

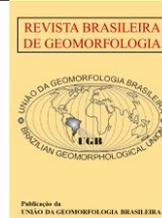


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, n° 1 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2185>



Artigo de Pesquisa

Uso de caracterização morfométrica e geomorfológica na análise de mapeamentos de cicatrizes de escorregamentos

Use of morphometric and geomorphological characterization in the analysis of landslide scar mapping

Heron Schwarz ¹, Gean Paulo Michel ², Franciele Zanan ³, Leonardo Rodolfo Paul ⁴ e Clarissa Guerra Salvador ⁵.

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre, Brasil.

heron.schwarz@ufrgs.br. ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-1249-8611>

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre - RS, Brasil.

gean.michel@ufrgs.br. ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-7857-1941>

³ Universidade Federal Fluminense, Departamento De Engenharia Agrícola E Meio Ambiente, Niterói - RJ, Brasil.

franciele.zanan@gmail.com. ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-4797-1379>

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre - RS, Brasil.

leonardorpaul@gmail.com. ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-5104-5944>

⁵ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre - RS, Brasil.

clarissagsalvador@gmail.com. ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-7420-8136>

Recebido: 28/03/2022; Aceito: 25/09/2022; Publicado: 16/01/2023

Resumo: Os inventários de cicatrizes são fundamentais no entendimento do processo de deflagração de escorregamentos. A carência de métodos padronizados de mapeamento de cicatrizes, contudo, limita sua análise comparativa. O presente artigo discute, a partir da análise de características das cicatrizes, as similaridades e diferenças entre mapeamentos obtidos por duas metodologias distintas. Foi utilizada como área de estudo a Bacia Hidrográfica do Rio Mascarada, localizada na região nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil. Os métodos de mapeamento empregados foram: (i) mapeamento manual: através da vetorização de cicatrizes em sobreposição a imagens multiespectrais; e, (ii) mapeamento semiautomatizado: gerado através de análise de variação do *Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2*, adotando um limiar de declividade mínima. As características analisadas foram subdivididas em (i) morfométricas: associadas à forma da cicatriz; e (ii) geomorfológicas: associadas à encosta onde ocorreu a deflagração. Os métodos apresentaram divergências no total de cicatrizes mapeadas e em todas as características analisadas, com maiores diferenças nas morfométricas. Atribuem-se as diferenças, principalmente, na imposição do limiar de declividade adotado no mapeamento semiautomatizado, que implica em cicatrizes com menor comprimento e maior declividade. Os resultados indicam a necessidade de escolha do método e sua padronização, baseado na finalidade do inventário.

Palavras-chave: Inventário de Escorregamentos; Cicatrizes de Escorregamentos; Morfometria; Geomorfologia.

Abstract: Landslide scars inventories are fundamental to understand landslide triggering mechanisms. The lack of standardized scars mapping methods limits comparative analysis of inventories. This study, through the analysis of scars characteristics, discusses the similarities and differences of two landslide scars maps obtained by different methodologies. The study area is the Mascarada river watershed, located in the Northeast region of Rio Grande do Sul, Brazil. The mapping methods utilized are: (i) manual mapping: vectorization of scars based on overlap of multispectral images; (ii) semiautomatic mapping: analysis of the *Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2* variation, adopting a minimum slope threshold. The analyzed characteristics are divided in: (i) morphometric: associated to scars shapes; (ii) geomorphologic: associated to the hillslope in which the landslide occurred. The mapping methods had divergence in the number of scars identified and in all

analyzed characteristics – majorly regarding their morphometric characteristics. Those differences are mainly attributed to the imposed slope threshold in the semiautomatic mapping, resulting in shorter and steeper scars. Results indicate that mapping methodology and its standardization need to be defined based on the purpose of the inventory.

Keywords: Landslide Inventory; Landslide Scars; Morphometry; Geomorphology.

1. Introdução

O termo “inventário de escorregamentos”, por vezes adotado como “inventário de cicatrizes”, tem sido utilizado de maneira incongruente na literatura, com o objetivo de se referir a produtos variados e com finalidades distintas (GUZZETTI et al., 2000). A aplicação mais comum do termo remete ao mapeamento georreferenciado de cicatrizes de escorregamentos, sendo também utilizado como sinônimo de mapas de localização, sem delimitação das cicatrizes ou, por vezes, como mapas de perigo. Nas últimas décadas, contudo, estudos passaram a definir o inventário de escorregamentos como uma base de dados contendo, não apenas a localização das cicatrizes, mas também características como tipologia, área, volume e informações diversas baseadas na morfometria das cicatrizes ou na geomorfologia da encosta (GUZZETTI et al., 2000; 2009; 2012; FELL et al., 2008; SANTANGELO et al., 2010).

Uma dificuldade maior do que a própria definição do termo “inventário de escorregamentos” reside na padronização e avaliação da qualidade de um inventário. Segundo Guzzetti et al. (2000), inventários de cicatrizes são, ainda, pouco comuns e inexistem critérios definitivos aplicáveis à sua análise, de forma que a avaliação, quando executada, recai à métodos relativos, por exemplo, a partir da comparação com outros inventários (GALLI, 2008). A definição de critérios de avaliação é dificultada pela escala de execução do inventário, uma vez que escorregamentos podem ocorrer com um amplo espectro de dimensões. Ao mesmo tempo em que para análise do processo ou mapeamento de suscetibilidade são necessários inventários cujos mapeamentos sejam descritos com elevada resolução espacial, para finalidades estatísticas o mapeamento pode nem mesmo ser necessário. A ausência destes critérios, contudo, prejudica até mesmo a descrição dos processos físicos associados à mobilização de material nas encostas. A simples distinção entre tipologias de comum ocorrência no Brasil, como escorregamentos translacionais e fluxos de detritos, traz complexidades à produção do inventário. Enquanto escorregamentos translacionais são assim descritos por se moverem ao longo de uma superfície de ruptura aproximadamente planar ao longo da encosta (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996), fluxos de detritos são movimentos complexos que dependem da energia disponível e do nível de fluidificação do material deflagrado, podendo-se estender além das encostas e ao longo de leitos de drenagem (TAKAHASHI, 1981). Apesar de processos distintos, essa classificação não é facilmente obtida através de mapeamentos. O mesmo ocorre com a identificação das superfícies de ruptura, zonas de transporte e zonas deposição de material, que são frequentemente mapeadas de maneira conjunta e indistinta. Neste estudo adotar-se-á o termo inventário de cicatrizes, sendo utilizado não apenas no mapeamento das cicatrizes, mas na definição de uma listagem detalhada de características morfométricas e geomorfológicas a elas relacionadas.

O processo convencional para elaboração do inventário de cicatrizes inicia com a identificação e mapeamento destas. Historicamente, tal procedimento era feito em campo, visualmente, e estava sujeito à subjetividade do analisador e às dificuldades de acesso às deflagrações, apresentando baixa precisão e, frequentemente, inviabilizando a execução (SANTANGELO et al., 2010). Com o advento do sensoriamento remoto, processos assistidos por geoprocessamento têm tomado espaço no estudo de movimentos de massa (GUZZETTI et al., 2012), permitindo que a delimitação das cicatrizes seja feita remotamente, de maneira manual ou automatizada, permitindo também a cobertura de áreas maiores e de difícil acesso.

O método mais utilizado para mapear cicatrizes com precisão trata-se da interpretação visual de produtos de sensoriamento remoto (HOLBLING et al., 2017). Contudo, essa metodologia de aplicação manual está associada a relevantes limitações, como a forte dependência das habilidades e experiências do analisador, além de consumir grande quantidade de tempo e recursos. Por sua vez, as metodologias semiautomatizadas, aplicadas em escala de pixel ou orientadas à identificação de objetos, tornam-se uma alternativa de mais fácil aplicação. Em comparação ao mapeamento por interpretação visual, a tendência dos métodos automatizados é apresentar um aumento significativo na contagem de cicatrizes, com registros cerca de 75 % acima do método de interpretação visual (SMITH et al., 2021), comumente associados à fragmentação de cicatrizes ou uma maior taxa de falsos positivos.

Não obstante, a intersecção entre as áreas obtidas por mapeamento semiautomatizado com as áreas mapeadas manualmente pode alcançar valores maiores que 90 %, conforme evidenciado por Lu et al. (2019).

Embora existam opções variadas de mapeamento e sendo o processo de identificação das cicatrizes essencial para a elaboração do inventário, a caracterização das cicatrizes de escorregamentos, por sua vez, é frequentemente desconsiderada. Ainda, é comum que em inventários não sejam as cicatrizes o alvo de caracterização, mas sim as encostas que deflagraram os escorregamentos. Tais estudos objetivam a análise das condicionantes geomorfológicas do escorregamento, avaliando, por exemplo, a declividade, forma e comprimento da encosta ou a profundidade do solo (Tabela 1), enquanto a análise das cicatrizes resume-se, frequentemente, a parâmetros morfométricos simples, como área, comprimento e, em alguns casos, a profundidade da camada de solo deslocada pelo escorregamento, isto é, parâmetros utilizados na estimativa do volume de sedimentos mobilizados (Tabela 1).

Inexistem, atualmente, metodologias suficientemente consolidadas para a caracterização de cicatrizes, de forma que características diversas são analisadas conforme o objetivo de cada estudo. Alguns dos parâmetros utilizados na caracterização de cicatrizes, segundo a literatura, estão descritos na Tabela 1. Percebe-se que o parâmetro mais frequente é a declividade da encosta, devido a natural relação com a ocorrência de escorregamentos. Em segundo lugar consta o índice de umidade topográfico (*TWI – topographic wetness index*), parâmetro frequentemente utilizado por modelos de estabilidade de encosta como forma de ponderar regiões com maior potencial de saturação, na superfície. A variabilidade no uso dos demais parâmetros de caracterização pode indicar a dificuldade de definição de parâmetros de maior importância, bem como a elevada variabilidade espacial do fenômeno, assumindo características de maior relevância à deflagração de acordo com a região e a ocorrência.

Apesar de não padronizada, e por vezes escassa na literatura, a análise de características geomorfológicas e morfométricas é amplamente utilizada na identificação, mapeamento e modelagem de movimentos de massa. Marchesini et al. (2014) cita que, implicitamente, geólogos e geomorfólogos utilizam da análise destas características para identificar no ambiente deformações associadas à ocorrência de movimentos de massa, como a existência de concavidades e convexidades em regiões mais íngremes. Segundo Guzzetti et al. (2012), o mesmo é feito, também, no mapeamento de cicatrizes por interpretação de imagens aéreas.

Tabela 1. Parâmetros de caracterização de cicatrizes

Característica/Parâmetro	Fonte de Obtenção	Referência
Altitude	Modelo Digital de Terreno	(1); (2); (3); (6)
Ângulo da encosta	Modelo Digital de Terreno	(1); (2); (3); (5); (6); (8); (9)
Área da cicatriz	Mapa de Cicatrizes	(7); (8); (9)
Comprimento da encosta	Modelo Digital de Terreno	(1); (8); (9)
Curvatura da cicatriz	Modelo Digital de Terreno	(1); (5);
Dimensão Fractal	Mapa de Cicatrizes	(5);
Distância até a rede de drenagem	Modelo Digital de Terreno	(1); (2);
Distância até estradas	Imagem Óptica	(1); (2);
Distância até lineamentos	Modelo Digital de Terreno	(1);
Fator de Forma	Mapa de Cicatrizes	(8)
Índice de vegetação	Imagem Óptica	(1); (2);
Litologia	Análise em campo	(1); (2);
Profundidade do solo	Análise em campo	(1);
<i>Relief Ratio</i>	Modelo Digital de Terreno	(8); (9)
Rugosidade superficial	Modelo Digital de Terreno	(4); (5);
<i>Stream Power Index</i>	Modelo Digital de Terreno	(8)
<i>Topographic Wetness Index</i>	Modelo Digital de Terreno	(1); (2); (3); (6); (8);
Uso e ocupação do solo	Imagem Óptica	(1);

Fonte: (1) Kavzoglu et al., 2015; (2) Chen et al., 2017; (3) Araújo et al., 2013; (4) Marchesini et al., 2014; (6) Petrea et al., 2014; (7) Guzzetti et al., 2009; (8) Chen & Yu, 2011; (9) Hattarji & Moriwaki, 2009.

Diversas características da encosta têm relação direta com a deflagração de escorregamentos. Citam-se características do solo, litologia, presença e tipologia da vegetação, morfologia da encosta, dentre outros. A principal aplicação destes parâmetros se dá no âmbito de avaliação, estudo e modelagem de movimentos de massa,

especialmente na estimativa da suscetibilidade à deflagração (MARCHESINI et al., 2014). Em regiões afetadas por movimentos de massa, contudo, é possível a análise destas e outras características, utilizando a cicatriz como objeto, ao invés da encosta. Tal análise torna possível a obtenção de informações importantes na caracterização do fenômeno e dos processos hidrossedimentológicos ocorrentes na região de estudo.

Contudo, a inexistência de um método consolidado de mapeamento de cicatrizes pode impactar negativamente o processo de caracterização, isto é, um mesmo inventário de cicatrizes, quando mapeadas através de diferentes metodologias, pode resultar em diferentes estimativas para as mesmas características. Ainda, a existência de inventários de cicatrizes é importante no processo de tomada de decisão por gestores públicos e na percepção de risco pela população (GUZZETTI, 2000).

Com isso, o presente estudo busca analisar e correlacionar diferentes características morfométricas e geomorfológicas associadas às cicatrizes, cuja delimitação foi obtida a partir de dois mapeamentos distintos, um manual e um semiautomatizado, a fim de avaliar os efeitos destas diferentes metodologias de mapeamento sob a caracterização de eventos de escorregamento de terra. Para tanto, utiliza-se como área de estudo a bacia hidrográfica do rio Mascarada. A bacia em análise representa uma sub-bacia do Rio dos Sinos, localizada na região nordeste do estado Rio Grande do Sul, Brasil. Em janeiro de 2017 a região foi afetada por um evento de precipitação extrema desencadeando movimentos de massa, inundações bruscas, erosão fluvial, assoreamento e incremento na concentração de sólidos suspensos, impactando o tratamento da água para abastecimento nos municípios a jusante e incorrendo em prejuízos na região.

2. Área de Estudo

A área de estudo consiste na bacia hidrográfica do rio Mascarada, localizada entre os municípios de São Francisco de Paula, Rolante e Riozinho, na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil (Figura 1). A bacia do rio Mascarada é uma das sub-bacias do Rio dos Sinos, com uma área de aproximadamente 318 km² e altitudes variando de 74 m a 980 m, associada a declividades que superam 70 graus. A elevada declividade da região restringe a ocupação do solo na bacia, sendo este de baixa profundidade e em condições que limitam a exploração da área por agricultura. Tal característica permite uma maior preservação da Mata Atlântica presente, representada por floresta estacional semidecidual (CORDEIRO & HASENACK, 2009). A bacia apresenta baixa urbanização, de forma que a maior parte da região é composta por vegetação consolidada.

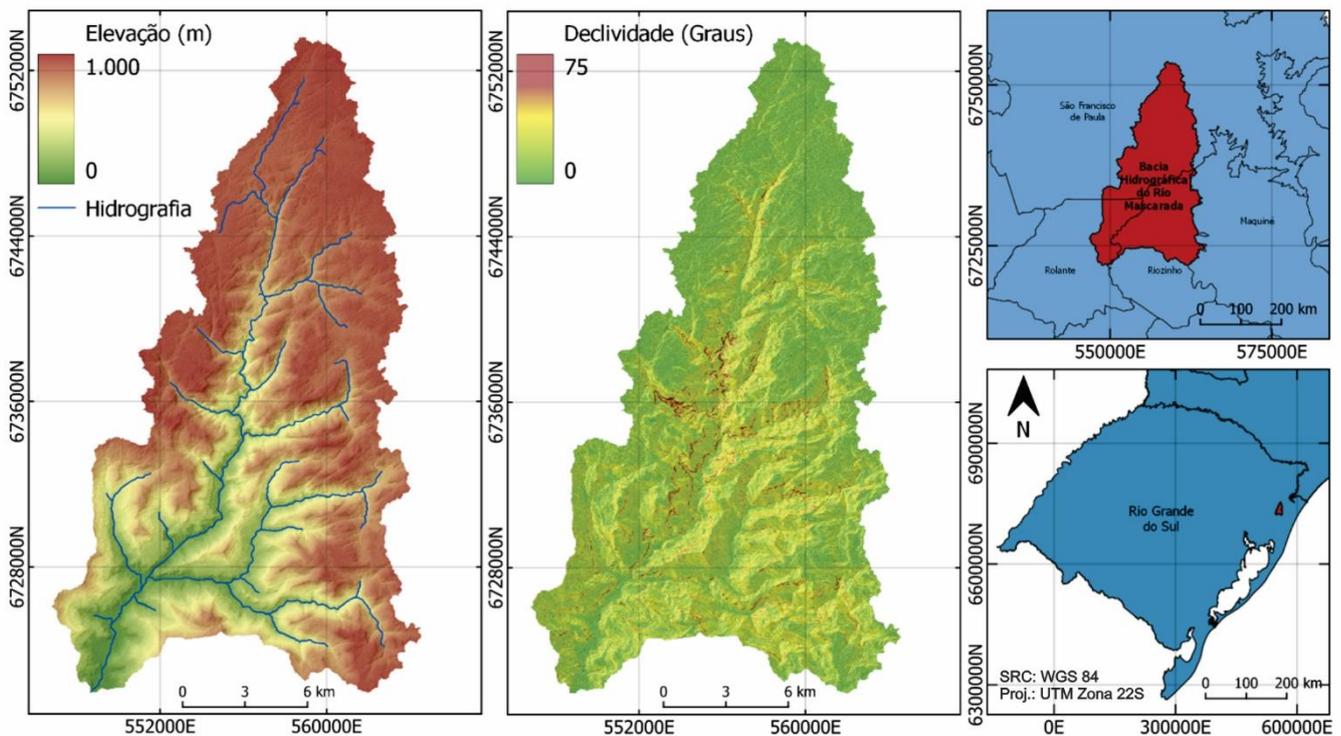


Figura 1. Caracterização da área de estudo, altitude, hidrografia, declividade e localização

A geodiversidade da bacia é associada à grande variação altimétrica da região, onde as áreas de menor altitude revelam a presença de arenitos característicos da formação Botucatu, enquanto as áreas de maior altitude compreendem patamares da formação Serra Geral, originados por derrames vulcânicos. Ainda, ao longo da bacia é perceptível o contato entre as fácies Gramado e Caxias, com forte incidência sobre o relevo local. Essa interface, gerada pelas rochas básicas e ácidas da formação Serra Geral, representa uma parte da região denominada de Escarpas da Serra Geral, que consiste em um relevo de transição entre o Planalto das Araucárias e as Planícies Costeiras ou a Depressão Central Gaúcha (DANTAS et al., 2010). Este relevo, formado por derrames basálticos, apresenta fraturamento baixo a moderado, gerando encostas de baixa rugosidade e alta declividade, propensas à ocorrência de movimentos de massa.

A região apresenta três principais tipologias de solo, Argissolo Bruno-Acinzentado, Cambissolo Húmico Alumínico e Neossolo Regolítico Húmico (LEMONS, 1973). As regiões de maior declividade, com os solos mais novos e de transição, apresentam espessuras de até 2 m de profundidade. A condição de solos rasos associada à presença de vegetação de porte florestal, devido à elevada umidade proveniente do oceano atlântico, também aumenta a suscetibilidade a movimentos de massa, em especial a movimentos dos tipos escorregamento translacional e fluxo de detritos (DANTAS et al., 2010).

2.1. Caracterização do Evento

Em 5 de janeiro de 2017, a bacia hidrográfica do rio Mascarada foi afetada por um evento de precipitação intensa que resultou na ocorrência de movimentos de massa. A deflagração desses movimentos foi responsável por inundações com alto teor de sedimentos e detritos nos municípios de Rolante e Taquara, o que resultou na interrupção do abastecimento de água de municípios a jusante.

Conforme SEMA/GPDEN (2017) e Cardozo et al. (2021), o evento foi gerado a partir de sistemas atmosféricos de baixa pressão, formados em decorrência do relevo da região. A precipitação identificada em pluviômetros locais, não oficiais, variou de 100 mm a 270 mm em poucas horas, sendo este um valor similar à precipitação média na bacia para o mesmo mês. Uma vez que as precipitações medidas nos municípios próximos foram menores do que as mensuradas pelos moradores locais, o documento infere a ocorrência de chuvas fortemente localizadas, atuando sobre as cabeceiras da bacia.

Os movimentos de massa ocorridos na bacia foram, majoritariamente, escorregamentos translacionais, com uma superfície plana de ruptura e baixa profundidade. A equipe responsável pelo diagnóstico levantou, ainda, a hipótese de que a elevada densidade de escorregamentos sobre o canal encaixado foi responsável pela formação de barragens naturais (SEMA, 2017). Desta forma, quando as barragens naturais entraram em sobrecarga houve o rompimento dos represamentos, promovendo a inundação brusca dos municípios à jusante, sendo a análise, contudo, insuficiente para comprovação da hipótese.

3. Materiais e Métodos

O inventário de cicatrizes do evento de dezembro de 2017 na bacia do rio Mascarada, com a caracterização de parâmetros morfométricos e geomorfológicos, foi elaborado a partir de dois mapeamentos da região. Os mapeamentos seguiram metodologias manual e semiautomatizada, a fim de comparar a variação na descrição dos parâmetros.

3.1. Mapeamento Manual

O mapeamento manual foi feito pela delimitação das áreas atingidas pelos escorregamentos e fluxos de detritos, através de imagens multiespectrais provenientes do sensor *Sentinel-2*. As imagens foram obtidas na plataforma *Earth Explorer* do *United States Geological Survey - USGS* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Foram utilizadas cinco imagens espectrais posteriores à ocorrência do evento, obtidas entre junho e novembro de 2017, devido à constante presença de nuvens sobre a região.

Utilizando composição de bandas em cor real, no espectro visível, as cicatrizes foram vetorizadas manualmente, em sobreposição à imagem espectral, através do software *ArcMap* v. 10.3.1 (ESRI), no sistema de coordenadas e projeção *World Geodetic System 1984 - WGS84*, zona *Universal Transverse Mercator - UTM: 22S*. Considerando a dificuldade de isolar escorregamentos conectados, as intersecções entre escorregamentos foram tratadas com a segmentação em trechos individuais. Dessa forma, com a junção de dois ou mais escorregamentos

na encosta, estes são mapeados individualmente até o ponto de intersecção, a partir do qual um novo escorregamento é mapeado.

3.2. Mapeamento Semi-automatizado

O mapeamento semi-automatizado foi desenvolvido através de método de detecção de mudança por índices de vegetação, conforme metodologia descrita por Schwarz (2019). O método utiliza como base produtos dos sensores multiespectrais *Sentinel-2 A e B*, disponíveis pré e pós-deflagração, com resolução espacial de 10 m. Para o mapeamento, foi estimado o *Modified Soil Vegetation Index 2 – MSAVI2* (QI et al., 1994), sob a região da bacia, para todas as imagens multiespectrais, com menos de 5 % de nuvens sobre a área, obtidas entre janeiro de 2016 e fevereiro de 2020. O método permite, ainda, estipular limiares de declividade para identificação das cicatrizes, para minimização de erros. O mapa de declividades foi gerado utilizando um modelo digital de terreno (MDT) com precisão espacial de 1 m, obtido em 2018 com dados do sensor *DigitalGlobe – WorldView*, reamostrado para 5 m na área da bacia.

Foi então calculada a média do *MSAVI2* das imagens obtidas entre janeiro de 2016 até 5 de janeiro de 2017, para a geração da imagem pré-deflagração e, em seguida, das imagens obtidas entre 6 de janeiro a dezembro de 2017, para a imagem pós-deflagração. Efetuou-se em seguida a estimativa do ΔMSAVI2 , através da subtração entre ambas as estimativas. Foi então adotado um critério de diferença mínima ($\Delta\text{MSAVI2} > 0,3$), para isolar regiões de maior variação espectral no período. Foi definido ainda um limiar de declividade mínima ($\alpha > 24^\circ$) de mapeamento das cicatrizes, a fim de considerar apenas a zona de ruptura e excluir as áreas de deposição ou falsos positivos referentes à corpos hídricos ou áreas de plantio agrícola. Ainda, foram desconsideradas as cicatrizes com área menor de 400 m², isto é, com menos de 2 x 2 pixels, devido a possibilidade de ruído e comprometimento da informação.

3.3. Caracterização das Cicatrizes

Foram definidos 18 parâmetros para caracterização das cicatrizes, divididos em dois subgrupos: (a) características morfométricas, e; (b) características geomorfológicas. A partir dos mapeamentos, foram separadas as cicatrizes intersectadas, isto é, cicatrizes mapeadas por ambos os mapeamentos, mesmo que parcialmente, gerando assim dois mapas de cicatrizes intersectadas entre si, um para o mapeamento manual e outro para o mapeamento semiautomatizado. A partir de cada mapeamento de cicatrizes intersectadas, foram estimadas as características definidas. Para isso foi utilizado um MDT com resolução espacial de 1 m obtido em 2018 e subprodutos desse MDT, obtidos sob geoprocessamento através das plataformas *ArcMap v. 10.3.1* e *TauDEM v. 5.3* (TARBOTON, 2005; TARBOTON et al., 2015).

As características obtidas para as cicatrizes de cada mapeamento foram analisadas de maneira unidimensional, bem como através de suas interrelações, indicadas pelo coeficiente de determinação (r^2) ou graficamente. A seguir estão detalhados os parâmetros considerados em cada subgrupo.

a. Características morfométricas: Compreendem as características associadas ao formato e dimensões da cicatriz, bem como de demais parâmetros morfométricos cuja estimativa seja dependente unicamente dessas características (Itens i a v).

i. Área (A), Perímetro (P):

Os valores de área (A) e perímetro de cada cicatriz (P) foram obtidos a partir de cada mapeamento, através de geoprocessamento.

ii. Largura (B), Comprimento (L):

Obtidos através da conversão de cada cicatriz em um retângulo circunscrito, utilizando como medidas o comprimento máximo entre dois pontos quaisquer da cicatriz e, para a largura, a máxima largura em uma reta ortogonal à reta do comprimento. Tal método depende que as cicatrizes na região representem movimentos de massa do tipo translacional, cujo comprimento é, normalmente, muitas vezes superior à largura (SELBY, 1993), sendo este o caso da área de estudo.

iii. Fator de forma (F_f):

O fator de forma é um parâmetro morfométrico usualmente aplicado à análise de bacias hidrográficas, dado pela razão entre a largura média da bacia e seu comprimento axial (HORTON, 1945). Na caracterização das cicatrizes, o F_F foi obtido a partir da razão entre largura da cicatriz (B) e o comprimento do retângulo circunscrito nesta (L).

$$F_F = \frac{B}{L} \quad (1)$$

iv. Coeficiente de compacidade (K_C):

O K_C é representado por um valor adimensional que relaciona o perímetro da bacia hidrográfica ao perímetro de uma circunferência de mesma área, aqui associado ao perímetro (P) e área da cicatriz (A) (Eq. 2) (MILLER, 1953). Assim, quanto maior o valor, mais irregular a forma da cicatriz e, quanto mais próximo da unidade, mais próxima a forma de uma circunferência está a cicatriz.

$$K_C = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2)$$

v. Índice de conformação (I_C):

O I_C representa a comparação da área da bacia com a área de um quadrado de aresta igual ao comprimento axial da bacia (Eq. 3). Na caracterização de cicatrizes, foi utilizada a razão entre a área da cicatriz (A) pelo quadrado do comprimento axial (L) do retângulo circunscrito.

$$I_C = \frac{A}{L^2} \quad (3)$$

b. Características geomorfológicas: Dependem da forma da cicatriz, bem como, da forma da encosta e da deformação nela causada com a deflagração do escorregamento (itens vi a xi).

vi. Altitude (z), Declividade (α):

A altitude e a declividade das cicatrizes foram estimadas a partir do MDT, sendo analisado entre os pixels de cada cicatriz a altitude mínima (z_{min}), máxima (z_{max}) e média (z_{med}), e a declividade máxima (α_{max}) e média (α_{med}).

vii. Orientação de Fluxo (O_R):

A orientação do fluxo das cicatrizes foi obtida a partir do mapa de direção de fluxos da bacia, através de algoritmo de direcionamento octadirecional. Assim, para cada pixel dentro da cicatriz foi identificada a direção principal de fluxo dentre os oito pixels subjacentes, limitando-se a oito direções transcritas como Norte (N), Sul (S), Leste (L), Oeste (O), Nordeste (NE), Sudeste (SE), Noroeste (NO) e Sudoeste (SO). Como O_R , assumiu-se a direção majoritária dentre os pixels nela contidos.

viii. Distância Mínima Horizontal (DCH_H) e Vertical (DCH_V) até o Curso Hídrico

Para estimativa das distâncias até o curso hídrico mais próximo, optou-se pelo uso da distância mínima horizontal e vertical do corpo hídrico até um pixel qualquer contido na cicatriz. Essas distâncias são calculadas a partir do direcionamento preferencial de fluxo de infinitas direções (D-infinito), disponível na plataforma TauDEM.

ix. Elevation Relief Ratio (ERR):

O ERR representa a proporção relativa na variação de altitude dentro da bacia hidrográfica, sendo estimado através da equação 4 (SCHUMM, 1956). Aplicado às cicatrizes, é possível analisar a variação de altitude de acordo com a média, indicando assim o formato da cicatriz e a variação da declividade.

$$ERR = \frac{z_{med} - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} \quad (4)$$

x. Stream Power Index (SPI):

O SPI consiste em um índice derivado do Stream Power (Ω) (BAGNOLD, 1966), medida representativa da energia associada ao fluxo de um fluido num canal. Ω é obtido através do produto entre a vazão em peso e a declividade da superfície do fluido.

Considerando que a declividade da superfície do fluido seja diretamente proporcional à declividade do canal (ou encosta) e a vazão em algum pixel qualquer dessa mesma encosta seja proporcional à área de contribuição específica do pixel (A_s) à ela associada – sendo A_s dada pelo produto entre a acumulação de fluxo advindo da

região à montante (A_{cf}) em cada pixel pela área do pixel (A_{pixel}) (Eq. 5) - o SPI pode ser obtido através do logaritmo natural do produto entre A_s e a tangente da declividade (α) (Eq. 6).

$$A_s = A_{cf} \cdot A_{pixel} \quad (5)$$

$$SPI = \ln(A_s \cdot \tan \alpha) \quad (6)$$

xi. *Topographic Wetness Index (TWI)*:

O TWI ou índice de umidade topográfico consiste em um índice de umidade do solo de estado estacionário (BEVEN & KIRKBY, 1978), obtido através do logaritmo natural da razão entre A_s e a tangente de α (Eq. 7).

$$TWI = \ln\left(\frac{A_s}{\tan \alpha}\right) \quad (7)$$

Posteriormente ao cálculo do TWI , o índice foi normalizado para a região de estudo, resultando em valores entre 0 a 1. A normalização do TWI foi executada a fim de serem comparadas entre as cicatrizes, as de maior propensão topográfica ao incremento de umidade (TWI próximos de 1), dentro da área de estudo.

4. Resultados e Discussão

4.1. Mapeamentos manual e Semi-automatizado

O mapeamento manual resultou na identificação de 403 cicatrizes de escorregamentos e fluxos de detritos, embora em campo tenha sido estimada uma quantidade de cicatrizes acima desse número. A limitação na identificação visual das cicatrizes está associada a resolução da imagem e ao sombreamento nas encostas, descartando do mapeamento especialmente pequenas cicatrizes que ocorreram dentro da floresta observadas em campo. Já no mapeamento semiautomatizado foram identificadas 303 cicatrizes, visto que a análise considerou cicatrizes de no mínimo 400 m².

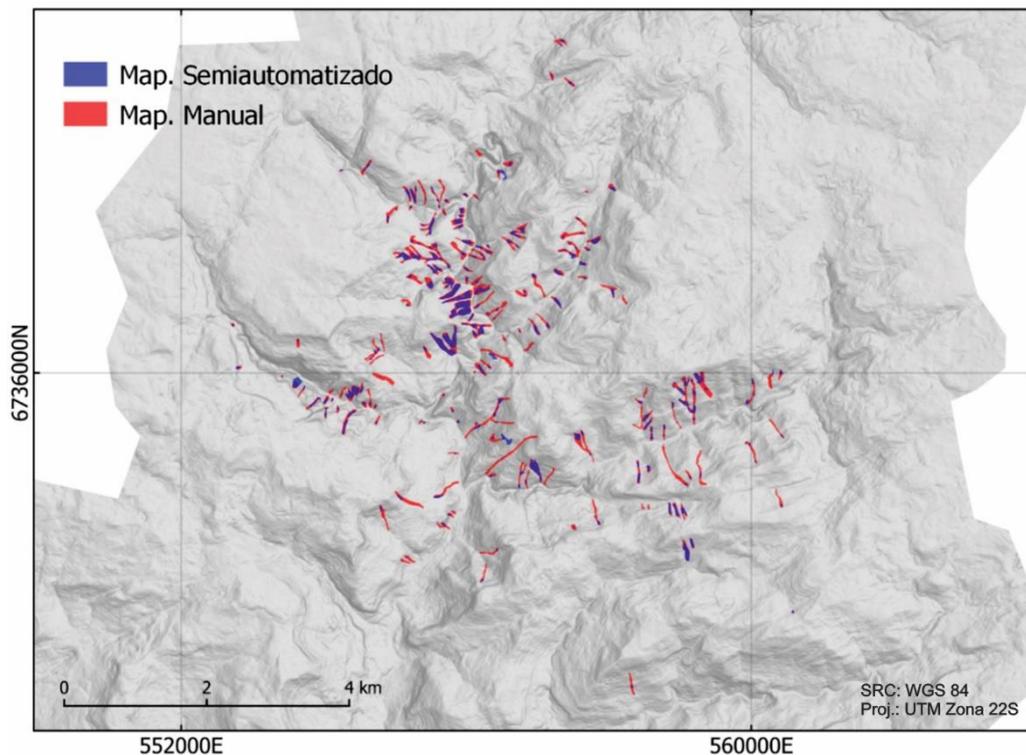


Figura 2. Cicatrizes intersectadas entre os mapeamentos manual e semiautomatizado.

O número reduzido de cicatrizes identificadas no mapeamento semi-automatizado em comparação ao manual indica que: (i) que parte das cicatrizes se fundiram em cicatrizes maiores; (ii) possibilidade de falsos positivos no mapeamento manual, incluindo regiões de baixa declividade. A fusão de cicatrizes indica a limitação da metodologia semiautomatizada de separar e individualizar cicatrizes quando suas zonas de transporte ou deposição se conectarem com outras. Entretanto, a própria delimitação e separação dessas áreas pode ser bastante

questionável quando visualmente identificadas em imagens. Por ser um processo de elevada complexidade, análises em campo podem ser adequadas na identificação dessa separação.

Das cicatrizes mapeadas, 240 (58,96 %) cicatrizes provenientes do mapeamento manual e 190 (62,71 %) cicatrizes do mapeamento semiautomatizado apresentaram intersecção (Figura 2). O resultado corrobora à afirmação de que, no mapeamento manual, as regiões de baixas declividades podem ser erroneamente identificadas como cicatrizes, sendo, frequentemente, compostas por áreas de acumulação de fluxos ou córregos efêmeros ou de tamanho reduzido. Ainda, percebe-se a fragmentação de cicatrizes gerada pelo mapeamento semiautomatizado, em decorrência da oscilação de declividade ao longo de sua extensão.

A Figura 3 exibe a distribuição das características estimadas para as cicatrizes intersectadas, identificadas em ambos os mapeamentos. Cada subgrupo de características comuns (isto é, A_{man} e A_{auto} , $Z_{med-man}$ e $Z_{med-auto}$, por exemplo) foi normalizado utilizando a mesma escala no intervalo de 0 a 1, tendo em vista a análise do comportamento da característica para cada mapeamento.

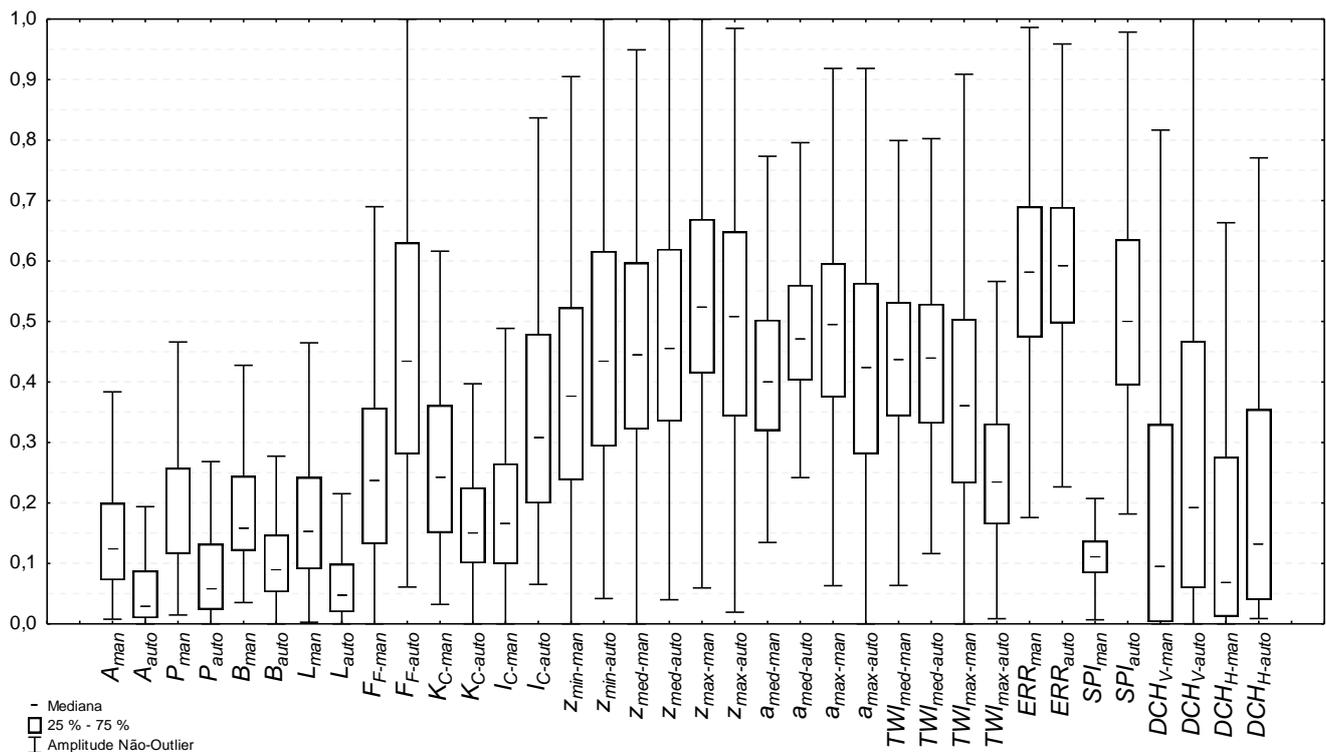


Figura 3. Distribuição normalizada das características obtidas a partir do mapeamento manual (*man*) e semiautomatizado (*auto*).

4.2. Caracterização morfométrica

As áreas das cicatrizes ocorridas na bacia do rio Mascarada apresentam elevada variação de grandeza. No mapeamento manual a cicatriz de menor área possui 764 m² e a maior 28.788 m², enquanto no mapeamento semiautomatizado, devido a não separação de cicatrizes interconectadas, alcançou a maior área de 39.848 m². Foi possível identificar uma maior concentração de cicatrizes de menor dimensão, sendo 46,06 % das cicatrizes do mapeamento manual com área menor que 5.000 m² e 82,11 % do mapeamento semiautomatizado. Na Figura 3 é possível observar a distribuição de área para ambos os mapeamentos, onde a média e mediana são, respectivamente, de 3337,67 m² e 1.602,0 m² para o semiautomatizado, e 6.771,3 m² e 5.380,0 m² para o manual. O mapeamento manual apresentou valores de média e mediana próximos, o que demonstra uma distribuição mais próxima da normal. Verifica-se, assim, que tanto a fusão quanto a fragmentação de cicatrizes podem ocorrer no mapeamento semiautomatizado, quando comparado com o mapeamento manual. A fusão ocorre principalmente em cicatrizes de maiores dimensões que se conectam a outras ao longo da encosta, enquanto a fragmentação é mais proeminente em cicatrizes que atravessam regiões de menor declividade ou de menores dimensões, que ficam parcialmente encobertas pela vegetação, gerando contaminação espectral do entorno.

Considerando que houve eventual fusão de cicatrizes, o fato de a distribuição de áreas apresentar valores menores no mapeamento semiautomatizado pode indicar que áreas foram subestimadas na automatização ou superestimadas no mapeamento manual.

De forma similar, as estimativas de P foram, em média, 82,68 % superiores no mapeamento manual. Enquanto as estimativas de B foram 30,52 % maiores, o comprimento das cicatrizes mapeadas manualmente foi 105,97 % maior. Esta variação corrobora à afirmação de fragmentação das cicatrizes gerada pelo mapeamento semiautomatizado.

A Tabela 2 apresenta a variação das medidas de posição (Δ) entre as distribuições geradas a partir do mapeamento manual e do mapeamento semiautomatizado e o coeficiente de variação (CV_{man} e CV_{auto}) entre ambos os mapeamentos.

Tabela 2. Variação percentual das medidas de posição e coeficiente de variação (CV) para as características morfométricas, do mapeamento semiautomatizado com relação ao mapeamento manual

	A	P	B	L	F_F	K_C	I_C
$\Delta 1^{\circ}$ Quartil (%)	293,47	121,20	65,64	130,12	-38,00	8,58	-42,80
Δ Mediana (%)	235,83	103,81	48,36	126,02	-36,21	14,41	-41,12
$\Delta 3^{\circ}$ Quartil (%)	113,13	68,29	48,90	109,19	-37,18	18,97	-41,70
Δ Média (%)	102,88	82,68	30,52	105,97	-32,46	16,74	-38,15
CV_{man}	0,78	0,53	0,40	0,61	0,52	0,20	0,63
CV_{auto}	1,48	0,69	0,71	0,75	0,42	0,14	0,52

O K_C apresentou os menores CV dentre as características morfométricas e as menores variações percentuais entre cada quartil. Considerando que K_C se trata de uma relação entre A e P , medidas de grande variação ao longo das distribuições, é possível constatar que ele demonstra menor variabilidade, independentemente do método de mapeamento empregado.

Usualmente, o índice K_C é utilizado para indicar a propensão da bacia hidrográfica a inundações bruscas, visto que uma forma próxima de uma circunferência estaria associada ao aporte simultâneo de diversas fontes de escoamento ao exutório. Em se tratando de escorregamentos translacionais, cujo comprimento é muito superior à largura, K_C tende a apresentar valores elevados. O K_C , nas cicatrizes, apresenta valores médios próximos de 1,5, demonstrando um distanciamento do formato circular, comum à maioria das cicatrizes.

Considerando a estimativa de F_F sob o mapeamento semiautomatizado, apenas 2,11 % das cicatrizes apresentaram $F_F = 1,00$ ($n = 4$), isto é, largura igual ao seu comprimento. Ainda os valores médios de $F_{F-man} = 0,35$ e $F_{F-auto} = 0,52$ corroboram ao pressuposto das cicatrizes apresentarem comprimento maior do que a largura, característico dos escorregamentos translacionais (SELBY, 1993). A distribuição de valores de F_F identificados nas cicatrizes mantiveram-se na próximos dos obtidos por Chen & Yu (2011), ao analisar a morfometria de bacias hidrográficas com ocorrência de fluxos de detritos nas regiões central e norte de Taiwan. A variação entre quartis de I_C apresentou resultados similares à variação do F_F , devido a dependência do parâmetro às dimensões da cicatriz.

4.3. Correlação dos parâmetros morfométricos

As relações entre as características morfométricas, para ambos os mapeamentos, apresentaram coeficientes de determinação (r^2) predominantemente elevados. Os maiores valores de r^2 identificadas foram em $A \times P$ ($r^2_{man} = 0,8288$, $r^2_{auto} = 0,8550$) e $L \times P$ ($r^2_{man} = 0,9816$, $r^2_{auto} = 0,9494$). A forte correlação entre $A \times P$ pode ser associada à similaridade de forma entre as cicatrizes, enquanto $L \times P$ indica L como dimensão preponderante na estimativa de P . Este efeito se confirma, considerando que os menores valores de r^2 identificadas estão associadas a $B \times F_F$ ($r^2_{man} = 0,0118$, $r^2_{auto} = 0,0293$), $B \times K_C$ ($r^2_{man} = 0,0801$, $r^2_{auto} = 0,0818$) e $B \times I_C$ ($r^2_{man} = 0,0022$, $r^2_{auto} = 0,0069$) e que a relação entre $B \times P$ ($r^2_{man} = 0,4648$, $r^2_{auto} = 0,7192$) é mais fraca do que $L \times P$. Assim, como as cicatrizes resultam de escorregamentos translacionais com L muito maior do que B , confirma-se a predominância de L sobre B na modulação da área e perímetro das cicatrizes (Figura 4). Ainda, percebe-se que no mapeamento semiautomatizado a predominância de

L diminui, à medida que a relação $B \times P$ se intensifica e $L \times P$ reduz, isto decorre do encurtamento das feições caracterizadas como cicatrizes em virtude os limiares de declividade impostos no mapeamento.

É necessário, contudo, considerar que o método de definição de B e L , através da representação da cicatriz a partir de um retângulo que a contenha, parte do pressuposto de similaridade de forma. Tal pressuposto foi firmado baseando-se em características da região, em especial na presença de solos de baixa espessura e elevada declividade, além da análise de cicatrizes em campo. Na região de estudo as cicatrizes apresentaram um comprimento, em média, 3,53 vezes superior à largura no mapeamento manual e 2,24 vezes, no mapeamento semiautomatizado, concordando com o pressuposto adotado. A relação entre $B \times L$ ($r^2_{man} = 0,3319$, $r^2_{auto} = 0,5001$), contudo, se mostra mais fraca à medida que o comprimento da cicatriz aumenta (Figura 4).

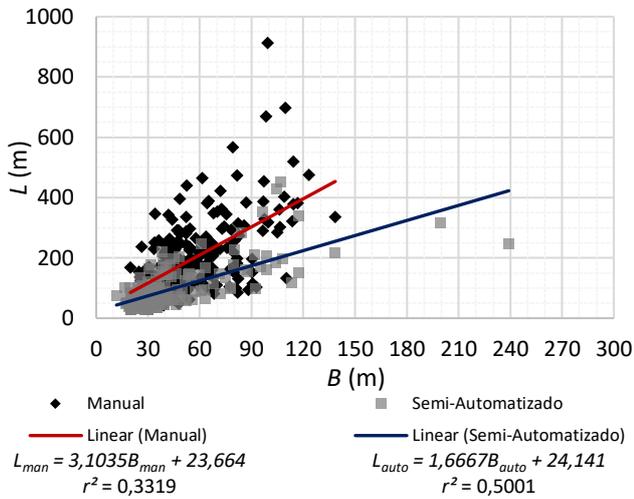


Figura 4. Correlação entre $B \times L$

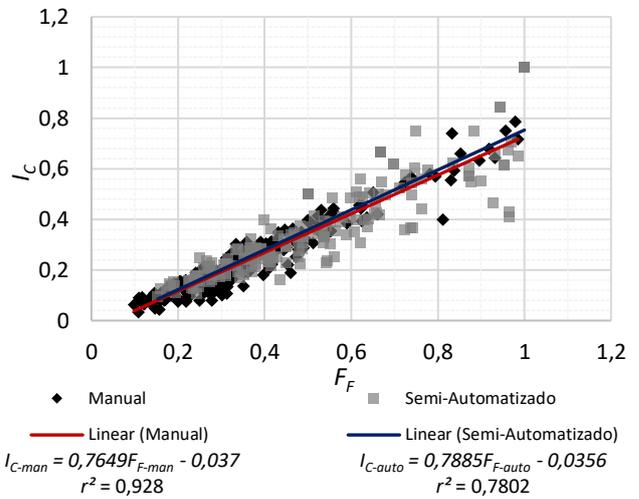


Figura 5. Correlação entre $Ic \times Ff$

O método de estimativa de B e L , contudo, pode apresentar falhas em casos específicos, quando a morfologia da encosta faz com que os escorregamentos mudem de direção, gerando curvas no direcionamento do fluxo. Os elevados r^2 resultantes da relação entre $Ff \times Ic$ ($r^2_{man} = 0,9280$, $r^2_{auto} = 0,7802$) (Figura 5), entretanto, indicam que tal cenário é escasso na área de estudo, uma vez que Ff foi estimado a partir da razão entre B e L (obtidos da representação em retângulo); enquanto o Ic é estimado a partir da razão A e o quadrado de L . Cicatrizes cuja relação $Ff \times Ic$ é mais fraca, demonstraram maior propensão de apresentarem curvas ou formas diferentes do formato retangular.

Os valores reduzidos de r^2 entre as características morfométricas compostas, isto é, $Ff \times Kc$ e $Kc \times Ic$, resultam da relação exponencial entre elas, conforme pode ser identificado nas Figuras Figura 6 e Figura 7. Esta relação é mais proeminente em $Kc \times Ic$, devido às relações de que derivam (Eq. 2 e 3).

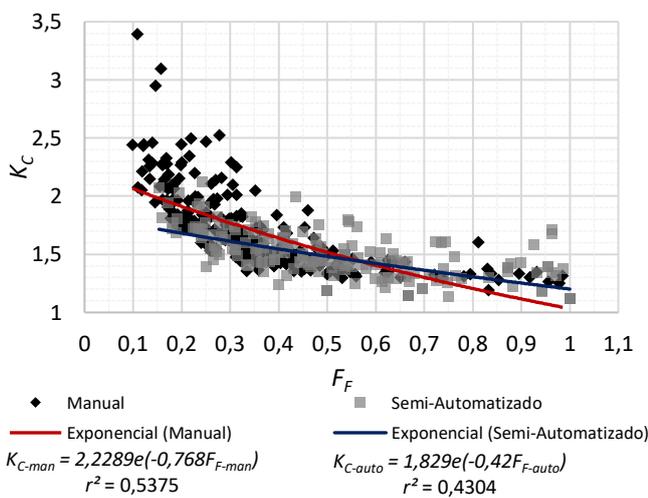


Figura 6. Correlação entre $Kc \times Ff$

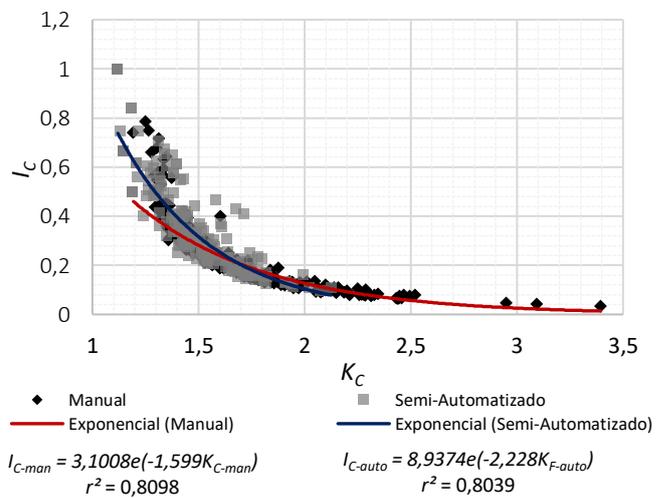


Figura 7. Correlação entre $Ic \times Kc$

A similaridade de forma e a característica translacional dos escorregamentos que resultaram nas cicatrizes, evidenciadas pela análise morfométrica, consistem em informações importantes no âmbito do mapeamento de suscetibilidade à deflagração de escorregamentos, favorecendo o uso de modelos de estabilidade. A similaridade de forma aponta, ainda, a possibilidade de mapear cicatrizes com características específicas por meio de um filtro que determine as formas de interesse.

4.4. Caracterização geomorfológica

As cicatrizes presentes na região de estudo indicam que os escorregamentos possuem grande amplitude de variação da altitude de início da deflagração (z), apresentando valores de 214,0 m a 939,75 m e 243,0 m a 929,5 m, respectivamente, para os mapeamentos manual e semiautomatizado. Há, contudo, uma predominância no intervalo de 400 a 650 m, sem maiores variações entre os mapeamentos. Essa mesma amplitude não é visualizada nos dados de α_{med} , que se concentram, predominantemente, no intervalo de 30 a 39 graus, para ambos os mapeamentos. Ainda, apesar de extremos alcançando até 78,8 graus ($z_{max-man}$, *outlier*) as declividades máximas de ocorrência dentro das cicatrizes mantiveram-se, predominantemente, no intervalo de 50 a 60 graus. Considerando que as declividades das encostas da bacia frequentemente excedem tais valores, percebe-se um contraponto ao senso comum que associa maiores declividades com uma maior propensão à ocorrência de escorregamentos. Assim, tais valores indicam que acima dessa declividade não ocorra acúmulo de material suficiente para a deflagração de escorregamentos, devido à magnitude dos processos erosivos presentes (MICHEL & KOBIYAMA, 2015). Tal fato, é observado na bacia do rio Mascarada onde é visível a presença de escarpas declivosas com afloramentos de arenito em algumas encostas.

As características geomorfológicas, de maneira geral, apresentaram menor variação entre ambos os métodos de mapeamento (Tabela 3). Entre ambos os mapeamentos, houve maior variação nos dados referentes ao primeiro quartil das distribuições referentes à z_{min} , α_{med} , α_{max} e ERR , decrescendo ao longo das distribuições. O efeito da desconsideração das áreas de menor declividade é evidenciado sob análise de α_{med} , TWI_{max} , SPI , DCH_V e DCH_H . Com a exclusão destas áreas, a declividade média de cada cicatriz mapeada aumenta gerando uma variação negativa (α_{med} e SPI) ou positiva (TWI_{max}) no mapeamento manual.

A variação nos valores de TWI_{max} , maiores no mapeamento manual, confirma uma menor área de acumulação e a exclusão de pontos de convergência de fluxo nestas áreas de menor declividade. Os valores de DCH_V e DCH_H , por sua vez, foram maiores no mapeamento semiautomatizado, principalmente no primeiro quartil. Esta variação é justificável visto que, no mapeamento manual, 10,42 % das cicatrizes conectaram-se aos canais de drenagem ($DCH_H = 0$ m), enquanto no mapeamento semiautomatizado, o valor mínimo foi $DCH_H = 11,314$ m.

Tabela 3. Variação percentual das medidas de posição e coeficiente de variação (CV) para as características geomorfológicas, entre o mapeamento semiautomatizado e o mapeamento manual

	z_{min}	z_{med}	z_{max}	α_{med}	α_{max}	TWI_{med}	TWI_{max}	ERR	SPI	DCH_V	DCH_H
$\Delta 1^{\circ}$ Quartil (%)	-9,29	-1,99	9,69	-11,89	8,17	0,85	12,48	-2,35	-45,47	-94,48	-68,88
Δ Mediana (%)	-7,59	-1,22	1,93	-9,30	5,33	-0,15	20,63	-0,99	-49,61	-51,45	-46,83
$\Delta 3^{\circ}$ Quartil (%)	-10,04	-2,40	2,04	-6,76	2,23	0,17	24,24	0,06	-53,90	-29,08	-22,17
Δ Média (%)	-7,59	-2,26	2,92	-9,41	4,68	0,25	21,04	-1,24	-50,90	-29,25	-21,58
CV_{Manual}	0,286	0,245	0,218	0,204	0,126	0,092	0,255	0,157	0,100	1,199	1,236
$CV_{Automatizado}$	0,268	0,243	0,227	0,163	0,146	0,096	0,200	0,137	0,214	0,946	0,993

Os parâmetros z_{med} , TWI_{med} e ERR exibiram as menores variações entre ambos os mapeamentos, exibindo menor influência da presença ou não das áreas de menor declividade. Os parâmetros z_{med} e TWI_{med} são comumente associados à estabilidade de encostas (ARAÚJO et al., 2013; KAVZOGLU et al., 2015; CHEN et al., 2017). A confirmação de que tais parâmetros apresentam menor variabilidade de acordo com o método de mapeamento é importante na caracterização de áreas de maior suscetibilidade à deflagração de escorregamentos.

Apesar de dependerem dos mesmos parâmetros para sua estimativa, TWI_{med} e SPI responderam de forma oposta à variação do método de mapeamento, sendo o SPI uma das características de maior variação entre eles. A diferença possivelmente decorra, também, da imposição do limiar de declividade. Isto é, enquanto o TWI_{med}

minimiza os efeitos de variação de α e As , relacionando-se através de seu quociente, o SPI , através do produto entre eles, promove sua maximização, resultando em uma maior oscilação nos valores estimados.

Os valores de SPI e TWI obtidos na análise das cicatrizes foram similares aos valores obtidos por Chen & Yu (2011), ao analisarem bacias hidrográficas com ocorrências de escorregamentos. Comparando a distribuição de resultados do TWI , com os obtidos por Yilmaz (2009) (0,65 a 13,19) e Qin et al. (2009) (4,4 a > 13), percebe-se que os valores de TWI_{med} obtidos na região de estudo (Valores médios: $TWI_{med-man} = 4,92$, $CV(TWI_{med-man}) = 0,0922$; $TWI_{med-auto} = 4,91$, $CV(TWI_{med-auto}) = 0,0961$) se apresentam dentro da margem de resultados obtidos pelos autores, podendo assim indicar um intervalo com maior potencial de ocorrência e associação direta com regiões afetadas por escorregamentos. Os valores de TWI_{max} , contudo, apresentaram valores muito mais altos (máximos de: $TWI_{max-man} = 22,30$; $TWI_{max-auto} = 16,64$), do que os descritos pelos autores. Tais valores concentram-se em cicatrizes cuja distância vertical até o curso hídrico mais próximo são próximas de zero, isto é, cicatrizes cujos escorregamentos, potencialmente, conectaram-se com o curso hídrico. Segundo Gessler et al. (1995), o TWI pode também ser utilizado para identificar regiões cujo solo apresenta maior profundidade, justificando o aumento do TWI_{MAX} no mapeamento manual e sua inclusão das áreas de deposição.

Qin et al. (2009) e Chen & Yu (2011) afirmam que o TWI apresenta forte dependência do algoritmo utilizado na determinação da direção de fluxo, podendo apresentar resultados diferentes quando o algoritmo considera infinitas direções de fluxo ($D\omega$) ou quando é limitado a oito direções principais ($D8$). Chen & Yu (2011) citam ainda que o TWI pode variar de acordo com a resolução espacial do modelo digital de terreno utilizado, diminuindo com a redução da dimensão de pixel utilizado.

O ERR apresenta predominância de valores inferiores à 0,5 para ambos os mapeamentos. Partindo do pressuposto que as cicatrizes apresentem formato predominantemente retangular, valores de $ERR < 0,5$ evidenciam que a maior parte das cicatrizes apresentem concavidade ao longo de sua extensão. Ainda, valendo-se do formato tradicional das cicatrizes de escorregamentos, que apresentam a superfície de ruptura em planos de maior declividade do que a zona de deposição e que, em média $ERR_{man} < ERR_{auto}$, é possível supor que o mapeamento manual inclua mais áreas associadas à deposição do que o mapeamento semiautomatizado.

Kavzoglu et al. (2015) destaca tanto o ERR quanto o TWI , além de outros fatores como a declividade e a altitude das encostas, como alguns dos principais condicionantes à deflagração de escorregamentos translacionais. Com base nos valores ERR , é possível definir o nível de representatividade das áreas de deposição nos escorregamentos mapeados, sendo importante essa definição em aplicações práticas do inventário de escorregamentos. Guzzetti et al., (2012) afirma que o mapeamento de cicatrizes é fundamental na implementação, validação ou avaliação dos resultados de modelos de produção e transporte de sedimentos, evolução da paisagem ou estabilidade de encostas. Neste cenário, destaca-se a necessidade de identificar o nível de representatividade das zonas de ruptura e de deposição sobre o mapeamento, visto seu impacto na descrição de tais processos.

A orientação de fluxo das cicatrizes manteve-se fortemente direcionada a Sudeste, Sul e Noroeste. Tal cenário decorre, principalmente, da predominância de lineamentos de drenagem nas direções Noroeste e Sudoeste na região de estudo (Figura 8), favorecendo a ocorrência de escorregamentos ortogonais à drenagem. Contudo, o mapeamento semiautomatizado evidenciou menor concentração de cicatrizes orientadas à Oeste e Nordeste indicando possível erro por falso positivo no mapeamento manual. A orientação das cicatrizes mapeadas de modo semiautomatizado corrobora à afirmação de que estas ocorram, majoritariamente, em orientação ortogonal à drenagem, frisando, ainda mais, sua concentração nestas orientações.

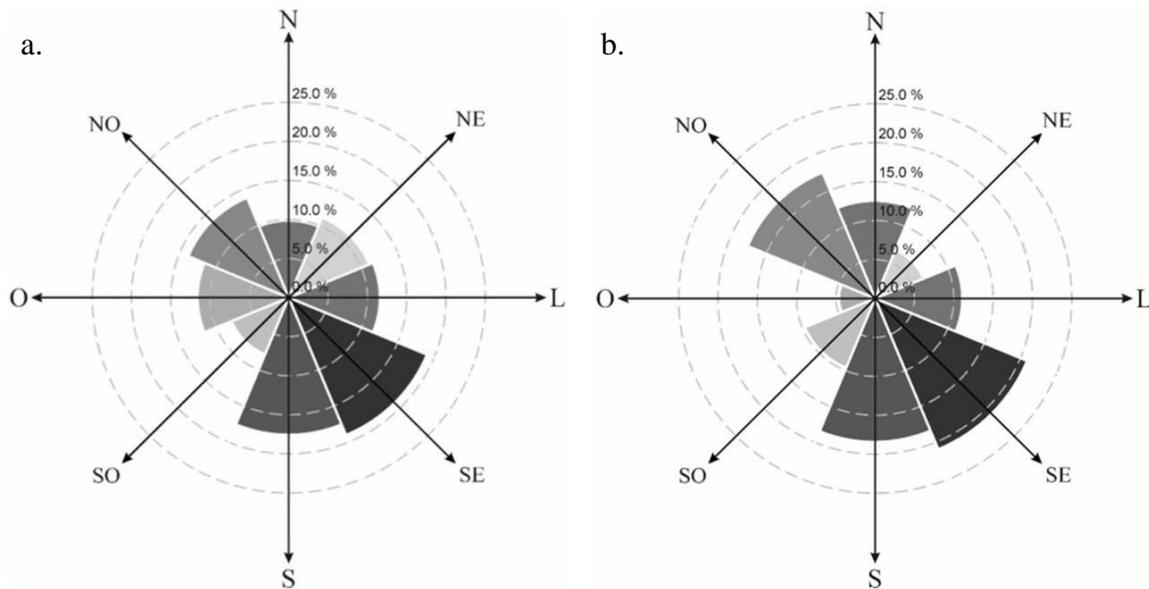


Figura 8. Orientação de fluxo nos escorregamentos: a. Mapeamento manual. b. Mapeamento semiautomatizado.

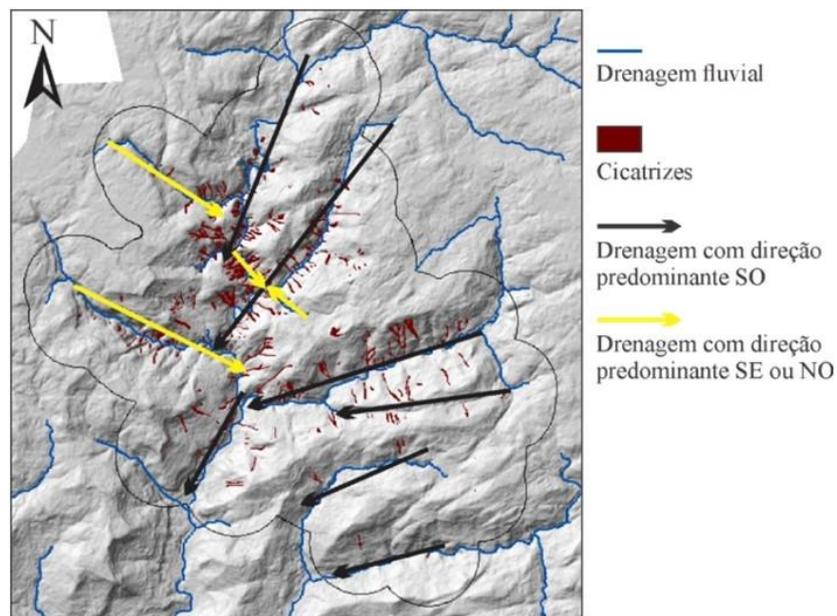


Figura 9. Relação entre cicatrizes e lineamentos de drenagem sobre a área de estudo.

A dependência da orientação preferencial dos escorregamentos pela hidrografia da região se assemelha fortemente à característica fractal da malha de drenagem, descrita previamente por Tarboton (1996). Tal similaridade corrobora a afirmação de Reneau & Dietrich (1987) sobre como *hollows* ou bacias de ordem zero são regiões de frequente ocorrência de escorregamentos e fluxos de detritos. Montgomery & Dietrich (1988) cita ainda a importância dos escorregamentos na evolução paisagem, estando assim associados à formação de rios e canais. Analisando-se a Figura 9, bem como a forma e orientação das cicatrizes de escorregamentos, é possível compreendê-las como parte importante da malha hidrográfica da região, sendo, cada uma, um potencial predecessor de rios e córregos e, assim, representante da evolução da paisagem local.

4.5. Correlação dos parâmetros geomorfológicos

Diferentemente das características morfométricas, as geomorfológicas apresentam alta correlação entre os métodos de mapeamento, dada a menor variabilidade das características analisadas. Como exceção, vê-se a relação $\alpha_{med} \times TWI_{med}$ ($r^2_{man} = 0,4485$, $r^2_{auto} = 0,2776$) e $\alpha_{med} \times SPI$ ($r^2_{man} = 0,4081$, $r^2_{auto} = 0,0449$), que apesar serem dependentes e a declividade em sua estimativa. Quanto ao *TWI*, percebe-se sua resposta inversa ao incremento de α , isto é, quanto maior a declividade, menor o potencial topográfico de umedecimento do solo (Eq. 7; Figura 10). O *SPI*, por sua vez, apresenta crescimento diretamente proporcional à α , indicando que, com o aumento de α , ocorre um aumento na energia associada ao escoamento na região, estando assim associado ao aumento do potencial erosivo na região da cicatriz (Eq. 6; Figura 11), o que pode contribuir a produção de sedimentos da bacia.

A relação entre $\alpha_{med} \times TWI_{med}$ e $\alpha_{med} \times SPI$, conforme indicado pelos valores de r^2 , é menos proeminente no mapeamento semiautomatizado. Como evidenciado na Figura 11, o mapeamento semiautomatizado resultou em valores maiores de *SPI*, ao longo das cicatrizes mapeadas. Segundo Moore et al. (1991) o *SPI* pode ser utilizado para identificar regiões com maior potencial erosivo. Desta forma, sendo o *SPI* estimado como a média dos valores de cada pixel, contidos em uma cicatriz, a imposição dos limiares de declividade resulta na remoção de áreas que promovam menor energia ao fluxo, pelo alívio da declividade. Os valores superestimados de *SPI*, neste método de mapeamento, podem indicar que o método de mapeamento semiautomatizado empregado no estudo ignore áreas de deposição, que resultariam em valores inferiores de *SPI*, e, desta forma, seja capaz de identificar principalmente as áreas de iniciação dos escorregamentos.

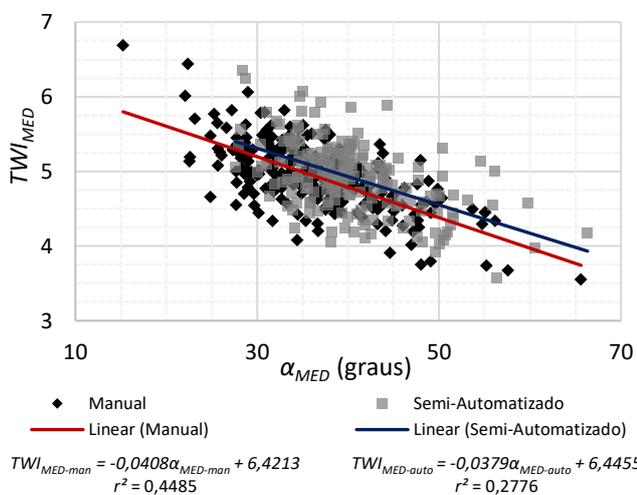


Figura 10. Correlação $\alpha_{med} \times TWI_{med}$

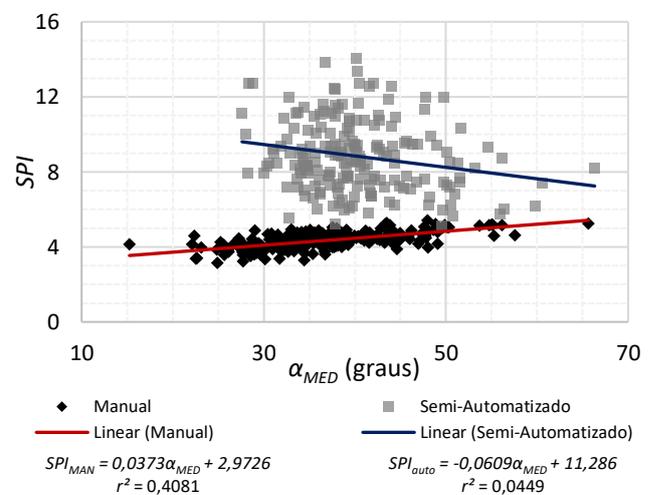


Figura 11. Correlação $\alpha_{med} \times SPI$

Mesmo apresentando fraca correlação, percebe-se uma relação entre $\alpha_{med} \times L$ ($r^2_{man} = 0,1784$, $r^2_{auto} = 0,0061$) (Figura 12), bem como com as demais características que utilizam *L* em sua estimativa. Esta relação é mais bem evidenciada no mapeamento manual, uma vez que inclui as regiões de menor declividade e, assim, resultou em cicatrizes de maior *L*. Percebe-se a existência de um intervalo de α_{med} associado aos maiores valores de *L*. Inicialmente supôs-se que em encostas com menor declividade, a camada de solo esteja sujeita a um menor aproveitamento da energia gravitacional, reduzindo assim sua capacidade de propagação. Em declividades superiores, que apresentariam maior capacidade de propagação, os valores de *L* apresentam-se reduzidos, indicando que, possivelmente, nestas regiões o solo apresente menor espessura e, assim, menor volume de material, resultando em menor capacidade de propagação. Em α_{med} próximas de 30 graus, encontram-se os valores máximos de *L*, indicando que este seja o cenário que possibilite a maior propagação do escorregamento.

A partir dos limites superiores e inferiores de α_{med} nas distribuições, foi possível estabelecer as curvas responsáveis pelo intervalo de maior propagação, descritas na Figura 13. As curvas limítrofes superior e inferior apresentaram, respectivamente, $r^2 = 0,9285$ e $r^2 = 0,7371$. Os resultados encontrados corroboram com os valores típicos para formação de fluxo de detritos expostos por Takahashi (1981) (acima de 15 graus) e por Rickenmann & Zimmermann (1993) (de 27 a 38 graus), indicando que: i. este seja o intervalo de maior propensão à fluidificação do escorregamento; ii. o mapeamento manual tenha incluído, além de eventuais zonas de deposição, regiões de

fluxos de detritos, enquanto o mapeamento semiautomático concentrou-se nas superfícies de ruptura dos escorregamentos translacionais.

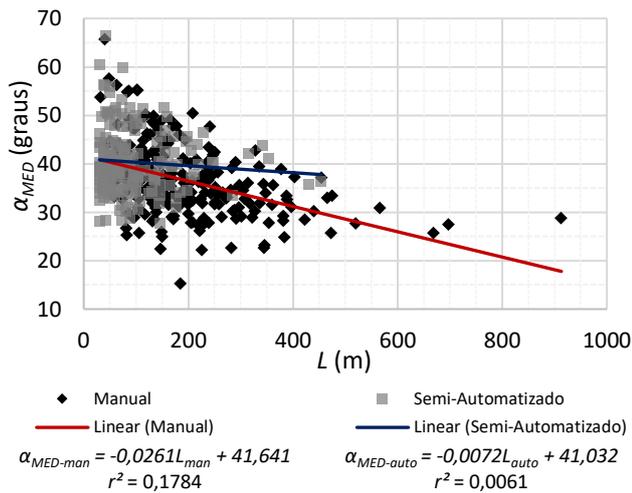


Figura 12. Correlação $\alpha_{med} \times L$

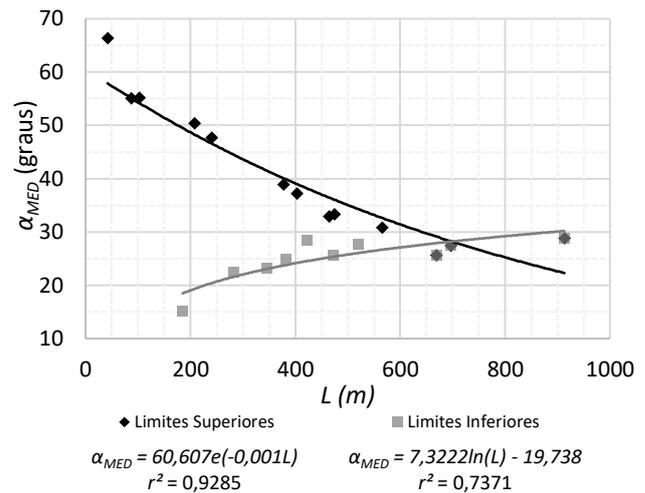


Figura 13. Curvas limítrofes da relação $\alpha_{med} \times L$

O *TWI*, no mapeamento manual, apresenta relação com *L* similar à declividade, mesmo que apresentando fraca correlação ($r^2_{man} = 0,0772$) (Figura 14). Como o *TWI* indica um grau de propensão topográfica à saturação do solo, é possível que as cicatrizes de maior comprimento estejam associadas não apenas à zona de ruptura, mas, também, à zona de transporte. No mapeamento semiautomatizado, devido à imposição do limiar de declividade, o mesmo comportamento não pode ser identificado ($r^2_{auto} = 0,0090$).

Cicatrizes de maior *L*, supostamente, apresentam maior potencial de incremento na acumulação de fluxo. Contudo, percebe-se que as cicatrizes de maior comprimento estão associadas a *TWI* próximos de 5,5. Assumindo as cicatrizes como bacias de ordem zero ou *hollows*, a identificação dos limiares de declividade e *TWI* críticos assume especial importância, visto que podem auxiliar na definição dos locais de interesse para implementação de sistemas de monitoramento de movimentos de massa. Chen & Yu afirmam que o *SPI* e o *TWI* podem ser utilizados para identificar características topográficas relacionadas a fluxos de detritos e que bacias hidrográficas que apresentem valores elevados para ambos os parâmetros, apresentam maior potencial de ocorrência de fluxos de detritos.

Ainda, através da relação entre DCH_H e TWI_{MAX} , é possível identificar que as regiões de maior *TWI* correspondem àquelas associadas DCH_H iguais ou próximos de 0, indicando que as cicatrizes que alcançam corpos hídricos apresentam maiores potenciais topográficos de umedecimento, estando mais conectadas, o que permite presumir que estas cicatrizes possuem maior influência na produção de sedimentos da bacia. Novamente esta relação é somente identificada sob o mapeamento manual, por conter as regiões de baixa declividade.

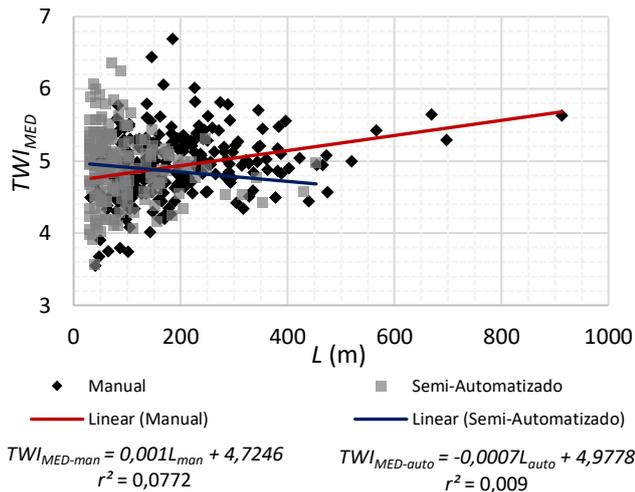


Figura 14. Correlação $TWI_{MED} \times L$

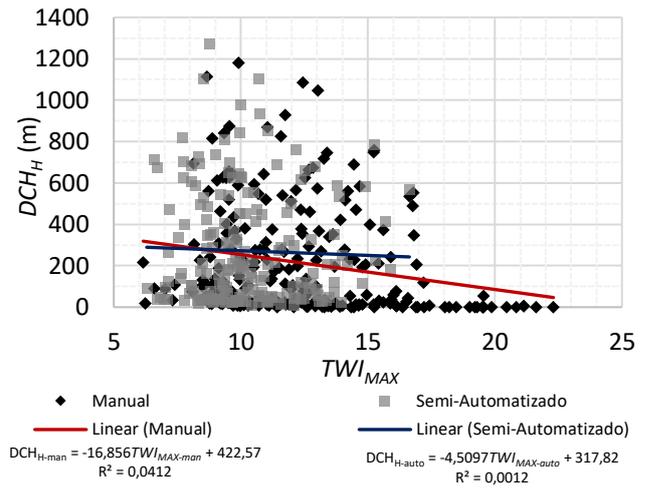


Figura 15. Correlação $DCH_H \times TWI_{MED}$

5. Conclusões

A comparação da caracterização entre os métodos de mapeamento semiautomatizado e manual resultou em valores variados, apresentando maiores divergências na comparação das características morfométricas em relação as geomorfológicas. Frisa-se, desta forma, a importância da consolidação e padronização de métodos de mapeamento de cicatrizes de acordo com os objetivos do mapeamento, haja visto a importância destes mapas na identificação de zonas de perigo e sua aplicação na calibração e validação de modelos de estabilidade de encosta.

O uso de diferentes metodologias de mapeamento também causa impactos sobre a extração de parâmetros comumente empregados em inventários de cicatrizes e o uso destes na avaliação da dinâmica hidrossedimentológica de bacias hidrográficas. O método de mapeamento manual apresenta caráter mais subjetivo, resultando em classificações equivocadas de algumas cicatrizes. Demonstra maior potencial na análise de fluxos de detritos, áreas de deposição e conectividade dos escorregamentos. O mapeamento semiautomático empregado, por sua vez, pode desconsiderar cicatrizes fora de seus critérios de identificação, em especial, do limiar de declividade. No entanto, é um método de celeridade aplicação e se mostra mais eficaz na identificação de áreas de iniciação, cabendo sua aplicação na modelagem de estabilidade de encostas e no entendimento dos processos associados ao mecanismo de deflagração de escorregamentos. Dessa maneira, ambos os métodos apresentam potenciais e especificidades à aplicação, exigindo uma escolha baseada na finalidade da aplicação ou no tempo disponível à elaboração do inventário.

Ainda, a caracterização morfométrica e geomorfológica se mostrou relevante no entendimento dos benefícios e limitações de cada método de mapeamento utilizado. Desta forma, ambas as metodologias de mapeamento foram consideradas representativas do evento ocorrido na região, em concordância com as conclusões obtidas de sua caracterização.

Dentre as características morfométricas alguns parâmetros básicos como A , B e L se mostram indispensáveis para fins de classificação e entendimento das características regionais e, desta forma, indispensáveis na composição de um inventário de cicatrizes. Dentre as características morfométricas derivadas, K_c mostrou menor variação, sendo assim menos suscetível ao tipo de mapeamento realizado, ao mesmo tempo que demonstra elevada correlação com os demais parâmetros morfométricos, com exceção de A e B . Mais estudos são necessários, a fim de avaliar o comportamento de K_c em diferentes áreas de estudo ou diferentes classes de movimentos de massa, com o objetivo de especificar se o parâmetro é suficientemente representativo para compor o inventário de cicatrizes.

Dentre as características geomorfológicas α , z e orientação do fluxo na cicatriz se mostraram de interesse no entendimento do processo de deflagração. Outras características como o ERR , TWI_{MED} também se mostram relevantes e consistentes, independentemente do tipo de mapeamento aplicado. A pouca variação apresentada por α_{MED} , TWI_{MED} e ERR , ainda, os destaca como variáveis de interesse na identificação de encostas suscetíveis à deflagração de escorregamentos. O SPI , DCH_H e DCH_V , por sua vez, apresentaram grande variação entre os métodos de mapeamento, principalmente devido a escolha dos limiares de declividade para definição da área avaliada pelo método semiautomático. Contudo, estes parâmetros ainda são de relevância no entendimento dos

processos hidrossedimentológicos decorrentes da deflagração de escorregamentos, úteis na avaliação de mudanças na dinâmica de sedimentos da bacia hidrográfica após o evento

A partir da análise das características das cicatrizes, frisa-se a importância do inventário de cicatrizes como base de dados que exceda um simples mapeamento ou identificação dos escorregamentos ocorridos. A existência de bases de dados agregadas da descrição e caracterização de cicatrizes permite a elaboração de estudos mais aprofundados que visam analisar comparativamente o fenômeno e a região afetada por escorregamentos. Dessa forma, afirma-se que quanto mais densa a base de dados, maior o seu potencial de aplicação em estudos futuros.

Diversos trabalhos, efetuam a caracterização de bacias hidrográficas com ocorrência de movimentos de massa, entretanto ainda são escassos estudos que busquem a caracterização de cicatrizes de escorregamentos e a formulação de inventários. O foco nas características regionais da bacia busca a identificação de feições que indiquem a suscetibilidade de escorregamentos de terra. A caracterização por unidade de movimento de massa, contudo, possibilita um entendimento do processo em escala de encosta, gerando informações relevantes ao entendimento dos processos de evolução da paisagem e da dinâmica hidrossedimentológica.

Contribuições dos Autores: H.S.: Concepção, Metodologia, Investigação, Análise formal e Redação - versão inicial, revisão e edição; G.P.M.: Concepção, Metodologia e Redação - revisão e edição; F.Z., L.R.P. e C.G.S.: Investigação, Curadoria dos dados e Redação - revisão e edição.

Financiamento: Este trabalho foi realizado com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da UFRGS. Agradecem também aos revisores pelas contribuições apresentadas.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. ARAUJO J.P.C.; DOURADO, F.; FERREIRA, F. Morphometric analysis of landslide in the Mountain Region of the State of Rio de Janeiro in Brazil: the case study of D'anta s watershed. **Geophysical Research Abstracts**, v. 15, p. 1, 2013.
2. BAGNOLD, R.A. An approach to the sediment transport problem from general physics. **Geological Survey Professional Paper** v. 422, p. 11-137. 1966.
3. BEVEN K.J.; KIRKBY M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrologic Science Bulletin** 24: 43-69. 1979.
4. CHEN, C.Y.; YU, F.C. Morphometric analysis of debris flows and their source areas using GIS. **Geomorphology**, v. 129(3-4), p. 387-397. 2011. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.03.002
5. CHEN, W.; POURGHASEMI, H.R.; NAGHIBI, S. A. Prioritization of landslide conditioning factors and its spatial modeling in Shangnan County, China using GIS-based data mining algorithms. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 77, Issue 2, p. 611-629. 2017. DOI: 10.1007/s10064-017-1004-9
6. CARDOZO, G.L.; ZANANDREA, F.; MICHEL, G.P.; KOBAYAMA, M. **Inventário de movimentos de massa na bacia hidrográfica do rio Mascarada/RS**. Ciência e Natura. v. 43, n. 31. Santa Maria: UFSM, 2021. 26 p., 2021.
7. CORDEIRO, J.L.P.; HASENACK, H. Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul. In: PILLAR, V.P.; MULLER, S.C.; CASTILHOS, Z.M.S.; JACQUES A.V.A. **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Ministério do Meio Ambiente. Brasília – DF: Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2009.
8. CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. Landslides types and processes. In: TURNER, A.K. and SCHUSTER, R.L. **Landslides investigation and mitigation**: Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247, Washington DC, pg. 36-75. 1996.
9. DANTAS, M.E., VIERO, A.C.; SILVA, D.R.A. A Origem das Paisagens. In VIERO, A.C.; SILVA, D.R.A. **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul: Programa Geologia do Brasil**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Porto Alegre, p. 35-50. 2010.
10. FELL, R.; COROMINAS, J.; BONNARD, C.; CASCINI, L.; LEROI, E.; SAVAGE, W. Z. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. **Engineering Geology**, v. 102, p. 99-111. 2008. DOI: 10.1016/j.enggeo.2008.03.014
11. GALLI, M.; ARDIZZONE, F.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. Comparing landslide inventory maps. **Geomorphology**, v. 94(3-4), p. 268-289. 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.09.023

12. GESSLER, P.E.; MOORE, I.D.; MCKENZIE, N.J.; RYAN, P.J. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. **International journal of geographical information systems**, v. 9, n. 4, p. 421-432, 1995. DOI: 10.1080/02693799508902047
13. GLENN, N.F.; STREUTKER, D.R.; CHADWICK, D.J.; THACKRAY, G.D. & DORSCH, S.J. Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. **Geomorphology**, v. 73(1-2), p. 131-148. 2006. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.07.006
14. GUZZETTI, F.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P.; CARRARA, A. Comparing Landslide Maps: A Case Study in the Upper Tiber River Basin, Central Italy. **Environmental management**, 25(3). 2000. DOI: 10.1007/s002679910020
15. GUZZETTI, F.; ARDIZZONE, F.; CARDINALI, M.; ROSSI, M.; VALIGI, D. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 279, n. 3-4, p. 222-229, 2009. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.01.005
16. GUZZETTI, F.; MONDINI, A.C.; CARDINALI, M. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. **Earth-Science Reviews**, v. 112, n. 1-2, p. 42-66, 2012. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001
17. HATTANJI, T.; MORIWAKI, H. Morphometric analysis of relic landslides using detailed landslide distribution maps: Implications for forecasting travel distance of future landslides. **Geomorphology**, 103(3), 447-454. 2009. DOI:10.1016/j.geomorph.2008.07.009
18. HÖBLING, D.; EISANK, C.; ALBRECHT, F.; VECCHIOTTI, F.; FRIEDL, B.; WEINKE, E.; KOCIU, A. Comparing Manual and Semi-Automated Landslide Mapping Based on Optical Satellite Images from Different Sensors. **Geosciences**, 7, 37, 20 p., 2017. DOI:10.3390/geosciences7020037
19. HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage density: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, no.56, pp. 275-370. 1945.
20. KAVZOGLU, T.; KUTLUG SAHIN, E.; COLKESEN, I. Selecting optimal conditioning factors in shallow translational landslide susceptibility mapping using genetic algorithm. **Engineering Geology**, v. 192, p. 101-112, 2015. DOI:10.1016/j.enggeo.2015.04.004
21. LEMOS, R. C. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul**. Embrapa Solos-Séries anteriores (INFOTECA-E). 1973.
22. LU, P.; QIN, Y.; LI, Z.; MONDINI, A. C.; CASAGLO, N. Landslide mapping from multi-sensor data through improved change detection-based Markov random field. **Remote Sensing of Environment**, 231, 17p., 2019. DOI: 10.1016/j.rse.2019.111235
23. MARCHESINI, I.; ROSSI, M.; MONDINI, A.; SANTANGELO, M.; BUCCI, F. Morphometric signatures of landslides. **Proceedings of the 3rd Open Source Geospatial Research & Education Symposium OGRS 2014**, June, p. 10-13, 2014.
24. MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M. Estimativa da profundidade do solo: parte 2-métodos matemáticos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 8(4), 1225-1243. 2015. DOI: 10.26848/rbgf.v8.4.p1225-1243
25. MILLER, V.C. **A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area. Virginia and Tennessee**. Proj. NR 389-402, Tech. Rep 3, Columbia University, Department of Geology, ONR, New York. 1953.
26. MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin? **Nature**, v. 336(6196), p. 232-234. 1988. DOI: 10.1038/336232a0
27. MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, v. 5, p. 3-30. 1991. DOI: 10.1002/hyp.3360050103
28. PETREA, D.; BILASCO, S.; ROSCA, S. The determination of the Landslide occurrence probability by spatial analysis of the Land Morphometric characteristics. **Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences**, v. 9, n. May, p. 91-102, 2014.
29. QIN, C.Z.; ZHU, A.X.; PEI, T.; LI, B.L.; SCHOLTEN, T.; BEHRENS, T.; ZHOU, C.H. An approach to computing topographic wetness index based on maximum downslope gradient. **Precision Agriculture**, v. 12(1), p. 32-43. 2009. DOI: 10.1007/s11119-009-9152-y
30. RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. The importance of hollows in debris flow studies; Examples from Marin County, California. **Reviews in Engineering Geology**, p. 165-180. 1987.
31. RICKENMANN, D.; ZIMMERMANN, M. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. **Geomorphology**, v. 8, p. 175-189. 1993. DOI: 10.1016/0169-555X(93)90036-2
32. SANTANGELO, M.; CARDINALI, M.; ROSSI, M.; MONDINI, A.C.; GUZZETTI, F. Remote landslide mapping using a laser rangefinder binocular and GPS. **Natural Hazards and Earth System Sciences** v. 10, p. 2539-2546. 2010. DOI: 10.5194/nhess-10-2539-2010
33. SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, v.67, pp.597-646. 1956.

34. SCHWARZ, H. **Identificação, Mapeamento e Caracterização de Cicatrizes de Escorregamentos**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 154. 2019.
35. SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Ed. 2. Oxford University Press Inc. New York. 1993.
36. SEMA. **Diagnóstico Preliminar: São Francisco de Paula e Rolante**. Departamento de Recursos Hídricos. Porto Alegre: Secretaria do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável, 26p. 2017.
37. SMITH, H.G.; SPIEKERMANN, R.; BETTS, H.; NEVERMAN, J. Comparing methods of landslide data acquisition and susceptibility modeling: Examples from New Zealand. **Geomorphology**, 381, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107660
38. TAKAHASHI, T. Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster. **Journal of Natural Disaster Science** v. 3, p.57–89. 1981.
39. TARBOTON, D.G. Fractal river networks, Horton's laws and Tokunaga cyclicity. **Journal of Hydrology**, v. 187(1-2), p. 105–117. 1996. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03089-2
40. TARBOTON, D. G. **Terrain analysis using digital elevation models (TauDEM)**. Utah State University, Logan, 2005.
41. TARBOTON, D.G.; SAZIB, N.; DASH, P. **TauDEM v. 5.3: Quick start guide to using the TauDEM, ArcGIS, Toolbox**. 2015.
42. VARNES, D.J. Slope movement types and processes. In: SCHUSTER, R.L; KRIZEK, R.J. **Landslides analysis and control**, Special Report 176: Transportation Research Council, National Academy of Sciences, Washington DC, pg. 11-33. 1978.
43. YILMAZ, I. Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: A case study from Kat landslides (Tokat – Turkey). **Computers & Geosciences**, v. 35(6), p. 1125–1138. 2009. DOI: 10.1016/j.cageo.2008.08.007



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.