ser responsáveis por esse movimento, tais como vento, gravidade, geleiras, água ou animais (PETERS et al., 2008; BRACKEN et al. 2015). Em regiões tropicais e subtropicais, como em diversas regiões do Brasil, essa transferência ocorre principalmente pela água, que desloca esse material em diferentes escalas temporais e espaciais. Dessa maneira, Zanandrea et al. (2017) definiram a conectividade hidrossedimentológica como a transferência integrada de sedimentos por toda a bacia, de qualquer fonte possível para determinado ponto de controle em um sistema em que o vetor de transporte é a água. A conectividade de sedimentos tem grande proximidade com o conceito de conectividade hidrossedimentológica, a qual também foi mencionada como conectividade de vazão e sedimentos (*flow and sediment connectivity* - *FSC*) (LÓPEZ-VICENTE; BEN-SALEM, 2019). Nesse contexto, Thomaz e Peretto (2016) trazem pela primeira vez o termo conectividade hidrogeomorfológica, aprofundado posteriormente por Tarolli et al. (2017).

Os processos que determinam a conectividade dos sedimentos estão relacionados com a interação da estrutura geomorfológica da paisagem e os componentes da conexão, como o fluxo de energia e o vetor de transporte, dependendo também do tipo de material, controlando o comportamento do fluxo de sedimentos que se manifesta na forma de relevo (PRESTON; SCHMIDT, 2003; BRACKEN et al.,

2013; BRACKEN et al., 2015). Assim, percebe-se que conectividade de sedimentos, conectividade hidrológica, conectividade hidrogeomorfológica e conectividade hidrossedimentológica apresentam diferenças.

Observa-se que ainda existe dificuldade na conceitualização da conectividade, principalmente devido a sua subjetividade no mundo. Muitos pesquisadores definem a conectividade dos sedimentos a partir do vetor de transferência, como no caso da conectividade hidrológica (PRINGLE, 2001; HOOKE, 2003; CROKE et al., 2005; BRACKEN; CROKE, 2007; TETZLAFF et al., 2007) e da conectividade hidrogeomorfológica (TAROLLI et al., 2017); outros definem pelo material transferido, como na conectividade de sedimentos (BORSELLI et al., 2008; CAVALLI et al., 2013; BRACKEN et al., 2015), ou ainda, pela interação do vetor e do material transferido como na conectividade hidrossedimentológica (ZANANDREA et al., 2017). Pode-se então classificar os tipos de conectividade dos sedimentos pelos fatores que regem sua transferência, pois o sedimento pode se movimentar ao longo da paisagem de diferentes maneiras. A Tabela 3-1 apresenta os tipos de conectividade de acordo com seus fatores e cita alguns dos processos e das características envolvidas em cada tipo de transferência dos sedimentos.

Tabela 3-1. Tipos, fatores e processos/características das diferentes formas de conectividade dos sedimentos.

	Tipos	Fatores	Processos/Características
CONNECTIVIDADE DOS SEDIMENTOS	Geomorfológica	Paisagem	Relevo, nível de base, litologia, pedologia, densidade de drenagem, entre outras.
	Hidrológica/ Hidrossedimentológica	Água	Chuva, escoamento superficial, escoamento subsuperficial, escoamento subterrâneo, movimentos de massa úmido, entre outras.
	Biológica	Fauna	Migração de espécies, atividades de espécies escavadoras, barreiras de origem animal, entre outras.
	Eólica	Vento	Arraste, saltação, suspensão, entre outras.
	Antrópica	Atividade humana	Estradas, construção de barreiras, uso do solo, modificações em encostas e canais, entre outras.
	Glacial	Gelo	Degelo, congelamento, entre outras.
	Tectônica	Movimentação de placas tectônicas	Vulcanismo, tsunamis, terremotos, movimentos de massa seco, entre outras.

A geomorfologia representa a peça-chave no entendimento da conectividade, interagindo com outros tipos de conectividade, pois todos os vetores de transferência

têm seu percurso vinculado à paisagem. Brierley et al. (2006) destacaram a importância da abordagem da conectividade na bacia hidrográfica como chave no gerenciamento ambiental, destacando que as relações espaciais determinam padrões e taxas de fluxo de água, sedimentos e nutrientes. Essa dinâmica influencia os processos biofísicos que afetam a disponibilidade e viabilidade dos recursos, habitats e de várias funções biogeoquímicas.

3.3. Abordagens sobre o entendimento da Conectividade dos Sedimentos

A conectividade em uma bacia hidrográfica está intrinsecamente relacionada à geomorfologia da paisagem (BRACKEN et al., 2015; BORSELLI et al., 2008; CAVALLI et al., 2013). De acordo com Mahoney, Fox e Aamery (2018), a desconectividade ocorre na bacia hidrográfica em todos os níveis morfológicos, incluindo microtopografia de superfícies onduladas de baixa energia, voçorocas e ravinas, apenas ativas nos maiores eventos pluviométricos, sumidouros cársticos, que desconectam áreas de drenagem, e planícies de inundação, que desconectam as encostas da rede de drenagem. Para melhor identificação dessas feições, são necessários levantamentos topográficos de alta resolução e levantamentos de campo. Cantreul et al. (2018) definem 1 metro de tamanho de pixel como a resolução ótima de modelos digitais de terreno (MDT) para o uso na avaliação da conectividade de sedimentos, não havendo ganhos significativos para resoluções maiores.

Fatores como o uso do solo também podem influenciar na conectividade dos sedimentos. De acordo com Persichillo et al. (2018), o aumento da cobertura vegetal nas encostas pode causar desconexão entre uma fonte de sedimentos e o exutório da bacia. Portanto, esse fator deve ser avaliado principalmente em regiões de florestas tropicais e subtropicais, como no Brasil, onde a superfície do terreno é coberta por uma alta camada de serapilheira (Figura 3-1).

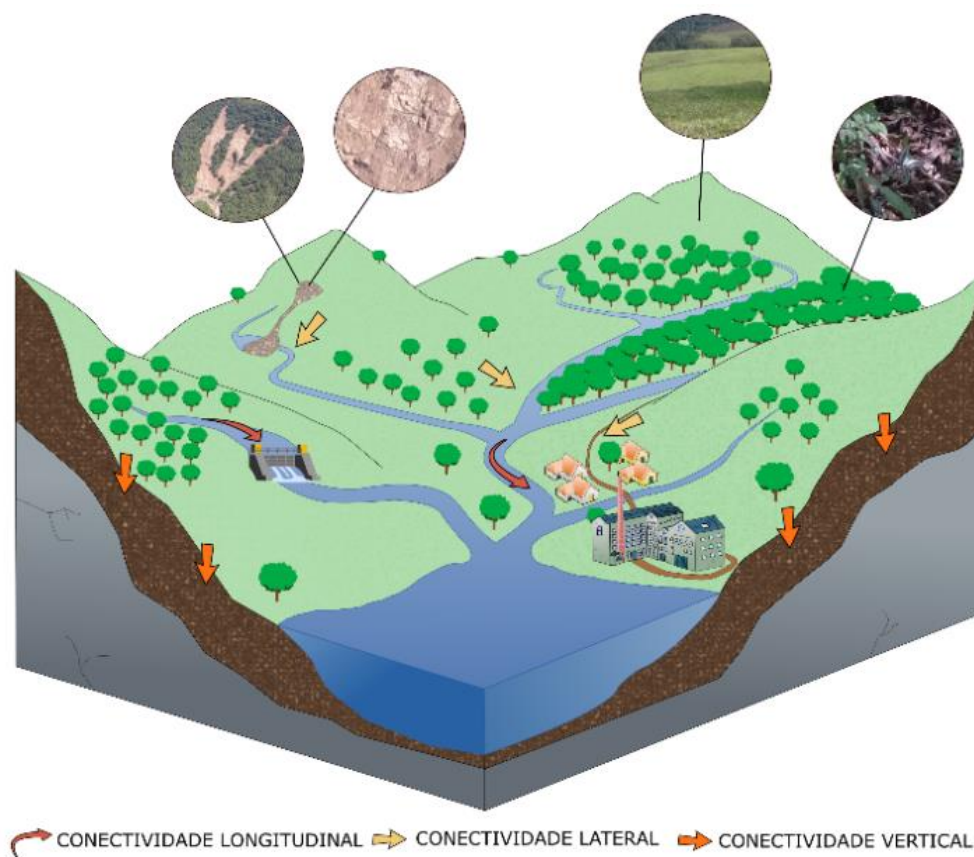


Figura 3-1. Dimensões, componentes e características da conectividade dos sedimentos.

Wainwright et al. (2011) e Duvert et al. (2011) tratam de dois componentes da conectividade: funcional e estrutural. O componente funcional traduz a ligação entre elementos da paisagem oriunda de escoamentos superficiais e subsuperficiais causados por chuvas. Já o componente estrutural representa o potencial de transferência, a qual depende do caminho (continuidade), do comprimento da encosta e da impedância (resistência) ao fluxo (BRAKEN et al., 2013).

De acordo com Heckmann et al. (2018), a conectividade torna-se uma propriedade emergente do estado do sistema, refletindo a continuidade e a força dos caminhos do fluxo de água e dos sedimentos em um determinado intervalo de tempo. A configuração espacial dos componentes do sistema representa a conectividade estrutural, enquanto a conectividade funcional é inferida a partir da dinâmica dos processos do sistema (e.g. transferência de água e sedimentos) (WAINWRIGHT et al., 2011; HECKMANN et al., 2018), sendo modificada, ao longo do tempo, em uma escala espaço temporal específica (NUNES et al., 2018). Desse modo, o componente estrutural, ligado às características geomorfológicas, fornece aspectos espaciais à

conectividade. Já a funcional, ligada às propriedades hidrológicas, traz uma escala de temporalidade à conectividade.

Nesse sentido, a conectividade estrutural pode ser modificada pelos processos que governam a conectividade funcional, sendo que o grau de alteração dependerá da magnitude do evento, pois, como apresentado por Gumiere et al. (2011), quanto maior a lâmina de água gerada pelo escoamento superficial menor o efeito da rugosidade, por exemplo, o que diminui a impedância relacionada à conectividade estrutural.

Intrínseca à propriedade estrutural estão as propriedades topográficas, como elevação, declividade, curvatura, rugosidade, densidade de drenagem e as propriedades do solo (e.g. estabilidade dos agregados, coesão) (HECKMANN et al., 2018). Porém, segundo Heckmann et al. (2018), a conectividade estrutural não implica necessariamente que o sedimento será transferido de uma unidade para outra e depende de um vetor para transportá-lo. Da mesma forma, os processos que governam a conectividade funcional são influenciados por aspectos estruturais da paisagem. No caso da conectividade hidrossedimentológica, esse vetor é influenciado pela precipitação, pela geração do escoamento superficial e pela capacidade de transporte, ou seja, a conectividade emerge da interação espacial dos processos. Assim, entende-se que os dois componentes não devem ser tratados de maneira isolada, mas avaliadas conjuntamente.

Segundo Liu e Fu (2016), a conectividade estrutural descreve o acoplamento físico entre unidades da paisagem; e a conectividade funcional descreve a ligação entre os elementos da paisagem mantidos pelo transporte do material. A interação dessas dimensões é o que fornece a conectividade real dos sedimentos e o que reafirma a importância do estudo da conectividade dos sedimentos a partir da hidrogeomorfologia. A conectividade dos sedimentos é regida pelo contínuo destacamento, transporte e deposição das partículas, controlado pela forma como o sedimento se move dentro dos compartimentos geomorfológicos (entre encosta e canais e dentro dos canais). Nessa perspectiva, a desconectividade define-se como a descontinuidade na cadeia de sedimentos, em que alguma mudança estrutural (e.g. barreira) na paisagem impede a transferência de sedimentos (Figura 3-1), ou então a ausência do vetor de transporte, a água, ou da capacidade de transporte do escoamento, no caso da conectividade hidrossedimentológica.

Similarmente à água e aos sedimentos, as conectividades hidrológicas e hidrossedimentológica variam tanto espacialmente como temporalmente. A variação temporal da conectividade está diretamente ligada à magnitude e frequência dos eventos efetivos (FRYIRS et al., 2007a), bem como à duração (BRACKEN; CROKE 2007). Já espacialmente, segundo Brierley et al. (2006), a conectividade pode variar em três dimensões: a Dimensão Longitudinal, a Lateral ou Transversal e a Vertical (Figura 3-1). Conectividade Longitudinal refere-se à rede de canais e suas relações de fluxo de trechos mais altos para os mais baixos e afluentes com o canal principal, o que reflete também na capacidade dos canais na transferência de sedimentos. A Conectividade Lateral ou Transversal define-se pela relação entre a rede de drenagem e a paisagem, incluindo a relação encosta-canal e planície de inundação-canal, controlados pela frequência e magnitude dos eventos de inundação e erosão (escorregamentos e fluxos de detritos). Por último, os autores definem a Conectividade Vertical referente às trocas químicas, biológicas e hidrológicas que ocorrem entre superfície e subsuperfície, controladas pela textura do material da superfície. Assim, pode-se dizer que a conectividade dos sedimentos possui interfaces com as taxas de produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica.

Bracken e Croke (2007), ao avaliarem diversos estudos sobre conectividade, observaram que a conectividade de sedimentos é abordada de maneira implícita nas avaliações da produção de sedimentos. Heckmann et al. (2018) relataram que alguns estudos baseados em campo (PEÑUELA et al., 2015) e em modelos (BAARTMAN et al., 2013) revelam indícios de uma correlação direta entre índices de conectividade, produção de sedimentos e taxa de transferência de sedimentos (*Sediment Delivery Ratio*) - *SDR*.

A produção de sedimentos (*sediment yield* – *SY*) é definida como a quantidade de sedimentos que passa por uma seção de controle, ou seja, é uma variável que se refere a um determinado ponto. Além disso, o valor final da produção de sedimentos depende diretamente das características da área de contribuição da seção de análise, o que define a produção de sedimentos como uma variável concentrada, pois haverá um único valor de produção de sedimentos por unidade de tempo para a seção de controle. Já a conectividade dos sedimentos refere-se à ligação do sedimento do seu ponto de origem até determinado destino. Assim, conforme Fryirs (2013), a conectividade refere-se ao sedimento oriundo de determinado local na paisagem. A partir disso, cada ponto

da paisagem exibe conectividade (ou desconectividade) com o local de interesse, podendo ser considerada um dado distribuído, pois o valor é diferente para cada ponto.

A *SDR* possui características muito parecidas com a produção de sedimentos, pois também se refere a uma seção de interesse e é condicionada pelas características das áreas localizadas a montante. Porém, difere-se pelo fato de ser apresentada em termos de proporção do sedimento total mobilizado na bacia que é transferida para jusante do ponto de interesse. Normalmente, a *SDR* é abordada de maneira concentrada, mas também pode ser distribuída (FERRO; PORTO, 2000). Por exemplo, dentro do conjunto de modelos *InVEST (Integrated Valuation of Environmental Services and Trade-offs)*, a *SDR* é calculada pixel a pixel e utiliza como base para espacialização o índice de conectividade proposto por Borselli et al. (2008) (HAMEL et al., 2015). A *SDR* e a conectividade dos sedimentos estão intrinsecamente relacionadas, principalmente quando se trata de aporte de sedimentos ao canal. A *SDR*, por representar a parcela do sedimento destacado que passa pela seção de interesse, depende de fatores muito similares àqueles que a conectividade dos sedimentos depende. A produção de sedimentos, a conectividade dos sedimentos e a *SDR* são temas fortemente relacionados, porém existem diferenças importantes entre elas que devem ser destacadas (Tabela 3-2).

Tabela 3-2. Comparação entre a *SDR*, Produção de Sedimentos (*SY*) e Conectividade dos Sedimentos (*SC*).

Características	<i>SY</i>	<i>SDR</i>	<i>SC</i>
Variável concentrada, vinculada à seção de controle	✓	✓	
Variável distribuída			✓
Valor relativo		✓	✓
Valor absoluto	✓		
Utilização de características geomorfológicas na sua determinação		✓*	✓
Dependência dos processos erosivos a montante do ponto de interesse	✓	✓	
Estabelece o aporte de sedimentos	✓	✓	

O conceito de conectividade dos sedimentos precisa ser de ampla aplicação em toda bacia hidrográfica e em diferentes regimes hidrológicos (variação espaço-temporal), a fim de melhorar a compreensão da transferência de sedimentos. A conectividade dos sedimentos está intimamente ligada à constituição e formação do canal, da encosta e, conseqüentemente, da paisagem. O estudo da conectividade dos sedimentos contribui para o entendimento dos fatores que controlam os processos

erosivos e o transporte de partículas e poluentes ao longo da bacia hidrográfica. A avaliação do grau de conectividade dos sedimentos em um sistema fluvial permite a compreensão do funcionamento e a evolução do sistema a partir da dinâmica fluvial (HOOKE, 2003). A compreensão dos elementos que influenciam a conectividade dos sedimentos permite quantificar o grau dessa conectividade de maneira espaço-temporal para uma bacia hidrográfica. Brierley, Fryirs e Jain (2006) destacaram que, cada vez mais, as aplicações de modelagem são usadas para caracterizar, explicar e prever inter-relações, porém ressaltaram a necessidade de fundamentar esses resultados em campo.

3.4. Variáveis Utilizadas na Quantificação da Conectividade dos Sedimentos

Embora existam diferentes definições, a conectividade hidrológica é normalmente quantificada a partir de dois aspectos: (i) continuidade do caminho do fluxo entre cabeceiras, zona ripária e canais fluviais (JENCISO et al., 2009); e (ii) métrica hidrológica relacionada a umidade do solo (WESTERN et al., 2001). Para quantificar a conectividade dos sedimentos, diversas fórmulas foram propostas utilizando parâmetros geomorfológicos que podem condicionar a transferência de sedimentos na bacia hidrográfica (e.g., BORSELLI et al., 2008; CAVALLI et al., 2013; LIU; FU, 2016; e ZANANDREA et al., 2017). Apesar de Fressard e Cossart (2018) alertarem que tais índices procuram quantificar algo que ainda não possui uma medida clara, eles servem para desenvolver o entendimento acerca do tema, além de evoluírem em direção à integração com modelos de erosão e produção de sedimentos.

Existem diversas variáveis que podem compor os índices de conectividade hidrossedimentológica. Essas variáveis podem ser hidrológicas, quando relacionadas à geração de escoamento responsável pela ligação entre diferentes locais; geomorfológicas, relacionadas às características da paisagem que facilitam ou impedem o fluxo, e sedimentológicas, quando relacionadas às características dos sedimentos a serem transferidos. A Tabela 3-3 sumariza e classifica quanto ao regime temporal algumas dessas variáveis. Consideram-se permanentes os parâmetros que não alteram suas características durante o período de análise, enquanto os transientes possuem variabilidade temporal, como no caso das precipitações e da taxa de infiltração. É importante ressaltar que, dependendo da escala temporal de análise, essas variáveis

podem assumir diferentes regimes, como, por exemplo, a cobertura do solo que, dentro de uma análise de anos, sofrerá mudanças.

Tabela 3-3. Exemplos de possíveis variáveis para compor um índice de conectividade dos sedimentos e suas características.

Variável		Regime Temporal	
		Permanente	Transiente
Hidroológica	Precipitação		✓
	Erosividade		✓
	Índice de Precipitação Antecedente		✓
	Taxa de infiltração		✓
	Precipitação Efetiva		✓
	Umidade do solo		✓
Geomorfológica	Comprimento do percurso	✓	
	Declividade	✓	
	Área de drenagem	✓	
	Fator Topográfico (USLE)	✓	
	Rugosidade do terreno	✓	
	Cobertura do solo	✓	
Sedimentológica	D ₅₀	✓	
	Erodibilidade	✓	
	Granulometria	✓	
	Coesão	✓	

Além do aspecto temporal, as variáveis são classificadas quanto a sua espacialização. Em geral, são representadas de maneira distribuída, entretanto, devido à dificuldade associada à obtenção de dados distribuídos (e.g. precipitação e taxa de infiltração), alguns parâmetros podem ser representados de maneira concentrada, ou seja, uniforme em toda a área de interesse. Nesse sentido, ao compor um índice de conectividade dos sedimentos, é importante levar em conta a disponibilidade e a qualidade dos dados das variáveis selecionadas. Na prática, a escassez de informações comumente surge como uma limitação para a aplicação de determinadas metodologias (HECKMANN et al., 2018).

Um índice de conectividade deve ser função de dois componentes relacionados à conectividade: um representativo da conectividade estrutural (C_e) e outro representativo da conectividade funcional (C_f). Esses componentes são constituídos por um conjunto de variáveis específicas, que, juntos, caracterizarão o grau de conectividade dos

sedimentos da área de interesse. Wohl (2014) destacou a importância dos componentes como magnitude, duração e extensão da conectividade. A autora ressaltou que, ao avaliar a conectividade, é importante considerar a variação das dinâmicas ao longo do percurso da água e dos sedimentos, bem como a variação das condições ambientais em diferentes escalas temporais. Assim, um índice de conectividade dos sedimentos deve ser capaz de avaliar espacialmente e temporalmente o comportamento da conectividade dentro da bacia hidrográfica.

Conectividade estrutural (Ce)

A conectividade estrutural está relacionada às propriedades de elementos que constituem os canais e superfícies pelas quais a água e os sedimentos percorrerão até um ponto de deposição (HECKMANN et al, 2018). Alguns dos elementos que compõem a conectividade estrutural são: declividade, rede de canais de drenagem, comprimento do percurso, área efetiva de contribuição e rugosidade do terreno.

A declividade influencia significativamente na conectividade (BORSELLI et al. 2008; HECKMANN et al., 2018). Ambientes com declives acentuados contribuem para a geração de escoamentos superficiais com alta erosividade, uma vez que altos gradientes de declividade aumentam as tensões cisalhantes atuantes. Em contrapartida, relevos mais suaves contribuem para a atenuação da energia de escoamento e, por consequência, favorecem a deposição dos sedimentos. Além da declividade, existem outras variáveis topográficas importantes, tais como: a curvatura do terreno, que determina a convergência ou divergência dos escoamentos; a rugosidade da superfície, que influencia as características hidráulicas, alterando velocidades e regimes de escoamento conforme as características da superfície; anisotropia topográfica, que indica a falta de uniformidade no terreno e a distribuição de fossos/barreiras, que podem gerar desconectividade na paisagem.

O comprimento do percurso também exerce influência na conectividade dos sedimentos. Fressard e Cossart (2018) destacaram que redes de canais de drenagem mais densas aumentam a acessibilidade do sedimento ao exutório da bacia. Ademais, quanto maior o comprimento do percurso, maiores as chances de o sedimento ter sua movimentação impedida por algum fator, seja um obstáculo, sumidouro ou suavização no relevo. O fator *LS (length slope)* é utilizado como uma alternativa para condensar informações de comprimento e declividade, podendo ser calculado pela metodologia de Moore e Wilson (1992) e suas variantes (e.g. ZHANG et al., 2017).

A cobertura do solo interfere diretamente na geração (funcional) e propagação do escoamento superficial (estrutural). A vegetação existente pode influenciar por meio de compartimentos para armazenar sedimentos (troncos de árvores), da rugosidade da superfície (serapilheira), que diminuem a energia do escoamento, além de interceptar água proveniente da precipitação. Por conseguinte, diferentes tipos e densidades de vegetação possuem diferentes níveis de influência sobre a conectividade (HECKMANN et al., 2018). A cobertura é sensível às ações humanas, como, por exemplo, criando barreiras/obstáculos artificiais que dão origem a pontos de desconectividade (FRESSARD; COSSART, 2018).

A área efetiva de contribuição é uma variável que indicará a proporção da região a montante de uma seção de interesse que direciona os fluxos para um determinado ponto da paisagem. Dessa maneira, locais com grandes áreas de contribuição tendem a saturar mais rapidamente e a gerar escoamentos superficiais mais facilmente. Como a área de contribuição é calculada por um tratamento topográfico, a resolução do modelo digital de terreno (MDT) e o algoritmo de determinação do direcionamento de fluxo influenciam consideravelmente nos resultados (CAVALLI et al., 2013).

Conectividade funcional (Cf)

A conectividade funcional abarca as variáveis que ligam elementos da paisagem por meio de um processo (WAINWRIGHT et al., 2011). Dessa forma, a conectividade funcional é composta por variáveis que condicionam a geração de escoamento superficial, que é o principal vetor de ligação dos sedimentos entre pontos da paisagem. Algumas das variáveis que podem ser utilizadas nessa quantificação são: precipitação, condutividade hidráulica, permeabilidade e infiltração do solo. Esses parâmetros podem ser obtidos a partir de séries de dados monitorados e medidos em campo e a partir de dados fornecidos por modelos.

O tipo de solo determina suas propriedades, que, por sua vez, condicionam o comportamento de diversas variáveis: capacidade de armazenamento de água, condutividade hidráulica e erodibilidade (HECKMANN et al., 2018). A condutividade hidráulica depende da umidade no solo e de sua permeabilidade. A erodibilidade traduz a facilidade com a qual o solo pode ser desagregado e transportado pela água. Os processos erosivos, nesse sentido, conectam os diferentes pontos de uma paisagem, mas, ao mesmo tempo, geram um *feedback*, alterando a microtopografia e outros componentes estruturais que podem diminuir a conectividade.

A precipitação é um agente externo responsável pela geração de escoamentos superficiais que, por sua vez, produzem interações entre sedimentos e água dentro do sistema. A magnitude desses processos caracteriza-se pela intensidade, duração e frequência da precipitação (HECKMANN et al., 2018). A impermeabilização do solo potencializa o escoamento superficial. O índice de precipitação antecedente pode auxiliar na avaliação da condição inicial da saturação do solo, sendo essencial para casos em que os eventos de precipitações anteriores ao período de análise alteraram significativamente as condições iniciais do meio.

A quantificação da conectividade funcional ainda é um desafio para os pesquisadores da área; e diversas outras variáveis podem ser utilizadas para essa quantificação. No entanto, o desafio maior reside no entendimento da interação das variáveis na representação da conectividade funcional junto à estrutural, representando a conectividade hidrossedimentológica. Ambos os componentes não devem ser tratados de maneira isolada para uma representação da conectividade real dos sedimentos.

3.5. Aplicações na Avaliação da Conectividade dos Sedimentos

Segundo Bracken et al. (2013), a estimativa física da conectividade na modelagem se deu por meio de métodos simples de ponderação da transferência de água e sedimento, desenvolvidos como uma função da distância da encosta. Avaliando a conectividade de sedimentos como um quadro conceitual para a compreensão de transferência de sedimentos através de escalas múltiplas, Bracken et al. (2015) examinaram: (i) distribuições das relações frequência-magnitude de processos de desagregação/transporte de sedimentos; (ii) relações espaciais e temporais entre tais processos; e (iii) mecanismos desses processos para desenvolver um novo quadro da conectividade de sedimentos.

Parsons et al. (2015) relataram, além da discussão científica recente sobre a conectividade, a atual rede internacional dos pesquisadores e suas atividades. Assim, nota-se que diversos estudos vêm aplicando os conceitos de conectividade com a finalidade de quantificar e avaliar influências de graus de conectividades na paisagem. Na Tabela 3-4, encontra-se um resumo dos métodos propostos para avaliação da conectividade dos sedimentos levantados nesta pesquisa. Esse levantamento foi realizado via internet utilizando as bases científicas: SciELO (*Scientific Electronic Library Online*), *Science Direct* e Google acadêmico. Assim, esse estudo é constituído

por 21 trabalhos levantados a partir das palavras-chave “índice”, “conectividade de sedimentos”, “índice de conectividade” e os mesmos termos em inglês.

Tabela 3-4. Métodos de avaliação da conectividade dos sedimentos.

Autores	Método	Definição	Dados de entrada
Fryirs et al. (2007a) e Fryirs et al. (2007b)	Modelo conceitual	Avalia a conectividade da cadeia de sedimentos (<i>sediment cascade</i>) na bacia hidrográfica.	Geomorfológicos (MDT e imagens ortofoto aérea)
Borselli et al. (2008)	Índice de Conectividade (IC)	Representa potencial conectividade baseada nas características da paisagem	Geomorfológicos (MDT) e uso do solo
Borselli et al. (2008)	Índice de Conectividade de campo (FIC)	Dependem das intensidades dos eventos que ocorreram localmente e que deixaram sinais visíveis	Geomorfológicos (Topográficos e observações de campo)
Duvert et al. (2011)	Monitoramento hidrossedimentológico	Avalia a conectividade entre as taxas de transferência de sedimentos e a vazão de base.	Sedimentológicos (Concentração de sedimentos em suspensão) e Hidrológicos (precipitação e vazão)
Heckmann e Schwanghart (2013)	Gráfico espacial	Avalia a conectividade das fontes e acumulações de sedimentos.	Geomorfológicos (MDT e imagens ortofoto aérea)
Croke et al. (2013)	Conectividade sistema canal/planície aluvial	Avalia a conectividade de água e sedimentos do sistema canal/planície aluvial	Geomorfológicos (MDT e imagens ortofoto aérea) e Hidrológicos (precipitação e vazão)
Baartman et al. (2013)	Índices de complexidade morfológica e de conectividade de sedimentos	Avalia relações entre a complexidade da paisagem e a conectividade da bacia	Geomorfológicos (MDT) e Hidrológicos (precipitação)
Cavalli et al. (2013)	Índice de conectividade (IC)	Abordagem geomorfológica da conectividade de sedimento em relação aos fluxos de detritos	Geomorfológicos (MDT)
Messenzehl et al. (2014)	Índice de conectividade de sedimentos + Índice morfométrico	Índice morfométrico através de geoprocessamento para caracterizar a conectividade de sedimentos ao canal	Geomorfológicos (MDT, ortofotos) e uso do solo
Pechenick et al. (2014)	Estatística multi-escala	Avalia a conectividade de sedimentos entre estradas rurais e canais na bacia	Geomorfológicos (MDT e imagens de alta resolução), Sedimentológicos (sedimento de fundo e coesão)
Hoffmann (2015)	Conceito matemático	Relaciona o tempo de residência dos sedimentos a conectividade de sedimentos	_____
Liu e Fu (2016)	Indicadores de conectividade	Quantifica a conectividade hidrossedimentológica de uma bacia utilizando modelo de erosão do solo e sedimentação	Geomorfológicos (imagens de satélite de alta resolução e MDT) e Hidrológicos (precipitações)
Coulthard e Wiel (2017)	Modelo de evolução da paisagem	Utilização de modelo de evolução da paisagem para avaliar conectividade de sedimentos	Geomorfológicos (CAESAR) e Hidrológicos (CAESAR -Lisflood)
Zanandrea et al. (2017)	Índice de Conectividade Hidrossedimentológica para	Calcula o grau de conectividade de um escorregamento com o	Geomorfológicos (imagens de satélite de alta resolução e MDT) e

	escorregamentos (ICHS)	canal	Sedimentológicos (volume de sedimentos)
Grauso et al. (2018)	Índice de Conectividade Simplificado (SCI)	Expressa a capacidade potencial da transferência de sedimentos potencialmente disponível em uma seção do rio.	Geomorfológicos (MDT) e Sedimentológicos (perda de solo)
Crema e Cavalli (2018)	Índice de conectividade (IC)	Implementa o IC de Cavalli et al. (2013) em uma ferramenta de simples aplicação: <i>SedInConnect</i>	Geomorfológicos (MDT)
Fressard e Cossart (2018)	Indicador de conectividade	Avalia a conectividade sedimentológica estrutural pelo índice de fluxo residual	Geomorfológicos (MDT e medições em campo)
Mahoney et al. (2018)	Probabilidade da conectividade de sedimentos	Modelo de conectividade de sedimentos que se baseia nas probabilidades de intersecção da fonte, destacamento e transporte de sedimentos integrado em uma estrutura de modelagem hidrossedimentológica de bacias hidrográficas.	Geomorfológicos (MDT e observações de campo), Hidrológicos (modelos hidrológicos) e Sedimentológicos (equações baseadas na tensão de cisalhamento)
Turnbull e Wainwright (2019)	Indicador de conectividade	Quantifica a taxa entre conectividade funcional e estrutural com modelos de escoamento superficial e de transporte de sedimentos	Geomorfológicos (imagens de alta resolução e MDT) e Hidrológicos (precipitações)
López-Vicente e Ben-Salem (2019)	Índice agregado de conectividade de vazão e sedimentos (AIC)	Representa a potencial conectividade de vazão e sedimentos considerando a variação temporal e espacial	Geomorfológicos (MDT), uso do solo, Sedimentológicos (erodibilidade do solo), Hidrológicos (precipitação)
Zingaro et al. (2019)	Índice de conectividade de fluxo de sedimentos (SCI)	Representa um gradiente de mobilidade dos sedimentos integrando aspectos funcionais dentro do componente estrutural	Geomorfológicos (MDT e uso do solo), Sedimentológicos (índice de estabilidade do solo), e Hidrológicos (precipitação)

A avaliação da conectividade de sedimentos tem início a partir de um modelo conceitual elaborado por Fryirs et al. (2007a), que utiliza o conceito de *sediment cascade* em nível de bacia hidrográfica. *Sediment cascade* é definido pelos autores como o grau em que qualquer alteração ou bloqueio antrópico ou natural limite a eficiência das relações de transferência de sedimento. Nessa perspectiva, a avaliação se torna qualitativa, uma vez que se baseia na observação das formas topográficas da paisagem que podem possibilitar e/ou barrar os processos de distribuição de sedimentos. Fryirs et al. (2007b) relataram que a área efetiva de contribuição é um indicador explícito da conectividade da bacia. Esse parâmetro quantifica a proporção de uma bacia hidrográfica que potencialmente contribui com sedimentos para o exutório ou *sinks*.

Na mesma linha de avaliação da conectividade ao longo do *sediment cascade*, Hoffmann (2015) apresentou um conceito matemático baseado na teoria do reservatório

para modelar o tempo de residência dos sedimentos. A estrutura elimina a limitação da *SDR*, que frequentemente é usada na conectividade de sedimentos em sistemas geomorfológicos, e fornece informações analíticas sobre o tipo de processo, o ritmo de fluxo de sedimentos e a conectividade dos compartimentos de armazenamento ao longo da escada sedimentar.

Com a finalidade de quantificar a conectividade de sedimentos, Borselli et al. (2008) propuseram o índice de conectividade (*IC*) bastante utilizado atualmente (CAVALLI et al., 2013; CANTREUL et al., 2018; LÓPEZ-VICENTE et al., 2013; NICOLL; BRIERLEY, 2017; PERSICHILLO et al., 2018; ZANANDREA et al., 2019). Esse índice baseou-se nas características físicas a montante e a jusante do ponto de cálculo, considerando as características topográficas e de uso do solo. Diversas modificações e complementações foram propostas a partir deste índice (MESSENZEHL; HOFFMANN; DIKAU, 2014; ORTÍZ-RODRÍGUEZ; BORSELLI; SAROCCHI, 2017), sendo a principal delas a adaptação feita por Cavalli et al. (2013) para uma abordagem puramente geomorfológica, em que o único dado de entrada o MDT. Posteriormente, Crema e Cavalli (2018) conceberam a ferramenta *SedInConnect* para facilitar a aplicação do índice, almejando expandir sua utilização para investigações geomorfológicas, predição de áreas inundáveis e efeitos da alteração do uso do solo em áreas agrícolas.

O *IC* representa a possibilidade de que o sedimento, em um determinado local, chegue a um ponto específico de deposição ou ao canal, considerando a morfometria da encosta. O *IC* é calculado localmente para cada célula do MDT, usando um componente a montante e um a jusante do ponto de cálculo do índice (Figura 3-2).

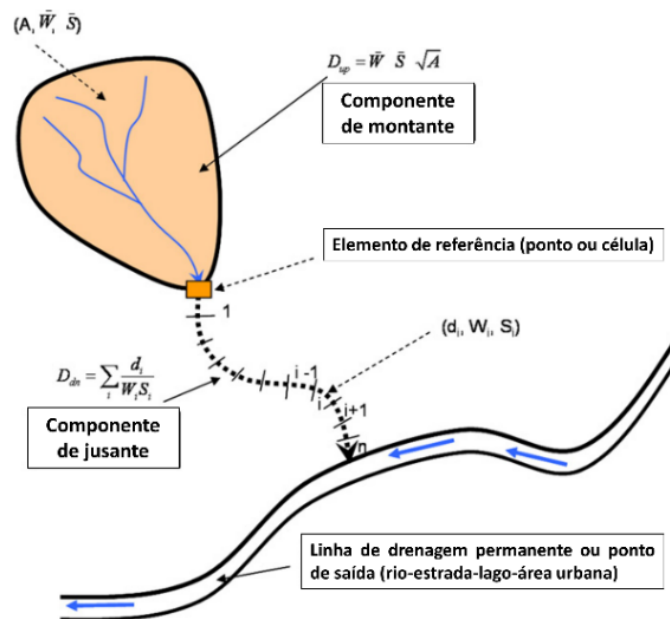


Figura 3-2. Definição dos componentes a montante e a jusante do ponto de cálculo do índice de conectividade (IC). Fonte: Adaptado de BORSELLI et al., 2008.

O *IC* considera as características da área de drenagem (módulo de montante, D_{up}) e o comprimento do percurso que uma partícula percorre até chegar a um ponto especificado pelo usuário (módulo de jusante, D_{dn}) (Figura 3-2). Para cada pixel na bacia, o *IC* estima os componentes D_{up} e D_{dn} . O componente D_{up} é o potencial de deposição do sedimento produzido a montante do ponto de cálculo; e o componente D_{dn} considera a probabilidade de o sedimento chegar a um ponto ao longo de uma linha de fluxo. As variáveis que compõem o índice são: W_i , o fator médio de ponderação da área de contribuição a montante (adimensional); S_i , o gradiente de inclinação média da área de contribuição a montante (m/m); A_i , a área de contribuição a montante (m^2); d_i , o comprimento da célula i ao longo do caminho descendente (m); W_i , o valor de ponderação da célula i (adimensional); S_i , o gradiente de declividade da célula i (m/m). A ponderação realizada por meio do parâmetro W representa a impedância ao fluxo de água e sedimentos (BORSELLI et al., 2008), ou seja, a resistência encontrada pelo fluxo em sua trajetória.

Cavalli et al. (2013) alteraram o *IC* de Borselli et al. (2008) em relação a dois aspectos. O fator de ponderação W , antes relacionado ao uso do solo (fator C da USLE), foi estabelecido como o equivalente ao índice de rugosidade padronizado (*RI-roughness index*), calculado como o desvio padrão da diferença entre MDTs não suavizados e suavizados (topografia residual). O parâmetro *RI* considera obstruções locais à

transferência de sedimentos, tais como a rugosidade do canal, os afloramentos rochosos ou os mantos de detritos, típicos nas áreas de montanha (CAVALLI et al., 2013), porém essa metodologia exige MDTs de alta resolução, para que seja possível a identificação destas feições. Aqui atenta-se ao fato da dificuldade da obtenção de dados topográficos de alta resolução em muitas regiões brasileiras. Outra limitação deste método envolve a representação de áreas com cobertura florestal, pois um modelo digital de terreno não é capaz de identificar a rugosidade oriunda de materiais que estão sobre o solo. Isso se torna ainda mais importante em bacias florestadas, como as bacias brasileiras, pois existe uma grossa camada de serapilheira sobre o solo nas florestas tropicais, o que ocasiona resistência ao fluxo, bem como armadilha na retenção de sedimentos.

Em um estudo recente, Persichillo et al. (2018) também alteraram o fator W através do uso do coeficiente de rugosidade de Manning (n) como $W=1-n$, representando a impedância a partir de uma solução simplificada para o comportamento do fluxo terrestre, podendo ser avaliada a conectividade perante diferentes cenários de uso do solo. Ao utilizar o coeficiente de Manning, a representação de áreas florestadas pode ser melhor representada, visto que esse coeficiente varia significativamente com a cobertura do solo em uma região florestada quando comparada ao solo exposto. No entanto, da maneira matemática como W é apresentado, todos os valores ficam próximos de 1, uma vez que grande parte dos valores de Manning é próximo de 0,1. Assim, valores de W próximos de 1 acabam não exercendo efetiva ponderação no cálculo de IC , não sendo efetivos em representar a impedância, principalmente em áreas florestadas, além desta proposição trazer dimensionalidade ao IC , antes adimensional. A partir disso, Zanandrea et al. (2020) propuseram uma nova representação do fator de impedância W , através do RS (*Relative Smoothness Index*) que fornece uma nova formulação matemática para utilização do coeficiente de Manning, mantendo a adimensionalidade de IC e aumentando a variação utilizada na ponderação da impedância para as diferentes coberturas do solo.

O segundo aspecto de modificação, implementado por Cavalli et al. (2013), é relacionado à área de contribuição, que passa a ser derivada pelo algoritmo D-infinito de fluxo múltiplo, proposto por Tarboton (1997), e do MDT corrigido hidrologicamente e não suavizado. Cavalli et al. (2013) mostraram que os índices propostos foram satisfatórios quando comparados a observações em campo, e buscaram enfatizar a

importância da determinação da conectividade de sedimentos em áreas propensas a movimentos de massa.

Os movimentos de massa foram avaliados de maneira qualitativa em relação à conectividade de sedimentos (HECKMANN; SCHWANGHART, 2013). Salienta-se que, no caso de fluxos de detrito, muitas vezes, o volume de sedimentos que alcança o canal pode ser de grande interesse. Então, analogamente, pode-se afirmar que a conectividade dos sedimentos é importante no gerenciamento de desastres relacionados a sedimento, tais como escorregamentos e fluxos de detritos. Neste sentido, foi desenvolvido por Zanandrea et al. (2017) um índice de conectividade hidrossedimentológica para escorregamentos (*ICHS*), que busca relacionar o grau de conectividade de um escorregamento com o canal, baseado no volume e no percurso do escorregamento. Desse modo, é possível calcular a quantidade de sedimentos que chega ao canal; enquanto, através do cálculo do *IC*, seria possível apenas constatar quanto um escorregamento estava mais conectado ao rio do que a outro ponto qualquer da paisagem. No entanto, mesmo com a proposição do *ICHS*, o cálculo do volume de sedimentos aportado ao canal pelos escorregamentos ainda é algo de difícil obtenção devido à necessidade de medição de dados em campo logo após ao evento.

Além dos movimentos de massa, estruturas antrópicas, como a construção de estradas e as mudanças no uso do solo, também influenciam na conectividade dos sedimentos de bacias hidrográficas, como avaliado por Fressard e Cossart (2018), Pechenick et al. (2014) e Coulthard e Wiel (2017). Baartman et al. (2013) buscaram quantificar as relações entre a complexidade da paisagem e a conectividade na bacia, confirmando a hipótese de que a conectividade decresce com o aumento da complexidade geomorfológica da paisagem, e quantificando a não-linearidade dessa relação, o que foi testado através de um modelo de evolução da paisagem.

Na Figura 3-3, são apresentados os principais dados de entrada utilizados nos estudos levantados nesse trabalho, em que as palavras são apresentadas com tamanhos diferentes, de modo a demonstrar as variáveis mais e menos utilizadas atualmente. Grande parte dos índices propostos utilizou apenas variáveis geomorfológicas na avaliação da conectividade dos sedimentos. As variáveis hidrossedimentológicas são de suma importância no entendimento da conectividade, porém como introduzi-las na quantificação da conectividade ainda é um desafio.



Figura 3-3. Principais dados de entrada utilizados na avaliação da conectividade dos sedimentos.

Alguns autores (REID et al., 2007; CROKE et al., 2013; LIU; FU, 2016; COULTHARD; WIEL, 2017) utilizaram modelagem hidrológica junto a fatores geomorfológicos para compreender a conectividade de sedimentos. Croke et al. (2013) levantaram o fato da variabilidade espacial na conectividade hidrológica canal/planície de inundação levar à desconectividade na transferência de sedimentos. A consideração de tal variabilidade para eventos de inundação, até mesmo mais extremos, destaca a necessidade de considerar-se cuidadosamente mudanças não-lineares no desenvolvimento de um índice quantitativo de conectividade hidrossedimentológica.

Reid et al. (2007) trataram da conectividade de sedimentos a partir de eventos extremos, avaliando o processo de chegada ao canal dos sedimentos grossos gerados por escorregamentos, através de modelagem, com base em uma forma modificada do modelo de susceptibilidade a escorregamentos, o SHALSTAB (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994), no qual foi acoplado uma versão de índice de rede do modelo hidrológico, o TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979). Essa abordagem hidrológica permite analisar que as áreas saturadas se conectam à rede fluvial apenas quando há saturação total ao longo do percurso, e que o escoamento superficial, quando associado a zonas não conectadas, mas saturadas, permanece dentro da bacia hidrográfica e contribui para o aumento da saturação média da bacia. Isso restringe a distribuição de sedimentos a situações em que há conexão hidrológica superficial (isto é, saturação) ao longo do percurso completo do fluxo (REID et al., 2007).

Para quantificar a conectividade dos sedimentos de uma bacia, Liu e Fu (2016) utilizaram um modelo de erosão do solo e sedimentação (WATEM/SEDEM), propondo, a partir do mesmo, dois indicadores de conectividade: a área de captação sedimentologicamente efetiva (SEA), que contribui como fonte de sedimentos; e a saída

mínima de sedimentos do caminho do escoamento que liga fontes e sumidouros. Os autores indicaram que essa metodologia é altamente aplicável para pequenas bacias, devido à pequena escala temporal e espacial, representando efetivamente o status anual da conectividade hidrossedimentológica. Ressalta-se que Liu e Fu (2016) e Nicoll e Brierley (2017) alertam para o uso do *IC* nas análises em larga escala, sendo um desafio a avaliação da conectividade hidrossedimentológica em grandes bacias.

Outra maneira utilizada na avaliação da conectividade dos sedimentos acontece por meio do monitoramento de dados de sedimentos. Duvert et al. (2011) avaliaram a conectividade através do monitoramento de sedimentos em suspensão em uma bacia rural no México, demonstrando as variações espaciais do transporte de sedimentos ligados à vazão de base em planícies. A utilização da modelagem ou do monitoramento hidrossedimentológico auxilia na compreensão da conectividade hidrossedimentológica da bacia hidrográfica, porém não permitem quantificá-la. Algumas tentativas ainda incipientes surgem neste sentido, com a finalidade de incorporar variáveis hidrossedimentológicas na representação da conectividade funcional dentro do cálculo de índices de conectividade.

Alguns desses trabalhos modificaram o *IC* de Borselli et al. (2008), introduzindo variáveis de caráter funcional, como erosividade da chuva e permeabilidade e erodibilidade do solo (CHARTIN et al., 2017; WALQUE et al., 2017; LÓPEZ-VICENTE; BEN-SALEM, 2019), porém a incorporação dessas variáveis surge dentro do fator de ponderação (*W*) do *IC*, as quais não representam a impedância do fluxo de água e sedimentos, para qual *W* foi proposto, e sim o potencial de desagregação do sedimento. Nesta mesma abordagem, Zingaro et al. (2019) definiram a conectividade em função do acúmulo de fluxos com base no gradiente de mobilidade dos sedimentos, que é, por sua vez, uma função simples da erosividade da chuva, das propriedades geotécnicas do solo e do uso da terra. A incorporação dessas novas variáveis hidrossedimentológicas aparece nesses trabalhos no sentido de avaliar o potencial de desagregação dos sedimentos, ou seja, da sua geração. No entanto, a mobilidade dos sedimentos a partir do escoamento superficial, por exemplo, ainda é um termo a ser incorporado aos índices de conectividade de maneira integrada, visto que, na ausência do vetor de transporte, não ocorre a conectividade efetiva dos sedimentos.

Nesse sentido, Turnbull e Wainwright (2019) elaboraram um novo índice ao estudar a invasão de arbustos em terras áridas. O índice de conectividade relativa

(*relative connectivity index* – *RCI*) calcula a taxa entre a conectividade funcional e a estrutural em um ponto, tanto hidrológica como sedimentológica, ou seja, hidrossedimentológica. A ideia consiste na identificação de pixels onde os limites estruturais são excedidos, ou melhor, quando o $RCI > 1$, para que haja a conectividade efetiva. No entanto, este índice não é capaz de calcular a conectividade a partir de variáveis conhecidas em uma área, sendo ainda uma relação empírica.

Grande parte dos novos índices que vem surgindo é um aprofundamento do *IC* proposto inicialmente por Borselli et. al (2008), devido a sua grande aceitação no meio científico e a sua fácil aplicação. Bracken et al. (2013) relatam que não há consenso entre os pesquisadores sobre o que é um resultado desejável. Ainda existem muitas incertezas sobre o tema da conectividade hidrossedimentológica e como estabelecer um índice que seja capaz de representar espacial e temporalmente este conceito. Parsons et al. (2015) avaliaram que, até o final do ano de 2016, haveria um consenso sobre a utilidade da conectividade como uma estrutura conceitual abordando a variabilidade espacial e temporal no escoamento e no transporte de sedimentos. Entretanto, passado este tempo, percebe-se que ainda há um longo caminho a percorrer.

A conectividade está relacionada a diferentes fatores ambientais sendo distinta para diferentes processos e bacias hidrográficas. Wohl et al. (2019) relatam que é improvável a existência de um único índice de conectividade hidrossedimentológica ou de sedimentos capaz de descrever adequadamente todas as formas de conectividade. Grande parte dos trabalhos até agora foi desenvolvido em bacias com características diferentes das brasileiras (BORSELLI et al., 2008; CAVALLI et al., 2013; HECKMANN; SCHWANGHART, 2013; MESSENZEHL; HOFFMANN; DIKAU, 2014; PERSICHILLO et al. 2018). O entendimento dos processos hidrossedimentológicos e, conseqüentemente, da conectividade dos sedimentos ainda é uma meta a ser alcançada, principalmente nas regiões florestadas e montanhosas de climas tropical e subtropical, como o Brasil, onde a dinâmica de sedimentos é essencial no gerenciamento das bacias hidrográficas.

3.6. Estudos sobre conectividade hidrossedimentológica no Brasil

Para reconhecer a situação atual das produções científicas no Brasil acerca da conectividade hidrossedimentológica, foram utilizadas as plataformas *SciELO*, Google acadêmico e BDTD (Biblioteca Brasileira Digital de Teses e Dissertações), utilizando as

palavras-chave “conectividade hidrossedimentológica”, “conectividade de sedimentos”, “índice de conectividade” e termos equivalentes em inglês. Portanto, trabalhos que estudaram somente conectividade hidrológica, tais como Toledo e Alcantra (2019), não foram computados no presente estudo. Foram encontrados 30 trabalhos publicados até novembro de 2019. A produção científica mais antiga foi publicada em 2008 (LIMA et al., 2008), enquanto, em outros países, o tema é discutido desde 2003.

A Figura 3-4 apresenta a distribuição temporal das publicações analisadas nesta revisão. Observa-se como a discussão sobre a conectividade dos sedimentos no Brasil é recente. Dessa maneira, o número de artigos científicos acerca desse tema ainda é muito baixo, dos quais cerca de 33% representam publicações em revistas científicas e 27 % são trabalhos de eventos científicos. Em comparação aos trabalhos publicados ao redor do mundo (HECKMANN et al., 2018), os estudos relacionados à conectividade de sedimentos e hidrossedimentológica ainda são escassos no Brasil. Entretanto, nota-se uma tendência crescente dessas publicações ao longo do tempo, sendo que o ano de 2017 apresenta maior frequência das mesmas no período de análise (2008-2020).

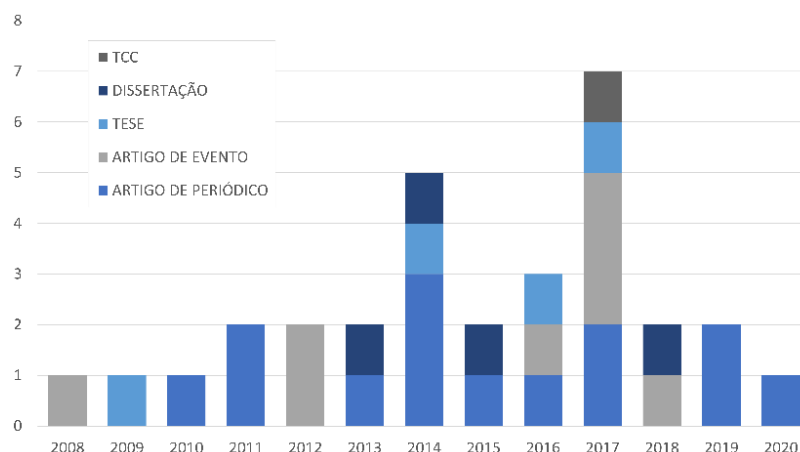


Figura 3-4. Distribuição temporal das produções científicas sobre conectividade dos sedimentos no Brasil (2008–2020).

Dos trabalhos encontrados, 66% possuem a conectividade como principal objeto de análise, seja a conectividade de sedimentos ou hidrossedimentológica. Dentre os trabalhos com foco em conectividade, apenas quatro (LOPES, 2013; BECKER et al., 2017; ZANANDREA et al., 2019; ZANANDREA et al., 2020) abordam a conectividade quantitativamente, utilizando os índices de conectividade propostos por Borselli et al. (2008) e Cavalli et al. (2013). Grande parte das abordagens qualitativas segue metodologias baseadas em cruzamento de mapas temáticos (e.g. altimétrico, litológico, pedológico, uso e ocupação do solo), acompanhado de identificações em

campo de áreas com alta e baixa conectividade (e.g. BARROS et al., 2014a; CARVALHO; SILVA, 2016, SOUZA et al., 2019). Alguns trabalhos utilizam ferramentas para modelagem de transporte de sedimentos e usam noções de *SDR* para indicar o grau de conectividade (e.g. MEDEIROS et al., 2014; SCHULTZ et al., 2012).

A Figura 3-5 mostra a distribuição espacial das áreas de estudo dos trabalhos sobre o tema, em que se observa a distribuição não homogênea de estudos no país, tendo muitas pesquisas realizadas em bacias hidrográficas em comum. Verifica-se que os estados com maior frequência de trabalhos publicados foram o Ceará e o Rio de Janeiro com 8 e 7 trabalhos, respectivamente, e os demais estados (Paraíba, Pernambuco, Rio Grande do Sul e Santa Catarina) não ultrapassaram 4 publicações.

Em virtude da maior concentração de trabalhos desenvolvidos no Nordeste brasileiro, 56% das investigações foram realizadas em regiões semiáridas. Os demais estudos foram feitos em regiões tropicais (22%) e subtropicais (22%), com predominância de mata atlântica. Algumas investigações sobre conectividade foram realizadas com foco em estradas ou segmentos de canais, mas a maior parte dos estudos (85%) foi realizada em escala de bacia. Dentre aqueles que utilizaram bacias como objeto de análise, 56% estudaram bacias com áreas entre 100 e 1000 km², 22% entre 1 e 100 km² e 10% com menos de 1 km².

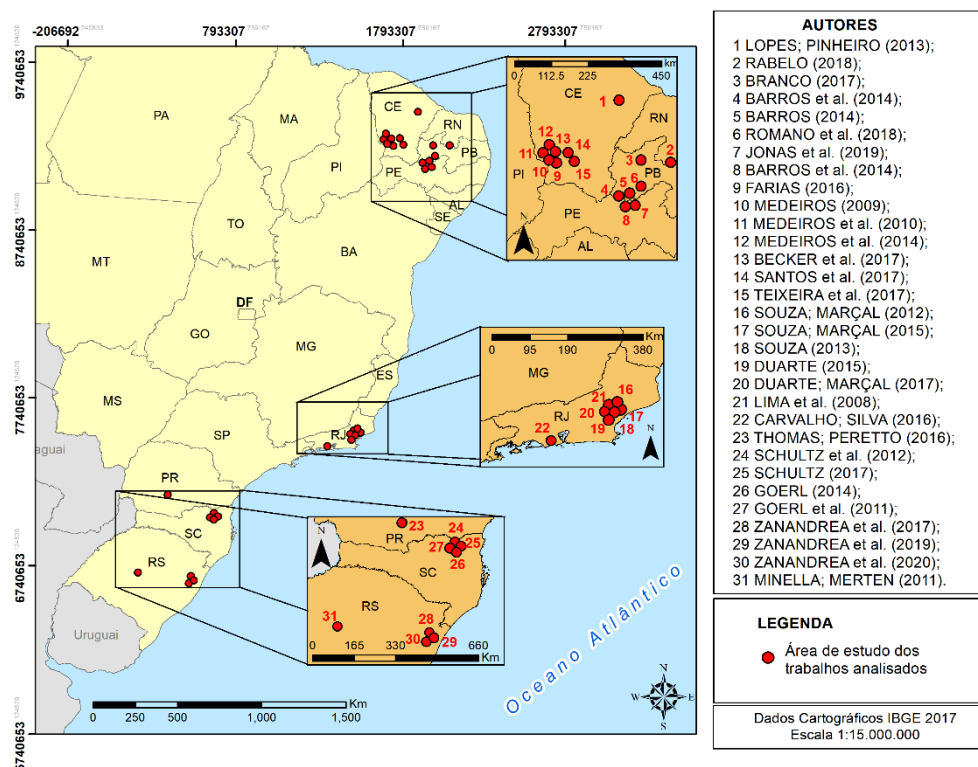


Figura 3-5. Distribuição espacial das produções científicas sobre conectividade dos sedimentos no Brasil (2008–2020).

A Figura 3-6 apresenta a distribuição dos trabalhos quanto à consideração dos componentes funcionais e estruturais da conectividade. Apenas aqueles com foco na avaliação da conectividade foram considerados. A maior parte dos mesmos considera o componente estrutural (94%), enquanto apenas metade deles considera também o funcional. Todos os quatro estudos com foco na avaliação quantitativa da conectividade apenas consideraram o componente estrutural. Lopes (2013) indicou que uma bacia do semiárido possui um *IC* médio de -4,18, enquanto Zanandrea et al. (2019) afirmaram que uma bacia subtropical possui *IC* médio de -5,25. Como o *IC* não considera fatores como chuva e escoamento superficial, mesmo bacias com características bem distintas como essas possuem conectividades semelhantes. Isso ressalta a importância da consideração de elementos funcionais na avaliação da conectividade.

Os estudos que consideram a conectividade estrutural e funcional tratam a conectividade qualitativamente, classificando os ambientes em conectado, desconectado ou parcialmente conectado. Basicamente, são utilizadas informações de precipitação, vazão e escoamento superficial para determinar pontualmente a conectividade de um ambiente durante determinado evento. Entretanto, a abordagem do componente funcional nos trabalhos analisados ainda é vaga. Além disso, o caráter qualitativo das

abordagens não permite a comparação do grau de conectividade entre diferentes áreas de estudo. Teixeira et al. (2017) e Thomaz e Peretto (2016) foram os únicos que não utilizaram informações topográficas de maneira direta para discutir a conectividade. O primeiro avalia a distribuição de vegetação e sua influência na conectividade, concluindo que altas concentrações de vegetação podem indicar pontos de desconectividade. O segundo estudo avalia a conectividade de água e sedimentos promovida por estradas que cruzam corpos hídricos. Portanto, ambos os estudos focam apenas no componente funcional da conectividade, apesar de não estar explícito.

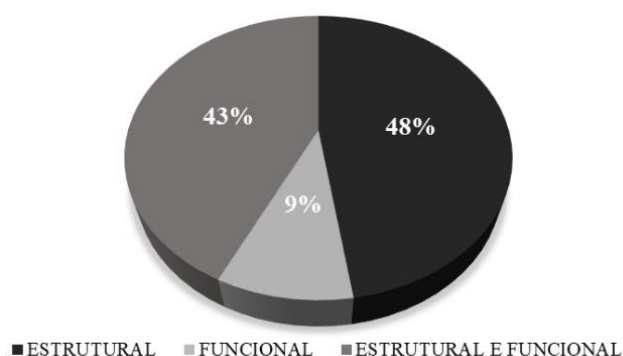


Figura 3-6. Distribuição quanto ao tipo de abordagem da conectividade dos sedimentos nos trabalhos brasileiros.

Dado o contexto dos trabalhos brasileiros sobre conectividade de sedimentos/hidrossedimentológica, percebe-se que a aplicação de metodologias quantitativas é baixa. Os índices de conectividade existentes foram pouco explorados nas bacias brasileiras e, portanto, ainda não foram devidamente validados para diferentes climas e biomas. Isso fundamenta a necessidade de mais investigações sobre conectividade hidrossedimentológica no Brasil. Além do mais, as metodologias para a avaliação quantitativa da conectividade foram desenvolvidas em regiões distantes do Brasil e, portanto, existe a possibilidade de não representarem adequadamente a situação das bacias brasileiras. Nesse sentido, as metodologias precisam ser testadas e, caso necessário, adaptadas e/ou aprimoradas.

3.7. Conclusões

O presente trabalho abordou de maneira teórica a conectividade dos sedimentos, buscando diferenças e semelhanças nos termos utilizados na literatura, como conectividade hidrológica, hidrossedimentológica, hidrogeomorfológica e de sedimentos. Percebe-se que ainda permanece muita confusão na utilização desses termos, visto que há grande interface entre eles. A conectividade de sedimentos refere-

se à transferência dos sedimentos na paisagem, que, quando avaliada utilizando parâmetros hidrológicos, pode ser entendida a partir da conectividade hidrológica dos sedimentos. A transferência dos sedimentos considerando parâmetros hidrológicos e sedimentológicos é objeto de estudo da conectividade hidrossedimentológica. A conectividade dos sedimentos, quando avaliada através de parâmetros hidrológicos e geomorfológicos, é tratada como conectividade hidrogeomorfológica. Dessa forma, a conectividade dos sedimentos pode ser definida de acordo com os fatores considerados na metodologia de análise. Portanto, a conectividade dos sedimentos é um conceito em ascensão no estudo dos processos que ocorrem em bacias hidrográficas, apresentando avanços no entendimento da geomorfologia, hidrologia, sedimentologia, entre outras áreas.

Observando-se os diferentes estudos realizados, verifica-se que grande parte dos índices propostos representa a conectividade dos sedimentos a partir de componentes estruturais (geomorfológicos), espacializando as relações de ligação entre elementos do sistema. No entanto, algumas abordagens utilizam componentes funcionais (hidrológicos), inserindo temporalidade, principalmente por meio da implementação de variáveis adicionais nos índices existentes. Entretanto, constatou-se que poucas metodologias inseriram as características do próprio sedimento nessa avaliação. Atualmente, nenhum estudo foi capaz de quantificar a conectividade dos sedimentos considerando aspectos funcionais e estruturais distribuídos de maneira espaço-temporal, o que pode ser atribuído à subjetividade do tema. Já, no Brasil, a maioria dos trabalhos publicados na área, até agora, são apenas aplicações de metodologias já estabelecidas, o que preocupa, considerando as diferentes características dos locais onde foram propostas. Além do mais, grande parte das publicações são qualitativas, e muitas apenas comentam sobre a conectividade, sem avaliá-la minuciosamente. Isso decorre do fato de o tema ainda ser recente no país, mas também evidencia a necessidade de desenvolver mais estudos sobre o assunto em território brasileiro. Com mais investigações, há a possibilidade de desenvolver metodologias que sejam mais apropriadas às especificidades das bacias brasileiras.

Alguns desafios futuros a esse tema relacionam-se à busca por relações entre índices de conectividade e produção de sedimentos e/ou *SDR*, uma abordagem que, gradativamente, vem sendo inserida em trabalhos recentes. Outra questão refere-se à importância de considerar a heterogeneidade das paisagens e seus padrões de

conectividade no espaço e no tempo, como, por exemplo, a diferença das bacias brasileiras com características fitogeográficas e hidroclimatológicas diferentes e sua intermitência na geração de escoamento superficial. Com a evolução nos dados disponíveis e nos modelos hidrossedimentológicos, tem-se mais informações de modo a auxiliar nos avanços sobre a conectividade hidrossedimentológica. A conectividade dos sedimentos torna-se uma ferramenta potencial aos gestores de recursos hídricos, trazendo benefícios por meio da manutenção ou restauração de formas variadas de conectividade. Índices de conectividade podem auxiliar na gestão de bacias hidrográficas, pois consideram a paisagem de maneira integrada, vinculando diversas áreas e auxiliando no entendimento da dinâmica dos sistemas naturais, principalmente dos sedimentos, e, conseqüentemente, na evolução da paisagem. Desse modo, o estudo da interação da geomorfologia, hidrologia e sedimentologia possibilitaria uma avaliação da conectividade dos sedimentos por meio de uma visão holística do sistema.

Referências Bibliográficas

BAARTMAN, J. E. M.; MASSELINK, R.; KEESSTRA, S. D.; TEMME, A. J. A. M. Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.38, p. 1457-1471, mai. 2013.

BARROS, A. **Avaliação da desconexão encosta-canal na Bacia do Riacho Grande/PB**. 2014. 139 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Pernambuco, 2014.

BARROS, A. C. M.; ALMEIDA, J. D. M.; SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. Dinâmica dos sedimentos em Bacia do Semiárido: Conectividade e a Relação com o escoamento superficial como suporte para a gestão dos recursos hídricos local. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 23, p. 332 – 336, jan. 2014a.

BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. Caracterização Granulométrica dos depósitos de preenchimento de vale como base à proposição de uma tipologia de elementos de desconexão na bacia do riacho Araras/PB. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v.10, n.1, p. 202-206, 2014b.

BECKER, S.; COSTA, C. A. G.; MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C.; WUNDERLICH, J. Aplicação de um índice de conectividade sedimentológica à bacia semiárida de Bengê, Ceará, Brasil. In: III Simpósio Brasileiro de Recursos Naturais do Semiárido, 3, 2017, Fortaleza, CE. **Anais...** Fortaleza: MASSA, 2017. p. 1-6.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.

BORSELLI, L., CASSI, P., TORRI, D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. **Catena**, v.75, p. 268 – 277, nov. 2008.

BRACKEN, L. J., CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 1749–1763, fev. 2007.

BRACKEN, L.; TURBBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BOGAART, P. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transport at multiple scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, p. 177 – 188, ago. 2015. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>.

BRACKEN, L. J.; WAINWRIGHT, J.; ALI, G. A.; TETZLAFF, D.; SMITH, M. W.; REANEY, S. M.; ROY, A. G. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. **Earth-science Reviews**, v. 119, p. 17 – 34, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>.

BRANCO, A. **Análise da conectividade da paisagem no baixo curso do Rio Piancó – Pombal – Semiárido paraibano**. 2017. 91 p. TCC (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, Paraíba., 2017.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. **Area**, v. 38, n. 2, p. 165-174, out. 2006.

BRUNSDEN, D., THORNES, J. B. (1979). Landscape Sensitivity and Change. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 4, n. 4, p. 463-484. 1979. <https://www.jstor.org/stable/622210>

BRUNSDEN, D. **Barriers to geomorphological change**. In: Thomas, D.S.G., Allison, R.J. Eds. , *Landscape Sensitivity*. Wiley, Chichester, 1993. p. 7–12.

CANTREUL, V.; BIELDERS, C.; CALSAMIGLIA, A; DEGRÉ, A. How pixel size affects a sediment connectivity index in central Belgium. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 4, p. 884-893, 2018. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.4295>.

CARVALHO, R. P. B.; SILVA, A. S. Avaliação das áreas de produção e de possíveis rotas de fluxos de detritos como geoindicadores de (des)conectividades de bacias urbanas. In: II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem: Desafios e aplicações, 2, 2016. **Anais...** Belo Horizonte, MG, p. 1-14.

CAVALLI, M., TREVISANI, S., COMITI, F., MARCHI, L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, v.188, p. 31 – 41, abr. 2013.

CHARTIN, C., EVRARD, O., LACEBY, J.P., ONDA, Y., OTTLÉ, C., LEFÈVRE, I., CERDAN, O. The impact of typhoons on sediment connectivity: lessons learnt from contaminated coastal catchments of the Fukushima Prefecture (Japan). **Earth Surf. Process. Landf.**, v. 42, p. 306–317, set. 2017. <https://doi.org/10.1002/esp.4056>.

COULTHARD, T. J.; WIEL, M. J. Van de. Modelling long term basin scale sediment connectivity, driven by spatial land use changes. **Geomorphology**, v. 277, p. 265–281, jan. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.027>.

CREMA, S., CAVALLI, M. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. **Computers & Geosciences**. v.111, p. 39-45, fev. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>.

CROKE, J.; FRYIRS, K.; THOMPSON, C. Channel-floodplain connectivity during an extreme flood event: implications for sediment erosion, deposition, and delivery. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 1444 – 1456, mai. 2013. <https://doi.org/10.1002/esp.3430>.

CROKE, J.; MOCKLER, S.; FOGARTY, P.; TAKKEN, I. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. **Geomorphology**, v. 68, n. (3–4), p. 257 – 268, jun. 2005.

DUARTE, N. **Conectividade no sistema de drenagem do Rio Sana, afluente do Rio Macaé (RJ)**. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

DUARTE, N.; MARÇAL, M. dos S. Conectividade da paisagem na bacia do Rio Sana (RJ): relação entre áreas de captação efetiva e tipos de bloqueios. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 755-766, 2017.

DUVERT, C.; GRATIOT, N.; ANGUIANO-VALENCIA, R.; NÉMERY, J.; MENDOZA, M. E.; CARLÓN-ALLENDE, T.; PRAT, C.; ESTEVES, M. Baseflow control on sediment flux connectivity: Insights from a nested catchment study in Central Mexico. **Catena**, v.87 (1), p. 129 – 140, out. 2011. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.021>

FARIAS, T. R. L. **Estradas Rurais não pavimentadas como fonte de sedimentos em bacia hidrográfica do semiárido Fortaleza - CE**. 2016. 110 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Ceará, 2016.

FERRO, V.; PORTO, P. Sediment delivery distributed (SEDD) model. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 5, n. 4, p. 411-422, 2000.

FRESSARD, M.; COSSART, E. A graph theory tool for assessing structural sediment connectivity: Development and application in the Mercurey vineyards (France). **Science of the Total Environment**. v. 651, p. 2566-2584, fev. 2018.

FRYIRS, K. (Dis) Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.38 (1), p. 30 – 46, mar. 2013.

FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J., KASAI, M. Buffers, barriers and blankets: The (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, 70 (1), p. 49 – 67, jun. 2007a. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.07.007>.

FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J., SPENCER, J. (2007b). Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. **Geomorphology**, v.84 (3–4), p. 297 – 316, fev. 2007b. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.044>.

GOERL, R. F. **Evolução da paisagem e conectividade hidrogeomorfológica na Bacia do Rio Cunha – SC**. 2014. 142 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Paraná, 2014.

GOERL, R. F.; KOBİYAMA, M.; SANTOS, I. dos. Hidrogeomorfologia: Princípios, conceitos, processos e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p. 103 - 111. 2012.

GOERL, R. F.; SIEFERT, C. A. C.; SCHULTZ, G. B.; SANTOS, C. S.; SANTOS, I. Elaboração e Aplicação de Índices de Fragmentação e Conectividade da Paisagem para Análise de Bacias Hidrográficas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.4, n. 5, p. 1000-1012, 2011.

GRAUSO, S.; PASANISI, F.; TEBANO, C. Assessment of a Simplified Connectivity Index and Specific Sediment Potential in River Basins by Means of Geomorphometric Tools. **Geosciences**, v. 48, n. 8, p.1-14, jan. 2018. <http://dx.doi.org/10.3390/geosciences8020048>.

GUMIERE, S. J.; BISSONNAIS, Y. L.; RACLOT, D. Vegetated filter effects on sedimentological connectivity of agricultural catchments in erosion modelling: a review. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 1, p. 3-19, dez. 2011. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.2042>.

HAMEL, P.; CHAPLIN-KRAMER, R.; SIM, S.; MUELLER, C. A new approach to modeling the sediment retention service (InVEST 3.0): case study of the Cape Fear catchment, North Carolina, USA. **Science of the Total Environment**, v. 524-525, p. 166-177, 2015.

HARVEY, A.M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. **Catena**, v. 42, p. 225-250, 2001.

HECKMANN, T., CAVALLI, M., CERDAN, O., FOERSTER, S., JAVAUX, M., LODE, E., SMETANOVÁ, A., VERICAT, D., BRARDINONI, F. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. **Earth Science Reviews**. V. 187, p. 77–108, dez. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>.

HECKMANN, T., SCHWANGHART, W. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – Exploring sediment cascades using graph theory. **Geomorphology**, 182, p. 89 – 103, jan. 2013.

HOFFMANN, T. Sediment residence time and connectivity in non-equilibrium and transient geomorphic systems. **Earth-science Reviews**, v.150, p. 609 – 627, nov. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.008>.

HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v.56, n. (1-2), p. 79 – 94, nov. 2003.

JENCISO, K. G.; MCGLYNN, B. L.; GOOSEFF, M. N.; WONDZELL, S. M.; BENCALA, K. E.; MARSHALL, L. A. Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach-and plot-scale understanding to the catchment scale. **Water Resources Research**, v.45, p. 1 – 16, abr. 2009. <https://doi.org/10.1029/2008WR007225>.

LEXARTZA-ARTZA, I.; WAINWRIGHT, J. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. **Catena**, v. 79, n. 2, p. 146-152, nov. 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2009.07.001>.

LIMA, R. N. S.; BRANDÃO, E. A. F.; MARÇAL, M. S. Estudo da conectividade de sedimentos em canais na sub-bacia do São Pedro (RJ). In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia / II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte, MG. **Anais... SINAGEO**, 2008. p. 1-4.

LIU, Y.; FU, B. Assessing sedimentological connectivity using WATEM/SEDEM model in a hilly and gully watershed of the Loess Plateau, China. **Ecological Indicators**, v.66, p. 259 – 268, jul. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.01.055>

LOPES, J. W. B.; PINHEIRO, E. A. R. Análise temporal da conectividade e da capacidade de transporte potencial de sedimentos em meso-bacia semiárida, CE, Brasil. **Revista Agroambiente On-line**, v. 7, n. 2, p. 136-144, mai./ago. 2013. <http://dx.doi.org/10.18227/1982-8470ragro.v7i2.1030>.

LÓPEZ-VICENTE, M.; BEN-SALEM, N. Computing structural and functional flow and sediment connectivity with a new aggregated index: A case study in a large Mediterranean catchment. **Science of the Total Environment**. v. 651, p. 179-191. 2019.

LÓPEZ-VICENTE, M.; POESEN, J.; NAVAS, A.; GASPAR, L. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for diferente land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. **Catena**, v. 102, p. 62-73. 2013.

MAHONEY, D. T.; FOX, J. F.; AAMERY, N. A. Watershed erosion modeling using the probability of sediment connectivity in a gently rolling system. **Journal of Hydrology**, v. 561, p. 862-883. 2018.

MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C.; CREUTZFELDT, G. L. M. B.; BRONSTERT, A. G. A. Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, p. 1938–1948. out./nov. 2014.

MEDEIROS, P. H. A.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T. MAMEDE, G. L.; ARAÚJO, J. C. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hidrological Sciences Journal**, v. 55, p. 636 – 648, mai. 2010.

MEDEIROS, P. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**. 2009. 165 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Ceará, 2009.

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, vol I. Roskilde Universitessforlag GeoRue, Roskilde, Denmark, p. 5 – 15. 1984.

MESSENZEHL, K.; HOFFMANN, T.; DIKAU, R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschuns, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. **Geomorphology**, v.221, p. 215 – 229, set. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.033>.

MICHAELIDES, K., CHAPPELL, A. Connectivity as a concept for characterising hydrological behaviour. **Hydrological Processes**, v.23, p. 517 – 522, dez. 2009. <https://doi.org/10.1002/hyp.7214>.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Revista Ciência Rural**, v. 41, n. 3, p. 424 – 432, mar. 2011.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, 1994.

MOORE, I. D.; WILSON, J.P. Length-slope factors for the revised universal soil loss equation: simplified method of estimation. **Journal of Soil and Water Conservation**, v.47, n.5, p. 423-428, dez. 1992.

NICOLL, T.; BRIERLEY, G. Within-catchment variability in landscape connectivity measures in the Garang catchment, upper Yellow River. **Geomorphology**, v.277, p. - 209, jan.2017. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.014>

NUNES, J.P., WAINWRIGHT, J., BIELDERS, C.L., DARBOUX, F., FIENER, P., FINGER, D., TURNBULL, L., CONNECTEUR WG3 Think-Tank, (2018). Better models are more effectively connected models. **Earth Surf. Process. Landform**. v.43, n.6, p. 1355–1360, dez. 2018.

ORTÍZ-RODRÍGUEZ, A. J.; BORSELLI, L.; SAROCCHI, D. Flow connectivity in active volcanic areas: Use of index of connectivity in the assessment of lateral flow contribution to main streams. **Catena**. V. 157, p. 90-111. 2017.

PARSONS, A.J.; BRACKEN, L.; POEPPL, R.E.; WAINWRIGHT, J.; KEESSTRA, S.D. Introduction to special issue on connectivity in water and sediment dynamics. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.40, p. 1275 – 1277, fev. 2015.

PECHENICK, A. M.; RIZZO, D. M.; MORRISSEY, L. A. A multi-scale statistical approach to assess the effects of connectivity of road and stream networks on

geomorphic channel condition. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.39, p. 1538 – 1549, jun. 2014. <https://doi.org/10.1002/esp.3611>.

PEÑUELA, A.; JAVAUX, M.; BIELDERS, C. L. How do slope and surface roughness affect plot-scale Overland flow connectivity? **Journal of Hydrology**. v. 528, p. 192-205, 2015.

PETERS, D. P.; GROFFMAN, P. M.; NADELHOFFER, K. J.; GRIMM, N. B.; COLLINS, S. L.; MICHENER, W. K.; HUSTON, M. A. Living in an increasingly connected world: a framework for continental-scale environmental science. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v.6, n.5, p. 229 – 237, jun. 2008.

PERSICHILLO, M.G., BORDONI, M., CAVALLI, M., CREMA, S., MEISINA, C. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. **Catena**, v.160, p. 261–274, jan. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.

PRESTON, N., SCHMIDT, J. **Modelling sediment fluxes at large spatial and temporal scales**. 2003. In: A Lang, K Henrich and R Dikau (eds) Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling – Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment, Lecture Notes in Earth Sciences v. 100, p. 53 – 72, Springer, Berlin. 2013.

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

PRINGLE C. M. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? **Hydrological Processes**. v.17, p. 2685–2689, ago. 2003.

RABELO, D. R. **Análise espacial da razão de aporte de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Seridó, RN-PB**. 2018. 118 p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) – Universidade Federal do Ceará, Ceará, 2018.

REID, S. C.; LANE, S. N.; MONTGOMERY, D. R.; BROOKES, C. J. (2007). Does hydrological connectivity improve modelling of coarse sediment delivery in upland environments? **Geomorphology**, v.90, n. (3-4), p. 263 - 282, set. 2007. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.023>.

ROMANO, M.P.C.; FRANCO, V.V.; SOUZA, J.O.P. Conectividade da paisagem no alto e médio curso da bacia do Rio Piacó. In: 12º SINAGEO – Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2018, Crato, CE, **Anais...Crato: SINAGEO**, 2018.

SANTOS, J. C. N.; ANDRADE, E. M.; MEDEIROS, P. H. A.; PALÁCIO, H. A. Q.; NETO, J. R. A. Sediment delivery ratio in a small semi-arid watershed under conditions of low connectivity. **Revista Ciência Agronômica**, v. 48, n. 1, jan./mar. 2017.

SCHULTZ, G. B.; MARANGON, F. H. S.; IENSEN, I. R.R.; SANTOS, I. Simulação da conectividade com os rios e vertentes dos sedimentos provenientes de estradas não pavimentadas. In: 9º SINAGEO – Simpósio Nacional de Geomorfologia, 9, 2012, Rio de Janeiro, RJ, **Anais...Rio de Janeiro: SINAGEO**, 2012. p. 1-5

SCHULTZ, G. **Conectividade Hidrossedimentológica em bacias experimentais embutidas**. 2017. 118 p. Tese (Doutorado em Geografia). Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Paraná, 2017.

SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B.; BRIERLEY, G. J. An approach to assess the impact of landscape connectivity and effective catchment area upon bedload sediment flux in Saco Creek Watershed, Semiarid Brazil. **Catena**, v. 138, p. 13 – 29, mar. 2019.

SOUZA, P. A.; MARÇAL, M. S. Avaliação da Conectividade no transporte de sedimentos entre ambientes fluviais no canal Macaé (RJ). In: 9º SINAGEO – SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9, 2012, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...**, Rio de Janeiro: SINAGEO, 2012. p. 1-4.

SOUZA, P. A.; MARÇAL, M. S.; Hidrossedimentologia e conectividade do Rio Macaé, norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Geo UERJ**, v. 27, p. 176 – 201, jul./dez. 2015.

SOUZA, P. **Dinâmica Hidrossedimentológica e padrões de conectividade no Rio Macaé (RJ)**. 2013. 123 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and 372 upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**. v.33, p. 309–373 319, fev. 1997. <https://doi.org/10.1029/96WR03137>.

TAROLLI, P.; FULLER, I. C.; BASSO, F.; CAVALLI, M.; SOFIA, G. Hydrogeomorphic connectivity and landslide features extraction to identifying potential threats and hazardous areas. In: EGU GENERAL ASSEMBLY, 19., 2017, Viena. **Anais...** Viena: EGU, 2017. p. 1.

TEIXEIRA, L. M. N.; MEDEIROS, P. H. A.; JUNIOR, L. R. P.; PALÁCIO, H. A. Q.; ANDRADE, E. M. Vegetação de caatinga e conectividade de água e sedimentos em uma microbacia semiárida. In: III Simpósio Brasileiro de Recursos Naturais do Semiárido, 3, 2017, Fortaleza, CE. **Anais...** Fortaleza: MASSA, 2017. p. 1-6.

TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; BACON, P.J.; YOUNGSON, A.F.; GIBBINS, C.; MALCOLM, A. Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? **Hydrological Processes**, v.21, p. 1385 – 1389, abr. 2007.

THOMAZ, E. L.; PERETTO, G. T. Hydrogeomorphic connectivity on roads crossing in rural headwaters and its effect on stream dynamics. **Science of the Total Environment**, v. 550, p. 547-555, abr. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.100>.

TISCHENDORF, L.; FAHRIG, L. On the usage and measurement of landscape connectivity. **Oikos**, v.90, p. 7 – 19. 2000.

TOLEDO, C. E.; ALCANTARA, N. R. Sensitivity of hydrological connectivity in a semiarid basin with a high-density reservoir network. **Rev. Ambient. Água**, v. 14, n. 4, p. 1-13, jul. 2019. <http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.2367>.

TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J. From structure to function: Understanding shrub encroachment in drylands using hydrological and sediment connectivity. **Ecological Indicators**, v.98, p. 608-618, mar. 2019.

WAINWRIGHT, J., TURNBULL, L., IBRAHIM, T. G., LEXARTZA-ARTZA, I., THORNTON, S. F., BRAZIER, R. E. Linking environmental regimes, space and time: interpretations of structural and functional connectivity. **Geomorphology**, v.126, p. 387 – 404, mar. 2011. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.

WALLING, D.E. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*. 65, p. 209–237. 1983.

WALQUE, B., DEGRÉ, A., MAUGNARD, A., BIELDERS, C.L. Artificial surfaces characteristics and sediment connectivity explain muddy flood hazard in Wallonia. **Catena**, v. 158, p. 89–101, nov. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.016>.

WARD, J.V. An expansive perspective of riverine landscapes: pattern and process across scales. **River Ecosystems**, v.6, p. 52 – 60. 1997.

WESTERN, A.W.; BLÖSCHL, G.; GRAYSON, R.B. Towards capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns. **Water Resources Research**. v.37, n.1, p. 83 – 97. 2001.

WOHL, E. **Rivers in the Landscape: Science and Management**. Wiley-Blackwell, Chichester, UK. 2014.

WOHL, E. 2017. Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, v. 41, n. 3, p. 345-362, jun. 2017. <http://dx.doi.org/10.1177/0309133317714972>.

WOHL, E., RATHBURN, S., CHIGNELL, S., GARRETT, K., LAUREL, D., LIVERS, B., PATTON, A., RECORDS, R., RICHARDS, M., SCHOOK, D. M., SUTFIN, N. A., WEGENER, P. Mapping longitudinal stream connectivity in the North St. Vrain Creek watershed of Colorado. **Geomorphology**, v.277, p. 171-181, jan. 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.004>.

WOHL, E., BRIERLEY, G., CADOL, D., COULTHARD, T.J., COVINO, T., FRYIRS, K.A., GRANT, G., HILTON, R.G., LANE, S.N., MAGILLIGAN, F.J., MEITZEN, K.M., PASSALACQUA, P., POEPPL, R.E., RATHBURN, S.L., SKLAR, L.S. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.44, p. 4-26, mai. 2019. <https://doi.org/10.1002/esp.4434>.

ZANANDREA, F.; KOBİYAMA, M.; MICHEL, G. P., 2017. Conectividade Hidrossedimentológica: uma abordagem conceitual. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, XXII, 2017, Florianópolis. **Anais...Florianópolis: ABRH**. p. 1 - 8.

ZANANDREA, F.; MICHEL, G. P.; KOBİYAMA, M.; CARDOZO, G. L. Evaluation of different DTMs in sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil. **Geomorphology**, V. 332, p. 80 – 87, mai. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.005>.

ZANANDREA, F.; MICHEL, G. P.; KOBİYAMA, M. Impedance influence on the index of sediment connectivity in a forested mountainous catchment. **Geomorphology**, V. 351, fev. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106962>.

ZHANG, X. C.; WANG, Z.L. (2017) Interrill soil erosion processes on steep slopes. **Journal of Hydrology**. v. 548, p. 652-664, mai. 2017.

ZINGARO, M.; REFICE, A.; GIACHETTA, E.; D'ADDABBO, A.; LOVERGINE, F.; DE PASQUALE, V.; PEPE, G.; BRANDOLINI, P.; CEVASCO, A. CAPOLONGO, D. Sediment mobility and connectivity in a catchment: A new mapping approach. **Science of the Total Environment**. v. 672, p. 763-775. 2019, jul. 2019.

CAPÍTULO 4

*EVALUATION OF DIFFERENT DTMS IN THE SEDIMENT
CONNECTIVITY DETERMINATION IN THE MASCARADA RIVER
WATERSHED, SOUTHERN BRAZIL*

4. Evaluation of different DTMs in the sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil

4.1. Introduction

Landslides have destructive effects wherever they pass, with direct impacts on the society and the environment, which is known worldwide as a major natural disaster (Samia et al., 2017). When they occur in extremely remote regions, characterized with forests and steep hillslope, their effects are indirectly recognized by inhabitants living downstream.

The mountainous environment is geomorphologically active and unstable with higher erosion rates and sediment yield (Walling and Webb, 1983; Jansson, 1988; Milliman and Syvitski, 1992) as well as susceptible to mass movements. In these watersheds, the slope–channel coupling is very strong, and landslides have an important role in sediment delivery (Fryirs, 2013; Fuller et al., 2016). Koi et al. (2008) demonstrated that mass movements influenced the sediment yield rate in the watershed during decades, because unconsolidated sediments sources are made available on hillslopes and inside channels on a large time scale (Korup et al., 2004; Mikoš et al., 2006).

Sediments deposits can be mobilized at the moment when the drainage network is able to transport them, i.e., at the moment of intense rainfall events. It demonstrates the intermittency of the sediment yield, which can be affected by mass movement deposits (Kobiyama et al., 2011; Fryirs, 2013).

The physical transfer of sediments from all possible sources to all potential sinks through the landscape, involving detachment, transport and deposition of sediments and being controlled by the way how the sediment moves across all the geomorphic zones is defined as sediment connectivity by Bracken et al. (2015). When this transfer of sediment occurs exclusively due to the water movement, it can be called hydrosedimentological connectivity (Zanandrea et al., 2017).

Bovolo and Bathrust (2012) reported that a few studies have evaluated adverse impacts of mass movements like the downstream sediments yield. A way to spatially evaluate these impacts can be carried out through degrees of sediment connectivity of

the watershed. Hence, such degrees can help in understanding how easily the sediments arrive at downstream sites.

According to Cavalli et al. (2013) the connectivity degree that controls the flow between sediment sources and downstream areas is essential to study sediment transfer process in mountainous watersheds. The connectivity analysis allows estimating the contribution of a certain part of the watershed as a sediment source, in addition to defining the transfer paths. Considering the importance of quantifying sediment connectivity between watershed sites, connectivity indexes can be useful tools in the management of sediment-related disasters which are normally associated to landslides and debris flows. These tools provide insights about the possibility that sediment yielded at a given source reaches a certain area or drainage network.

Cavalli et al. (2013) evaluated the connectivity of two mountain watersheds affected by bedload and debris flows in Italy. This evaluation was performed by adapting the connectivity index (IC) proposed by Borselli et al. (2008) to a situation where the characteristics of steepness and different roughness of the hillslope affect the sediment connectivity. In order to apply the *IC* of Cavalli et al. (2013), the use of high spatial resolution digital terrain models (DTM) is required, because it is necessary to calculate the surface roughness-related weighting factor.

Several research (e.g., Tarolli et al., 2009, Trevisani et al., 2009, Penna et al., 2014) mentioned the importance of the high resolution of the DTM for the environmental analysis, hydrosedimentological modeling and geomorphic evaluation. However, in developing countries, such as Brazil, high resolutions DTMs are not commonly available. That is why this weighting factor should be determined with other procedures. Persichillo et al. (2018) proposed to use some physical characteristics of the study area, such as land use for obtaining the weighting factor value.

Therefore, the objective of the present study was to test the effectiveness of different global DTMs for assessing sediment connectivity in a mountainous watershed susceptible to landslides in Brazil. For this assessment, the Index of Connectivity was applied, by using a weighting factor related to land-use. The special attention was paid for the difference pattern of the *IC* spatial distribution between the areas with and without landslide occurrences.

Wainwright et al. (2011) dealt with the hydrological connectivity from two different dimensions: structural and functional. From a sedimentological point of view,

Liu & Fu (2016) commented that structural connectivity describes the physical coupling of landscape units and the functional connectivity the linkage among the elements of the landscape maintained by transport of material. Since the present study focused on geomorphic analysis of watershed, only structural connectivity was treated.

4.2. Materials and Methods

Study area

The study area is the Mascarada river watershed (320 km²) and located in São Francisco de Paula, Riozinho e Rolante municipalities. It is the main tributary of the Sinos river watershed which is, one of the most important watersheds of the Rio Grande do Sul state, Brazil (Figure 4-1 (Figura 4-1)).

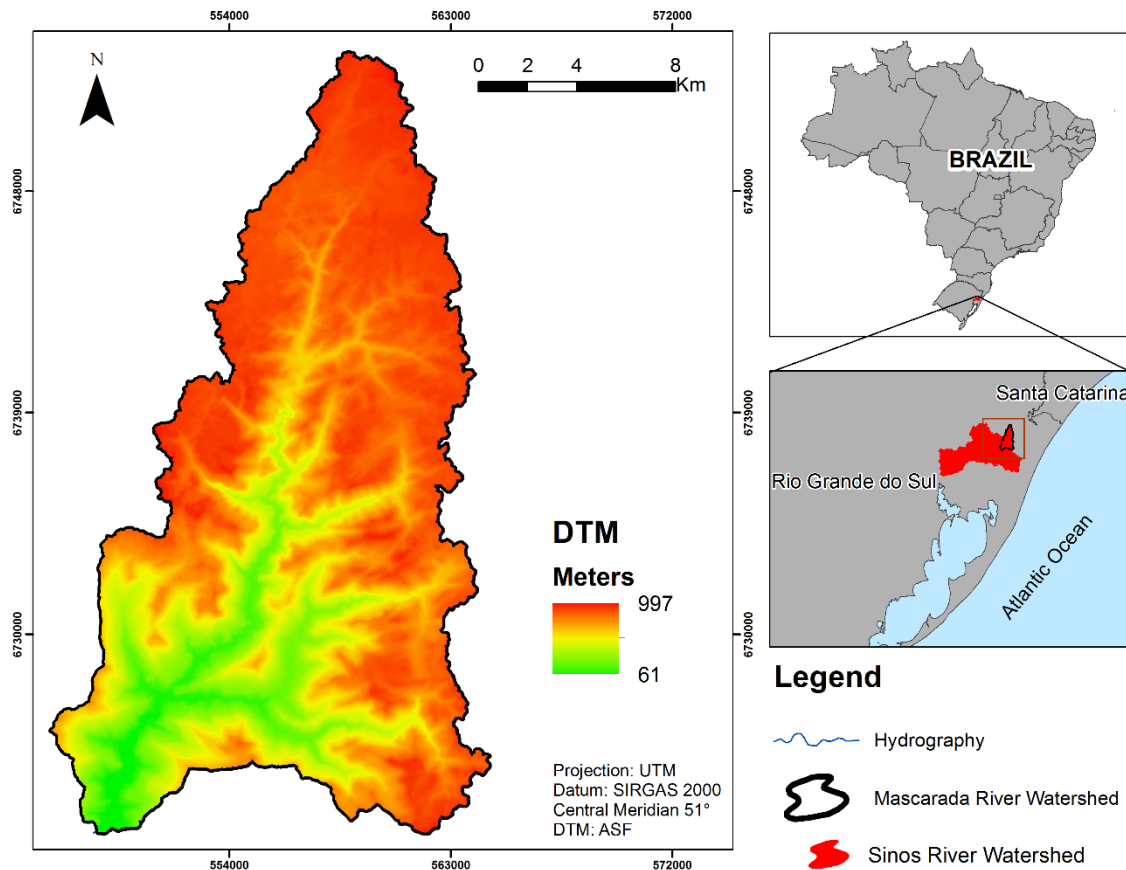


Figure 4-1 (Figura 4-1). Locates Mascarada River Watershed (MDT ASF 12m).

The altitudes in the watershed vary from 61 to 997 m. The headwater regions are characterized with steep hillslopes and shallow soil layers around 1 to 2 m depth. The dissected landscape with cliffs forms very tight cross sections of the river.

On January 5th, 2017, an intensive storm event triggered a large amount of shallow landslides in Mascarada river watershed. Though this storm took place only in the headwaters region, its effects were observed in the downstream municipality (Rolante) that was affected by a flood with high concentration of sediments. Most of the shallow landslides became debris flows reaching the channel and the sediment was transported to the lower regions of the watershed. This event affected about 6.6 thousand people and 70% of the municipal territory of Rolante.

Identification of landslides scars

With the Sentinel-2 satellite images (European Space Agency – ESA, 2015) taken on January 15th, February 24th, June 24th, and July 14th, 2017, the scars of landslides which occurred on January 5th, 2017 were identified. Different images were used due to cloud interference and solar position at the moments of the image generation. The satellite images have a 10-m resolution, which limits the minimum size for scar identification (Figure 4-2 (Figura 4-2)). The landslides scars connected to the drainage network were visually defined based on the intersection of landslides with the stream channel as observed on satellite images.

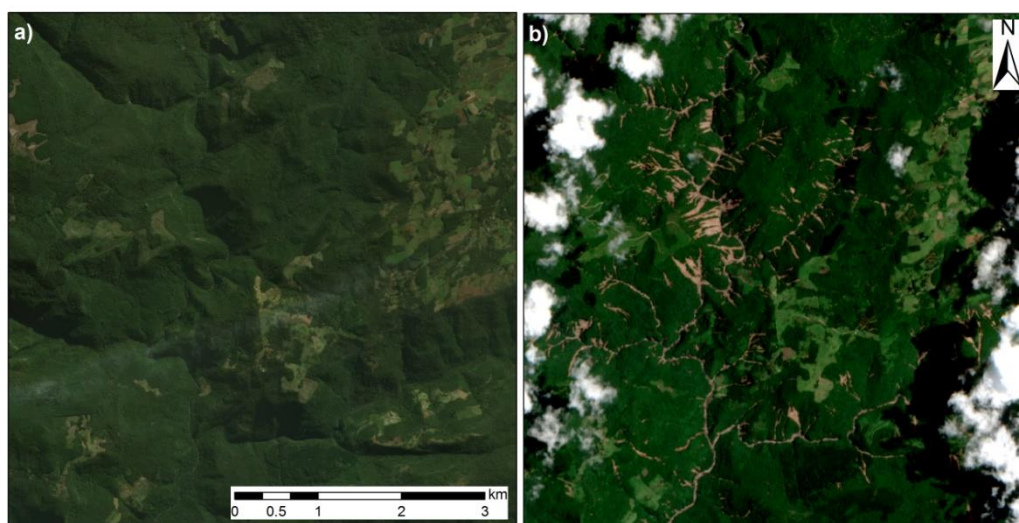


Figure 4-2 (Figura 4-2). Image of the region: a) before landslides occurrences (image Google Earth 2014) and b) just after the landslides (Sentinel-2 January 2017).

Field survey on foot and by helicopter was conducted in the study area in January 2017 (Figure 4-3 (Figura 4-3)) just after the event, which allowed the recognition, characterization and identification of landslides, debris flows and floods. Field observations also focused on active sediment source areas, visually observing their coupling to the drainage network, channel morphology and the amount of sediment

provided by the hillslopes to the channels. During the field work, numerous landslides scars (less than 10 m) were observed and most of which were not connected to the channel.

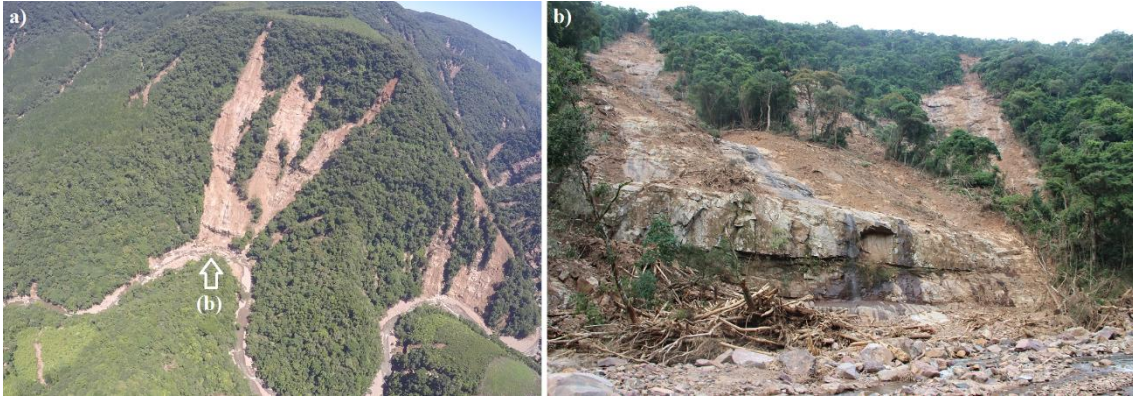


Figure 4-3 (Figura 4-3). Landslides in the Mascarada River Watershed (January 2017) a) landslide upper view; b) landslide lower view).

Figure 4-4 (Figura 4-4) demonstrates how to define the hillslopes where the landslides occurred. The hillslope upper boundary was defined as the boundary regions between plateaus and hillslopes or watershed division and hillslope, and the lower boundary between hillslope and floodplain or hillslope and channel. The hillslope lateral boundary was defined where its orientation is changed.

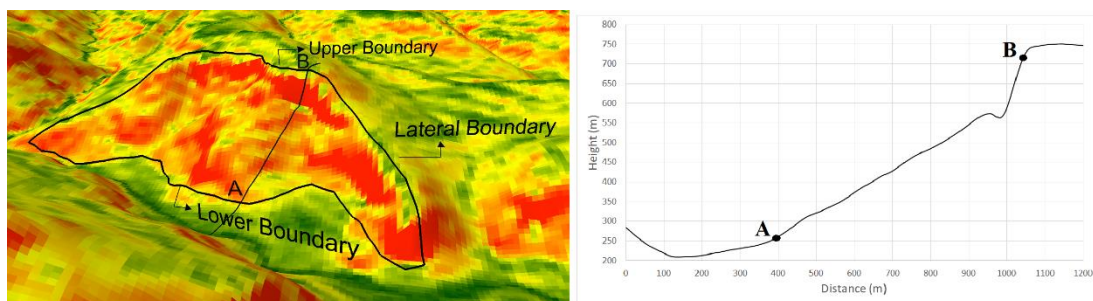


Figure 4-4 (Figura 4-4). Example of a hillslope boundary.

Topographic Data

The present study used four different sources of terrain representation (Table 4-1/Table 4-1 (Tabela 4-1)). The first topographic basis was a DTM offered by the Alaska Satellite Facility - ASF, with 12.5-meters resolution, ASF12, obtained from the correction of DTM data generated by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) of 30 meters. The AW3D30 (©JAXA) consists of the global dataset with a horizontal resolution of approximate 30-m mesh (1 arc second in latitude and longitude) converted from the AW3D DSM dataset (5-m mesh). The ASTERGDEM30 was generated using stereo-pair images collected by the ASTER instrument onboard Terra satellite and has a

gridding structure with 30-m mesh. The digital elevation data of SRTM90 have a 90-m resolution at the equator and are provided in mosaiced 5 deg x 5 deg tiles for easy download and use.

All the used data can be obtained free of charge. It is noted that there is no DTM of high spatial resolution available for the study watershed.

Table 4-1 (Tabela 4-1). The used DTMs Specification.

DTM	Approximate Spatial Resolution (m)	Satellite	Producer Agency
ASF12	12.5	Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)	Alaska Satellite Facility (ASF)
AW3D30	30	Advanced Land Observing Satellite (ALOS)	©JAXA (JAPAN)
ASTER GDEM30	30	TERRA	METI (JAPAN) / NASA (USA)
SRTM90	90	Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)	NASA (USA)/DLR (Germany)

Connectivity Index

To evaluate the sediment connectivity, Borselli et al. (2008) proposed a connectivity index (*IC*) that can be calculated in a GIS environment. This index is based on the hydrological connectivity components, considering topographic and land use data. The *IC* indicates the potentiality that the sediment at a particular site of the hillslope would arrive at a specific point of depositional area or the channel, considering the hillslope morphometry. The *IC* is calculated locally for each DTM cell by using an upstream component and a downstream component (Figure 4-5 (Figura 4-5)).

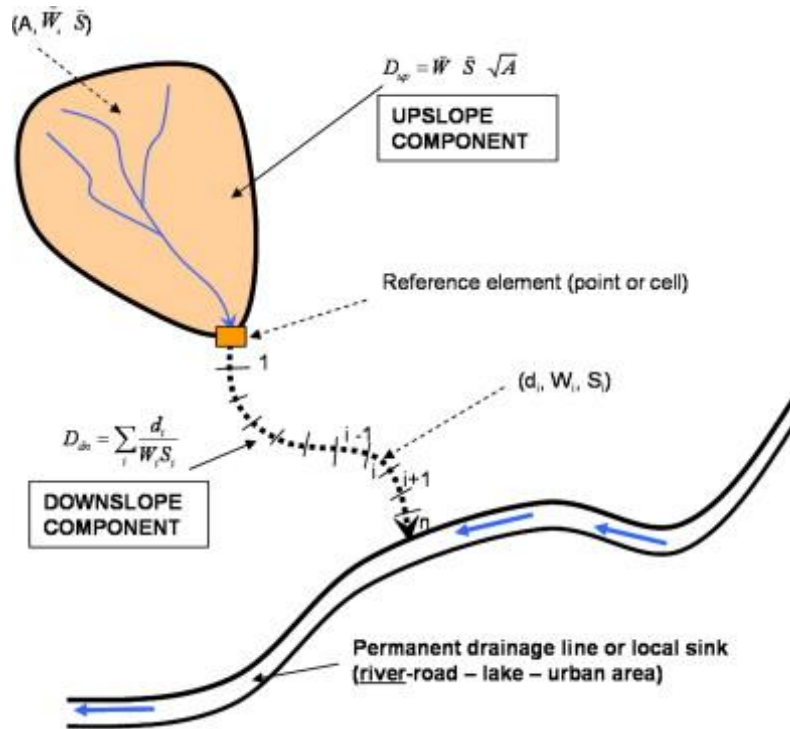


Figure 4-5 (Figura 4-5). Definition of the components of the upper and lower part of the hillslope of the connectivity index (IC) (Borselli et al., 2008).

The IC considers the characteristics of the drainage area (upstream component, D_{up}) and the path length that a particle travels until it reaches a point specified by the user (downstream component, D_{dn}). The D_{up} is the potential for downward routing of the upstream sediment and the D_{dn} considers the probability that the sediment reaches a point along flow paths. According to Borselli et al. (2008), the IC for each raster cell, defined in the interval of $[-\infty, +\infty]$, is calculated with the following equation:

$$IC_k = \log_{10} \left(\frac{D_{up,k}}{D_{dn,k}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\bar{W}_k \cdot \bar{S}_k \cdot \sqrt{A_k}}{\sum_{i=k, n_k} \frac{d_i}{W_i \cdot S_i}} \right) \quad (4.1)$$

where W_k is the weighting factor of the upstream contribution area (dimensionless); S_k is the mean slope gradient of the upstream contribution area (m/m); A_k is the upstream contribution area (m^2); d_i is the length of cell i along the downward path (m); W_i is the weighting value of cell i (dimensionless); and S_i is the slope gradient of cell i (m/m). The subscript k indicates that each cell has its own IC value. The connectivity increases when IC increases to $+\infty$.

Cavalli et al. (2013) adapted the IC proposed by Borselli et al. (2008) to a purely geomorphological approach in order to evaluate the sediment connectivity with two modifications in relation to the debris flows in mountainous regions. One is the

weighting factor W , previously related to land use. Cavalli et al (2013) considered it as the equivalence to the standardized roughness index (RI) calculated as the standard deviation of the difference between non-smoothed and smoothed high-resolution DTMs (residual topography).

However, as the present work used only low resolution DTMs and the forest cover and different land use typologies of watershed might influence sediment transport more than surface roughness, the W value for each pixel was here determined with the overland flow Manning's Roughness n . The W represents the impedance to water flow related to each land use class, according to the formulation proposed by Persichillo et al. (2018) that proposed $W = 1 - n$. The present work assigned the n value to each land use class by using the empirical table of McCuen (1998). The final maps of n values were then used to compute the W values by following the procedure proposed by Persichillo et al. (2018). Table 4-2/Table 4-2 (Tabela 4-2 shows the n and W values corresponding to different land-uses. The land-use map was created from the Sentinel-2 satellite images.

Table 4-2 (Tabela 4-2). Overland flow Manning's Roughness Values n assigned to each class of land use and the derived W factor.

Land use classes	n	$W (=1-n)$
Urban areas	0.02	0.98
Woods	0.40	0.60
Grasslands	0.25	0.75
Cultivated areas	0.20	0.80
Fallow soils (no residue)	0.05	0.95

The second modification by Cavalli et al. (2013) was related to the contribution area that is now derived by the multi-flow D-infinity algorithm proposed by Tarboton (1997). The IC was calculated with an ArcGIS toolbox that follows the approach described in Cavalli et al. (2013). Thus, the IC provides an estimate of the connectivity potential between the eroded sediment on the hillslopes and the drainage system.

The present study used the IC to evaluate the sediment connectivity in relation to the outlet of the study watershed, which was defined as the point immediately upstream the Rolante urban area. The IC maps were generated with 4 different DTM resolutions so as to assess their effects on the IC values. These IC values were also evaluated with field survey data (e.g., landslides scars) and landslides inventory by satellite images.

4.3. Results and Discussion

Landslides Scars Inventory

Approximately 420 scars were identified, totaling an area affected by landslides of about 2.2 km² (Figure 4-6 (Figura 4-6)). As observed in the field, the landslides generated several deposits of unconsolidated sediments along the hillslope. About 75% of landslides reached the channel and were considered connected to the drainage network. These landslides are wholly in steep areas with flow convergence, which facilitated their delivery to the channel. Though the other 25% also occurred in steep areas, the downstream scar portions were encountered in less steep areas, characterizing a deposition condition. This fact implies the importance of slope in the landslide connectivity.

Fuller et al. (2016) reported that 78% of the scars of landslides connected to headwater channels in a mountainous watershed in New Zealand and concluded that the slope–channel coupling in this environment must be efficient. The condition of the present study area could be very similar to that of Fuller et al. (2016).

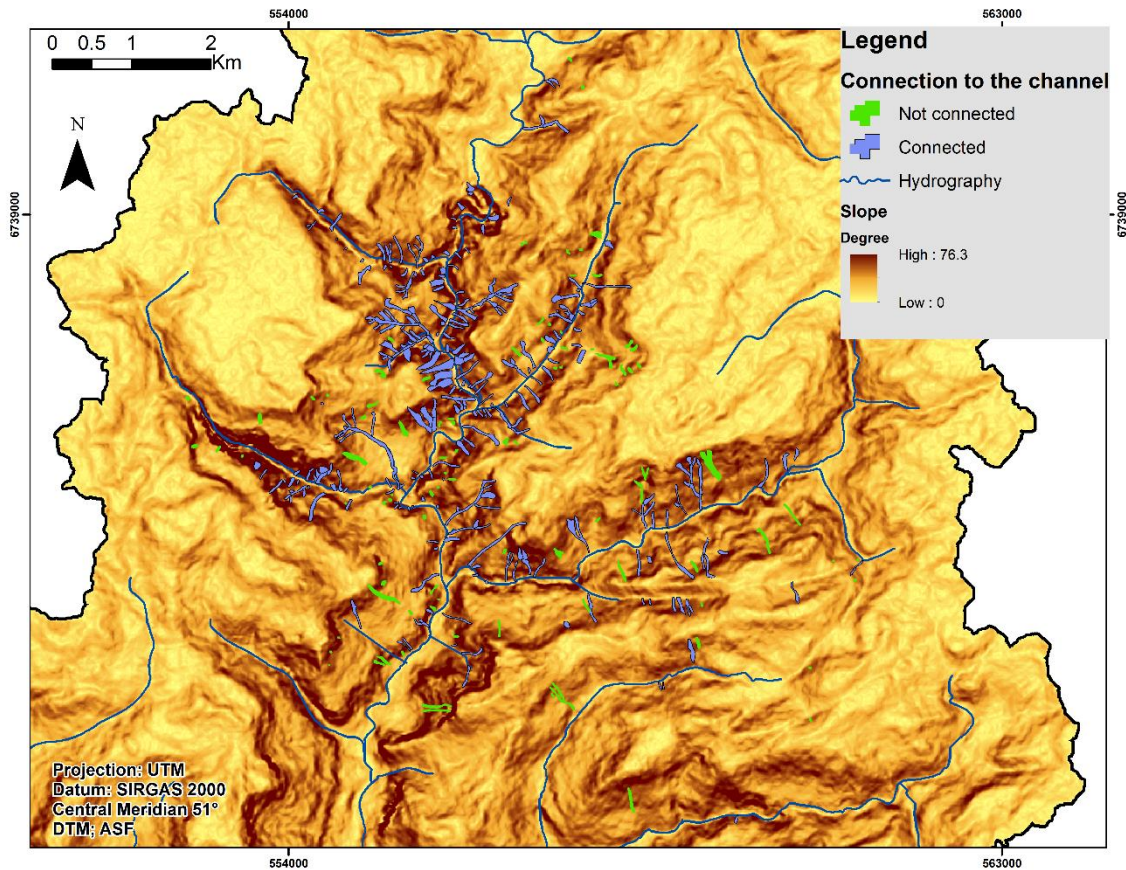


Figure 4-6 (Figura 4-6). Landslides scars and classification of its connection to the channel.

Connectivity Index

The calculated *IC* values of the Mascarada river watershed with 4 different DTMs are shown in Figure 4-7 (Figura 4-7) where the polygon delineates the area of landslides occurrences. The hillslopes with landslide occurrences have higher values of *IC*. It corroborates the fact that in January 2017 the Rolante municipality located at the outlet was damaged by a flash flood with a high concentration of sediment coming from the landslides on the upstream hillslopes. In Figure 4-7 (Figura 4-7), it is clearly observed that the result obtained with the SRTM90 is different from the others, where the high connectivity is strongly highlighted in the fluvial network.

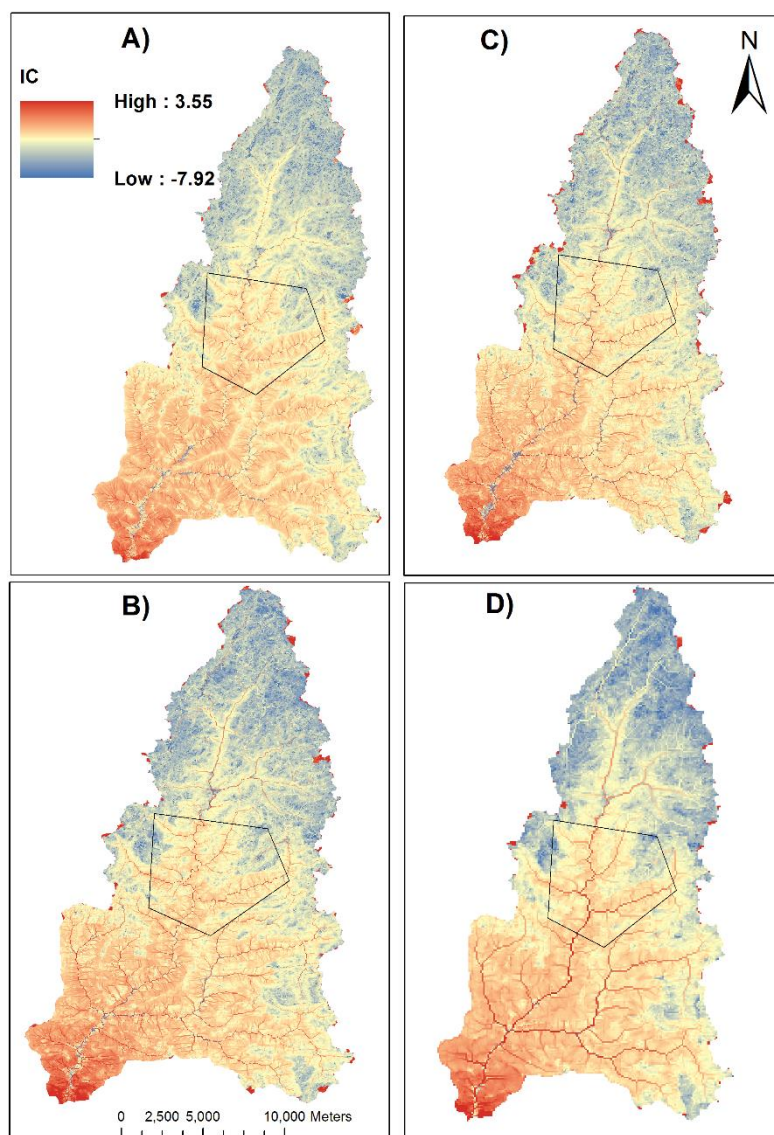


Figure 4-7 (Figura 4-7). Connectivity Index (*IC*) maps in the Mascarada river watershed with different DTMs. Note: The polygon indicates the region where the landslides occurred. A) ASF 12m; B) AW3D 30m; C) ASTER GDEM 30m D) SRTM 90m.

Resolution Effects

Table 4-3/Table 4-3 (Tabela 4-3 shows the statistics of the *IC* values of the Mascarada river watershed with 4 different DTMs. The *IC* mean value tended to increase when the pixel size increased, which is also observed by Cantreul et al. (2018). This tendency can be explained by the simplification and reduction of flow paths (Brardinoni et al., 2015) and a larger contribution of lower slope angles and fewer short steep slopes (Claessens et al., 2005). The increased length of sediment travel path supports to decouple hillslopes of the upper area from the watershed outlet (Cavalli et al., 2013). The *IC* values obtained with the SRTM90 which poorly represents the

extreme values of slope presented the smallest amplitude of the *IC* values among the 4 used DTMs.

In addition, only the SRTM90 presented homogeneous zones of *IC* values following the distance from the watershed outlet, reinforcing the inability of this DTM on representing geomorphologically the minor terrain features such as relief convergences. The amplitude of the *IC* values calculated with the ASF12 was largest among 4 DTMs, and its difference with the DTMs of 30 meters of resolution was small. The AW3D30 and ASTER GDEM30, i.e., DTMs of the same resolution (but obtained from different methods), showed the similar results in terms of the *IC* values statistics. The higher *IC* values were found close to the watershed outlet, being the highest *IC* value obtained with the AW3D30. The results with the ASF12 have the lowest mean value and the lowest minimum value of *IC*.

Table 4-3 (Tabela 4-3). Statistics of the connectivity index of the Mascarada river watershed for different DTMs.

DTM	IC Mean	IC Maximum	IC Minimum	Standard Deviation
ASF12m	-5.7	3.54/1.33	-7.92	0.65
AW3D30m	-5.3	3.58/1.55	-7.50	0.61
ASTER GDEM30m	-5.2	3.56/1.66	-7.55	0.66
SRTM90m	-4.8	3.49/1.79	-6.87	0.64

The *IC* map generated with the ASF12 presented well-defined hillslope flow paths with higher *IC* values. A great number of hillslope flow paths with strong connectivity coincide with the landslides scars that occurred in January 2017. This fact affirms the strong influence of sediment connectivity on the high concentrated-sediment flood that occurred in Rolante municipality in 2017. Studying the Wallonia, regions of Belgium, Walque et al. (2017) also reported a positive correlation between sediment connectivity and muddy flood hazard.

The obtained results permit to say the better performance of the ASF12 to represent high slopes and geomorphological features with a smaller magnitude such as relief convergence and small depression areas. Such performance can naturally conduct to larger amplitude of calculated *IC* values. Nicoll and Brierley (2017) mentioned that, in general, the *IC* maps obtained with lower spatial resolution DTMs do not clearly differentiate distinct relief areas and that they consequently cause misinterpretation of the data.

Histograms of the *IC* frequency were generated for the total area of the watershed with the different DTMs (Figure 4-8 (Figura 4-8)). It can be observed that the *IC* value is strongly influenced by the spatial resolution of the DTM as demonstrated by Brardinoni et al., (2015) and Cantreul et al., (2018). A frequency distribution where approximately 85% of the watershed area has *IC* values between -5.5 and -4.5 was obtained with of ASF12, AW3D30 and ASTER GDEM30. The 30-m resolution DTMs (ASTER GDEM30 and AW3D30) presented a similar pattern of *IC* values.

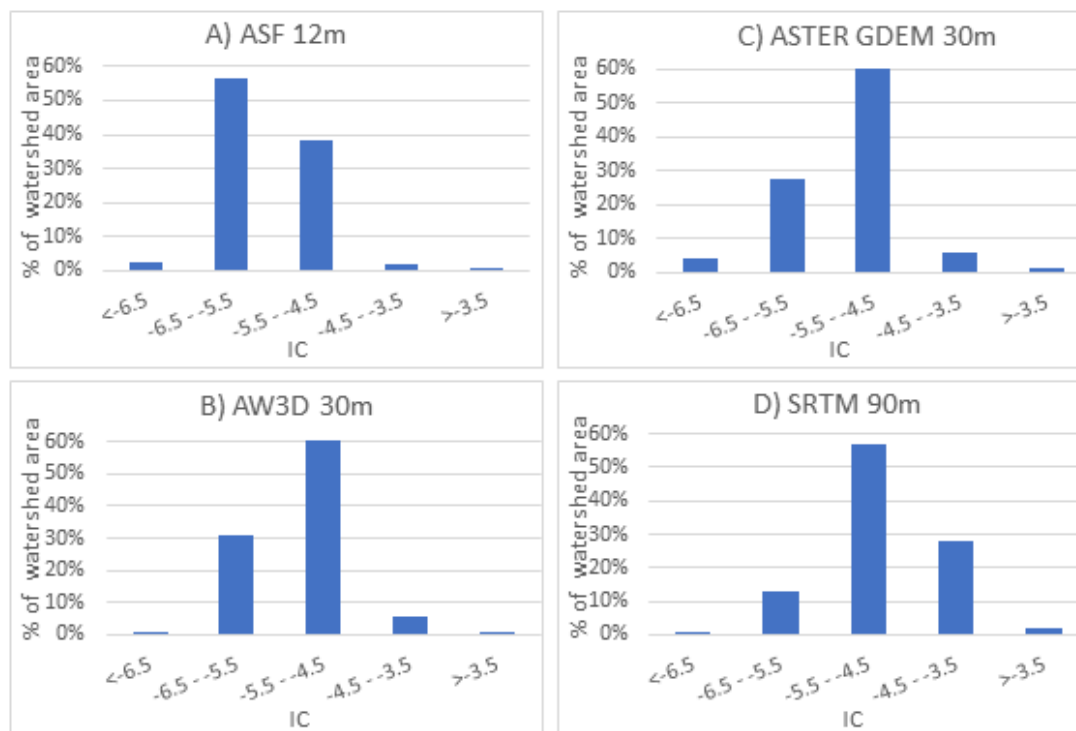


Figure 4-8 (Figura 4-8). *IC* frequency histograms of the Mascarada river watershed area with different DTMs.

The mean values of *IC* for landslide scars areas and for the remaining area in hillslopes where landslides occurred were also calculated with each DTM (Table 4-4/Tabela 4-4). The *IC* values of the hillslopes obtained with the SRTM90 are higher than those with the other ones, which probably resulted from the lack of terrain representativeness. Although both DTMs with 30m resolution showed similar mean values of *IC* for the watershed (Table 4-4/Tabela 4-4), the AW3D30 presented slightly higher values on the hillslopes, where the landslides occurred, when compared to ASTER GDEM30 (Table 4-4/Tabela 4-4).

With all the resolutions, the *IC* mean values in the scars areas were higher than those in the areas without landslides in the same hillslopes. It indicates greater

connectivity of the landslides scars areas to the watershed outlet and permits to say that there is a strong relation between the sediment yield in a watershed during extreme events and the degree of connectivity of sediment source areas. This fact can be corroborated by Vigiak et al. (2012) that found a relation between *IC* and sediment yield by using the power law. Such strong relation also contributed to the high sediment concentration in the flood that reached the Rolante municipality in January 2017.

Table 4-4 (Tabela 4-4). *IC* mean values for the landslides scars and hillslopes.

DTM	<i>IC</i> Mean		Difference
	Landslides Scars	Hillslopes	
ASF12m	-5.30	-5.47	0.17
AW3D30m	-4.94	-5.09	0.15
ASTER GDEM30m	-4.97	-5.11	0.14
SRTM90m	-4.49	-4.59	0.10

Furthermore, it is noted that the *IC* mean values obtained with the ASF12 are the lowest among 4 cases, but they present the greatest difference between the areas of landslide scars and areas without scars on the hillslope (Table 4-4/Table 4-4 (Tabela 4-4)). It implies that this DTM presenting the highest resolution among 4 used ones can demonstrate the difference of connectivity between steep hillslopes with (areas susceptible to landslides) and without terrain convergence. Thus, the ability of higher resolution DTMs in calculating adequately the *IC* value can be reinforced.

Regarding the scale, the *IC* applications of the present study are different from those of Borselli et al. (2008) and Cavalli et al. (2013). The present study watershed is larger and also presents a lower mean slope than the watersheds studied by the above mentioned authors. The difference in the physical characteristics of the watersheds explains the achievement of a greater number of *IC* negative values. According to Cavalli et al. (2013), the larger the watershed area, the lower the *IC* values. Modifying the *IC* to study a larger watershed with lowland areas and using a low spatial resolution DTM, Gay et al. (2015) obtained negative values of the modified *IC* over the practically entire watershed. Despite the restrictions on DTM, the authors reported that the *IC* technique is applicable because it allows discrimination of areas that have greater connectivity than others. It is also done by Kalantari et al. (2017).

4.4. Final remarks

The *IC* calculation proposed by Borselli et al. (2008) and Cavalli et al. (2013) is strongly related to the DTM resolution. The more detailed the DTM spatial resolution,

the better the results of the IC. It is because the small geomorphic features of the terrain that can be better represented with the detailed resolution. Although sediment dynamic (or hydrosedimentological) studies are essential for sustainable development in developing countries, there is currently a dearth of high-resolution topographic data with free access. This actual situation hampers research and progress in hydrosedimentology as well as better understanding of sediment-related disaster occurrences in these countries.

Four different DTMs without high spatial resolution were tested for *IC* calculation in the present work. The best resolution DTM showed the lowest mean value of *IC* and its largest amplitude, differentiating areas with high and low connectivity. It is due to the better representation of the geomorphic features. Coarse DTMs tend to smoothen the terrain, hampering the calculation of geomorphic indexes such as *IC*. Thus, even if the *IC* can be calculated with low resolution DTMs for the preliminary studies, the use of high-resolution DTMs is strongly recommended for obtaining reliable values. However, in an actual situation in Brazil, a 12.5-m MDT obtained freely in the Web could provide important information on sediment connectivity complemented with field inventory.

Independent of the DTM quality, the *IC* values in landslide scars were higher than those in the areas without landslides in the same hillslopes. These results demonstrate the spatial coincidence between landslide scars and topographic convergence zones on the hillslope. Furthermore, it implies that in mountainous regions with high susceptibility to mass movements, the landslides can be the important sediment source highly connected to the outlet.

The sediment connectivity concept is so complex that its quantification is difficult. That is why sediment connectivity should be always evaluated with field data, considering variables related to hydrosedimentological processes, in addition to the topographic data. Including some of these variables as additional factors in the *IC* calculation can make the calculated values of connectivity more consistent to a real situation.

References

- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75 (3), 268 – 277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>.
- Bovolo, C. I.; Bathurst, J.C., 2012. Modelling catchment-scale shallow landslide occurrence and sediment yield as a function of rainfall return period. *Hydrological Processes* 26 (4), 579-596. <https://doi.org/10.1002/hyp.8158>.
- Bracken, L.; Turbull, L.; Wainwright, J.; Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transport at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 177 – 188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>.
- Brardinoni, F., Cavalli, M., Heckmann, T., Liébault, F., Rimböck, A., 2015. Guidelines for assessing Sediment Dynamics in Alpine Basins and Channel Reaches (p. 1-70). *Sediment Management in Alpine basins (SedAlp) WP4 report*, 70 pp.
- Cantreul, V., Bièlders, C., Calsamiglia, A., Degré, A., 2018. How pixel size affects a sediment connectivity index in central Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 884-893. <https://doi.org/10.1002/esp.4295>.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31 - 41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>.
- Claessens, L., Heuvelink, G.B.M., Schoorl, J.M., Veldkamp, A. 2005. DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (4), 461–477. <https://doi.org/10.1002/esp.1155>.
- Fryirs, K., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 30–46. <https://doi.org/10.1002/esp.3242>.
- Fuller, I.C., Riedler, R.A., Bell, R., Marden, M., Glade, T. 2016. Landslide-driven erosion and slope–channel coupling in steep, forested terrain, Ruahine Ranges, New Zealand, 1946–2011. *Catena*, 142, 252-268. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.019>
- Gay, A.; Cerdan, O.; Mardhel, V.; Desmet, M., 2015. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *Journal of Soils and Sediments* 16 (1), 280 – 293. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1235-y>.
- Kalantari, Z., Cavalli, M., Cantone, C., Crema, S., Destouni, G., 2017. Flood probability quantification for road infrastructure: Data-driven spatial-statistical approach and case study applications. *Science of the Total Environment* 581–582, 386–398. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.147>
- Jansson, M.B., 1988. A global survey of sediment yield. *Geografiska Annaler* 70 A(1–2), 81–98.

- Kobiyama, M.; Mota, A.A.; Grison, F.; Giglio, J.N., 2011. Landslide influence on turbidity and total solids in Cubatão do Norte River, Santa Catarina, Brazil. *Natural Hazards* 59 (2), 1077-1086. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9818-4>.
- Koi, T.; Hotta, N.; Ishigaki, I.; Matuzaki, N.; Uchiyama, Y.; Suzuki, M., 2008. Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: The Tanzawa region, Japan. *Geomorphology* 101 (4), 692-702. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.03.007>.
- Korup, O.; Mocsaveney, M.J.; Davies, T.R.H., 2004. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 61 (1–2), 189– 207. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.001>.
- Liu, Y.; Fu, B. 2016. Assessing sedimentological connectivity using WATEM/SEDEM model in a hilly and gully watershed of the Loess Plateau, China. *Ecological Indicators* 66, 259 - 268. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.01.055>.
- Mccuen, R.H. *Hydrologic Analysis and Design*, New Jersey: Prentice Hall, ed.2, 1998. 814 p.
- Mikoš, M.; Fazarinc, R.; Ribicic, M., 2006. Sediment production and delivery from recent large landslides and earthquake-induced rock falls in the Upper Soca River Valley, Slovenia. *Engineering Geology* 86 (2-3), 198-210. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.02.015>.
- Milliman, J.D.; Syvitski, P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous terrain. *The Journal of Geology* 100, 525–44.
- Nicoll, T.; Brierley, G., 2017. Within-catchment variability in landscape connectivity measures in the Garang catchment, upper Yellow River. *Geomorphology* 277, 197-209. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.014>.
- Ortíz-Rodríguez, A.J.; Borselli, L.; Sarocchi, D., 2017. Flow connectivity in active volcanic areas: Use of index of connectivity in the assessment of lateral flow contribution to main streams. *Catena* 157, 90 - 111. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.009>.
- Penna, D.; Borga, M.; Aronica, G.T.; Brigandì, G.; Tarolli, P., 2014. The influence of grid resolution on the prediction of natural and road-related shallow landslides. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (6), 2127 - 2139. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2127-2014>.
- Persichillo, M.G., Bordoni, M., Cavalli, M., Crema, S., Meisina, C., 2018. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. *Catena* 160, 261–274. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.
- Samia, J.; Temme, A.; Bregt, A.; Wallingab, J.; Guzzettie, F.; Ardizzonee, F.; Ross, M., 2017. Characterization and quantification of path dependency in landslide susceptibility. *Geomorphology* 292, 16 - 24. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.039>.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research* 33, 309–319. <https://doi.org/10.1029/96WR03137>.

- Tarolli, P., Arrowsmith, J.R., Vivoni, E.R., 2009. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. *Geomorphology* 113 (1-2), 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.07.005>.
- Trevisani, S., Cavalli, M., Marchi, L., 2009. Variogram maps from LiDAR data as fingerprints of surface morphology on scree slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 129–133.
- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., Mcinnes, J., Roberts, A.M., 2012. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S.F., Brazier, R.E. 2011. Linking environmental regimes, space and time: interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126, 387 – 404. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.
- Walling, D.E.; Webb, B.W., 1983. Patterns of sediment yield. In: GREGORY, K.J. (ed.) *Background to Palaeohydrology: A Perspective*, Chichester: Wiley, 1983. pp. 69–100.
- Walque, B. de, Degré, A., Maignard, A., Bielders, C.L. 2017. Artificial surfaces characteristics and sediment connectivity explain muddy flood hazard in Wallonia. *Catena* 158, 89-101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.016>.
- Zanandrea, F.; Kobiyama, M.; Michel, G.P., 2017. Conectividade hidrossedimentológica: uma abordagem conceitual. In: *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, XXII, 2017, Florianópolis. Anais...* Florianópolis: ABRH. 1 - 8.

CAPÍTULO 5

*IMPEDANCE INFLUENCE ON THE INDEX OF SEDIMENT
CONNECTIVITY IN A FORESTED MOUNTAINOUS CATCHMENT*

5. *Impedance Influence on the Index of Sediment Connectivity in a Forested Mountainous Catchment*

5.1. **Introduction**

Connectivity is a key issue for understanding sediment dynamics in the catchment and it is treated as an emergent property of the system, which represents landscape continuity over time (Heckmann et al., 2018; Wohl et al., 2019). According to these authors, connectivity describes the degree to which a system facilitates the transfer of material (i.e., sediment) through itself and along with the landscape components such as hillslopes and river networks.

Connectivity has been evaluated through its components, which are classified as structural and/or functional. Structural connectivity represents the spatial configuration related to pathways (continuity), length and flow resistance (Wainwright et al., 2011; Braken et al., 2013). Such configurations result from roughness and terrain morphology. Functional connectivity is implicit to the real transfer of water and sediment and is related to surface runoff (Wainwright et al., 2011). Structural connectivity influences the thresholds of functional connectivity, which, in turn, modifies the geomorphic characteristics used for structural connectivity evaluation. For example, the larger the water depth generated by runoff, the smaller the hydraulic roughness effect, and consequently the smaller the impedance related to structural connectivity (Gumiere et al., 2011).

Among the several methods to evaluate sediment connectivity, the use of geomorphometric indexes, which make it possible to detect areas more prone to sediment transfer, has been increasing (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Persichillo et al., 2018; Llana et al., 2019; Zanandrea et al., 2019). These indexes allow the evaluation of the degree of the linkage of sediment through landscape units (Cavalli et al., 2013).

Flow resistance, also called impedance, is important for assessing connectivity, and it is evaluated in different ways using information on land use and topography. Borselli et al. (2008) proposed the connectivity index (*IC*) to estimate sediment connectivity at catchment scale. This index is calculated by using only physical properties of the catchment, disregarding the runoff characteristics (Persichillo et al.,

2018), therefore enabling the determination of structural connectivity. The original *IC* uses the USLE/RUSLE C-factor proposed by Wischmeier and Smith (1978) and Renard et al. (1997) to calculate the weighting factor (*W*) in order to represent the impedance to runoff and sediment fluxes (Borselli et al., 2008).

Cavalli et al. (2013) modified this index by implementing a weighting factor based on the residual topography, the roughness index (*RI*), proposed by Cavalli and Marchi, (2008). To be used as *W*, the *RI* must be normalized. The normalization procedure can be carried out following the approach of Cavalli et al. (2013) or Trevisani and Cavalli (2016). Crema and Cavalli (2018) developed a free tool (open source) and stand-alone named SedInConnect. Using this tool, it is possible to choose the *W* estimation method for computing *IC*.

According to Crema and Cavalli (2018), both approaches tackle the weighting factor distribution in different ways, keeping its skewness (Cavalli et al., 2013) or trying to normalize it (Trevisani and Cavalli, 2016). The methodologies that apply *RI* have been developed for use with high-resolution Digital Terrain Models (DTMs), which limits its application for many catchments in the world. However, the main limiting element is the approach that neglects the role played by land-use cover in the forest, which makes this method an improvement for catchments with sparse or no vegetation.

In this sense, an approach to assess impedance based on land use would be more appropriate. However, according to Llana et al. (2019), the C-factor can only represent soil cover and management characteristics related to erosion, and because of it, there are some restrictions on its use in the representation of impedance for runoff and sediment fluxes. Furthermore, it includes soil cover effects on three surface conditions, i.e., on, at and beneath the surface (Haan et al., 1994; Renard et al., 1997). Thus, its use can overestimate the terrain impedance in some cases.

To evaluate sediment connectivity considering scenarios of land-use changes, Persichillo et al. (2018) used the Manning's roughness coefficient *n* to estimate the *W* factor for *IC* calculation as an alternative to the C-factor. Llana et al. (2019) commented that *n* is more adequate in the representation of the impedance for runoff and sediment fluxes because it represents the resistance to flow offered by the surface roughness. One issue in using this approach is how *W* is calculated from *n* for estimation of impedance (Persichillo et al., 2018; Llana et al., 2019, Zanandrea et al.; 2019), which can imply a reduction of the range of *W* values.

It is important to observe that the W factor shall reflect microtopography (hydraulic roughness) and land-use (terrain cover) effects on water and sediment fluxes. Other studies adapted the calculated W through combinations and adjustments of the methodologies cited above in order to overcome these difficulties. Ortíz-Rodríguez et al. (2017) proposed an integrated approach of the first two estimates of W , using the RI in bare areas and the C-factor in areas covered by forested and agricultural, avoiding overestimating the connectivity in areas with vegetation. Cislighi and Bischetti (2019) calculated the W as a function of the natural logarithm of the surface roughness index in forested Alpine catchments, overlooking the role of vegetation cover in the IC calculation. Martínez-Murillo and López-Vicente (2018) estimated the W as the C-factor multiplied by maps of burn severity, salvage logging and the different levels of vegetation recovery after the fire according to different scenarios.

Combinations of the existing methods with different parameters to estimate W were also proposed, such as the association of the curve number method with the C-factor (Hooke et al., 2017) and with RI (Kalantari et al., 2017). Lizaga et al. (2018) used forest density (“total aerial biomass”) estimated with LIDAR associated with the C-factor and normalized RI for calculating W . In a similar approach, Mishra et al. (2019) associated the C-factor with NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) for calculating W , both based on temporal variations of the forest. Gay et al. (2016) modified the original IC for the calculation in lowland areas, integrating of the Index of the Development and Persistence of the Drainage Network (IDRP) proposed by Mardhel et al. (2004), as a weighting factor multiplied by W (C-factor).

López-Vicente et al. (2013) and López-Vicente and Ben-Salem (2019) emphasized the importance and difficulty of improving the assessment of the W factor. According to Cavalli et al. (2013), the surface roughness represents a proxy of sediment transport impedance. The surface roughness and sediment retention capacity are strongly influenced by the vegetation cover, which can decrease the coupling between landscape units (Borselli et al., 2008; Persichillo et al., 2018) reducing runoff and soil erosion (Miyata et al., 2009; Liu et al., 2017) and consequently reducing lateral sediment transfer during ordinary rainfall events (Cavalli et al., 2013). Thus, this analysis becomes more relevant in forested catchments.

Accordingly, the objective of the present study is to analyze the effects of flux impedance through different representations of the W factor on sediment connectivity

by using the *IC* developed by Borselli et al. (2008) and modified by Cavalli et al. (2013). The impedance was evaluated with three commonly used methodologies, including a newly proposed *W* calculation. This evaluation was carried out in a forested mountain catchment strongly susceptible to landslides.

5.2. Materials and methods

Study area

Physical setting

The study area is the Mascarada river catchment (320 km²) located in Rio Grande do Sul state, Brazil (Figure 5-1 (Figura 5-1)). Elevation ranges between 60 and 1000 m, and the mean and the maximum slope are 18° and 85°, respectively. The climate is subtropical with the mean annual rainfall of around 1600 mm, reaching 2000 mm at higher elevations.

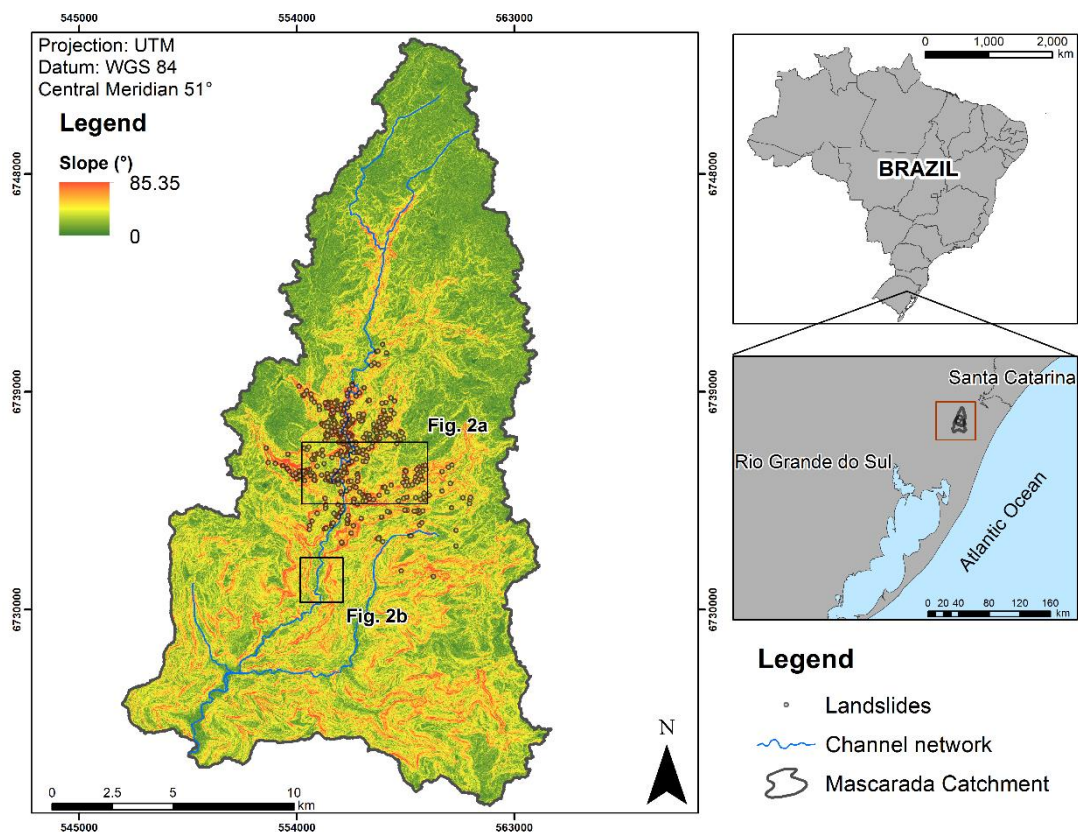


Figure 5-1 (Figura 5-1). Locality of Mascarada River Catchment.

Soils are shallow in the steeper regions, varying from 0 to ~2 m, which results in a high drainage-density landscape. The steep landscape, coupled with frequent intense

rainfall, has the potential to favor the hillslope instability as well as high sediment transport connectivity (Zanandrea et al., 2019).

The region had approximately 420 landslides scars on the hillslopes triggered by an intense rainfall event on January 5th, 2017, which lasted between 2 and 3 h with cumulative rainfall >100 mm. Most of the landslides were shallow, approximately 1 m deep and constituted mainly by coarse debris. About 75% of the landslides reached the channel, forming several sediment deposits along the river and altering landscape morphology (Figure 5-2 (Figura 5-2)). These landslides had a higher connectivity index (using $W=1-n$; Persichillo et al. (2018)) when compared to hillslopes without landslides (Zanandrea et al. 2019). This event caused serious debris-flood consequences in the municipalities located downstream.

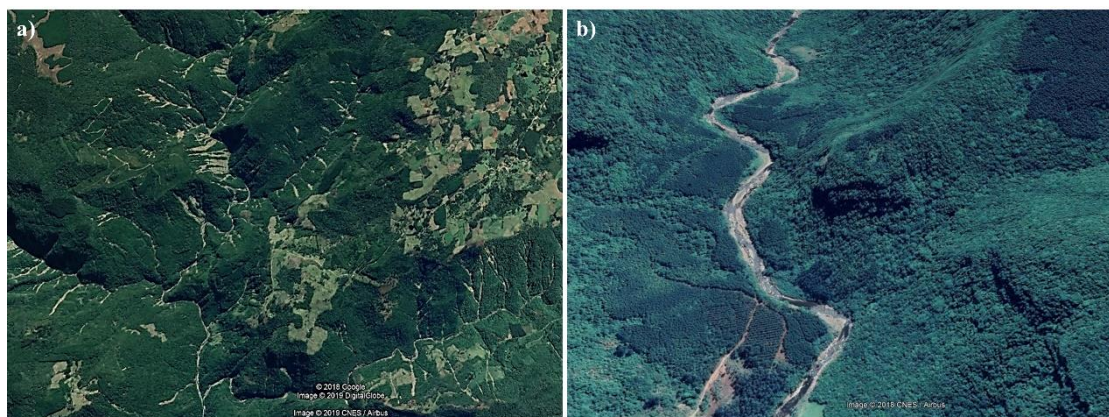


Figure 5-2 (Figura 5-2). Landscape morphology of the Mascarada River Catchment a) Landslides scars and b) Sediment deposits in the floodplain of the river (image Google Earth 2018).

Land use

A land use map of the Mascarada river catchment was obtained with supervised image classification (Figure 5-3 (Figura 5-3)) of Sentinel-2 satellite (European Space Agency – ESA, 2015) images. The 10-m resolution satellite images were acquired in 2016. Six different classes of land cover were identified: agriculture (10%), exposed soil (including landslides scars) (10%), pasture (8%), urban area (1%), water (1%) and forest with tropical native forests and reforestation with eucalypt and pine trees (70%). This classification was used to derive different weighting factors necessary to compute the *IC*.

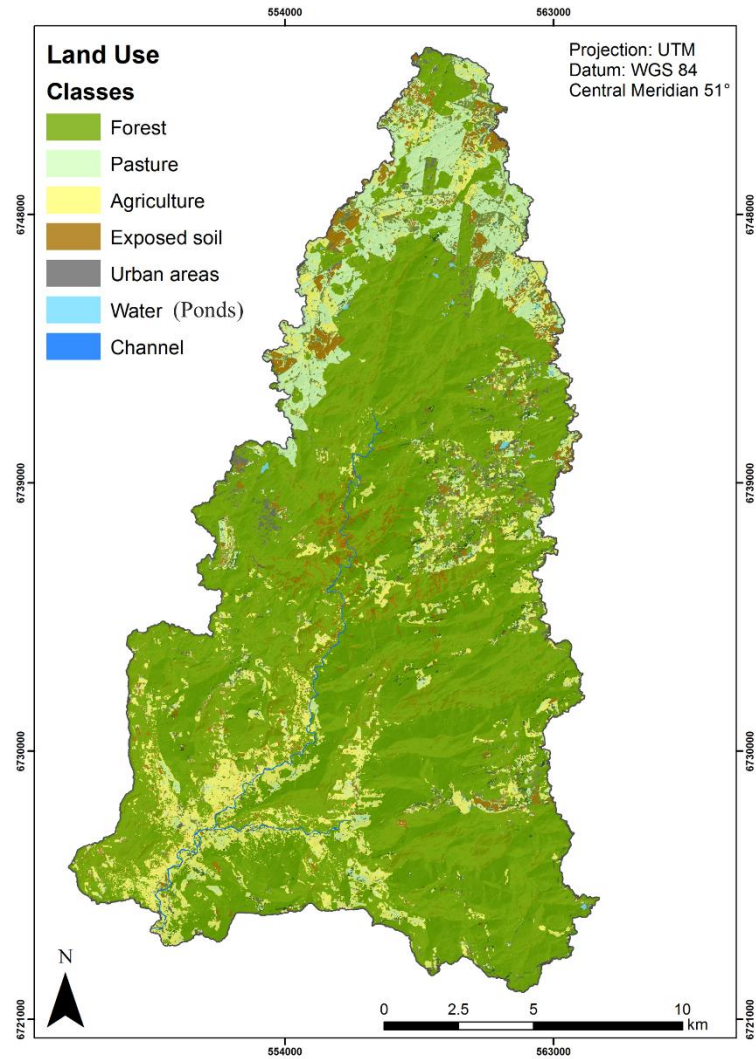


Figure 5-3 (Figura 5-3). Map of land use in the study area.

Pasture areas are observed in the higher elevation, plateau areas. The study catchment features semi-natural characteristics with little urbanization and is considered as an important area for conservation. The forest is well preserved with abundant forest litter, which has a significant influence on terrain roughness (Figure 5-4 (Figura 5-4)).



Figure 5-4 (Figura 5-4). Predominant land use in the Mascarada River Catchment a) Tropical native forest and b) litter at the forest surface.

Topographic Data and Field investigations

The present study used a DTM with a 1-m pixel size as input to derive the main topographic attributes and hydrological parameters for the catchment. According to Cantreul et al. (2017), this resolution was sufficient for identification of important areas in terms of sediment connectivity.

The topographic data were constructed with an DTM AW3D Enhanced acquired from the NTT DATA Corporation[®] generated from combining multiple high-resolution satellite imagery taken with the DigitalGlobe satellite constellation. This DTM has high accuracy of 1 m in both the horizontal and vertical direction. The DTM AW3D with 30-m resolution showed better performance when compared to other DTMs with the same resolution and to TANDEM-X with 12-m resolution, demonstrating the greater potential of this technology for geomorphic analysis in mountainous catchments (Boulton and Stokes, 2018).

Field surveys have been conducted within the catchment since the beginning of 2017 to identify and map runoff pathways, the distribution of active sediment sources and sediment traps, which will aid in understanding their role in the transfer of sediments. The coupling of sediment sources and landslides with the stream network was also observed qualitatively in field. Significant effort was expended to identify the landslides scars that modified the micro-topography. Observations were made immediately after the event that caused widespread erosion and mass movements on January 5, 2017. This is an important event for the evaluation of geomorphological activity of hillslopes and channels.

Index of sediment connectivity

Assessment of the impedance effect on sediment fluxes was performed using the Connectivity Index (*IC*) developed by Cavalli et al. (2013) from the original approach of Borselli et al. (2008). This index evaluates (pixel by pixel) the sediment connectivity with the outlet or a target of the catchment from a geomorphic approach. The *IC* value was calculated in a GIS environment by using the ArcGIS toolbox developed by Cavalli et al. (2013). The *IC* considers the characteristics of the drainage area and potential sediment-flow path length until it arrives at a specific depositional point, using topographic and land-use data. The *IC* has two components: upslope (D_{up}) and downslope (D_{dn}), defined as:

$$IC_k = \log_{10} \left(\frac{D_{up,k}}{D_{dn,k}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\overline{W}_k \cdot \overline{S}_k \cdot \sqrt{A_k}}{\sum_{i=k,n_k} \frac{d_i}{W_i S_i}} \right) \quad (5.1)$$

where \overline{W}_k is the average weighting factor of the upslope contribution area (dimensionless); \overline{S}_k is the average slope gradient of the upslope contribution area (m/m); A_k is the upslope contribution area (m²); d_i is the length of cell i along the downslope path (m); W_i is the weighting factor of cell i (dimensionless); and S_i is the slope gradient of cell i (m/m). The subscript k indicates that each cell has its own *IC* value. Depending on the direction, two values may exist for d : cell size (l) in the case of a cardinal direction and $l\sqrt{2}$ when the direction is diagonal.

To evaluate the effect of the impedance in the calculation of *IC*, four methods were tested for the determination of the W factor: the C-factor (W_C); *RI* (W_{RI}); Manning's roughness coefficient (W_n), and *RS* (W_{RS}). The first three methods have been already established by other authors (Borselli et al., 2008, Cavalli et al., 2013, Persichillo et al., 2013), while the present paper proposes a new one (i.e., W_{RS}).

Estimating the impedance factor

The W factor represents the impedance to runoff and sediment fluxes in the *IC* related to the surface characteristics; the establishment of a parameter to represent it is not simple (Borselli et al., 2008). Originally, in the calculation of *IC*, the value of W was represented by the USLE/RUSLE C-factor (Whishmeier and Smith, 1978; Renard et al., 1997):

$$W_C = C \quad (5.2)$$

Higher values of the C-factor are obtained where the cover and management conditions are not able to effectively promote erosion control, whereas lower values occur where erosion control is enhanced (Whishmeier and Smith, 1978). Nonetheless, the C-factor does not adequately represent the surface characteristics that influence processes of runoff and sediment fluxes (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013). Furthermore, in addition to surface effects, the C-factor represents above-ground and below-surface effects (Haan et al., 1994; Renard et al., 1997), which makes this factor unsuitable for impedance estimation.

Another way to obtain W is based on the standardized roughness index (RI), which is calculated as the standard deviation of the difference between non-smoothed and smoothed DTM (residual topography) (Cavalli and Marchi, 2008). In DTMs with high resolution, RI values provide valuable information on surface roughness, and they are computed in a $n \times n$ cell moving window over the residual topography grid (Cavalli et al., 2013). RI is defined as:

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25}(x_i - x_m)^2}{25}} \quad (5.3)$$

where x_i is the value of each cell of the residual topography within the moving window and x_m is the mean of the $n \times n$ cell values. Here, we used 25 as the number of the processing cells within the 5×5 cell moving window.

The W value is typically calculated from the RI according to methodology defined by Cavalli et al. (2013):

$$W_{RI} = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{Max}}\right) \quad (5.4)$$

where RI_{Max} is the maximum value of RI in the study area. Cavalli et al. (2013) presented some advantages of using RI : (i) the value of W is objectively estimated; (ii) it avoids the use of tabled data; and (iii) it requires only the DTM as input. The disadvantage is that a high resolution (i.e., 2.5 m in the case of original proposal) DTM is required. Furthermore, the RI can be inaccurate for vegetated surfaces because hydraulic roughness does not depend only on the terrain characteristics.

An alternative approach to using the C-factor is the use of a parameter related to hydraulic roughness to evaluate the role of different vegetation cover and scenarios of land-use change in sediment connectivity. A hydraulic roughness parameter can better

represent the impedance to water and sediment fluxes, since the C-factor refers to coverage and management related to erosion (Llena et al., 2019). Persichillo et al. (2018) presented the use of Manning's n to compute W in the impedance representation:

$$W_n = 1 - n \quad (5.5)$$

with n extracted from empirical tables that normally consider land uses.

Although Llena et al. (2019) presented advantages of using n to represent impedance, there are some considerations about this adoption. Because of its formulation, n is not a dimensionless number, being represented in $[T]/[L]^{1/3}$. Therefore, the use of the impedance factor proposed by Persichillo et al. (2018) associates dimensions with IC , which was originally a dimensionless number.

Furthermore, most of tabulated values of n (approximately 95%) are distributed in a range that varies from 0.0 to 0.15 (Chow, 1959). It causes low dispersion of the impedance factor proposed by Persichillo et al. (2018), which makes it difficult to investigate the effects of vegetation cover and surface characteristics on sediment connectivity (Fig. 5-5).

To overcome the issues described above, the present study proposes a new index to calculate the W factor in the impedance representation. This new index is derived from a relation between the inverse of Manning's n for the pixel ($1/n$) and the inverse of the minimum tabulated value ($1/n_{Min}$). In the present study, the value used for n_{Min} was 0.01, which can be seen in Chow (1959). Because n represents the hydraulic roughness, the inverse of n (also referred to as Gauckler-Strickler coefficient) can be considered a smoothness measure. Therefore, the index is named Relative Smoothness Index:

$$W_{RS} = RS = \frac{n_{Min}}{n} \quad (5.6)$$

where RS is a dimensionless number and varies from ~0.0 to 1.0. In contrast to the impedance factor proposed by Persichillo et al. (2018), W_{RS} preserves the dimensionlessness of the IC . Therefore, it is considered that W_{RS} is adequate to evaluate the effect of land cover and surface characteristics on sediment connectivity. Chow (1959) proposed n values for more than 200 different channel-configurations, which must be one of the richest references for this purpose. As can be seen in Figure 5-5 (Figura 5-5, which shows histograms of n , $1-n$ and RS constructed purely with general

values of n tabulated by Chow (1959), values of RS are better distributed than $1-n$, which justifies its choice for impedance representation.

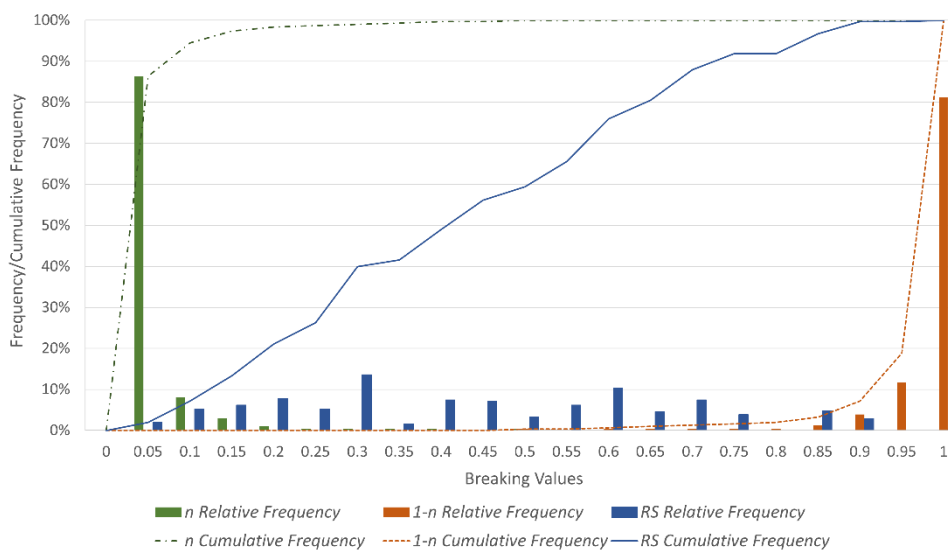


Figure 5-5 (Figura 5-5). Relative and cumulative frequency of n , $1-n$ and RS values tabulated by Chow (1959).

Based on these four approaches to obtain W , maps of impedance and IC s for the study catchment were generated to evaluate the performance for a forested surface. The n values and the W values generated are presented in Table 5-1/Tabla 5-1 (Tabla 5-1). The Manning's values used in the present work were assigned to each land-use class using the values similar to those used by Persichillo et al. (2018).

Table 5-1 (Tabla 5-1). Manning's n values and W factors for different land use.

Land use classes	W_C	n	W_n	W_{RS}
Urban areas	1	0.02	0.98	0.50
Forest/Woods	0.001	0.40	0.60	0.025
Pasture/Grasslands	0.13	0.25	0.75	0.04
Agriculture/Cultivated areas	0.1	0.20	0.80	0.05
Fallow soils (no residue) (Exposed Soil)	0.9	0.05	0.95	0.20

Scenarios of IC

The IC maps were constructed for each W estimation, keeping the other IC parameters constant. The IC value was also calculated for a scenario without considering the impedance effect, i.e., with the value of W equal to 1 for the entire catchment. Comparing the IC maps obtained by the four methods for estimating W with the IC map with $W = 1$ allows us to evaluate the effects of each estimate of W in the IC calculation. The catchment IC statistics and the IC mean for the main features

(landslides connected and not connected to the river (Zanandrea et al., 2019), sediment deposits in the floodplain, dense forests on hillslope areas, and pasture on plateau areas) were generated for each method to compare them.

5.3. Results and Discussion

Impedance Map (W)

The impedance maps for the Mascarada catchment are shown in Figure 5-6 (Figura 5-6). The maps in Figure 5-6 (Figura 5-6 (a), (b) and (d) are clearly governed by the land-use map, where the land use defines the sediment flow impedance. These maps are very different from the map in Figure 5-6 (Figura 5-6 (c) where the impedance is governed exclusively by the topography.

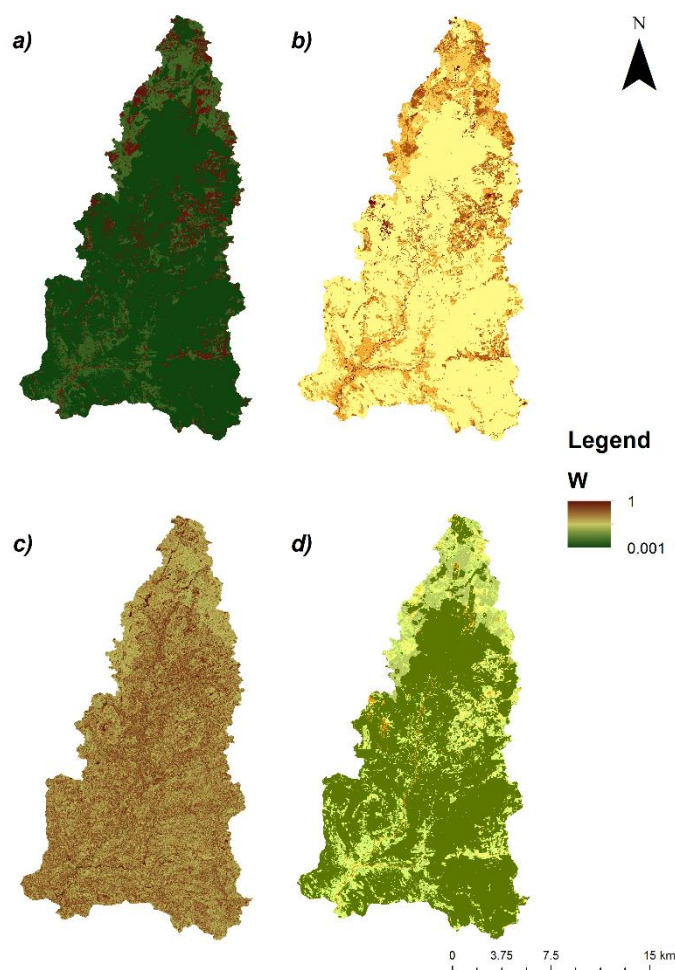


Figure 5-6 (Figura 5-6). Map of the impedance (W) in the Mascarada River Catchment obtained with different methods: (a) W_C ; (b) W_B ; (c) W_{RI} and (d) W_{RS} .

The significant increase in the impedance generated by vegetation cover is relevant in the assessment of sediment connectivity, considering the importance of the

forest in the sediment retention as presented by Borselli et al. (2008), Cavalli et al. (2013) and Persichillo et al. (2018). The roughness caused by vegetation effectively traps sediment, hindering its transport through the catchment, which does not occur in bare regions.

Forests tend to have large forest-litter accumulation on the soil surface (Figure 5-4 (Figura 5-4b)), which increases the surface roughness of the terrain, strengthening the impedance found by the flow of sediments. In densely vegetated areas, the impedance of the ground surface, related mainly to vegetation characteristics such as forest litter, can be attenuated when it is evaluated with W_{RI} , as proposed by Cavalli et al. (2013). The Mascarada catchment has a large vegetated area that presents great impedance (lower W value) in the W maps derived from the land use (Figure 5-6 (Figura 5-6 (a), (b) and (d))). Impedance is not as evident for the W_{RI} map (Figure 5-6 (Figura 5-6 (c))).

Ortíz-Rodríguez et al. (2017) argued that the use of W_{RI} in the estimation of IC in vegetated areas does not consider the well-recognized hydrological functions of vegetation on impedance while the use of W_C in bare areas can overestimate the degree of connectivity. Moreover, as reported by Llena et al. (2019), the C-factor represents the soil cover and control measures related to erosion but is not as effective in representing the surface roughness. The C-factor includes surface, above-ground and below-surface effects (Haan et al., 1994; Renard et al., 1997), and not all these are desirable to compound the impedance factor because not all effects act in providing resistance to sediment mobility.

The representation of W_{RS} (Figure 5-6 (Figura 5-6 (d))) presented larger range in the impedance values than W_n (Figure 5-6 (Figura 5-6 (b))), even though both were derived from the Manning coefficient. A larger difference between W values for different land uses is of great importance for calculating IC , because W functions as a weighting factor within the index and the effects of vegetation cover and land-use change can affect drastically the sediment flux inside the catchment.

Connectivity Index

The spatial sediment connectivity analysis was carried out for the Mascarada River catchment by applying the Index of Sediment Connectivity (IC) for evaluation of different impedance estimation methodologies. Figure 5-7 (Figura 5-7 shows the IC

maps calculated with different W estimation methodologies. The higher IC values were found close to the catchment outlet. The highest IC value was obtained with W_C , also located at the outlet (Figure 5-7 (Figura 5-7 (a))).

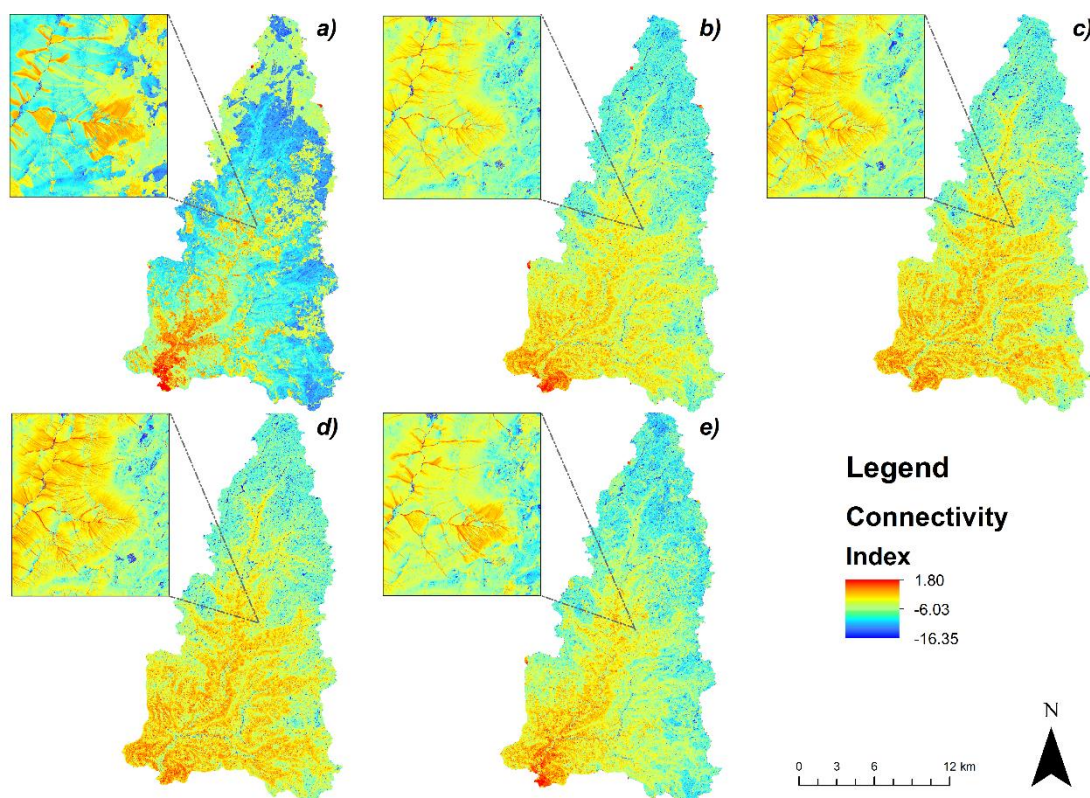


Figure 5-7 (Figura 5-7). Map of the Connectivity Index (IC) in the Mascarada River catchment with different W estimations: (a) W_C (IC_C); (b) W_n (IC_n); (c) W_{RI} (IC_{RI}); (d) W_I (IC_I); (e) W_{RS} (IC_{RS}).

The IC_C map (Figure 5-7 (Figura 5-7 (a))) shows that flat areas near the headwaters have higher IC values than the steep downslope areas, which was not observed in the other maps (Figure 5-7 (Figura 5-7)). As shown in Figure 5-1 (Figura 5-1) and Figure 5-3 (Figura 5-3), those regions are flat areas covered predominantly by pasture. The prominence of the land-use map for IC values when using W_C becomes evident when observing that, even with a gentle slope, long path to the outlet and low contributing area, high values of IC occur in pasture and agriculture areas.

The IC_n and IC_{RS} (Figure 5-7 (Figura 5-7 (b) and (d))), both derived from n , showed a similar spatial distribution to IC_{RI} (Figure 5-7 (Figura 5-7 (c))) where the topography controls the impedance. The IC_C (Figure 5-7 (Figura 5-7 (a))) presented the most differentiated spatial distribution from the others. Furthermore, the land-use classes are less pronounced in the IC map when using n , as opposed to the C-factor for

calculations, although both are derived from the same land-use map, which demonstrates the ability to smooth the IC map when using W_{RS} .

In landslide regions, IC values were higher when derived from W_{RI} (Figure 5-8 (Figure 5-8) with flow paths being more pronounced (Figure 5-7 (Figure 5-7 (b)). This result is related to features of the DTM, which was obtained just after the occurrence of the landslides and shows a pattern where the surface scars are smoother than the adjacent forested regions. Zanandrea et al. (2019) demonstrated that 75% of shallow landslides in the catchment are connected to the river and presented higher connectivity values, which can be more clearly observed in Figure 5-8 (Figure 5-8. All methodologies showed slightly higher mean IC values for landslides connected to river compared to those that did not reach the river.

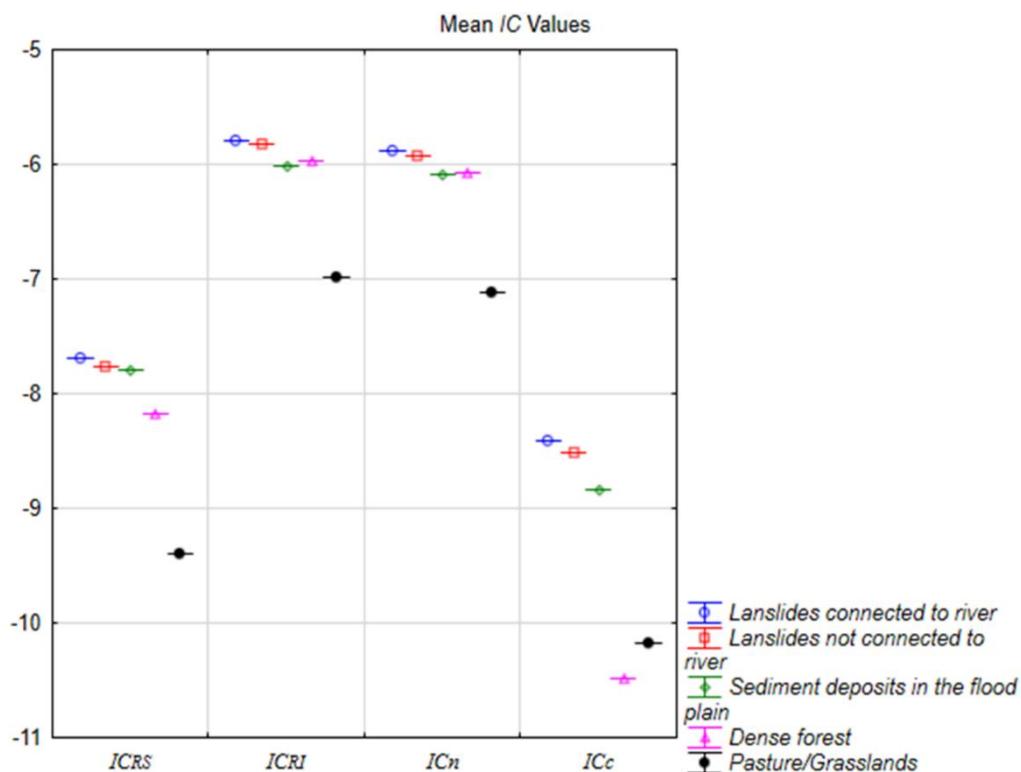


Figure 5-8 (Figure 5-8). IC means of the main features with four different W (W_{RS} (IC_{RS}); W_{RI} (IC_{RI}); W_n (IC_n); W_c (IC_c)).

Further, the IC_{RI} and IC_n did not demonstrate significant differences between geomorphologically similar areas with distinct land uses, as mean IC values of the dense forest areas are very close to values from landslide areas. W_{RI} was not representative for forested areas because the terrain roughness is not intended to represent the impedance of runoff and sediment fluxes generated by the forest (Ortíz-Rodríguez et al., 2017; Cislighi and Bischetti, 2019). In addition, mean IC_{RI} and IC_n

values were higher for forested areas located on the hillslopes as compared to sediment deposit sites on the floodplain. This demonstrates a fragility of these methodologies since in the same flow path the forest regions are upstream of the river sediment deposits analyzed.

Unlike other methodologies, the mean IC_C values in dense forest areas on the hillslope were smaller than in pasture areas on the plateau (Figure 5-8 (Figura 5-8)). These plateau areas are upstream with gentle slopes and small contributing areas, as they are more distant from the catchment outlet. The use of W_C causes an excessive weighting in the IC calculation, as effects other than the soil surface on C-factor composition are considered (Haan et al., 1994; Renard et al., 1997), which do not represent impedance.

The use of W_{RS} in the sediment connectivity evaluation captured the effect of the different land uses and, concomitantly, the geomorphic behavior of the landscape. Thus, the use of W_{RS} is more physically-based for forested areas because they have a large potential for sediment retention (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Persichillo et al., 2018).

W Effects on IC

Figure 5-9 (Figura 5-9 summarizes the main statistics of IC values at the catchment scale for each W estimation procedure. Overall, the highest values of connectivity were found with IC_n . The mean and minimum IC values, as well as the IC standard deviation obtained with W_n , were very close to those for W_{RI} . This finding is probably because W_n has a small range, and the weighting factor for different surface conditions does not exert a strong influence on the IC calculation. Thus, the IC values become more dependent on the topographic factors.

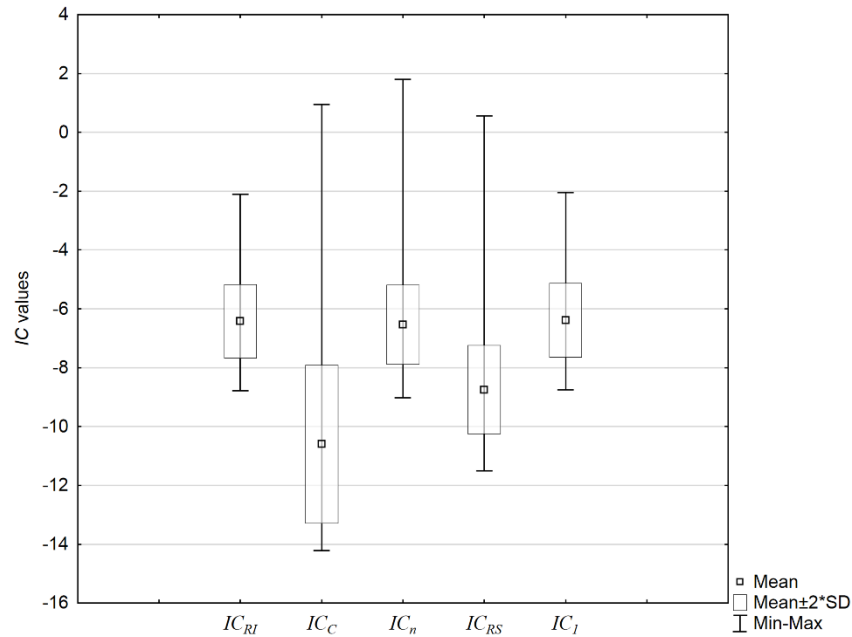


Figure 5-9 (Figura 5-9). *IC* statistics of the Mascarada River Catchment with four different *W* (W_{RI} (IC_{RI}); W_C (IC_C); W_n (IC_n); W_{RS} (IC_{RS}); W_I (IC_I)).

The values of IC_{RS} are situated within the ranges established by the values of the other methodologies (Figure 5-9 (Figura 5-9)). IC_I and IC_{RI} presented similar statistical values (Figure 5-9 (Figura 5-9)) and a similar spatial distribution (Figure 5-7 (Figura 5-7 (b) and (d))). The IC_I also presented mean and minimum values similar to IC_n (Figure 5-9 (Figura 5-9)), which indicates the low weight of these methodologies in the *IC* calculation. This result in relation to W_{RI} was also observed by Trevisani and Cavalli (2016). Comparing IC_{RS} with IC_n , both based on the Manning's coefficient, significant differences in the results are observed. Adoption of W_{RS} causes a wider range of *W* values, which reflects an effective weighting for surface effects on the *IC* calculation.

Figure 5-10 (Figura 5-10) shows the *IC* histograms for the Mascarada catchment, obtained with different *W*-estimation. It is observed that the methodologies that consider the land use in the estimation of impedance tend to reduce the *IC* values. The subtropical secondary forests in advanced and medium stages of regeneration present more forest litter on the soil surface and an increased density of trunks and large roots (Figure 5-4 (Figura 5-4)), which increases the impedance to the sediment flow because it regulates the runoff and protects the soil against erosion (Miyata et al., 2009; Liu et al., 2017; Xia et al. 2019). Llana et al. (2019) commented that forestation tends to reduce sediment connectivity. In steeper lands such as the Mascarada catchment, the effects of forest on the reduction of sediment transport and sediment yield in the catchment seem

to be better represented of the sediment impedance with the use of W_{RS} . The importance of forests in sediment retention was also found by Bathurst et al. (2007).

The IC_{RI} and IC_n histograms are similar to that with W_I (Figure 5-10 (Figura 5-10)). Trevisani and Cavalli (2016) noticed that W_{RI} generates a skewed distribution characterized by a small range, with values crowded toward a weighting factor of 1 (Figure 5-6 (Figura 5-6(c))). The same was observed with W_n (Figure 5-5 (Figura 5-5)) portraying a similar behavior in simulating IC (Figure 5-10 (Figura 5-10)). This influence can be explained by the bias observed in the W maps (Figure 5-6 (Figura 5-6)), so a normalization procedure is necessary for both W estimates. The RI normalization was proposed by Trevisani and Cavalli (2016), but with a restriction of being used only with high resolution DTMs.

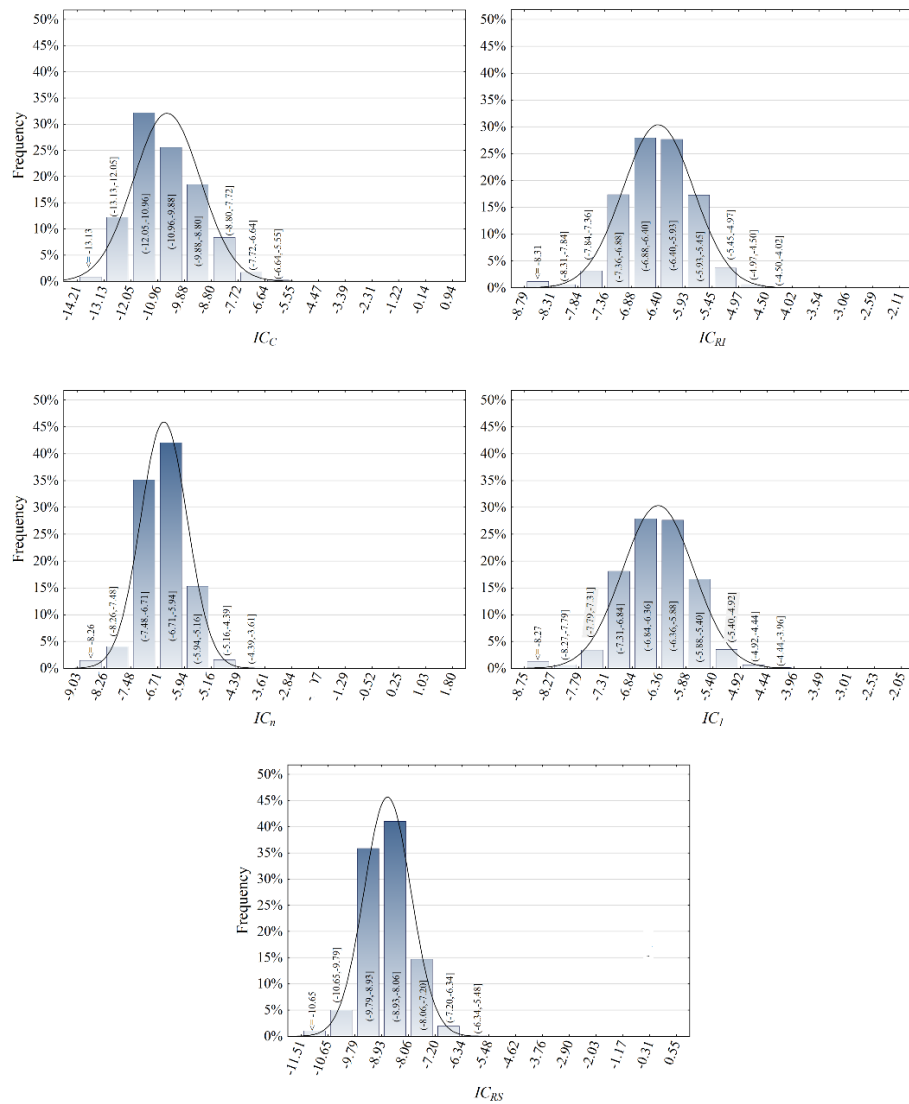


Figure 5-10 (Figure 5-10). Histograms of IC for different W (W_C (IC_C); W_{RI} (IC_{RI}); W_n (IC_n); W_l (IC_l); W_{RS} (IC_{RS})).

These facts demonstrate that in the forested areas for which the use of W_{RI} is not advised, the W_n methodology was not efficient because the W within the IC formulation has little influence. The use of W_{RS} in the IC calculation is presented as a suitable alternative for the forested catchments, giving larger emphasis to the forests' effects in increasing of hydraulic roughness and sediment retention. However, it should be noted that the subjectivity associated with choosing Manning values is a limitation of the method.

One of the main restrictions of the IC calculation weighted by W_{RI} is the availability of high-resolution DTMs (Ortíz-Rodríguez et al., 2017; Zanandrea et al., 2019). Another issue is its inability to represent hydraulic roughness not related to the

terrain. Table 5-2 (Tabela 5-2) presents a summary of the advantages and disadvantages of the use of each W methodology to estimate the IC . These factors make RS an alternative for W estimation in the IC calculation for forested catchments.

Table 5-2 (Tabela 5-2). Advantages and disadvantages of each methodology for W estimation.

<i>Method IC Estimation</i>	<i>Advantages</i>	<i>Disadvantages</i>
W_C	Related to the risk of soil erosion and cover; Dimensionless W factor.	Does not represent the surface characteristics entirely; Includes above-ground and below-surface effects (IC overestimation); Use of tabled data.
W_n	Use of a parameter related to hydraulic roughness.	Aggregates a dimension for IC ; Low distribution of the W values range; Use of tabled data.
W_{RI}	Requires only the DTM as input; Avoids the use of tabled data; W value is objectively estimated and dimensionless.	Requires high-resolution DTM; Low distribution of the W values range*; Inability to represent hydraulic roughness not related to the terrain (i.e., forest).
W_{RS}	Use of a parameter related to hydraulic roughness; Dimensionless W factor; W values are well distributed within its range.	Use of tabled data;

*The distribution can be improved by normalizing as suggested in Trevisani and Cavalli (2016).

5.4. Conclusion

The influence of different methods for calculating the impedance (W) in the calculation of the sediment connectivity index (IC) was evaluated. The Relative Smoothness Index (RS), which is based on Manning's roughness for different land uses, is proposed as a new procedure to represent W . When using W_C , higher values of IC were observed in the plains at the top of the hillslopes that are physically less connected with the catchment outlet in relation to the nearby hillslopes. The use of W_{RI} and W_n as impedance factors did not represent the significant role of forests in the increase hydraulic roughness and sediment retention.

The IC calculated using the new index W_{RS} was able to represent sediment connectivity in forested areas, emphasizing the role of forests in the distribution of sediment within the catchment, reducing the IC s for these areas. In addition, W_{RS} is a dimensionless number that preserves the adimensionality of IC . However, the

subjectivity when choosing Manning values is a limitation. Therefore, the use of W_{RS} was presented as a suitable alternative to be used in the calculation of IC under these conditions, and also as a potential tool for the management of forested catchment.

References

- Bathurst, J. C., Moretti, G., El-Hames, A., Beguería, S., and García-Ruiz, J. M., 2007. Modelling the impact of forest loss on shallow landslide sediment yield, Ijuez river catchment, Spanish Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 569 - 583, <https://doi.org/10.5194/hess-11-569-2007>.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268 – 277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>.
- Boulton, S. J., Stokes, M., 2018. Which DEM is best for analyzing fluvial landscape development in mountainous terrains? *Geomorphology* 310, 168 - 187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.002>.
- Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G.A., Tetzlaff, D., Smith, M.W., Reaney, S.M., Roy, A.G., 2013. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth Sci. Rev.* 119, 17 - 34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>.
- Cantreul, V., Bielders, C., Calsamiglia, A., Degré, A., 2017. How pixel size affects a sediment connectivity index in central Belgium. *Earth Surf. Process. Landf.* 43 (4), 884 - 893. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.4295>.
- Cavalli, M., Marchi, L., 2008. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.* 8, 323–333. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-323-2008>.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31 - 41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>.
- Cislaghi, A., Bischetti, G.B., 2019. Source areas, connectivity, and delivery rate of sediments in mountainous-forested hillslopes: A probabilistic approach. *Sci. Total Environ.* 652, 1168–1186. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.318>

Crema, S., Cavalli, M., 2018. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. *Comput. Geosci.* 111, 39-45. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>

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

Gumiere, S. J., Bissonais, Y. L., Raclot, D., 2011. Vegetated filter effects on sedimentological connectivity of agricultural catchments in erosion modelling: a review. *Earth Surf. Process. Landforms* 36 (1), 3-19. <https://doi.org/10.1002/esp.2042>.

Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2016. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *J. Soils Sediments*. 16 (1), 280–293. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1235-y>.

Haan, C., Barfield, B., Hayes, J., 1994. *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*, 1st Edition Academic Press.

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanová, A., Vericat, D., Brardinoni, F., 2018. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. *Earth Sci. Rev.* 187, 77–108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>.

Hooke, J., Sandercock, P., Cammeraat, L.H., Lesschen, J.P, Borselli, L., Torri, D., Meerkerk, A., van Wesemael, B., Marchamalo, M., Gonzalo, B., Boix-Fayos, C., Castillo, V., Navarro-Cano, J.A. 2017. Mechanisms of Degradation and Identification of Connectivity and Erosion Hotspots. In *Combating Desertification and Land Degradation*, Hooke, J., Sandercock P (eds). Springer International Publishing: Cham; 13–37.

Kalantari, Z., Cavalli, M., Cantone, C., Crema, S., Destouni, G., 2017. Flood probability quantification for road infrastructure: Data-driven spatial-statistical approach and case study applications. *Sci. Total Environ.* 581-582, 386–398. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.147>.

Liu, W., Luo, Q., Lu, H., Wu, J., Duan, W., 2017. The effect of litter layer on controlling surface runoff and erosion in rubber plantations on tropical mountain slopes, SW China. *Catena*, 149, 167-175. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.09.013>.

- Lizaga, I., Quijano, L., Palazón, L., Gaspar, L., Navas, A., 2018. Enhancing connectivity index to assess the effects of land use changes in a Mediterranean catchment. *Land Degrad. Develop.* 42, 1588–1596. <https://doi.org/10.1002/esp.4131>.
- Llena, M., Vericat, D., Cavalli, M., Crema, S., Smith, M.W., 2019. The effects of land use and topographic changes on sediment connectivity in mountain catchments. *Sci. Total Environ.* 660, 899-912. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.479>.
- López-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A., Gaspar, L., 2013. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *Catena* 102, 62–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2011.01.001>.
- López-Vicente, M., Bem-Salem, N., 2019. Computing structural and functional flow and sediment connectivity with a new aggregated index: A case study in a large Mediterranean catchment. *Sci. Total Environ.* 651, 179-191. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.170>
- Mardhel, V., Frantar, P., Uhan, J., Mio, A., 2004. Index of development and persistence of the river networks as a component of regional groundwater vulnerability assessment in Slovenia. *International Conference on Groundwater Vulnerability Assessment and Mapping*, Ustron, Poland.
- Martínez-Murillo, J.F., López-Vicente, M., 2018. Effect of salvage logging and check-dams on simulated hydrological connectivity in a burned area. *Land Degrad. Dev.* 29 (3), 701–712. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2735>.
- Mishra, K., Sinha, R., Jain, V., Nepal, S., Uddin, K., 2019. Towards the assessment of sediment connectivity in a large Himalayan river basin. *Sci. Total Environ.* 661, 251-265. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.118>.
- Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., Mizuyama, T, 2009. Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests. *Water Resour. Res.* 45, 192-200. <https://doi.org/10.1029/2008WR007270>
- Ortíz-Rodríguez, A.J.; Borselli, L.; Sarocchi, D., 2017. Flow connectivity in active volcanic areas: Use of index of connectivity in the assessment of lateral flow contribution to main streams. *Catena* 157, 90-111. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.009>.

- Persichillo, M.G., Bordoni, M., Cavalli, M., Crema, S., Meisina, C., 2018. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. *Catena* 160, 261–274. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.
- Renard, K., Foster, G.R., Weessies, G.A., Mc Cool, D.K., Yodler, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water—a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S.D.A.- A.R.S., Agriculture Handbook, 703.
- Trevisani, S., Cavalli M., 2016. Topography-based flow-directional roughness: potential and challenges. *Earth Surf. Dyn.* 4, 343 - 358. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-343-2016>.
- Xia, L., Song, X., Fu, N., Cui, S., Li, L., Li, H., Li, Y., 2019. Effects of forest litter cover on hydrological response of hillslopes in the Loess Plateau of China. *Catena* 181, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104076>.
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S.F., Brazier, R.E., 2011. Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126 (3–4), 387–404. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning. Agriculture Handbook, 537. U.S. Department of Agriculture.
- Wohl, E., Brierley, G., Cadol, D., Coulthard, T.J., Covino, T., Fryirs, K.A., Grant, G., Hilton, R.G., Lane, S.N., Magilligan, F.J., Meitzen, K.M., Passalacqua, P., Poeppl, R.E., Rathburn, S.L., Sklar, L.S., 2019. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 4-26. <https://doi.org/10.1002/esp.4434>.
- Zanandrea, F.; Michel, G.P.; Kobiyama, M.; Cardozo, G.L., 2019. Evaluation of different DTMs in sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil. *Geomorphology* 332, 80-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.005>.

CAPÍTULO 6

*SPATIAL-TEMPORAL ASSESSMENT OF WATER AND SEDIMENT
CONNECTIVITY THROUGH A MODIFIED CONNECTIVITY INDEX IN
A SUBTROPICAL MOUNTAINOUS CATCHMENT*

6. *Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through a modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment*

6.1. **Introduction**

Connectivity is an important concept to better understand processes occurring at a catchment level that impact the water and sediment dynamics and other systems (e.g., biological activities) at different spatial-temporal scales (Michaelides and Chappell, 2009). The definition of sediment connectivity is presented by Bracken et al. (2015) as the physical transfer of sediments from a source through the catchment, controlled by the way in which landscape compartments are linked. In a natural setting with no significant interference of humans, different vectors such as wind, gravity, water, and animals can be responsible for this transfer (Peters et al., 2008; Bracken et al. 2015). In places with well-distributed precipitation throughout the year (e.g., tropical and subtropical regions), such transfer is caused mainly by water which displaces material in different time-space variations.

Sediment connectivity analyses have received more attention (Bracken et al., 2015), often using indexes for connectivity evaluation. Borselli et al. (2008) proposed a sediment connectivity index (*IC*) based on a geomorphological approach, in which hydrological processes are not explicitly considered. Instead, the *IC* is based on the physical characteristics of the upstream area and downstream path in relation to a determined point, considering the topographic attributes of the landscape and the sediment impedance. The *IC* represents the possibility of sediment from a certain location, to reach a sink or a drainage network, calculated for each point of the study terrain.

The connection between elements of the landscape originating from surface and subsurface flows is represented by the functional component of connectivity (Turnbull et al., 2008; Duvert et al., 2011; Wainwright et al., 2011). The other component of connectivity refers to the spatial patterns of the landscape, defined by the same authors as a structural element. It depends on the path (continuity), the length of the slope, and the impedance (resistance) to the flow (Bracken et al., 2013).

According to Heckmann et al. (2018), connectivity becomes an emergent property of the system state, reflecting the continuity and strength of the water flow and sediment paths over a given time interval. In such a way, the structural characteristics, linked to the landscape geomorphology, provide spatial dimensions to the connectivity, while the functional aspects, linked to the hydrological properties, evaluate a time-scale variation. Thus, connectivity is modified over time, on a specific space-time scale (Nunes et al., 2018).

The temporal variability of the connectivity is the key to understand the short-term sediment dynamics, especially in catchments that experience a strong seasonality in precipitation rates (Mishra et al., 2019). Climate regimes are typically controlled by altitude in tropical mountains regions (Leigh, 1975). According to Wohl (2010), mountainous morphologies are controlled by tectonics, lithology, climate, and vegetation, which in turn control the water and sediments dynamics. Higher regions usually experience lower temperatures and higher precipitation rates, especially during the summer. These climatic factors affect the hydrosedimentological dynamics of the catchment.

In mountainous regions, debris flows are also important sources of sediment (Ward, 1997) and alter hydrosedimentological processes in the catchment. Also, according to Korup et al. (2004) debris flows impede the flow, changing the connectivity and the channel shape abruptly. Thus, not all the materials moved by a debris flow reach the channel. When there is no connection between the flow and channel, the moved material may be redeposited on its path. Jones and Preston (2012) mentioned that this sediment is stored temporarily on the hillslopes but will eventually reach a channel and the river by subsequent precipitation events. This condition may increase the frequency and magnitude of sediment yield events (Hicks et al., 2000).

There are significant differences in the sediment connectivity of precipitation events with different magnitudes. Functional connectivity depends on the characteristics of precipitation and antecedent conditions, such as soil moisture (Turnbull and Wainwright, 2019) and the amount of available sediment, which varies over space and time. Several studies used the soil water content to evaluate connectivity (Turnbull and Wainwright, 2019; Kalantari et al., 2019), soil permeability (Lopez-Vicente and Ben-Salem, 2019; Zingaro et al., 2019), and saturated hydraulic conductivity (Lopez-Vicente

et al., 2013). Other studies assessed hydrological modeling (Mahoney et al., 2018) and soil erosion modeling (Zhao et al., 2020) with sediment connectivity.

Some studies evaluated the sediment connectivity considering the temporal variation (Lopez-Vicente and Ben-Salem, 2019; Mishra et al., 2019). Mishra et al. (2019) assessed sediment connectivity at a monthly scale, analyzing the stream power of the main river and its tributaries together with the *IC* for the study catchment. However, the temporal variation in the sediment availability was not considered, either the variations in the magnitude of events. Lopez-Vicente and Ben-Salem (2019) considered an aggregated weighting factor within the *IC*, in addition to soil permeability and the rainfall erosivity factor, which influences the sediment availability. To account for this, the mean values of monthly rainfall erosivity were used.

Connectivity plays a significant role in the characterization of structural properties of the landscape. When combined with forcing processes (e.g., rainfall-runoff), it can become a useful tool for landscape management (Crema and Cavalli, 2018). Kalantari et al. (2017) evaluated connectivity by considering the runoff calculated with the Soil Conservation Service (SCS) Curve Number (CN) method (SCS, 1972) as a weighting factor (*W*) within the *IC*. Other studies modified the *IC* by adding different factors to assess potential availability of detachable sediment in *W*, such as the development and persistence of the drainage network (Gay et al., 2016), rainfall erosivity (Chartin et al., 2017; de Walque et al., 2017), and soil erodibility (Walque et al., 2017).

The characterization of hydrologically-driven transfer processes still needs many advances to better understand the diffusiveness arising from land use activities (Lane et al., 2009). Di Stefano and Ferro (2018) observed that functional connectivity depends on the magnitude of erosion events which are tightly related to runoff generation. Therefore, the integration between runoff generation information and the connectivity index can be a useful way for better understanding the sediment dynamics in a catchment.

Precipitation is the main driving force for surface and subsurface runoff generation, which is responsible for establishing the connection between the compartments of the landscape (Crema and Cavalli, 2018; Turnbull and Wainwright, 2019). The results obtained by Baartman et al. (2020) demonstrated that the precipitation amount is the main factor in determining the relative export of sediment

and the connected areas of runoff and sediment, indicating that the functional aspects of connectivity were more important than the structural ones. Thus, the authors concluded that indexes that incorporate functional connectivity to structural one may be more adequate, although they are less common than structural connectivity indexes and more complex to calculate. The use of structural connectivity alone may not be sufficient to represent the connectivity of water and sediment in the catchment (Di Stefano and Ferro, 2018; Baartman et al., 2020).

Thus, the objective of this study was to modify the formulation of connectivity of sediment and water proposed by Borselli et al. (2008), by integrating to the original formulation precipitation-derived variables as representative of the functional component. Here, this new index is called hydrosedimentological connectivity index (*IHC*). The index conceptualization is based on the maximum sediment transport capacity through the flow and does not consider the sediment exhaustion during the event, which is a limitation of this methodology. In order to demonstrate its use for assessment of the spatial-temporal variation of water and sediment connectivity, the present study applied the *IHC* to a subtropical catchment in the face of different precipitation events.

6.2. Materials and methods

Study area

The Mascarada river catchment (Figure 6-1 (Figura 6-1), located in Rio Grande do Sul state, Brazil is a part of Serra Geral geological formation. This catchment has an altimetric amplitude of 925 meters and contains a mountainous region with slopes varying from 18° to 85°. The catchment is approximately 33 km long and has a contributing area of 320 km². The main land uses in the catchment are native tropical forests and reforested areas (70%), agriculture (10%), pasture (8%), and urban area (1%) (Zanandrea et al., 2020). The area is characterized by shallow soils (from 0 to 2 meters in depth), a significant presence of organic matter, a high clay content, and a low bulk density (Dümig et al., 2008).

The climate in the catchment is subtropical. The precipitation regime is temporally well distributed and has an expressive thermal amplitude throughout the year. The annual precipitation varies from 1600 mm to 2000 mm. Precipitation of high intensity occurs during the summer whereas winter's precipitation regime is milder.

Precipitation is notably regulated by orographic phenomena, in which the relief causes intense and locally-concentrated precipitation events (Wollmann and Galvani, 2012).

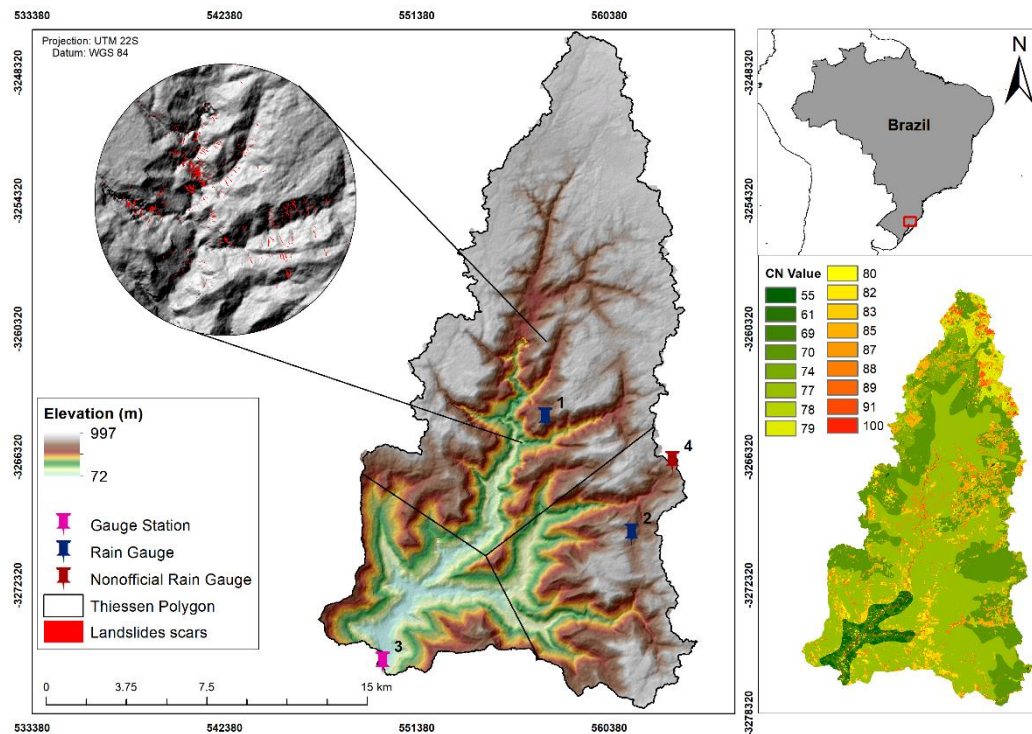


Figure 6-1 (Figura 6-1). Location map of the Mascarada river catchment, monitoring stations and CN values map. Rolante municipality city center is located approximately 7 km downstream from the Mascarada catchment outlet.

An extreme precipitation event occurred in Mascarada river catchment on January 5, 2017. Unofficial records of this precipitation reported values of 270 mm in 2 to 3 hours, measured through rudimentary rain gauges by local farmers. This event triggered at least 420 shallow landslides and caused a flashflood in Rolante municipality. The landslides occurred on hillslopes covered by natural forest and reforested. The flood was caused by the failure of a natural dam formed by landslides during the event. Thus, this event caused a strong disturbance in the Mascarada river catchment, both in terms of sediment yield and river morphology (Zanandrea et al., 2020).

Index of sediment connectivity

This study proposes a modification of the *IC* developed by Borselli et al. (2008) considering the suggestions already incorporated by Cavalli et al. (2013), related to the flow accumulation algorithm and maximum slope threshold. Borselli et al. (2008) proposed an *IC* based on topographic and land use information. This index determines,

at a pixel scale, the degree of connectivity for a given point. The *IC* incorporates the characteristics of the contribution area (upstream component – D_{up}), and characteristics of the flow path to be performed by the sediment to the point of interest (downstream component - D_{dn}). The *IC* values are presented in an interval of $[-\infty, +\infty]$ and are calculated by the following equation:

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\overline{W S \sqrt{A}}}{\sum W_i S_i} \right) \quad (6.1)$$

where W is the impedance factor; S is the slope (m/m); A is the contribution area (m²); d is the length of the flow path of each pixel (m), *IC* is the connectivity of sediment (dimensionless).

The impedance factor represents the resistance that the land surface imposes to water and sediment flow. Thus, the determination of this factor is dependent on the characteristics of the study area. The original *IC* uses the USLE/RUSLE factor C , proposed by Wischmeier and Smith (1978) and Renard et al. (1997), as the impedance factor. Cavalli et al. (2013) adapted the impedance factor to an exclusively geomorphological approach, using the residual topography (*RI*) and optimizing the *IC* application in mountainous regions, where impedance conditions are better represented by the surface roughness. Persichillo et al. (2018) sought to understand the variation in sediment connectivity as a result of land use changes. and used the Manning coefficient (n) to represent the impedance factor.

Zanandrea et al. (2020) proposed the Relative Smoothness (*RS*) which is an impedance factor based on Manning's coefficient and preserves the non-dimensionality of the index:

$$RS = \frac{n_{min}}{n} \quad (6.2)$$

where n_{min} is the minimum tabulated value; and n is the local Manning coefficient.

The value adopted for n_{min} in Zanandrea et al. (2020) was 0.01 which can be seen in Chow (1959). The use of *RS* proved to be advantageous in regions covered by dense forests, like the Mascarada catchment. Therefore, the same values of *RS* were used in this study for the W factor to estimate *IHC*.

Framework and formulation of the modified index

The proposed modification of the index is based on insertion of variables (surface runoff and precipitation index for sediments - Ips) related to functional connectivity into the IC , considering the role of water in the sediment connectivity. Functional connectivity is related to the precipitation characteristics as well as antecedent conditions (Turnbull and Wainwright, 2019) and to the continuity/discontinuity of flow through a catchment, which brings a temporal feature to connectivity. The hydrosedimentological connectivity index (IHC) is here proposed to assess the spatial-temporal variation of water and sediment connectivity at the event scale. The index considers the magnitude of current and antecedent precipitation events:

$$IHC = \log_{10} \left(\frac{\overline{RS} * \overline{S} * Ips * \sum Q_{runoff}}{\sum \frac{d_i}{RS_i * S_i}} \right) \quad (6.3)$$

where Ips is the precipitation index for sediments (dimensionless), Q_{runoff} is the accumulated surface runoff (m) from the upstream drainage area of the calculated pixel.

The runoff (mm) of each event is calculated at a pixel scale by using the SCS Runoff Curve Number method (NRCS, 1972):

$$Q_{runoff} = \frac{(P-Ia)^2}{P-Ia+Sa} \quad \text{when } P > Ia, \text{ or } Q_{runoff} = 0 \quad (6.4)$$

$$Sa = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (6.5)$$

$$Ia = 0.2 * Sa \quad (6.6)$$

where P is the total precipitation of the event (mm); Sa is the storage parameter (mm); and Ia is the initial abstraction (mm). The Sa value spatially varies in respect to the soil type and land use through the CN value.

Runoff generation analysis evaluates the influence of soil properties on water and sediment connectivity at a catchment scale, which permits considering significant spatial changes in these properties. The runoff also varies temporally, i.e., runoff generation can be different for each event. From the insertion of runoff in the assessment of water and sediment connectivity, it is possible to consider the spatial-temporal precipitation influence which is quite important for subtropical mountainous catchments. Here it should be notes that there is strong seasonality in precipitation.

Soil erosion results from detachment and transport of soil particles due to the raindrops impact and overland flow, among other processes. On interrill areas, raindrops impact causes mainly detachment but also transport according to slope steepness. In these areas, when runoff occurs it is responsible for sheet erosion, and the transport capacity of the runoff can be enhanced by the impact of the raindrops because it increases the turbulence level (Foster, 1982). On rills both sediment detachment and transport result from concentrated runoff, which depends on rainfall characteristics. Thus, rainfall amount and intensity control those processes and sediment availability.

The inclusion of *Ips*, proposed by Censi (2019), in the upstream component for the connectivity calculation brings a weighting in relation to the sediment amount that became available at the previous event to be connected during the analyzed event. The *Ips* has been designed considering some assumptions. The first one is that the soil particles detachment is related to the precipitation maximum intensity (Wischmeier and Smith, 1978; Morgan, 2005). According to Wischmeier and Smith (1978), precipitation erosivity consists of the precipitation potential to cause erosion and can be represented by the kinetic energy of the precipitation maximum intensity. The second assumption is that the total transported sediment is related to the total runoff volume (Williams, 1978; Morgan, 2005), which is directly related to total precipitation. Williams (1978) assumed that at the instantaneous unit sediment graph (IUSG) the sediment concentration also varies direct and linearly with runoff volume.

The index was structured to express the availability of sediments given the characteristics of antecedent precipitation events, which refer to every precipitation event which occurred before the current event. Sediment availability from determined antecedent event is supposed to be directly proportional to the precipitation intensity of such event and inversely proportional to the total precipitation of all the antecedent events between the current and the antecedent one in analysis. Thus, the greater the intensity of the antecedent precipitation event, the greater the amount of detached sediment. The greater the total precipitation between such event and the current one, the smaller the amount of sediment available for transport in the current event. The *Ips* can be calculated for any specified antecedent precipitation event:

$$Ips(j) = \frac{I_{max_{m-j}}}{\sum_{i=1}^j \Delta t_{m-i}} \quad (6.7)$$

where m refers to the current precipitation event; j represents the number of precipitation events between the current one and the antecedent one for which the Ips value is calculated; $I_{max_{m-j}}$ is the maximum intensity of the antecedent precipitation event $m-j$ ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$); V_{m-i} is the accumulated precipitation of the antecedent event $m-i$ (mm); and Δt_{m-i} is the duration of the precipitation event $m-i$ (d). It is noted that the present study used the Ips calculated for the first antecedent event, i.e., $j=1$.

The purpose of Ips formulation is not to quantitatively estimate the total sediment available for a certain rainfall event. Instead, it intends to establish a weighting aspect to represent the availability of sediment regarding antecedent conditions on the catchment. Thus, the Ips use permits considering the antecedent conditions of the catchment and comparing distinct precipitation events.

The IHC maintains a first order application, considering the insertion of three new parameters (precipitation, land use and soil). Applying the IHC for specific events values, maps that reflect dynamic processes of the catchment, related to the functional and structural components of connectivity, are generated. The IHC was calculated at the catchment scale, with its outlet located at the Gauge Station 3 of the Mascarada river catchment (Figure 6-1 (Figura 6-1)).

Data acquisition

The used Digital Terrain Model (DTM) has a spatial resolution of 1×1 m of cell size (grid). DTM has a vertical and horizontal accuracy of 2m RMSE/3m LE90 (absolute) and 1m RMSE/1.5m LE90 (relative). This DTM is the AW3D Enhanced acquired from NTT DATA Corporation[®] generated from the combination of several high-resolution satellite images obtained with the Digital Globe satellite constellation. The height of trees, buildings, and other structures that can be recognized from the satellite are eliminated from DSM (Digital Surface Model).

The used W values were those of RS obtained from land use maps. The defined RS values were the same presented in Zanandrea et al. (2020) which evaluated the influence of the use of different W in the calculation of IC for the Mascarada river catchment, where the use of RS presented a better application for the same study area than other formulations for W .

The precipitation data were obtained from 3 precipitation-stations located at different points within the study area (Figure 6-1 (Figura 6-1 and Table 6-1/Table 6-1 (Tabela 6-1)). The Mascarada River catchment also has water level and turbidity

monitoring at Station 3, located at the catchment outlet, and has a series of discharge and sediment concentration, obtained through a rating curve.

Table 6-1 (Tabela 6-1). Description of Mascarada catchment monitoring system.

Station	Start	Parameter	Time interval
1*	18/12/2018	Precipitation	5 minutes
2*	01/08/2019	Precipitation	10 minutes
3*	04/02/2018	Precipitation, water level, turbidity	10 minutes
5**	11/25/2014	Precipitation	1 hour

*Stations referring to Fig. 6.1. ** Station 5 is located outside the limits of the Mascarada River catchment, in Riozinho municipality

Seven events were used in this study. To define the individual events, the significant precipitation value and the interval between precipitation events were used as criteria. Only events whose maximum precipitation was equal to or greater than 0.5 mm were considered, while the interval between precipitation events was established at 20 hours, which indicates the response period of the catchment after the end of the precipitation event. For each event, the total precipitation was determined, and their corresponding *Ips* value was calculated (Table 6-2/Table 6-2 (Tabela 6-2)). In order to simulate the event occurred in January 2017 (Event 7), the data measured by an unofficial rain gauge (Fig. 6-1) was used, because the automatic stations had not been installed yet inside the study catchment. For the calculation of *Ips* and for the total precipitation (*P*) in the lower part of the catchment, the data from an automatic station outside the limits of the Mascarada river catchment, in the Riozinho municipality, located near the catchment outlet, were used for the Event 5. The data calculated for this event are shown in Table 6-2/Table 6-2 (Tabela 6-2).

Table 6-2 (Tabela 6-2). Precipitation event data (*Ips* and *P*) for each gauge station.

Event	Date	Station	<i>Ips</i>	<i>P</i> (mm)
1	05/27/2019 a 05/28/2019	1	39.20	31.80
		2	27.89	36.60
		3	18.36	38.80
2	06/30/2019 a 07/01/2019	1	16.94	32.40
		2	12.65	30.60
		3	2.37	37.20
3	07/30/2019 a 07/31/2019	1	49.40	14.20
		2	48.85	15.00
		3	23.08	14.20
4	09/17/2019 –	1	60.43	63.80

	09/20/2019	2	10.73	62.00
		3	13.00	45.00
5	10/17/2019 a 10/20/2019	1	30.49	61.20
		2	26.23	94.40
		3	27.28	57.20
6	11/04/2019 a 11/05/209	1	98.60	63.80
		2	54.46	62.80
		3	41.00	56.20
7	01/05/2017	4*	3.00	272.00
		5	3.00	66.00

Rain gauge stations accuracy: $\pm 1\%$ (for ≤ 60 mm/h)/ $\pm 2\%$ (for 60 to 200 mm/h) and resolution: 0.2 mm. *Station 4 is nonofficial gauge station (Fig.1). *Station 4 is non official gauge station (Figure 6-1 (Figura 6-1)).

Both P and Ips values were spatially distributed in the catchment through the Thiessen Polygons method, assigning the values of P and Ips for each pixel according to the designed polygon (Figure 6-1 (Figura 6-1)). The CN values were also defined for each pixel (Figure 6-1 (Figura 6-1)) based on the land-use map presented by Zanandrea et al. (2020), obtained by satellite images analysis and validated through field survey, and the soil map of the region (Dümig et al., 2008). The catchment soil characteristics were confirmed through field tests (hydraulic conductivity and shear stress) and soil samples and laboratory analysis (granulometry). Those information were used to classify the catchment soils according to the hydrologic soil group established by the NRCS (1970). After defining the spatialized CN values inside the catchment, a verification of the water budget was carried out based on the precipitation and discharge data collected in the catchment, in order to ensure the adequate representation of the defined CN values for the study area. In the calculation of the water budgets for some simulated events, an average error of 10% was found.

From these data the CN values were defined according to NRCS (1972), and only hydrological group of the soil was considered. Thus, the runoff of each cell was calculated for each event generating a spatialized Q_{runoff} map for the study catchment. We set the minimum Q_{runoff} value to 0.0001 mm to avoid computational errors. The values of the total runoff volume of the catchment were compared with the flow data measured at the catchment outlet in order to verify the representation of the model in the study area.

Temporal variability analysis and field data testing

The validation of connectivity maps is considered a challenge in the scientific community because it is not yet possible to quantitatively identify the processes involved in the connectivity concept (Wohl, 2017; Heckmann et al., 2018; Zingaro et al., 2019;). Several studies (e.g., Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Wohl et al., 2017; Zingaro et al., 2019) used field data on sediment transfer processes and pathways, often related to extreme events such as landslides, to validate connectivity indices. Thus, field surveys were conducted in order to investigate *in situ* the sites that presented higher and lower *IHC* values for the index validation, and also to identify sediment deposition and transfer sites within the catchment.

For comparison and verification of the Event 7 *IHC* was used an inventory of landslides scars and debris flows pathways occurred due to the same precipitation event, obtained by aerial images interpretation and field research (Zanandrea et al., 2019). This detailed inventory clearly shows that most of the identified landslides are connected to the channels. It is well known that the sediments produced in this event reached the catchment outlet causing a flood with a high concentration of sediments and debris in the downstream municipality. Zingaro et al. (2019) portrayed that, given the complexity of processes related to sediment connectivity, the identification of sediment source and deposition areas can be used in the validation of connectivity indices. In addition, the *IC* was developed to assess the sediment pathways created by debris flows (Cavalli et al., 2013). Thus, considering that the *IHC* was based on *IC*, the evaluation of Event 7 by the scar inventory is appropriate. Finally, a quantitative analysis was also performed, by using the values of the peak flow and total runoff volume for other events measured at the catchment outlet for comparison with the mean and maximum *IHC* values (IHC_{mean} e IHC_{max}). The comparison between the measured and calculated values was also carried out with Pearson correlations (Pearson, 1896). The analyses were performed with Statistica © 13.0 and the *p* value of 0.01 was established to consider the statistically significant correlations for the other 6 events.

6.3. Results and Discussion

Spatial-temporal variation in water and sediment connectivity

The *IHC* maps of the 7 precipitation-events were generated with Eq. (3) at a catchment scale. Figure 6-2 (Figura 6-2 demonstrates results of 5 events in ascending

order of magnitude of the mean precipitation. In Event 3 which has the lowest mean precipitation, there was the least connectivity of water and sediments with the Mascarada catchment outlet (Figure 6-2 (Figura 6-2), which has the lowest mean precipitation. There was an increase in *IHC* values with the increase in *P* and *Ips* (Table 6-3/Table 6-3 (Tabela 6-3), which depend spatially on the area affected by precipitation.

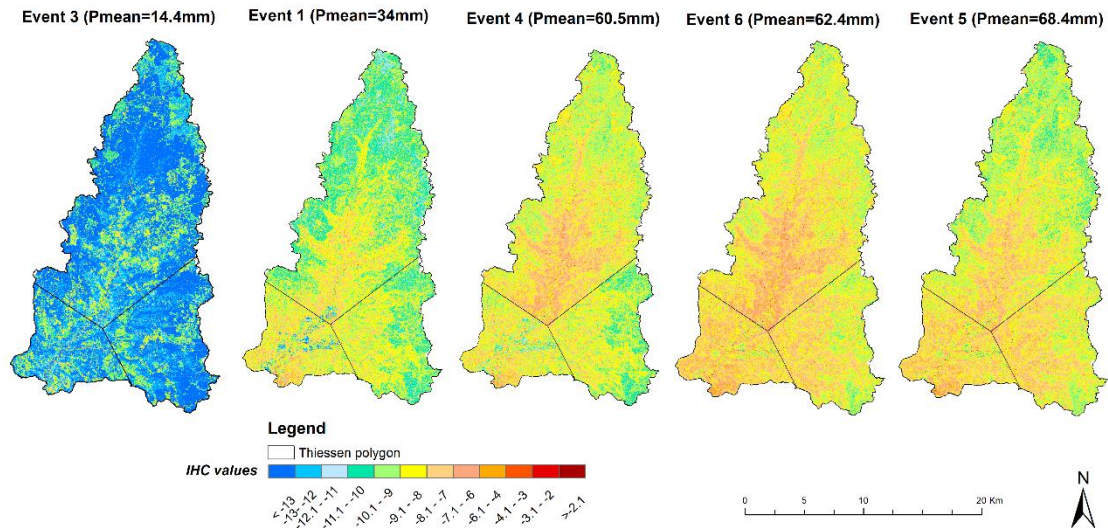


Figure 6-2 (Figura 6-2). *IHC* map for precipitation events in ascending magnitude order.

Table 6-3 (Tabela 6-3). Descriptive statistics of *IHC* events.

Event	P_{mean} (mm)	Ips_{mean}	<i>IHC</i>				
			Mean	Min.	Max.	Std.	Cv (%)
1	34.0	33.3	-9.10	-15.85	5.62	1.23	13.5
2	32.7	13.7	-9.61	-17.23	4.68	1.23	12.8
3	14.4	45.2	-12.41	-16.72	4.37	2.07	16.7
4	60.5	41.4	-8.40	-13.70	6.09	1.12	13.3
5	68.4	29.0	-8.33	-12.57	6.53	1.12	13.4
6	62.4	79.3	-7.98	-12.21	6.62	1.09	13.7
7	240	3	-8.5	-12.69	6.46	1.05	12.3

Std. = standard deviation Cv = coefficient of variation

In terms of precipitation spatial-variability, the northeastern part of the catchment receives precipitation of larger magnitude, which, according to Michaelides and Wainwright (2002), favors the sediment mobilization in the mountainous area on steep hillslopes. Mountainous catchments have a strong influence of relief on the precipitation spatial distribution, in addition to favoring erosive processes (Wohl, 2010). This can be seen in Event 4 (Figure 6-2 (Figura 6-2), where high intensity precipitation, preceding the event, occurred in a concentrated way in the upper region of the

catchment, and caused a high value of Ips in this region. Thus, for this event, higher IHC values occurred in the upper part of the catchment, due to the greater availability of sediments to be connected to the outlet, when compared to the southeastern portion which was not affected by this expressive antecedent precipitation.

The connectivity values are a function of the topographic features and land use and the hydrological forcing is also important in the mobilization of sediments (Mishra et al., 2019), which may vary over a short time scale due to precipitation events. It is observed that regions with fewer hillslopes covered by forests located in the lower portion of the catchment close to the main river presented higher IHC values (Figure 6-2 (Figura 6-2) only when affected by events of larger magnitudes ($P > 50$ mm) and with the higher Ips . These regions located in the floodplain, work as a sediment deposition area over most of the time, connecting to the outlet only in extreme events (Figure 6-3 (Figura 6-3), which was also observed by Joyce et al. (2018).

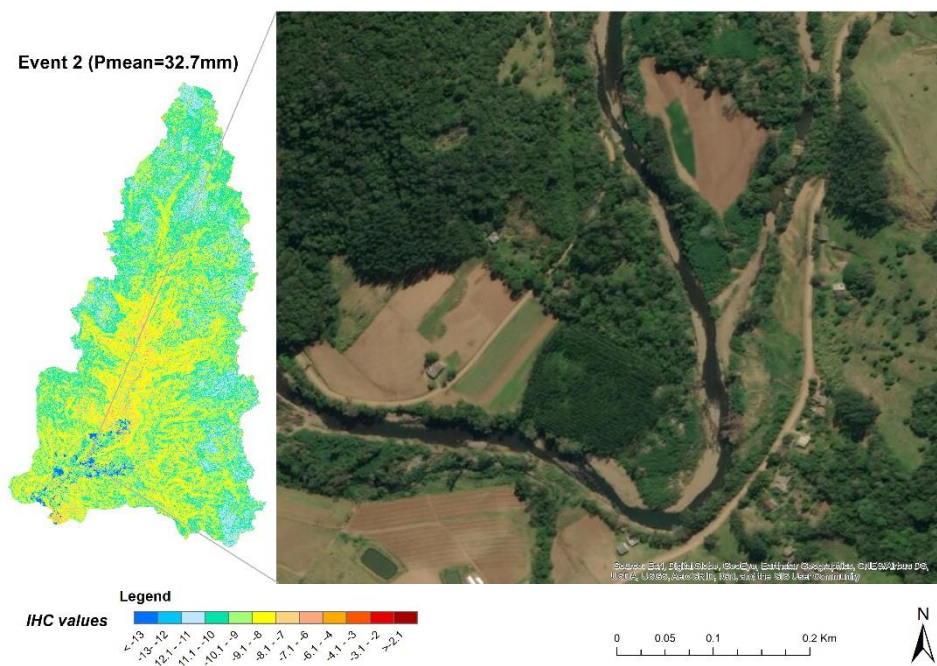


Figure 6-3 (Figura 6-3). Regions with sediment deposition in the floodplain disconnected to the outlet in low magnitude events.

Gay et al. (2016) reported that topographic indexes do not reflect the real connectivity of sediments in lowland areas and that the insertion of hydrological aspects, such as persistence of the drainage network, can improve this representation. However, the connectivity of these areas is so dynamic that the approach through runoff events has advantage in terms of the temporal variability of water and sediment connectivity in these areas as well.

The statistics for all events are shown in Table 6-3 (Table 6-3 (Tabela 6-3)). The lowest mean *IHC* was obtained for Event 3 which has the lowest mean precipitation, however, the minimum *IHC* value was obtained for Event 2 with the lowest average *Ips*. It occurred because the region of Station 3 (smaller area of influence) in Event 2 had the lowest *Ips* value, causing a lower value of the minimum *IHC*. However, being a small region, it did not significantly influence over the catchment. The values of standard deviation and coefficient of variation were similar among all events, except Event 3 which presented more variation.

There is a strong positive correlation between the magnitude of hydrological events and sediment yield (Hu et al., 2019; Tuset et al., 2016). Thus, the mean and maximum *IHC* values were compared with the peak flow and the total runoff volume of each event to verify the performance of the *IHC* (Figure 6-4 (Figura 6-4)).

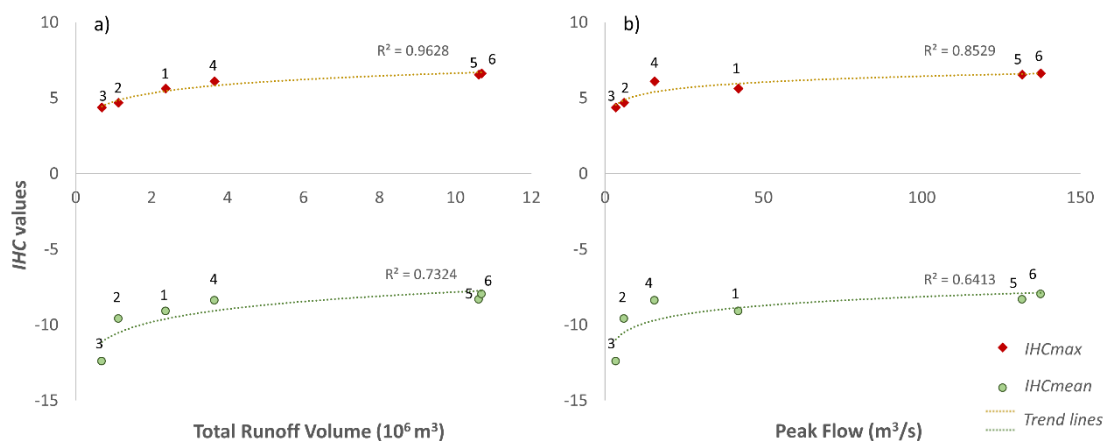


Figure 6-4 (Figura 6-4). Values of a) Mean *IHC* and maximum *IHC* and total runoff volume and b) Mean *IHC* and maximum *IHC* and peak flow for each event.

An increase of the *IHC* values is observed when there is an increase of the total runoff volume and the peak flow. Only Event 1 showed a different behavior because, although this event had a higher peak flow than Event 4, it had a lower runoff volume (Fig. 6-4). It took place because Event 4 was caused by less intense precipitation, i.e., with longer duration, which caused an event with two peak flows and consequently could increase sediment yield (Figure 6-5 (Figura 6-5)).

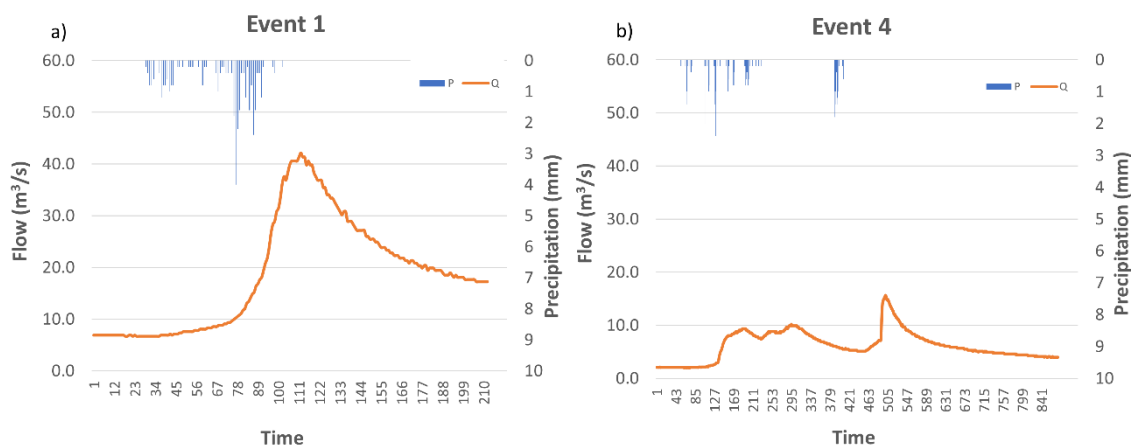


Figure 6-5 (Figura 6-5). Flow (Q) and precipitation (P) series: a) Event 1 and b) Event 4.

According to Tuset et al. (2016), the sediment load is highly dependent on direct runoff. The IHC values were statistically correlated with the magnitude of the events (peak flow and total runoff volume) (Figure 6-4 (Figura 6-4)). The correlation was high between the maximum IHC values and the total runoff volume (0.88) and the peak flow (0.83). The correlation was also positive, but relatively lower, between the IHC_{mean} values and the total volume (0.69) and the peak flow (0.63). These values are close to those found by Tuset et al. (2016) when analyzing Pearson's correlation between the measured values of total sediment load and peak flow (0.79) and runoff volume (0.67), and by Hu et al. (2019), when analyzing the linear correlation between peak flow and sediment yield (0.86).

IHC verification with field evidence

In addition to the characteristics of precipitation events (Puigdefábregas, 2005; Turnbull and Wainwright, 2019), the sediment connectivity of a catchment is controlled by the relief forms together with the spatial arrangement of the hydrogeomorphic processes that control the rates of water and sediment transfer (Heckman et al. 2018; Slaymaker, 2006).

During the field surveys, the locations that showed the largest differences between the events in the IHC values were checked (Figure 6-6 (Figura 6-6)). Though three flow paths were observed along a hillslope of native dense forest, only one of these paths, i.e., the point 11 in Figure 6-6 (Figura 6-6), had surface flow with the visual presence of suspended sediments being transported. The other points, i.e., 10 and 12 in Figure 6-6 (Figura 6-6), presented only the flow path on the ground and the deposition of

coarse sediments in the path.

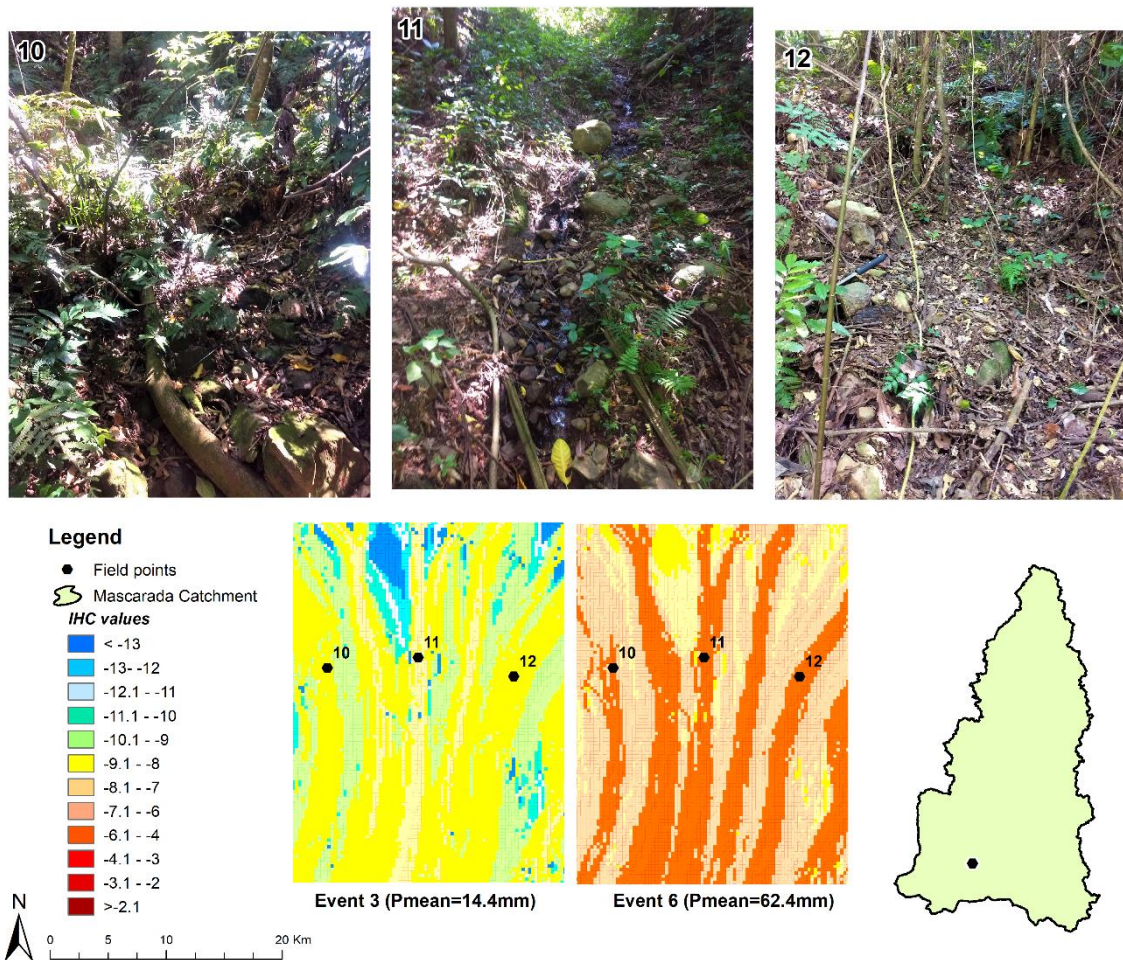


Figure 6-6 (Figura 6-6). *IHC* of the flow paths in hillslopes of the Mascarada Catchment.

According to Hopp and McDonnell (2009), steep hillslopes intensify the hydrological response due to the increase in the elevation gradient and the slope angle. For Event 3 in which less runoff occurred, the *IHC* value for point 11 (-7.2) was higher than points 10 and 12 (-8.3), with less connectivity to the outlet. In Event 6 with the highest runoff volume, all the 3 points had the same *IHC* value (-5.7), higher than in Event 3, which indicates that in precipitation events of greater magnitude there is a significant contribution from the three presented flow paths. In the same way, it implies the connectivity dependence on the hillslope in the face of the regional pluviometry characteristics, causing an increase in the connectivity of the hillslope to the outlet.

The connectivity between landscape compartments, such as the hillslope-channel and consecutively with the catchment outlet, is a dynamic process. Turnbull et al. (2008) mentioned that the heterogeneity of connectivity patterns, even when present in small proportions, affects the hydrological response, and causes changes in the general

behavior of a system. Variations in connection paths from event to event reflect changes in the coupling state of the system, i.e., temporal variations in connectivity. According to Heckmann et al. (2018), these variations cause changes in the morphodynamics and sediment yield of the catchment.

IHC 2017 Event

The *IHC* calculation was also carried out for the event that occurred in January 2017 (Event 7) which had a total mean precipitation of 240 mm, but this precipitation occurred only in the upper and middle parts of the Mascarada catchment (approximately 60% of the catchment area). The mean value of *IHC* was -8.5. This value is lower than that of the other events with a lower total precipitate, mainly due to low *Ips*, i.e., little antecedent rain, causing less sediment available to be transported superficially. However, this event yielded a lot of sediments due to landslides and debris flow. Nevertheless, debris flows were well identified by the *IHC* (Figure 6-7 (Figura 6-7)). These landslides scars from debris flow with exposed soil areas are located on steep hillslopes and are considered hotspots, generating rapid runoff that triggers erosion on the path immediately downstream (Marchamalo et al., 2016; Misra et al., 2019).

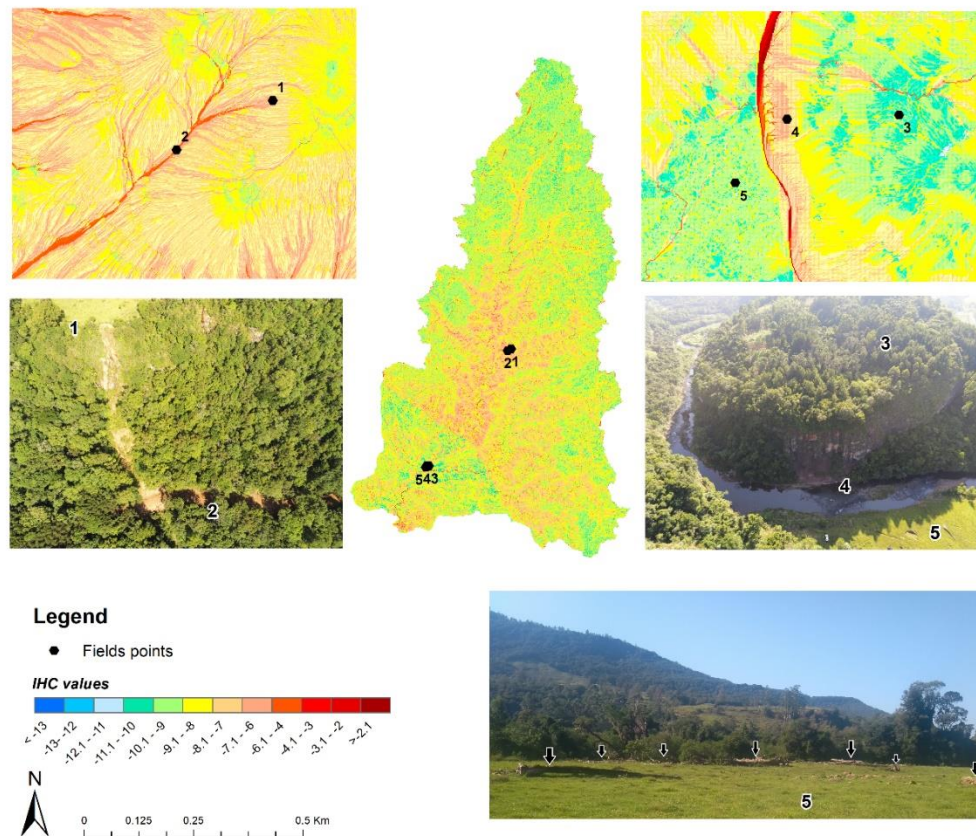


Figure 6-7 (Figura 6-7). *IHC* map of Event 7 ($P_{mean} = 240\text{mm}$) where several landslides and debris flows occurred in 2017.

The verification of the event was performed qualitatively through visual interpretation. In the middle region of the catchment (points 1 and 2 in Figure 6-7 (**Figura 6-7**)) large debris flows were observed along the hillslope that reached the main channel, showing high *IHC* values in these places (*IHC* between -4.2 and -5.2). The presence of sediment deposits along the channel shows the connection of debris flows from the upper portion of the catchment to the lower regions, providing a supply of sediments to be transported into the channel (point 4 in Figure 6-7 (**Figura 6-7**)).

Furthermore, in some areas that showed lower connectivity values (*IHC* between -10.5 and -9.5), a kind of evidence was found in the field, such as woody debris and coarse sediments (point 5 in Figure 6-7 (**Figura 6-7**)). These regions functioned as deposit areas during Event 7, disconnecting the catchment outlet from the upstream area. Thus, it is portrayed that the *IHC* map generally agrees with the field observations and has a good representation in the indicative sediment patterns, such as real sediment transport paths and area of debris deposits in the catchment during the event of January 2017 (Event 7).

6.4. Conclusion

A modification of the connectivity index (*IC*) by Borselli et al. (2008) was proposed based on the inclusion of precipitation and runoff characteristics at an event scale. This approach, called Hydrosedimentological Connectivity Index (*IHC*), combines functional and structural properties to assess the water and sediment connectivity. The insertion of functional components (surface runoff and antecedent precipitation index) permitted obtaining a temporal variation of connectivity in the catchment, previously only spatially varied.

The *IHC* allows assessing the variation in connectivity over time under different precipitation events, spatialized according to the area affected by the precipitation. The generation of spatially-distributed runoff allows assessing the locations and precipitation events in which a given region could be most connected to the outlet. The parameter *Ips* included the idea of sediment availability, indicating whether in a specific event there is more or less sediment available to be connected when compared to other events. The *IHC* map identified areas of sediment transfer and deposition consistent with field observation, and also showed consistency with the extreme event that occurred in the catchment, identifying landslides and debris flow and deposition areas.

A quantitative verification of the *IHC* can be confirmed with a high correlation of *IHC* with the total runoff volume and the peak flow, which are both measured in the catchment outlet.

The *IHC* was an attempt to estimate the spatial-temporal variation of water and sediment connectivity in a catchment and to identify locations of sediment transfer and deposition for precipitation events of different magnitudes. The main advances of the *IHC* use are: (i) to bring the possibility of comparing connectivity patterns created by different precipitation events in the same catchment; (ii) to consider the spatial distribution of precipitation within the catchment; and (iii) to allow comparison of connectivity patterns between catchments under different hydrological regimes. These advances permit representing, at least initially, the spatial-temporal variability of connectivity through functional components.

Though the *IHC* can bring advances to connectivity representation, it has limitations. The main limitations of the method are: (i) the use of tabulated values (e.g., n and CN), whose choice depends highly on the user's level of knowledge about the study area, brings subjectivity to the assessment; (ii) the *IHC* does not represent the physical interaction between the structural and functional components; and (iii) *Ips* is not able to quantify the actual quantity of available sediment, hence, it is only able to indicate a probability of a larger amount of sediment to be available when compared to other events. Thus, the index does not represent the sediment exhaustion at an event.

Regarding the first limitation, the choice of the tabulated parameters must be performed based on available catchment data. If possible, it is really recommended to carry out field survey and to use observation data, in order to reduce uncertainties. If the input parameters are well defined, the *IHC* can indicate important places of higher and lower connectivity and precipitation thresholds for the occurrence of (des)connectivity of some areas, which can be useful for catchment management.

References

Baartman, J.E.M., Nunes, J.P., Masselink, R., Darboux, F., Biielders, C., Degre, A., Cantreul, V., Cerdan, O., Grangeon, T., Fiener, P., Wilken, F., Schindewolf, M., Wainwright, J., 2020. What do models tell us about water and sediment connectivity? *Geomorphology*, GEOMOR 107300. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107300>.

- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268 – 277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>.
- Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G.A., Tetzlaff, D., Smith, M.W., Reaney, S.M., Roy, A.G., 2013. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth Sci. Rev.* 119, 17 - 34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>.
- Bracken, L., Turbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transport at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landf.* 40 (2), 177 – 188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, 31 - 41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>.
- Censi, G., 2019. Tank model modificado para escoamento e produção de sedimentos. Masters teses. UFRGS, Porto Alegre, 208f.
- Chartin, C., Evrard, O., Laceby, J.P., Onda, Y., Ottlé, C., Lefèvre, I., Cerdan, O., 2017. The impact of typhoons on sediment connectivity: lessons learnt from contaminated coastal catchments of the Fukushima Prefecture (Japan). *Earth Surf. Process. Landf.* 42, 306–317. <https://doi.org/10.1002/esp.4056>.
- Chow, V. T., 1959. *Open-Channel Hydraulics*, ed. McGraw-Hill, New York.
- Crema, S., Cavalli, M., 2018. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. *Comput. Geosci.* 111, 39-45. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>.
- de Walque, B., Degré, A., Maignard, A., Biielders, C.L., 2017. Artificial surfaces characteristics and sediment connectivity explain muddy flood hazard in Wallonia. *Catena* 158, 89-101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.016>.
- Di Stefano, C., Ferro, V., 2018. Modelling sediment delivery using connectivity components at the experimental SPA2 basin, Sicily (Italy). *J. Mt. Sci.* 15(9), 1868-1880. <https://doi.org/10.1007/s11629-018-4956-8>.
- Dümig, A., Schad P., Kohok M., Beyerlein P., Schwimmer W., Kögel-Knabner I., 2008. A mosaic of nonallophanic Andosols, Umbrisols and Cambisols on rhyodacite in the

southern Brazilian highlands. *Geoderma*. 145, 158-173.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.01.013>.

Duvert, C., Gratiot, N., Anguiano-Valencia, R., Némery, J., Mendoza, M. E., Carlón-Allende, T., Prat, C., Esteves, M., 2011. Baseflow control on sediment flux connectivity: Insights from a nested catchment study in Central Mexico. *Catena* 87 (1), 129 – 140. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.021>

Foster, G. R., 1982. Modeling the erosion process. In: Haan, C. T.; Johnson, H. P.; Brakensiek, D. L. (Eds.). *Hydrologic modeling of small watersheds*. St. Joseph: American Society of Agricultural Engineering. p. 297–380.

Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2016. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *J. Soils Sediments*. 16 (1), 280–293. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1235-y>.

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanová, A., Vericat, D., Brardinoni, F., 2018. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. *Earth Sci. Rev.* 187, 77–108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>.

Hicks, D.M., Gomez, B., Trustrum, N. A., 2000. Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa River Basin, New Zealand. *Water Resour. Res.* 36 (4), 1129-1142. <https://doi.org/10.1029/1999WR900340>.

Hopp, L., McDonnell, J.J., 2009. Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. *J. Hydrol.* 376 (3-4), 378-391. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.047>.

Hu, J., Gao, P., Mu, X., Zhao, G., Sun, W., Li, P., Zhanh, L., 2019. Runoff-sediment dynamics under different flood patterns in a Loess Plateau catchment, China. *Catena* 173, 234-245. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.023>.

Joyce, H. M., Hardy, R. J., Warburton, J., Large, A. R. G., 2018. Sediment continuity through the upland sediment cascade: geomorphic response of an upland river to an extreme flood event. *Geomorphology* 317, 45-61. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.002>.

Jones, K. E., Preston, N. J., 2012. Spatial and temporal patterns of off-slope sediment delivery for small catchments subject to shallow landslides within the Waipaoa

catchment, New Zealand. *Geomorphology* 141-142, 150 - 159.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.037>.

Kalantari, Z., Cavalli, M., Cantone, C., Crema, S., Destouni, G., 2017. Flood probability quantification for road infrastructure: Data-driven spatial-statistical approach and case study applications. *Sci. Total Environ.* 581-582, 386–398.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.147>.

Kalantari, Z., Ferreira, C.S.S., Koutsouris, A.J., Ahlmer, A., Cerdà, A., Destouni, G., 2019. Assessing flood probability for transportation infrastructure based on catchment characteristics, sediment connectivity and remotely sensed soil moisture. *Sci. Total Environ.* 661, 393-406. <https://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.009>.

Korup, O., Mcsaveney, M. J., Davies, T. R., 2004. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 61 (1-2), 189 - 207. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.001>.

Lane, S. N., Reaney, S. M., Heathwaite, A. L., 2009. Representation of landscape hydrological connectivity using a topographically driven surface flow index. *Water Resour. Res.* 45, W08423. <http://dx.doi.org/10.1029/2008wr007336>.

Leigh, E.G., 1975. Structure and climate in tropical rain forest. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 6, 67-86.

López-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A., Gaspar, L., 2013. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *Catena* 102, 62–73.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2011.01.001>.

López-Vicente, M., Ben-Salem, N., 2019. Computing structural and functional flow and sediment connectivity with a new aggregated index: A case study in a large Mediterranean catchment. *Sci. Total Environ.* 651, 179-191.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.170>

Mahoney, D. T., Fox, J. F., Aamery, N. A., 2018. Watershed erosion modeling using the probability of sediment connectivity in a gently rolling system. *J. Hydrol.* 561, 862-883.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.034>.

- Marchamalo, M., Hooke, J.M., Sandercock, P.J., 2016. Flow and sediment connectivity in semi-arid landscapes in SE Spain: patterns and controls. *Land Degrad. Dev.* 27, 1032–1044. <https://doi.org/10.1002/ldr.2352>.
- Michaelides, K., Wainwright, J., 2002. Modelling the effects of hillslope-channel coupling on catchment hydrological response. *Earth Surf. Process. Landf.* 27, 1441–1457. <https://doi.org/10.1002/esp.440>.
- Michaelides, K., Chappell, A., 2009. Connectivity as a concept for characterising hydrological behavior. *Hydrol. Process.* 23, 517–522. <https://doi.org/10.1002/hyp.7214>.
- Mishra, K., Sinha, R., Jainb, V., Nepal, S., Uddin, K., 2019. Towards the assessment of sediment connectivity in a large Himalayan river basin. *Sci. Total Environ.* 661, 251–265. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.118>.
- Morgan, R. P. C., 2005. *Soil Erosion and Conservation*. 3. ed. Oxford: Blackwell Publishing.
- Natural Resource Conservation Service NRCS, 1972. “Hydrology.” National engineering handbook, Sec. 4, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Nunes, J.P., Wainwright, J., Bielders, C.L., Darboux, F., Fiener, P., Finger, D., Turnbull, L., Connecteur WG3 Think-Tank, 2018. Better models are more effectively connected models. *Earth Surf. Process. Landform.* 43 (6), 1355–1360, dez. 2018. <https://doi.org/10.1002/esp.4323>
- Pearson, K., 1896. Mathematical contributions to the theory of evolution. III. Regression, heredity, and panmixia. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 187, 253–318.
- Persichillo, M.G., Bordoni, M., Cavalli, M., Crema, S., Meisina, C., 2018. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. *Catena* 160, 261–274. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025>.
- Peters, D. P., Groffman, P. M., Nadelhoffer, K. J., Grimm, N. B., Collins, S. L., Michener, W. K., Huston, M. A., 2008. Living in an increasingly connected world: a framework for continental-scale environmental science. *Front. Ecol. Environ.* 6 (5), 229 – 237. <https://doi.org/10.1890/070098>.
- Puigdefábregas, J., 2005. The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands. *Earth Surf. Process. Landform.* 30 (2), 133–147. <https://doi.org/10.1002/esp.1181>.

- Renard, K., Foster, G.R., Weessies, G.A., Mc Cool, D.K., Yodler, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water—a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S.D.A.- A.R.S., Agriculture Handbook, 703.
- SCS, 1972. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, National Engineering Handbook. vol. 4. Hydrology: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Slaymaker, O., 2006. Towards the identification of scaling relations in drainage basin sediment budgets. *Geomorphology* 80 (1–2), 8–19. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.004>.
- Turnbull, L., Wainwright, J., Brazier, R.E., 2008. A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple space and time scales. *Ecohydrology* 1 (1), 23–34. <https://doi.org/10.1002/eco.4>.
- Turnbull, L., Wainwright, J., 2019. From structure to function: Understanding shrub encroachment in drylands using hydrological and sediment connectivity. *Ecological Indicators* 98, 608–618. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.11.039>.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2016. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment. *Sci. Total Environ.* 540, 114–132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.0750048-9697>.
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S.F., Brazier, R.E., 2011. Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126 (3–4), 387–404. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>.
- Ward, J.V., 1997. An expansive perspective of riverine landscapes: pattern and process across scales. *River Ecosystems* 6, 52 – 60. <https://doi.org/10.14512/gaia.6.1.6>.
- Williams, J. R., 1978. A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resources Research*, 14 (4), 659–664.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning. Agriculture Handbook, 537. U.S. Department of Agriculture.
- Wohl, E., 2010. Mountain Rivers Revisited. Washington: American Geophysical Union. 573 p. <https://doi.org/10.1029/WM019>.

Wohl, E., 2017. Connectivity in rivers. *Prog. Phys. Geogr.* 41 (3), 345–362. <https://doi.org/10.1177/0309133317714972>.

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

Zingaro, M.; Refice, A.; Giachetta, E.; D'Addabbo, A.; Lovergine, F.; De Pasquale, V.; Pepe, G.; Brandolini, P.; Cevasco, A. Capolongo, D., 2019. Sediment mobility and connectivity in a catchment: A new mapping approach. *Sci. Total Environ.* 672, 763-775. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.461>.

Zanandrea, F.; Michel, G.P.; Kobiyama, M., 2020. Impedance influence on the index of sediment connectivity in a forested mountainous catchment. *Geomorphology* 351, 106962. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106962>.

Zanandrea, F.; Michel, G.P.; Kobiyama, M.; Cardozo, G.L., 2019. Evaluation of different DTMs in sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil. *Geomorphology* 332, 80-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.005>.

Zhao, G., Gao, P., Tian, P., Sun, W., Hu, J., Mu, X., 2020. Assessing sediment connectivity and soil erosion by water in a representative catchment on the Loess Plateau, China. *Catena* 185, 104284. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2019.104284>.

CAPÍTULO 7

7. Comparação entre os Capítulos 4 e 5

Neste item foi realizada uma comparação entre os mapas de IC gerados no Capítulo 4 utilizando MDTs globais, e o mapa de IC apresentado no Capítulo 5 obtido a partir do MDT de 1 metro de resolução com o uso de W igual ao fator de Manning (IC_n), que possuem os mesmos valores de W utilizados no Capítulo 4. Essa análise foi realizada com o intuito de avaliar a performance dos MDTs globais na geração de mapas de IC quando comparados a um MDT de alta resolução. Como já relatado, estudos mostraram que ao utilizar um MDT com 1 metro de tamanho de pixel obtiveram-se bons resultados na avaliação da conectividade de sedimentos, não havendo ganhos significativos para resoluções maiores.

Ao comparar os resultados dos dois capítulos observa-se que o valor médio de IC_n (-6,5) foi menor que os valores de IC médios obtidos a partir dos MDTs globais, sendo os valores do MDT ASF_12 os que mais se aproximaram (-5,7), devido sua maior resolução. O mapa de IC_n apresentou uma maior amplitude de valores (máximo e mínimo) e maior desvio padrão quando comparado aos demais mapas de IC s com MDTs globais. Ao analisar os valores médios de IC obtidos para as encostas e cicatrizes de escorregamentos analisadas no Capítulo 4, obtiveram-se menores valores para IC_n , -6,18 e -5,88, respectivamente. O uso de um MDT de 1m apresentou maior diferenciação nos valores de conectividade dos escorregamentos de terra quando comparadas com as encostas. Essa diferença foi de 0,30, valor relativamente maior ao maior valor apresentado por um MDT global (ASF_12=0,17).

Observou-se uma crescente diferenciação entre as encostas e os escorregamentos de terra conforme o aumento da resolução do MDT, sendo essa ainda maior para o MDT com alta resolução. Na Figura 7-1 apresenta-se o mapa de conectividade de sedimentos para as encostas e escorregamentos de terra da área de estudo com o MDT de 1 metro e o MDT global com maior resolução (12,5m).

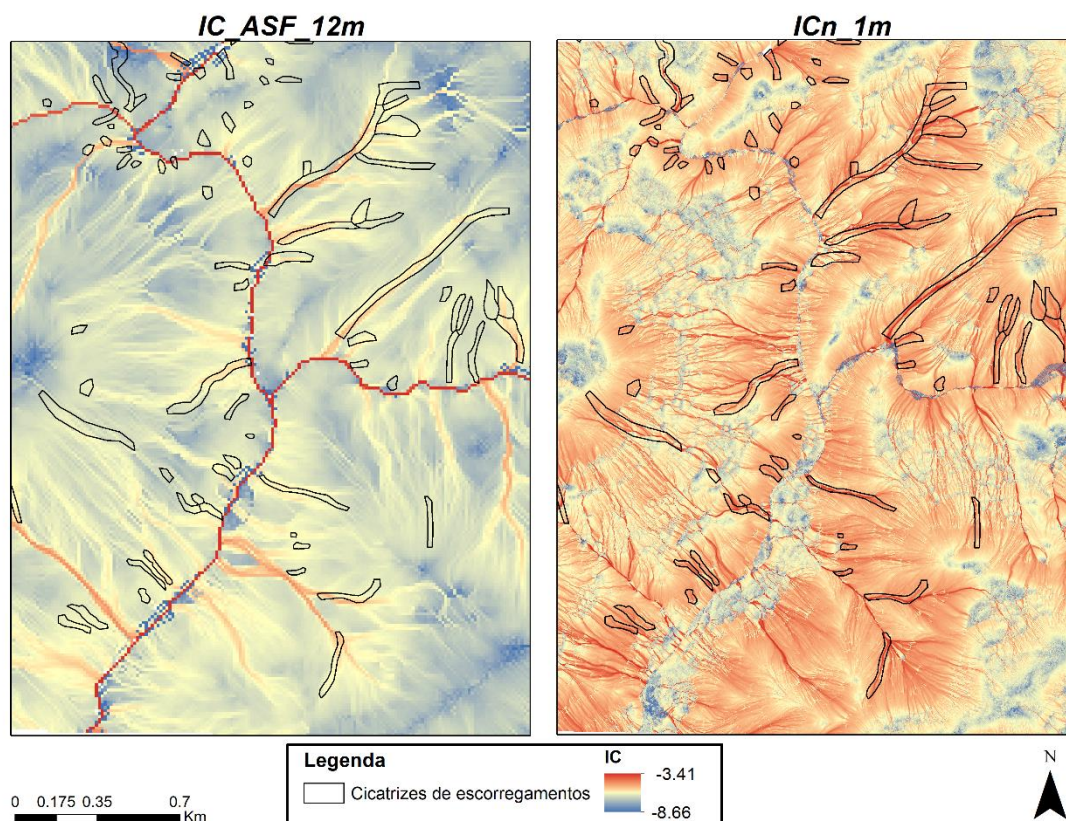


Figura 7-1. Comparação dos mapas de IC a partir do MDT de 12,5m e de 1m nas encostas onde ocorreram os escorregamentos.

O MDT de 1 m de resolução foi capaz de representar a conectividade de um maior número de caminhos de fluxos ao longo das encostas, bem como áreas de baixa conectividade próximo ao canal principal, o que podem ser áreas de deposição. O MDT de 12,5 não foi capaz de representar a conectividade dos escorregamentos menores, devido ao tamanho do pixel, o que também fez com que o tamanho do canal, que apresenta maior conectividade com a foz, fosse superestimado.

Porém, observa-se que os principais caminhos de fluxos, que estão sobre as maiores cicatrizes de escorregamento, foram adequadamente representados também pelo MDT global de 12,5 m. Assim, considerando o livre acesso a esses produtos topográficos, o uso do MDT global ASF_12 na avaliação da conectividade de sedimentos se torna uma solução viável para análises preliminares da paisagem, corroborando com os resultados do Capítulo 4.

CAPÍTULO 8

8. Conclusões e Recomendações

8.1. Conclusões

O presente trabalho propôs uma metodologia para o cálculo da conectividade hidrossedimentológica, integrando aspectos estruturais e funcionais, considerando a modificação de um índice existente. Para isso, inicialmente, foi realizada a avaliação do estado da arte da conectividade hidrossedimentológica e de sedimentos, com ênfase nos trabalhos realizados no Brasil. Este tema é um conceito em ascensão no estudo dos processos que ocorrem em bacias hidrográficas, apresentando avanços no entendimento da geomorfologia, hidrologia, sedimentologia, entre outras áreas. O tema ainda é recente e vem avançando de maneira célere na pesquisa mundial, porém no Brasil muitos estudos ainda são aplicações de metodologias já estabelecidas, o que preocupa, considerando as diferentes características dos locais de onde foram propostas. Grande parte das metodologias existentes representa a conectividade dos sedimentos a partir de componentes estruturais (geomorfológicos), sendo poucas as abordagens que utilizam componentes funcionais (hidrológicos), inserindo temporalidade a conectividade, podendo então ser considerada hidrossedimentológica. A partir disso, avaliou-se a aplicação dos índices de conectividade existentes, considerando a inserção de aspectos funcionais no cálculo destes índices a partir da realidade brasileira.

Primeiramente foi realizada a avaliação das componentes estruturais de acordo com as características da bacia de estudo (montanhosa e subtropical). Observou-se a importância da resolução dos modelos digitais de terreno no cálculo dos aspectos estruturais (geomorfológicos) como declividade e comprimento do caminho do fluxo. As cicatrizes dos escorregamentos de terra conectadas ao rio apresentaram maiores valores de conectividade de sedimentos, pois estão sobrepostas as zonas de convergência topográfica na encosta, facilitando sua conectividade com o canal principal. Além disso, implica que em regiões montanhosas, com alta suscetibilidade a movimentos de massa, os escorregamentos de terra são as principais fontes de sedimentos, altamente conectada ao exutório, contribuindo para a produção de sedimentos da bacia.

A impedância de água e sedimento é outro aspecto estrutural que apresentou influência no cálculo da conectividade. Foi proposto um novo índice para o cálculo da impedância, o *RS* (*Relative Smoothness Index*), dentro do índice de conectividade (*IC*), baseado no valor de Manning para diferentes usos da terra. O *RS* manteve a adimensionalidade do *IC* e foi capaz de representar a conectividade dos sedimentos em áreas florestadas, enfatizando o papel da floresta na retenção dos sedimentos dentro da bacia hidrográfica, reduzindo os valores de *IC* para essas áreas.

Com a finalidade de considerar aspectos funcionais na avaliação da conectividade, foram inseridas características da precipitação no cálculo da conectividade, agora hidrossedimentológica. Assim, foi proposta a modificação do *IC* adicionando parâmetros funcionais, e.g. escoamento superficial e o índice de precipitação para sedimentos (*Ips*), criando o índice de conectividade hidrossedimentológica (*IHC*). O *IHC* permitiu a avaliação da conectividade a partir da variação espaço-temporal em escala de evento na foz da bacia hidrográfica de estudo. Os valores de *IHC* apresentaram forte correlação positiva com os valores de vazão monitorados na foz da bacia hidrográfica do rio Mascarada. Os caminhos de fluxo preferencial nas encostas, levantados em campo, apresentaram maiores valores de *IHC*, o que demonstrou coerência na representação da dinâmica da paisagem pelo índice proposto.

Assim, ao final desse estudo produziu-se o *IHC* com uma estrutura simples e de dados de entrada amplamente disponíveis, obtendo-se resultados satisfatórios. O *IHC* é capaz de indicar locais importantes de maior e menor conectividade e limiares de precipitação para a ocorrência (des)conectividade de algumas áreas, o que pode ser útil para a gestão de bacias hidrográficas.

8.2. **Recomendações**

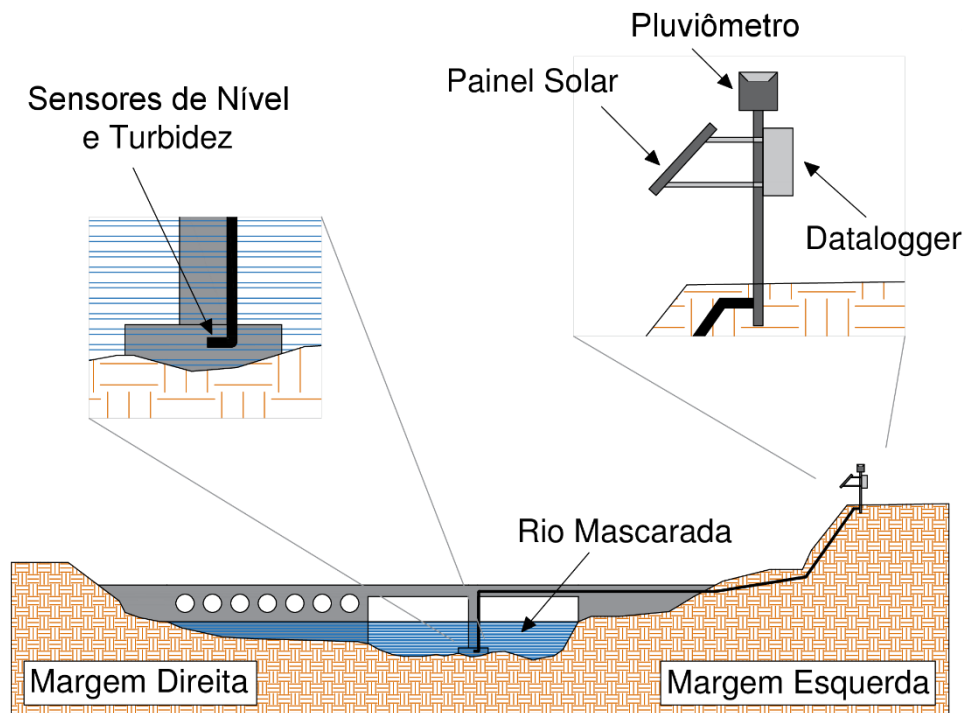
Uma das maiores limitações no estudo da conectividade hidrossedimentológica, hoje, é a validação quantitativa dos índices existentes. Outros desafios estão relacionados à busca por relações entre índices de conectividade e produção de sedimentos e/ou SDR, que podem trazer informações úteis na validação dos índices. Novos estudos devem considerar a importância da heterogeneidade das paisagens e seus padrões de conectividade no espaço e no tempo, como, por exemplo, as bacias brasileiras com características fitogeográficas e hidroclimatológicas diferentes e sua

intermitência na geração de escoamento superficial. A elaboração de um índice dinâmico com variação temporal (transiente) ainda é um desafio no estudo da conectividade hidrossedimentológica, que pode ter fortes relações com a evolução da paisagem.

Ressalta-se a importância do monitoramento hidrossedimentológico com alta resolução temporal em pequenas bacias hidrográficas, principalmente no monitoramento das cabeceiras onde ocorrem chuvas concentradas que podem causar desastres naturais de origem hidrológica. Também se demonstrou importante a disponibilização de modelos digitais de alta resolução para estudos relacionados a conectividade, entre outros. Assim, recomenda-se aos órgãos públicos estaduais e federais, o investimento em monitoramento hidrossedimentológico de pequenas bacias e a realização de levantamento topográfico de alta resolução, ações estas que podem trazer grandes avanços científicos ao tema e para a gestão de desastres naturais e de recursos hídricos. Com o aumento dos dados disponíveis e de modelos hidrossedimentológicos, tem-se mais informações de modo a auxiliar o entendimento sobre a conectividade hidrossedimentológica.

Índices de conectividade hidrossedimentológica podem ser utilizados como uma ferramenta potencial aos gestores de recursos hídricos, trazendo benefícios por meio da manutenção, restauração ou suspensão de formas variadas de conectividade. A espacialização da conectividade traz informações do alcance dos sedimentos em relação as suas fontes, o que pode auxiliar na gestão e manejo de bacias hidrográficas, pois consideram a paisagem de maneira integrada, vinculando diversas áreas e auxiliando no entendimento da dinâmica dos sistemas naturais. Desse modo, o índice de conectividade hidrossedimentológica pode trazer informações úteis para o zoneamento da bacia hidrográfica, identificando regiões que devem ser preservadas para retenção de sedimentos, propensas a realizar serviços ecossistêmicos relacionados a sedimentos. De tal modo, a partir desse zoneamento será possível identificar regiões onde o uso pela agropecuária e urbanização causem menor interferência no ciclo hidrossedimentológico natural da bacia hidrográfica, ou então a definição dos melhores locais para instalação de barragens para contenção de fluxo de detritos e barragens hidrelétricas, por exemplo. Também podem ser definidas zonas de retenção e zonas com maior aporte de sedimentos, gerando um zoneamento hidrossedimentológico para bacias hidrográficas, sendo útil aos gestores de recursos hídricos para a tomada de decisão.

APÊNDICES

Apêndice A – Croqui da estação hidrossedimentológica no exutório da bacia hidrográfica do rio Mascarada.

Apêndice B - Linguagem de programação visual (*ModelBuilder*) para a criação do fluxo de trabalho de geoprocessamento do IHC no Arcgis® (Modificado de Cavalli et al., 2013).

