

CORRIDAS DE MASSA E ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS NA SERRA DO MAR PAULISTA: ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E MODELO TRIGRS

Fabrizio de Luiz Rosito LISTO

Tulius Dias NERY

RESUMO

Sucessivos movimentos de massa têm sido deflagrados no Brasil, especialmente, no compartimento da Serra do Mar, com diversas perdas sociais e econômicas. Nesse contexto, após meses ininterruptos de precipitação significativa sobre o município de Caraguatatuba (estado de São Paulo), inúmeros escorregamentos e corridas, sobretudo fluxos de detritos, foram observados por toda a cidade em 1967, especialmente, na bacia do rio Guaxinduba. Assim, algumas questões podem ser formuladas: (i) qual a contribuição de áreas suscetíveis a escorregamentos na deflagração de corridas? (ii) qual o papel de índices morfométricos na suscetibilidade a estes processos? Dessa forma, o objetivo desse trabalho foi avaliar a integração entre os mecanismos responsáveis pela suscetibilidade a escorregamentos translacionais e a sua contribuição no potencial de fluxos de detritos na bacia do Guaxinduba, utilizando o modelo TRIGRS e índices morfométricos. Foi realizada uma análise conjunta entre os escorregamentos, a partir de mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS, validado por meio da sobreposição de cicatrizes, e sua relação com índices morfométricos para a intensificação de corridas. Os resultados indicaram que 71% da bacia foi classificada como instável pelo TRIGRS (mais suscetível aos escorregamentos) com 67% das cicatrizes mapeadas concordantes a essas classes. As sub-bacias do Guaxinduba com áreas inferiores a 3 km², amplitudes superiores a 300 m e índice de circularidade superior a 0,5 apresentaram maiores condições na geração das corridas. Em uma análise conjunta, as áreas instáveis classificadas pelo TRIGRS podem ser fundamentais na contribuição de sedimentos para futuros eventos de corridas de massa. O uso de diferentes métodos evidenciou que a bacia do Rio Guaxinduba, em casos de precipitações intensas e concentradas ou episódios extremos, é suscetível as corridas de massa, principalmente, os fluxos de detritos.

Palavras-chave: Geomorfologia; Movimentos de Massa; Modelos Matemáticos; Morfometria; Serra do Mar.

ABSTRACT

DEBRIS FLOWS AND TRANSLATIONAL LANDSLIDES IN THE SERRA DO MAR MOUNTAIN RANGE: MORPHOMETRIC INDICES AND TRIGRS MODEL. Successive mass movements have been triggered in Brazil, especially in the Serra do Mar compartment, causing several social and economic losses. In 1967, after months of significant uninterrupted precipitation over the Caraguatatuba city (state of São Paulo), numerous landslides and debris, mainly debris flows, were observed throughout the city, particularly in the Guaxinduba river basin. Thus, the questions arise: (i) what is the contribution of areas susceptible to landslides in triggering races? (ii) what is the role of morphometric indices in the susceptibility to these processes? The objective of this work was to evaluate the integration between

the mechanisms responsible for the susceptibility to translational landslides and their contribution to the potential of debris flows in the Guaxinduba basin, using the TRIGRS model and morphometric indices. A joint analysis was carried out between the landslides, based on a susceptibility map generated by the TRIGRS model, validated through the superposition of scars, and its relationship with morphometric indices for the intensification of debris flows. The results indicated that 71% of the basin was classified as unstable by TRIGRS (more susceptible to landslides), with 67% of the mapped scars agreeing with these classes. The Guaxinduba sub-basins with areas less than 3 km², amplitudes greater than 300 m and circularity index greater than 0.5 presented better conditions in generating debris flows. In a conjoint analysis, the unstable areas classified by TRIGRS can be fundamental in the contribution of sediments to future events of debris flows. The use of different methods showed that the Guaxinduba river basin, in cases of intense and concentrated rainfall or extreme episodes, is susceptible to debris, mainly debris flows.

Keywords: Geomorphology; Mass Movements; Mathematical Models; Morphometry; Serra do Mar.

1 INTRODUÇÃO

A disseminação de Modelos Digitais do Terreno (MDTs) de alta resolução, acoplados a ambientes de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) e ao Sensoriamento Remoto, contribuiu na avaliação de processos catastróficos e desastres, sobretudo, os movimentos de massa (especialmente corridas de massa e escorregamentos) de forma mais prática e automática. Tal análise permite uma avaliação rápida da dinâmica do terreno, contribuindo na delimitação de zonas de perigo e/ou no reconhecimento da suscetibilidade de uma determinada área, bem como, no potencial de geração destes processos (CARRARA *et al.* 1995, VAN WESTEN *et al.* 2008, HU *et al.* 2019, HUANG *et al.* 2022).

Enquanto o Sensoriamento Remoto representa uma ferramenta relevante para a obtenção de dados espaciais, especialmente, para fins de planejamento ao fornecer estruturas básicas para a observação do meio, os SIGs permitem agrupar diversas camadas de informações sobre a área afetada por desastres, simular previsões e gerar mapas que possibilitem uma efetiva análise da situação (BLASCHKE & KUX 2005, GUZZETTI *et al.* 2012).

As corridas de massa, entre elas, os fluxos de detritos são processos deflagrados em ambientes montanhosos, caracterizando-se como movimen-

tos rápidos, cujos materiais se comportam como fluidos altamente viscosos e que apresentam um caráter essencialmente hidrológico. Desenvolvem-se nos canais de primeira a terceira ordem, e podem alcançar o canal principal, apresentando extenso raio de alcance e capacidade de gerar grandes volumes de sedimentos (COSTA 1984, BENDA *et al.* 2003, KANJI *et al.* 2008).

O emprego de parâmetros e de índices morfométricos podem contribuir na avaliação da distância, da vazão e da magnitude (volume de sedimentos) dos fluxos de detritos. Assim, a área da bacia, o comprimento e a declividade média do canal, a amplitude e o índice de circularidade são exemplos de variáveis morfométricas utilizadas na análise de suscetibilidade a estes processos (JACKSON 1987, COE *et al.* 2004, WILFORD *et al.* 2004).

Por sua vez, os escorregamentos translacionais possuem superfícies com a forma planar condicionadas pela presença de estruturas geológicas (ex. fraturas), depósitos de encostas, contatos entre solo e rocha e entre horizontes do solo. São deflagrados em encostas mais íngremes com a presença de solos rasos e seus planos de ruptura variam entre 0,5 m e 5,0 m de profundidade (SELBY 1993, FERNANDES *et al.* 2004).

Na avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais muitos métodos de previsão têm sido utilizados, destacando-se os modelos matemáticos em bases físicas, que apresentam em

suas rotinas as leis físicas naturais e a descrição de processos de dinâmica superficial em linguagem matemática. Estes se fundamentam, normalmente, a partir de modelos de estabilidade e hidrológicos, tendo como principais parâmetros de entrada, os dados topográficos e as propriedades físicas dos solos (SELBY 1993, MONTGOMERY & DIETRICH 1994, PACK *et al.* 1998, GUZZETI *et al.* 1999, IVERSON 2000, BAUM *et al.* 2002, VAN WESTEN 2004).

Ressaltam-se os modelos SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability*) (MONTGOMERY & DIETRICH 1994); SINMAP (*Stability Index Mapping*) (PACK *et al.* 1998) e TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional*) (IVERSON 2000 e BAUM *et al.* 2002). Todavia, o TRIGRS diferencia-se dos anteriores, uma vez que calcula a estabilidade aos escorregamentos translacionais em diferentes espessuras do solo conforme o avanço da infiltração decorrente da intensidade e da duração da chuva ao longo do tempo (IVERSON 2000, BAUM *et al.* 2002).

Logo, o TRIGRS calcula a variação do Fator de Segurança (FS) em diferentes profundidades, conforme mudanças na pressão da água no solo ao longo de um evento pluviométrico, sendo, portanto, transiente (BAUM *et al.* 2002). As simulações com este modelo procederam em mapas de suscetibilidade tidos como adequados, tais como, FRATTINI *et al.* (2004) em uma bacia na província de *Lecco* (Itália), RABACO (2005) na zona oeste do estado do Rio de Janeiro, GODT *et al.* (2006) na região de *Seattle* (EUA), KIM *et al.* (2013) na cidade de *Bonghwa* (Coreia do Sul), GARCÍA-ARISTIZÁBAL *et al.* (2019) em uma região montanhosa próxima à cidade de Medellín, na Colômbia, e ÁVILA *et al.* (2020) na região norte de São José dos Campos, no estado de São Paulo.

Sucessivos eventos de corridas de massa (principalmente os fluxos de detritos) e escorregamentos têm sido deflagrados no Brasil, especialmente, no compartimento geomorfológico da Serra do Mar, com diversas perdas sociais e econômicas. Destacam-se os eventos ocorridos nos municípios de Caraguatatuba (estado de São Paulo) em 1967; de Cubatão (estado de São Paulo) em 1985; de Ilhota, Gaspar e Luís Alves (estado de Santa Catarina) em 2008; de Angra dos Reis (estado do Rio de Janeiro), tendo como ápice os eventos ocorridos na região Serrana Fluminense (estado do Rio de Janeiro) em 2011, com mais de mil vítimas fatais.

Após meses ininterruptos de precipitação significativa sobre o município de Caraguatatuba

(litoral norte do estado de São Paulo), inúmeros escorregamentos e corridas de massa, de grande magnitude, foram observados por toda a cidade em 1967 e, especialmente, em uma de suas bacias hidrográficas (bacia do rio Guaxinduba). Assim, surgem as seguintes questões: qual a contribuição de áreas suscetíveis a escorregamentos na intensificação de corridas de massa? Qual o papel de índices morfométricos em uma dada bacia hidrográfica na deflagração de corridas?

Sob essas condições, apesar da abordagem de pesquisas pretéritas na bacia do Guaxinduba (ex. LISTO & VIEIRA 2015, NERY 2017, LISTO *et al.* 2018 e LISTO *et al.* 2021), a contribuição e o diferencial deste trabalho visam elucidar a lacuna a ser preenchida para a compreensão unificada de corridas de massa e escorregamentos translacionais na Serra do Mar em uma mesma bacia hidrográfica. Dessa forma, este trabalho objetivou avaliar a integração entre os mecanismos responsáveis pela suscetibilidade a escorregamentos translacionais e a sua contribuição no potencial de fluxos de detritos na Bacia do Rio Guaxinduba, no município de Caraguatatuba, litoral norte do estado de São Paulo (Serra do Mar), utilizando o modelo TRIGRS e índices morfométricos.

2 ÁREA DE ESTUDO: BACIA DO RIO GUAXINDUBA (SERRA DO MAR PAULISTA)

A Serra do Mar é composta por um conjunto de escarpas festonadas, que configuram a costa leste do Brasil, estendendo-se cerca de 1.500 km desde o estado de Santa Catarina até o estado do Rio de Janeiro, abrangendo as regiões Sul e Sudeste do país. Sua direção geral é E-NE, acompanhando a orientação de estruturas do Escudo Atlântico Brasileiro (HASUI *et al.* 1994, ALMEIDA & CARNEIRO 1998).

No estado de São Paulo, o compartimento da Serra do Mar insere-se na unidade morfoestrutural denominada Planalto Atlântico, sustentada por granitos, gnaisses, migmatitos e micaxistos. Apresenta um relevo bastante dissecado, com encostas íngremes e alta densidade de drenagem associadas com falhas, fraturas e contatos litológicos (ROSS & MOROZ 1997).

Trata-se de um dos principais compartimentos de relevo do Brasil, tanto em termos geomorfológicos, em função de sua gênese e evolução, quanto por interligar os maiores portos de importação e exportação das Regiões Sul e Sudeste do país.

Contém uma densa rede de ligações rodoviárias, ferroviárias, oleodutos, gasodutos, linhas de transmissão, instalações urbanas e indústrias energéticas de extrema importância econômica.

A Serra do Mar em Caraguatatuba (litoral norte do estado de São Paulo) é caracterizada por duas subunidades morfoestruturais: Serrania Costeira e Baixadas Litorâneas. A Serrania Costeira representa o *front* da serra, com altitudes de até 1200 m, apresentando feições como escarpas festonadas, espigões, serras alongadas, morros paralelos e morros isolados. As Baixadas Litorâneas são representadas por relevos baixos com altitudes inferiores a 70 m, apresentando elevações que separam pequenas planícies e enseadas, na qual se formaram as praias de bolso, dentro do contexto de costa sinuosa e em submersão (DE PLOEY & CRUZ 1979, HASUI *et al.* 1994).

DE PLOEY & CRUZ (1979) compartimentaram o relevo do município de Caraguatatuba em três morfoesculturas: planalto, escarpa e planícies litorâneas. O substrato rochoso do planalto e da escarpa é composto por granitos-gnaisses, migmatitos e micaxistos (IPT 1987, COLANGELO 2012), enquanto fálhas, zonas de cisalhamento, fraturas e grandes domínios de rochas supracrustais condicionam lineamentos maiores e segmentos locais da rede de drenagem (ALMEIDA & CARNEIRO 1998).

Nos setores da Serra do Mar correspondentes à bacia do Guaxinduba predominam variações de rochas cristalinas, tais como, gnaisses (mais expressivas), quartzitos e biotitas-granitos (esta última com baixa representatividade) (CPRM 1982, ALMEIDA & CARNEIRO 1998, PERROTA *et al.* 2005). Segundo DE PLOEY & CRUZ (1979), os gnaisses sustentam as formas de relevo hipsometricamente mais elevadas e as bacias hidrográficas, enquanto os litotipos mais suscetíveis ao intemperismo ou as várias linhas ortogonais existentes condicionam a formação dos tipos de relevo mais baixos e dos sistemas fluviais.

A bacia hidrográfica do Rio Guaxinduba, com área de 24 km², está localizada no setor nordeste do município de Caraguatatuba (Figura 1) e tem como rio principal, o rio Guaxinduba, com 13,5 km de extensão e curso assimétrico, oriundo do planalto como resultado de uma provável captura fluvial, possivelmente recente, dado a dissecação ainda incipiente das bordas das escarpas da Serra do Mar (DE PLOEY & CRUZ 1979). A bacia caracteriza-se em duas subunidades morfoestruturais (planalto em sua extremidade norte e escarpa

nas demais áreas). O planalto apresenta, em linhas gerais, colinas pluriconvexas com altitudes que ultrapassam os 900 m, escarpas retilíneas com drenagens dendríticas, retangulares e em treliça como resposta ao seu arranjo estrutural (DE PLOEY & CRUZ 1979, ROSS & MOROZ 1997, ALMEIDA & CARNEIRO 1998).

Em relação ao uso e ocupação da terra, à montante dos contrafortes das escarpas, a bacia do Guaxinduba caracteriza-se pela presença de imóveis rurais, destacando-se o desenvolvimento, em escala familiar, da pecuária de subsistência e do cultivo agrícola. Por sua vez, é na sua planície costeira que se situa uma densa ocupação populacional e de serviços (MATOS 2014, MATOS *et al.* 2017).

As escarpas apresentam forte controle estrutural com predominância de encostas côncavo-convexas, íngremes nas áreas mais elevadas (acima de 20°) com ocorrência de patamares intermediários (encostas mais suaves) (DE PLOEY & CRUZ 1979, ALMEIDA & CARNEIRO 1998). A bacia configura-se, predominantemente, em forma de anfiteatro com vales profundamente entalhados e interrompidos por soleiras, como resposta ao forte controle litológico e estrutural, caracterizando extrema juventude ao relevo (DE PLOEY & CRUZ 1979, ALMEIDA & CARNEIRO 1998).

Escorregamentos coletivos e corridas de massa atingiram a bacia do rio Guaxinduba em 1967 (Figuras 1 e 2), cujas cabeceiras estão localizadas nas isoietas com os maiores valores do evento pluviométrico deflagrador. Nesse contexto, os índices pluviométricos dos anos usuais variam entre 1.750 mm e 2.000 mm (DE PLOEY & CRUZ 1979). No entanto, as condições favoráveis à chegada de umidade associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), bem como, aos sistemas frontais vindos do sul (Frente Polar Atlântica), levam à ocorrência de anos muito chuvosos, que podem chegar a 4.000 mm na região (DE PLOEY & CRUZ 1979). O volume de chuvas registrado durante o verão de 1966/67 foi acima do normal, culminando nos episódios de 17 e 18 de Março. No referido mês, foram registrados 945,6 mm, com 600 mm de chuva apenas nos dias 17 e 18 (DE PLOEY & CRUZ 1979), o que correspondeu a aproximadamente 45% do total pluviométrico anual médio para a região (WOLLE 1988).

Os escorregamentos supracitados concentraram-se em declividades superiores a 20° e, na maioria deles, a ruptura ocorreu no contato entre os solos eluviais maduros e o saprólito subjacente

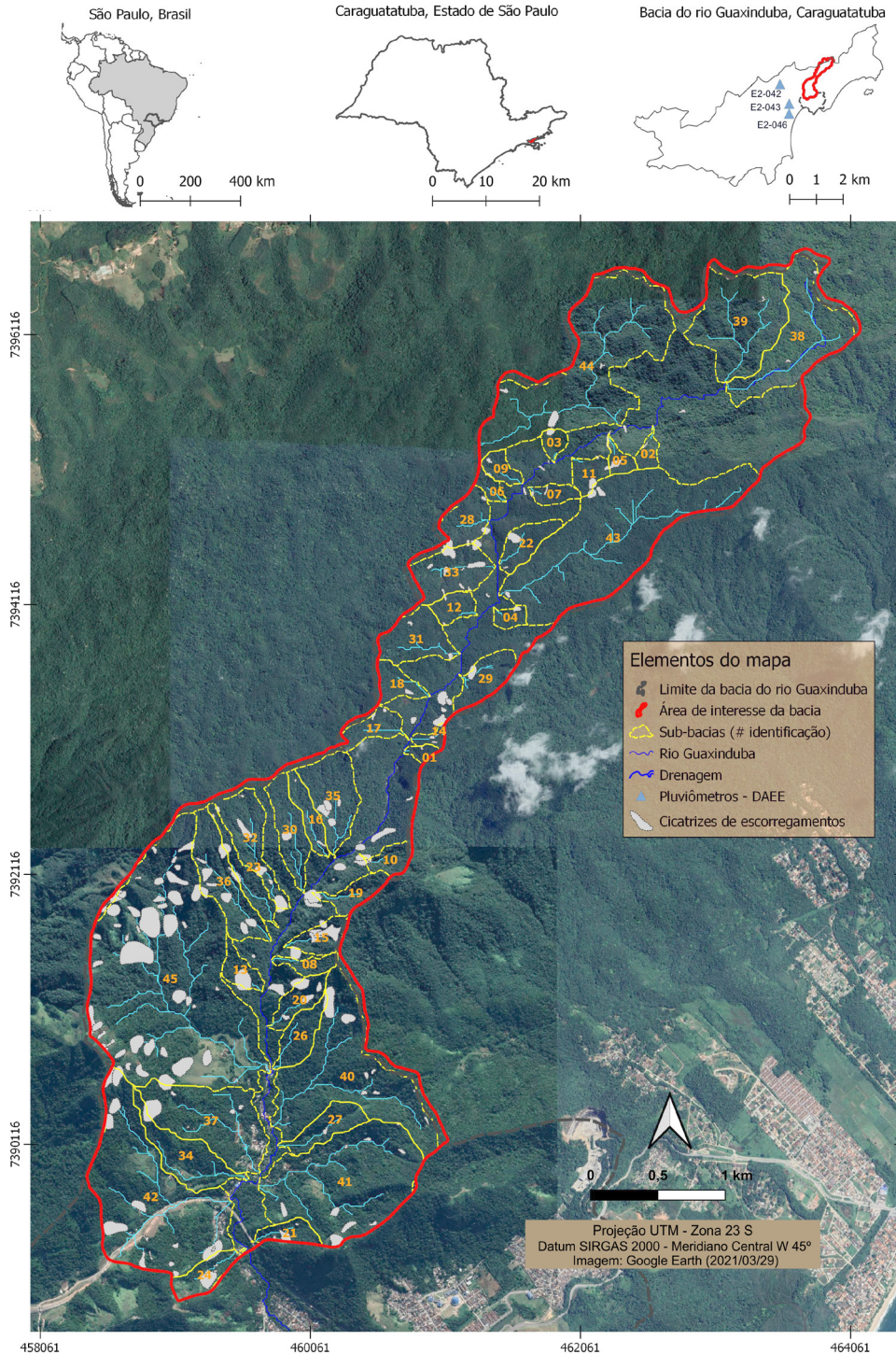


FIGURA 1 – Área de localização da bacia do rio Guaxinduba e suas respectivas sub-bacias, pluviômetros e cicatrizes de escorregamentos. Base de dados: Google Earth Pro (imagem de satélite), VIEIRA & RAMOS (2015) (cicatrizes), SIGRH/DAEE – Sistema Integrado de Gestão de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo/Secretaria de Águas e Energia Elétrica (postos pluviométricos).

FIGURE 1 – Guaxinduba river basin location area and its respective sub-basins, pluviometric stations and landslides scars. Database: Google Earth Pro (satellite image), VIEIRA & RAMOS (2015) (scars), SIGRH/DAEE – Integrated Water Resources Management System of São Paulo State/Secretariat of Water and Electricity (pluviometric stations).

(DE PLOEY & CRUZ, 1979), com cicatrizes com profundidades de até 5 m (Figuras 1 e 2). O grande volume de material coluvial mobilizado, estimado em aproximadamente 30.000.000 t, segundo FÚLFARO *et al.* (1976), foi transportado por corridas de detritos até a área urbana de Caraguatatuba, na planície costeira (Figura 2), causando, pelo menos, 436 vítimas fatais e desalojando 3.000 pessoas (20% da população).

Como resultado das altas taxas de morfogênese, as encostas atingidas são cobertas por solos eluviais e por depósitos de colúvio. Nas áreas íngremes predominam os cambissolos (constituídos por material mineral com horizonte B incipiente subjacente ao horizonte superficial), em sua maioria, e os leptossolos (incipientes e pouco espessos) e os depósitos de colúvio e de tálus em menor quantidade (DE PLOEY & CRUZ 1979, EMBRAPA 2006). Os solos eluviais possuem uma matriz silte-arenosa, geralmente com espessuras que variam entre 0,5 m e 2 m, enquanto o saprolito (material formado pela combinação de minerais primários e secundários provenientes de intemperismo

químico e físico, com características da rocha original) possui grandes espessuras (até 80 m), formado por um material de pouca consistência, com a estrutura do material parental, como estratificação e foliação, tendo sido preservados, além de muito fraturados, o que favorece a percolação da água no interior dos maciços (DE PLOEY & CRUZ 1979).

Os registros desses processos, principalmente, dos depósitos das corridas de massa, entre elas, os fluxos de detritos, foram identificados por CRUZ (1974, 1975 e 1990) por meio de fotointerpretação ao utilizar fotografias aéreas tomadas em 1973 e observações de campo, permitindo a elaboração da Carta Geomorfológica para a bacia do Rio Guaxinduba. DIAS *et al.* (2016), com base no trabalho de CRUZ (1974), buscaram compreender a magnitude do evento, por meio da espacialização dos blocos provenientes desses processos, utilizando como critério a sua localização, o diâmetro dos blocos, sua distância em relação aos cursos d'água (50 m), sua proximidade em relação à encosta e à declividade.

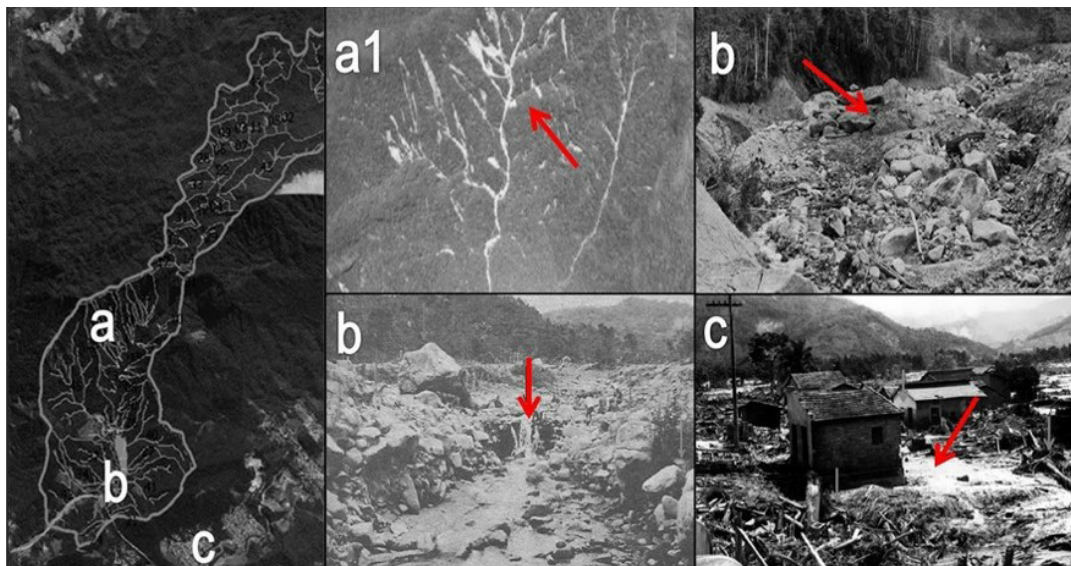


FIGURA 2 – (a) Setor da bacia atingida por escorregamentos translacionais evidenciados também em fotografia aérea (a1); (b) Setores da bacia preenchidos por depósitos de tálus após corridas de detritos; (c) Deposição de detritos na planície costeira de Caraguatatuba proveniente de corridas de detritos ocorridas na bacia, evidenciando a magnitude do evento e o seu raio de alcance. Base de dados: (a1) Fotografias cedidas pelo IPT; (b) CRUZ (1974) e Arquivo público do município de Caraguatatuba; (c) Arquivo Público do município de Caraguatatuba; Imagem de satélite (Google Earth Pro), 2015.

FIGURE 2 – (a) Basin sector affected by translational landslides also evidenced in aerial photography (a1); (b) Basin sectors filled with talus deposits after debris flows; (c) Deposition of debris in Caraguatatuba coastal plain originating from debris flows in the basin, evidencing the magnitude of the event and its range. Database: (a1) Photographs provided by IPT; (b) CRUZ (1974) and Public Archive of Caraguatatuba city; (c) Public Archive of Caraguatatuba city; Satellite image (Google Earth Pro), 2015.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho realizou uma análise semi-integrada entre os processos de corridas de massa, destacando-se os fluxos de detritos, e os escorregamentos translacionais em uma mesma bacia hidrográfica (bacia do Guaxinduba), representativa no contexto da Serra do Mar Paulista, por meio de modelagem matemática preditiva aos escorregamentos (TRIGRS) e da análise de suscetibilidade a partir de índices morfométricos (corridas), bem como, sua inter-relação. A figura 3 apresenta as etapas realizadas para avaliação da suscetibilidade aos escorregamentos e o potencial de geração de corridas de massa para as sub-bacias do rio Guaxinduba.

Os subitens que seguem apresentam a estrutura conceitual do modelo TRIGRS e os parâmetros aqui utilizados para o mapeamento da suscetibilidade, a aquisição e a interpretação das cicatrizes de escorregamentos (e etapas de validação) e o reconhecimento dos depósitos das corridas de massa, assim como a seleção dos parâmetros mais significativos na identificação das sub-bacias sujeitas às corridas.

3.1 Base conceitual do modelo TRIGRS

Este modelo foi desenvolvido para a geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos induzidos por eventos pluviométricos. Foi elaborado no Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Survey/USGS*) por BAUM *et al.* (2002) para calcular a variação do FS, em diferentes profundidades (z), conforme mudanças da carga de pressão (ψ) ao longo de um evento pluviométrico.

O modelo funciona a partir da associação entre um modelo hidrológico (Equação de infiltração de Richards, de fluxo tipo transiente e tridimensional para meio heterogêneo, isotrópico e não saturado) e outro de estabilidade (Equação 1), proposta por IVERSON (2000), por meio de uma rotina em Linguagem Fortran (*Formula Translator*). No modelo de estabilidade (cálculo do potencial para ruptura em diferentes locais da paisagem), IVERSON (2000) utiliza a análise unidimensional de estabilidade baseada no método do Talude Infinito. Considera $H < L$ (H é a profundidade da superfície de ruptura e L o comprimento do escorregamento) como condição compatível para aproximar a Equação de Richards para o fluxo subsuperficial

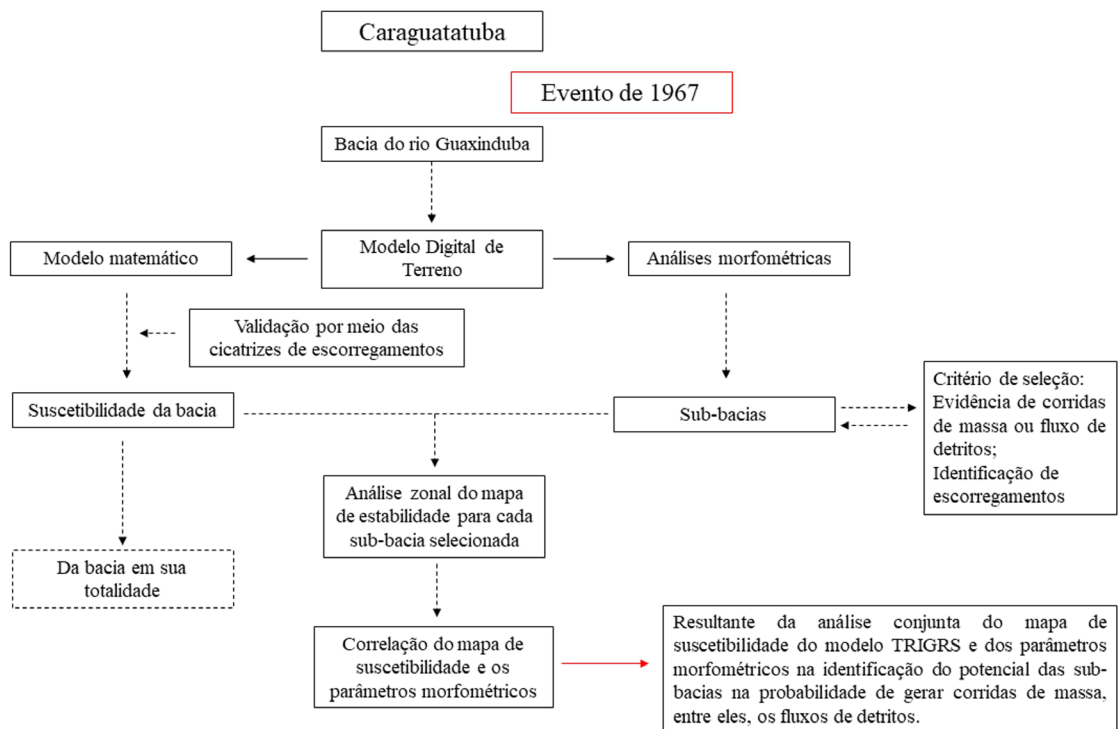


FIGURA 3 – Diagrama das etapas de trabalho da pesquisa (materiais e métodos).

FIGURE 3 – Diagram of research work stages (materials and methods).

da encosta (IVERSON 2000). Este modelo supõe a existência de duas frentes de infiltração: uma permanente, que ocorre normalmente quando o solo está quase saturado (por meio de fluxo lateral, paralelo à encosta), e outro transiente, normal à superfície (BAUM *et al.* 2002).

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \rho_w \tan \phi}{\rho_s Z \sin \theta \cos \theta} \quad \text{Equação 1}$$

Onde: ϕ é o ângulo de atrito interno [°]; θ é o ângulo da encosta [°]; c' é a coesão efetiva (c) [kPa]; ψ é a carga de pressão [kPa]; Z é a profundidade do solo [m]; t é o tempo [s]; ρ_w é a densidade da água [kg/m³] e ρ_s é a densidade do solo [kg/m³].

A entrada dos dados no TRIGRS é feita, inicialmente, por meio de um MDT, para a construção dos mapas de declividade e de direção de fluxo. Assim, os valores gerados pelo MDT são inseridos por meio de arquivos em formato *asc* em um ambiente SIG. Posteriormente, são necessários os valores geotécnicos e hidrológicos do solo (ex. coesão, ângulo de atrito interno, profundidade, condutividade hidráulica, entre outros) e os valores pluviométricos, tais como, o número de eventos, a intensidade de chuva e a duração de cada evento, que influenciam a variação do FS (BAUM *et al.* 2002). São também necessárias informações adicionais que controlam o modelo, como, por exemplo, o número de intervalos ao longo de uma espessura de solo em que são calculados os valores de carga de pressão e do FS (BAUM *et al.* 2002).

3.2 Mapa de suscetibilidade aos escorregamentos (TRIGRS)

Os parâmetros utilizados no modelo TRIGRS foram divididos em topográficos, geotécnicos, hidrológicos e pluviográficos. Os parâmetros topográficos (mapas de declividade e de direção de fluxo) foram obtidos a partir de um MDT com resolução espacial de 5 metros de grade fornecido pela EMPPLASA - EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO (2011), criado a partir da técnica de sistema de varredura a LiDAR (*Light Detection and Ranging*) a partir de uma nuvem de pontos com coordenadas tridimensionais.

O TRIGRS, ao incorporar os parâmetros topográficos do MDT utilizado, inclui processos de infiltração e de escoamento, permitindo que o excesso de água não absorvido pelas células da grade escoe para outras células (programa TopoIndex - Índice Topográfico). Existem vários tipos de escoamento superficial que podem ser utilizados para

dispersar a água que não consegue percolar, mas os autores do modelo (BAUM *et al.* 2002) recomendam, por ser mais próximo da realidade, o algoritmo D-Infinito ($\omega < 0$), aqui utilizado. O referido algoritmo permite que o escoamento flua não apenas nas oito direções principais, introduzindo erros de orientação do escoamento, mas em qualquer direção, proporcional ao ângulo de escoamento da encosta (TARBOTON 1997, BAUM *et al.* 2002).

Em relação aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos, os valores de coesão do solo (c), peso específico do solo (ρ_s), espessura máxima do solo (Z_{max}), ângulo de atrito interno (ϕ) e condutividade hidráulica vertical saturada (K_{sat}) foram retirados dos trabalhos de FERREIRA (2013) e GOMES & VIEIRA (2016). As referidas autoras realizaram coletas em campo em três cicatrizes de escorregamento, denominadas C1, C2 e C3. Amostras de solo deformado e não deformado foram coletadas de acordo com os protocolos da ASTM D3080-04 (2004), enquanto a medição da “ K_{sat} ” seguiu os protocolos de REYNOLDS & ELRICK (1987) e da ASTM D3385-88 (1994). As coletas foram feitas em diferentes profundidades, na medida em que foram observadas alterações texturais (tátil-visuais) dos grãos do solo pelas autoras. Além disso, a caracterização foi realizada no centro das cicatrizes e próximo às suas bordas, buscando formar um perfil único e possibilitar a compreensão da dinâmica do material que deslizou e do que permaneceu após o deslizamento (FERREIRA 2013, GOMES & VIEIRA 2016).

Com base em 37 amostras deformadas e 24 amostras não deformadas, FERREIRA (2013) realizou testes de granulometria, porosidade total, macroporosidade e microporosidade. Seis blocos não deformados foram utilizados nos ensaios de resistência ao cisalhamento direto para determinar a coesão e o ângulo de atrito interno (ASTM 2004), tendo sido coletados nas seguintes profundidades: C1 (0,45 m e 1,45 m); C2 (0,60 m e 2 m) e C3 (0,45 m e 2 m) (FERREIRA 2013). A “ K_{sat} ” foi medida nessas mesmas cicatrizes, utilizando-se um Permeâmetro de Guelph (REYNOLDS & ELRICK 1987, ASTM 1994) nas profundidades de 0,25 m; 0,50 m; 1,00 m; 1,50 m; 2,00 m e 2,50 m (GOMES & VIEIRA 2016).

As cicatrizes foram selecionadas conforme os seguintes critérios: (a) acesso às áreas afetadas, (b) relevância das características físicas e bióticas da Serra do Mar e (c) não interferência antrópica no terreno (por exemplo, taludes de corte artificiais) (FERREIRA 2013, GOMES & VIEIRA

2016). Tais autoras abriram três perfis em cada cicatriz (no topo, na lateral e em seu interior), até uma profundidade de 2,50 m, aproximadamente. A escolha dos locais para abertura destes perfis considerou o pressuposto de que o manto de intemperismo removido possui semelhanças com o anterior e, sobrepondo o perfil superior ao do centro da cicatriz, torna-se possível reconstituir o perfil de intemperismo anterior ao da ruptura (retro-análise) (FERREIRA 2013, GOMES & VIEIRA 2016). As médias aritméticas dos valores obtidos no levantamento dessas cicatrizes foram adotadas como entrada no mapa de suscetibilidade (Tabela 1).

Alguns valores padrão do modelo (*default*) foram utilizados para determinados dados, como a altura inicial do freático (d), a taxa de infiltração inicial (ILT) e a difusividade hidráulica (D0), uma vez que não há dados de campo e, para estes casos, eles foram considerados eficientes (Tabela 1). No TRIGRS, a altura inicial do freático (d) deve ser sempre semelhante à espessura máxima do solo

(*Zmax*), devido uma de suas limitações, que permite apenas $d = Zmax$ (BAUM *et al.* 2002). Assim, em relação ao valor da altura do freático (d), utilizou-se o mesmo valor de profundidade do solo (3 m), devido as indicações de BAUM *et al.* (2002) e as condições de saturação observadas no momento do evento por DE PLOEY & CRUZ (1979) após três meses de chuvas contínuas.

Para os parâmetros pluviométricos (número de eventos, intensidade de chuva e duração de cada evento) foram utilizados dois eventos, ambos em 1967, sendo um com duração de 2 h em 17 de Março e outro de 11 h em 18 de Março (Tabela 2). Foram utilizados três postos pluviométricos (Figura 1) do SIGRH/DAEE – SISTEMA INTEGRADO DE GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO/DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (2015).

Para a escolha destes postos, foi considerada a precisão dos dados (ex. ausência de falhas nos bancos de dados pluviométricos); a proximidade

TABELA 1 – Valores referentes aos parâmetros geotécnicos, hidrológicos e pluviográficos utilizados no mapa de suscetibilidade aos escorregamentos (parâmetros de entrada para o modelo TRIGRS). Base de dados: FERREIRA (2013) e GOMES & VIEIRA (2016).

TABLE 1 – Geotechnical, hydrological and pluviographic parameters used in the landslide susceptibility map (TRIGRS model input parameters). Database: FERREIRA (2013) and GOMES & VIEIRA (2016).

<i>PARÂMETROS [unidades]</i> <i>Propriedades Geotécnicas e Hidrológicas</i>	<i>VALORES e FONTES</i>	
	<i>Valores</i>	<i>Fonte</i>
Coesão do solo (c) [kPa]	4,08	FERREIRA (2013)
Peso específico do solo (ρ_s) [kN/m ³]	15,2	FERREIRA (2013)
Espessura máxima do solo (Zmax) [m]	3	FERREIRA (2013)
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	34,06	FERREIRA (2013)
Altura Inicial do freático (d) [m]	3	<i>Default</i> do modelo
Taxa de infiltração inicial ILT [m/s]	1,0x10 ⁻⁹	<i>Default</i> do modelo
Difusividade hidráulica D0 [m ² /s]	5,5x10 ⁻⁴	<i>Default</i> do modelo
Condutividade hidráulica saturada vertical (Ksat) [m/s]	1,0x10 ⁻⁵	GOMES & VIEIRA (2016)

TABELA 2 – Valores referentes aos parâmetros pluviométricos utilizados no mapa de suscetibilidade (parâmetros de entrada para o modelo TRIGRS). Para os parâmetros pluviométricos foram utilizados dois eventos: um com duração de 2h e outro de 11h (17 e 18 de Março de 1967). Base de dados: Sistema Integrado de Gestão de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo/Departamento de Águas e Energia Elétrica (2015).

TABLE 2 – Rainfall parameters used in the susceptibility map (TRIGRS model input parameters). For the rainfall parameters we used two events: one lasting 2h and the other lasting 11h (17th and 18th of March 1967). Database: Integrated Water Resources Management System of São Paulo State/Department of Water and Electricity (2015).

<i>Parâmetros de precipitação - evento de março de 1967</i>			
<i>Data</i>	<i>Duração acumulada no final de cada evento em s (h)</i>	<i>Intensidade média de chuva para cada evento (mm/h)</i>	<i>Fonte</i>
17/03/1967	7,200 s (2h)	57,5 mm/h	SIGRH/DAEE (2015)
18/03/1967	39,600 s (11h)	38,18 mm/h	SIGRH/DAEE (2015)

dade entre a estação e a bacia estudada; e a série temporal referente aos dias em que ocorreram os escorregamentos de 1967 (chuvas anteriores e precipitações durante os eventos). Com base nesses critérios, as estações utilizadas foram E2-042 (altitude de 20 *m.a.s.l.*¹ e coordenadas 23°35'00" S; 45°27'00" O), E2-043 (altitude de 200 *m.a.s.l.* e coordenadas 23°37'00" S; 45°26' 00"O) e E2-046 (altitude de 20 *m.a.s.l.* e coordenadas 23°38'00"S; 45°26'00"O), que possuem dados de precipitação diária acumulada (mm/dia) e precipitação mensal acumulada (mm/mês) para o período de Março de 1967, e que estão próximas à bacia (Figura 1).

3.3 Inventário e validação (mapa de suscetibilidade a escorregamentos)

O mapa de suscetibilidade foi validado a partir de uma análise de sobreposição ao inventário de cicatrizes dos escorregamentos de 1967 realizado por VIEIRA & RAMOS (2015). Os referidos autores identificaram, em ambiente SIG, 188 cicatrizes por meio da interpretação de fotografias aéreas ortorretificadas disponibilizadas pelo Instituto Florestal de São Paulo (IF/SP), realizadas em 2000, na escala 1:5.000. Os autores utilizaram os seguintes critérios para identificação das cicatrizes: diferenças de cor e de textura e aspecto alongado das mesmas nas fotografias aéreas, tendo sido mapeadas apenas as áreas de ruptura, excluindo-se, assim, suas áreas de arraste e de depósito coluvionar (VIEIRA & RAMOS 2015).

A validação, baseada na combinação do mapa de suscetibilidade e do mapa de cicatrizes, foi realizada utilizando-se os seguintes índices propostos por GAO (1993): (a) Concentração de Cicatrizes (CC) - razão entre o número de *pixels* de cada classe afetada pela cicatrizes e o total de *pixels* afetados na bacia (Equação 2) e (b) Potencial de Escorregamento (PE) - razão entre o número de *pixels* de cada classe afetados pelas cicatrizes e o total de *pixels* dessa mesma classe (Equação 3). Também foi utilizado o índice FD (Frequência de Distribuição), que indica a distribuição percentual das classes de suscetibilidade calculadas pelo modelo (razão entre o total de cada classe e o número total de *pixels* da bacia) (Equação 4).

$$CC = \frac{NC}{Tc} \times 100 \quad \text{Equação 2}$$

Onde: CC (Concentração de Cicatrizes), NC (número de células de cada classe afetadas por cicatrizes) e Tc (total de células afetadas na bacia).

$$PE = \frac{NC}{N} \times 100 \quad \text{Equação 3}$$

Onde: PE (Potencial de Escorregamento), NC (número de células de cada classe afetadas por cicatrizes) e N (total de células dessa mesma classe).

$$FD = \frac{N}{T} \times 100 \quad \text{Equação 4}$$

Onde: FD (Frequência de Distribuição), N (número de células em cada classe) e T (total de células da bacia).

3.4 Potencial dos índices morfométricos na suscetibilidade a corridas de massa

Para avaliar a contribuição dos parâmetros e índices morfométricos e, conseqüentemente, seu potencial como indicativo aos processos hidrogeomorfológicos na bacia do Rio Guaxinduba, foram selecionadas, por meio de fotointerpretação, sub-bacias onde foram observadas as corridas de massa, fluxos de detritos e/ou escorregamentos para o ano de 1967. A escolha dos escorregamentos como critério de seleção deve-se em função dos mesmos também atuarem na deflagração das corridas de massa (fluxos de detritos), quando incorporados à rede de drenagem, conforme exemplificados na figura 4 (CAMPBELL 1975, TAKAKASHI 1981, IPT 1987).

O reconhecimento das feições erosivas e deposicionais das corridas de massa para o evento de 1967 foram pautadas nos trabalhos de CRUZ (1974) e de DIAS *et al.* (2016), baseadas em interpretação de fotografias aéreas e vistorias de campo, buscando-se a caracterização dos depósitos (localização e tamanho dos sedimentos).

Foram delimitadas 45 sub-bacias (SB) (Figura 1), das quais, buscaram-se na literatura os parâmetros e os índices mais significativos na deflagração das corridas de massa (AUGUSTO FILHO 1993, DE SCALLY *et al.* 2001, WILFORD *et al.* 2004, SALINAS & LÓPEZ-BLANCO 2010, CHEN & YU 2011, PERUCCA & ANGILIERI 2011, WELSH & DAVIES 2011, ROGELIS & WERNER 2014, ZHANG *et al.* 2015, ABDULKAREEM *et al.* 2018, CERRI *et al.* 2018, KABITE & GESSESSE 2018, RAI *et al.* 2018, LIMA *et al.* 2020, ARANGO *et al.* 2021). De acordo com DIAS *et al.* (2016), a morfometria e a morfologia da bacia podem determinar o comportamento desses processos, portanto, a fase inicial, a sua capacidade de transporte e a sua deposição.

Neste contexto, para esta pesquisa foram utilizados os seguintes parâmetros e índices morfométricos: área da bacia (A), amplitude da bacia (H), comprimento da bacia (L), comprimento total

¹ Meters above sea level (nível médio dos mares).

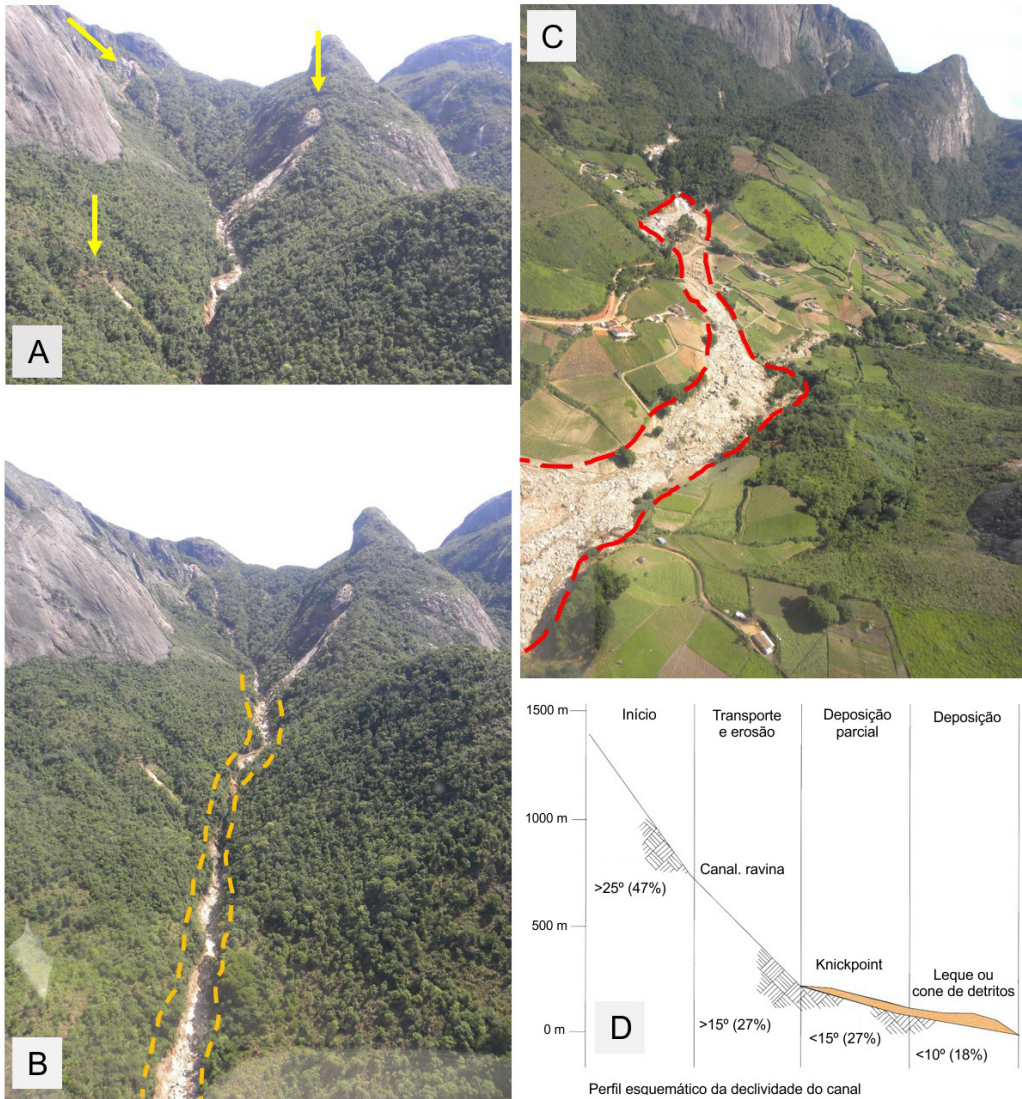


FIGURA 4 – Exemplificação da dinâmica de processos hidrogeomorfológicos (nesse caso, para o evento de 2011 na bacia do Rio Vieira, Nova Friburgo/RJ). Conforme pode ser observado, os escorregamentos (setas amarelas, imagem A) deflagrados em sub-bacias de 1ª e 2ª ordem são incorporados à rede de drenagem e sua zona de arraste ou passagem pode ser observada pelo tracejado em laranja (B). Sua deposição pode ser observada na imagem C (tracejado em vermelho). Os mecanismos aqui descritos assemelham-se ao esquema proposto por VANDINE (1996) (D). Fotos: Bianca C. Vieira (2011).

FIGURE 4 – Dynamics of hydrogeomorphological processes exemplification (in this case, related to the 2011 event in the Vieira River basin, Nova Friburgo/ Rio de Janeiro state). As can be seen, the landslides (yellow arrows, image A) triggered in 1st and 2nd order sub-basins are incorporated into the drainage network and their skidding zone or passage zone can be seen by the orange dotted line (B). Its deposition can be seen in image C (red dotted lines). The mechanisms described here are similar to the scheme proposed by VANDINE (1996) (D). Photos: Bianca C. Vieira (2011).

dos rios (*CTR*), densidade de drenagem (*Dd*), declividade média do canal principal ($^{\circ}$), índice de circularidade (*Ic*), índice de rugosidade (*Ir*), índice de sinuosidade (*Is*), índice de Melton (*M*), relação do relevo (*Rr*), entre outros, indicados na tabela 3. Tais informações foram adquiridas a partir da

rede de drenagem e as sub-bacias do rio Guaxin-duba foram obtidas por meio do MDT em escala 1:25.000 e com resolução espacial de 5 m (EM-PLASA 2011), utilizando-se o *software* TerraHidro (ROSIM *et al.* 2003, 2008) permitindo a extração dos parâmetros e dos índices morfométricos.

TABELA 3 – Parâmetros e índices utilizados para avaliar o papel das variáveis morfométricas na deflagração das corridas de massa.

TABLE 3 – Parameters and indexes used to assess the role of morphometric variables in triggering debris flows.

VARIÁVEIS	FÓRMULA	UNIDADE	CONCEITO E REFERÊNCIAS
Área (A)	-----	km ²	A área drenada da bacia tem alta correlação com a vazão e a produção de sedimentos, podendo apresentar-se como um indicativo na ocorrência das corridas de detritos (MIZUYAMA 1982; SLAYMAKER 1988, 1990; KANJI <i>et al.</i> 2008; ROGELIS & WERNER 2014).
Amplitude (H)	$H=H_{\max}-H_{\min}$ é a diferença entre o ponto mais alto da bacia e a sua foz.	m	Responsável pela energia potencial necessária para o escoamento do material mobilizado em um evento de fluxo de detritos (IPT 1987, 2002; KANJI <i>et al.</i> 2008; NIKOLOVA <i>et al.</i> 2020).
Comprimento da bacia (L)	É a distância entre a foz e o ponto mais alto da bacia.	km	Tem sido empregado para distinguir os diferentes tipos de processos hidrogeomorfológicos (ROGELIS & WERNER 2014)
Comprimento total dos rios (CTR)	$\sum CTR$	km	Comprimento total dos cursos de água da bacia (km).
Comprimento do rio principal (CRP)	Extensão do canal compreendido entre a foz e a sua nascente.	km	Corresponde ao trecho do canal em que a corrida de massa pode se desenvolver (IPT 1987, 2002).
Declividade média do canal (DMC)	$S=H_{\max} - H_{\min}/CRP$, onde H é a amplitude e CRP , é o comprimento do canal principal.	(°)	Pode auxiliar na identificação de possíveis zonas de amortecimento dos materiais provenientes das encostas ou do próprio canal (IPT 1987, 2002).
Densidade de drenagem (Dd)	$Dd=L_r/A$, onde L_r é o comprimento total dos rios e A , é a área da bacia.	km/km ²	Pode indicar o tempo de deslocamento da água, a vazão e o potencial de inundação. Este parâmetro pode indicar se a bacia é mais permeável ou impermeável, influenciando na infiltração e no tempo de resposta da bacia na relação chuva-vazão (ROGELIS & WERNER 2014, ABDULKAREEM <i>et al.</i> 2018).
Índice de circularidade (Ic)	$I_c=A/A_c$, onde A é a área da bacia e A_c é a do círculo de mesmo perímetro da bacia.	Km ² /km ²	Pode ser compreendido pelo tempo de concentração da bacia hidrográfica, influenciando no comportamento da vazão, ou seja, quanto mais próximo do valor da unidade maior será a potencialidade de geração de cheias e, conseqüentemente, poderá contribuir para a geração de corridas de detritos (AUGUSTO FILHO 1993, SALINAS & LÓPEZ-BLANCO 2010).
Índice de Melton (M)	$M=H/\sqrt{A}$, onde H é a amplitude da bacia e A é a área da bacia.	adimensional	Este índice indica quais processos hidrogeomorfológicos podem ocorrer em uma determinada bacia hidrográfica (WILFORD <i>et al.</i> 2004, WELSH & DAVIES 2011, GRELLE <i>et al.</i> 2019). No caso dos fluxos de detritos estes valores devem ser superiores a 0,6.
Índice de rugosidade (I_r)	$I_r=H*D_d$, onde H é a amplitude da bacia e D_d é a densidade de drenagem.	adimensional	Expressa a potencialidade de produção de sedimentos, ou seja, bacias com altos valores desse índice tendem a produzir mais sedimentos e, conseqüentemente, maior será a disponibilidade de sedimentos que podem contribuir com esses processos (ABDULKAREEM <i>et al.</i> 2018, CERRI <i>et al.</i> 2018).
Índice de sinuosidade (I_s)	$I_s=CRP/L_v$, onde CRP é o comprimento do rio principal e L_v é o comprimento vetorial do rio principal.	adimensional	Expressa a velocidade de escoamento do canal (PERUCCA & ANGILIERI 2011, SANTOS <i>et al.</i> 2012, CHEN <i>et al.</i> 2014, RAI <i>et al.</i> 2018).
Relação de Relevo (Rr)	$Rr=H_m/L$, onde H_m é a amplitude máxima da bacia e L é o comprimento da bacia.	m/km	Expressa a distância percorrida pelo fluxo e a magnitude do evento (CHEN & YU 2011, LIMA <i>et al.</i> 2020).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 TRIGRS

No mapa de suscetibilidade aos escorregamentos (Figura 5), em relação ao índice FD, as classes de instabilidade ($FS \leq 1$) equivaleram a 71% da área total da bacia. As classes seguintes de estabilidade ($FS > 1$) apresentaram juntas um percentual de 29% (Figura 5).

Na Concentração de Cicatrizes (CC), a classe de maior instabilidade apresentou o maior percentual (cerca de 37%) e a segunda classe mais instável, 30% (Figura 3). Considerando-se o somatório das classes instáveis, verificou-se que o mapa de suscetibilidade apresentou um percentual de acerto acima da metade, considerado, portanto, satisfató-

rio (67%) (Figura 5). No Potencial de Escorregamentos (PE), as classes instáveis apresentaram 7% e as classes estáveis apenas 2,2% (Figura 5), estando, portanto, em concordância com as áreas previstas como instáveis pelo modelo e as cicatrizes.

A classe mais instável (0,4 e 0,8) concentrou-se, predominantemente, nas sub-bacias a oeste e a sudoeste e em menor proporção, a noroeste da bacia (Figura 5). A sudoeste e a oeste da bacia ocorreram ângulos acima de 30° e 40° , entretanto, a noroeste ocorreram ângulos mais suaves ($\leq 20^\circ$). As áreas mais instáveis apareceram nas sub-bacias com maior valor de área de contribuição. Já com relação à forma, houve uma coincidência de áreas instáveis de forma mais equilibrada com as feições côncavas, retilíneas e convexas, não sendo possível, portanto, correlacionar a forma da encosta com as áreas instáveis.

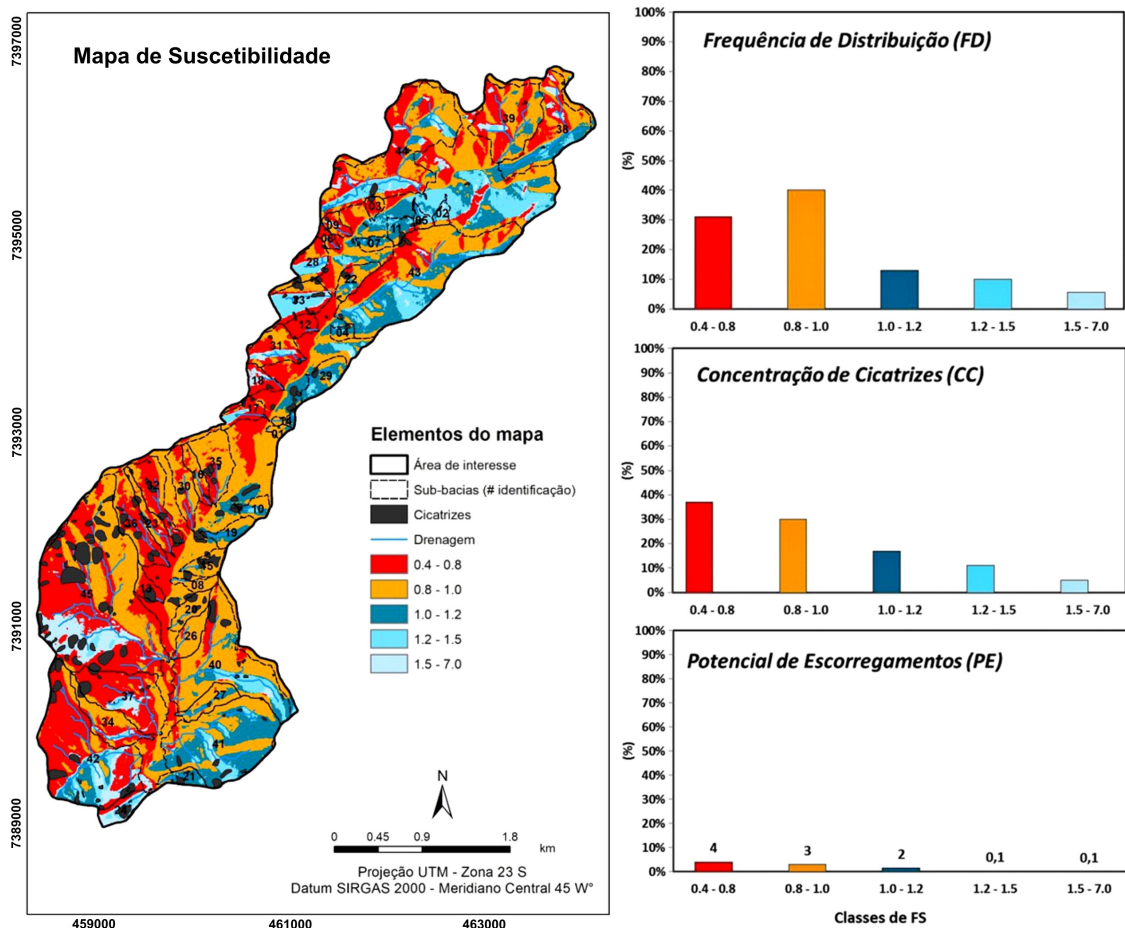


FIGURA 5 – Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS e Índices de FD; CC e PE. Parâmetros utilizados: $c' = 4$ kPa; $\rho_s = 15$ kg/m³; $Z_{max} = 3$ m; $\phi = 34^\circ$; $d = 3$ m; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}$ m/s; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}$ m²/s e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}$ m/s.

FIGURE 5 – Susceptibility map generated by TRIGRS model and FD; CC and PE indexes. Parameters used: $c' = 4$ kPa; $\rho_s = 15$ kg/m³; $Z_{max} = 3$ m; $\phi = 34^\circ$; $d = 3$ m; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}$ m/s; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}$ m²/s e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}$ m/s.

CROSTA & FRATTINI (2003) utilizaram valores coletados *in situ*, prevendo apenas 17% de áreas instáveis, mas com cerca de 70% do total de cicatrizes. Neste trabalho, verificou-se que os escorregamentos (em um total de 147) ocorreram em encostas com ângulos entre 35° e 50°, como na Bacia do Guaxinduba, porém côncavas, indicando uma maior sensibilidade das formas das encostas na definição das áreas mais instáveis, uma vez que, encostas côncavas tendem a ser mais suscetíveis por concentrarem maior volume de água em eventos pluviométricos, em comparação às encostas convexas, por exemplo.

SALCIARINI *et al.* (2006) aplicaram o modelo TRIGRS na região de Umbria (Itália) com parâmetros geotécnicos e hidrológicos obtidos diretamente em campo e muito semelhantes aos utilizados neste trabalho (ex. $\rho_s = 19 \text{ kg/m}^3$; $Z_{max} = 2 \text{ m}$; $\phi = 33^\circ$; $d = 1 \text{ m}$ e $c' = 4 \text{ kPa}$). Do total de 42 cicatrizes, 33 foram previstas pelo modelo (um percentual de aproximadamente 80% de acerto). Esta concordância (considerada elevada) entre o mapa de suscetibilidade e as cicatrizes pode estar associada ao uso de valores geotécnicos coletados *in situ*, que representam de forma mais fiel a suscetibilidade da área, tal como, para a bacia do Guaxinduba.

KIM *et al.* (2013) aplicaram o modelo em *Bonghwa* (Coreia do Sul), atingida por um even-

to pluviométrico de 228 mm em julho de 2008, e utilizaram parâmetros geotécnicos também obtidos *in situ*. Neste trabalho, apenas 30% das cicatrizes coincidiram com a classe de maior instabilidade, provavelmente pelo alto valor de coesão do solo utilizado (21,8 kPa), indicando que o modelo é, conforme já comprovado, bastante sensível à coesão.

4.2 Parâmetros morfométricos

A tabela 4 apresenta os resultados dos parâmetros e índices para as 45 sub-bacias do rio Guaxinduba. Em todas as sub-bacias (*SB*) analisadas, a ordem da rede de drenagem variou entre 1ª e 3ª e com áreas (*A*) inferiores a $<3 \text{ km}^2$ (0,03 a 1,75 km^2). A área da bacia ou sub-bacia tem forte correlação com a quantidade de coleta de água precipitada, condicionando à vazão da rede de drenagem, assim como, a produção de sedimentos.

Conforme MIZUYAMA (1982), esta correlação pode explicar a dinâmica das corridas de massa, entre elas, os fluxos de detritos em grandes bacias, pois a relação entre a produção e a vazão dos sedimentos ocorre de forma igualitária. Neste contexto, os sedimentos que escoam das grandes bacias, em relação ao total de sedimentos produzidos pelas suas sub-bacias, é consideravelmente menor, principalmente, os sedimentos mais grosseiros (MIZUYAMA 1982). Portanto, as grandes bacias

TABELA 4 – Valores dos parâmetros e índices para as sub-bacias do rio Guaxinduba.

TABLE 4 - Parameters and indexes for Guaxinduba river sub-basins.

Sub-bacias	A	H	L	CTR	CRP	DMC	Dd	Ic	Is	Ir	Rr	M
Mínimo	0,03	50	0,22	0,05	0,05	1,06	1,67	0,24	1,02	83	56,29	0,06
Média	0,24	255	0,75	1,07	0,61	12,15	4,81	0,53	1,15	1280	352,76	0,70
Máxima	1,75	720	2,13	7,50	2,36	28,62	29,33	0,78	1,44	5572	674,30	1,87
40*	0,68	360	1,31	2,77	1,13	9,58	4,10	0,33	1,12	1475	275	0,44
45*	1,75	720	2,05	7,50	2,36	11,27	4,30	0,58	1,31	3093	352	0,55

Legenda: A=área, em km^2 ; H=amplitude, em m; L=comprimento da bacia, em km; CTR=comprimento total dos rios, em km; CRP=comprimento do rio principal, em km; DMC=declividade média do canal, em graus; Dd=densidade de drenagem, em km/km^2 ; Ic=índice de circularidade, km^2/km^2 ; Is=índice de sinuosidade, em km/km ; Rr=relação de relevo, em m/km ; Ir=índice de rugosidade, adimensional; M=índice de Melton, adimensional. (*) sub-bacias onde foram identificados depósitos ao longo do canal.

Subtitle: A=area, in km^2 ; H=amplitude, in m; L=length of basin, in km; CTR=total length of rivers, in km; CRP=length of the main river, in km; DMC=mean slope of the channel, in degrees; Dd=drainage density, in km/km^2 ; Ic=circularity index, km^2/km^2 ; Is=sinuosity index, in km/km ; Rr=relief ratio, in m/km ; Ir=roughness index, dimensionless; M=Melton index, dimensionless. (*) sub-basins with deposits along the channel.

em determinadas seções apresentariam maiores larguras médias e um decréscimo da declividade média do canal em relação às bacias menores e, conseqüentemente, diminuiria o deslocamento dos sedimentos mais grosseiros para as áreas mais planas da mesma, predominando, assim, os sedimentos mais finos (JACKSON 1987). Por outro lado, ZHOU *et al.* (2015) explicam que a área da bacia ou sub-bacia não pode ser selecionado como um único indicador para determinar a ocorrência ou não dos fluxos de detritos.

A amplitude (H) da bacia pode influenciar na dinâmica das corridas de massa, pois quanto maior for o seu valor, maior será a energia potencial para o escoamento do material. Para JACKSON (1987), as sub-bacias mais propensas a ocorrência destes processos seriam aquelas com amplitudes superiores a 500 m (sub-bacias 23, 30, 32, 35, 36 e 45). Tal fato pode ser verificado para a sub-bacia 45, onde foram observados depósitos compostos por blocos médios a muito grandes, conforme o trabalho de DIAS *et al.* (2016). No entanto, de acordo com o mapeamento realizado no referido trabalho foram observados, também, pequenos blocos em uma sub-bacia com amplitude inferior a 500m (sub-bacia 40, com 360 m).

A ocorrência de fluxos de detritos em bacias com amplitude inferior a 500 m, também foi observada por MELELLI & TAMARELLI (2004), que identificaram a ocorrência desses processos em uma sub-bacia com 300 m de amplitude. Acredita-se que na sub-bacia 40 pode ter ocorrido um somatório de mecanismos de deflagração dos fluxos de detritos, ou seja, a ocorrência de dois escoamentos com volume de material mobilizado significativo, associado com a elevação brusca do canal de drenagem, decorrente da precipitação concentrada nesta sub-bacia, mobilizando, assim, os sedimentos ali depositados.

As sub-bacias apresentaram valores de comprimento do rio principal (CRP) variando entre 0,06 km e 2,36 km, com declividade média do canal entre 1,06° e 28,62° e índice de sinuosidade (Is) entre 1,02 e 1,44 (Tabela 4). Declividades médias dos canais superiores a 16° foram observadas para 14 sub-bacias e, destas, nove apresentaram valores superiores a 20°. De acordo com AUGUSTO FILHO (1993), quanto maior for a declividade do canal, maior será a capacidade de erosão e de mobilização do material depositado ao longo do mesmo. Associado a esse fato, os rios principais apresentam-se como canais muito reto a reto, indicando propensão a enchentes e inundações (MOURA

2012, ROMERO *et al.* 2017) o que pode contribuir para a dispersão e o deslocamento dos sedimentos e aumentar a magnitude das corridas.

Em relação à densidade de drenagem (Dd), as sub-bacias apresentaram índices entre 1,67 e 29,33 (km/km²) (Tabela 4), indicando, em sua maior parte, bacias com menor capacidade de infiltração. Tal questão influencia no tempo de resposta entre a precipitação e a descarga e, conseqüentemente, contribui, para o fluxo concentrado superficial, potencializando o efeito de enchentes e inundações nestes canais (PERUCCA & ANGILIERI 2011, ABDULKAREEN *et al.* 2018, BISHT *et al.* 2018). Assim, este índice quando associado à deflagração dos fluxos de detritos pode contribuir no transporte de maiores quantidades de sedimentos, quando disponíveis, em um curto espaço de tempo (JACKSON 1987, CERRI *et al.* 2018).

O índice de circularidade (Ic) apresentou valores entre 0,24 e 0,78, indicando comportamento hidrológico distinto (Tabela 4). Sabe-se que valores inferiores a 0,5 apontam bacias com maior tempo de concentração de escoamento, indicando baixa possibilidade de elevação brusca dos canais. Inversamente, valores superiores a 0,5 indicam bacias com menor tempo de concentração e sujeitas a inundações bruscas dos canais, contribuindo, portanto, na deflagração das corridas do tipo secundária. Este fenômeno, segundo AUGUSTO FILHO (1993), remobilizaria nos canais de drenagem os materiais acumulados no leito ou dos barramentos naturais, podendo ser incrementadas pelos materiais provenientes dos escoamentos (AUGUSTO FILHO 1993). Estas diferenças nos índices para as sub-bacias que refletem no tempo de concentração, podem ter contribuindo para as diferentes fases erosivas no canal principal da bacia do Guaxinduba, onde foi observada maior deposição para o evento de 1967.

O índice de rugosidade (Ir) pode ser compreendido como um fator de disponibilidade de sedimentos na bacia. Conforme CERRI *et al.* (2018), quanto maior for a rugosidade da bacia, maior será a sua taxa de produção de sedimentos. Assim, o menor valor observado neste índice equivaleu a 86 e o maior valor a 5572, o que pode indicar comportamentos distintos para essas sub-bacias (Tabela 4). Além disso, observou-se que algumas bacias com alto valor de rugosidade também apresentaram declividades médias do canal superiores a 16°, sub-bacias de 1ª e 2ª ordem de hierarquia de drenagem, indicando que tais áreas podem ser suscetíveis as corridas de massa, prin-

principalmente, se houver a deflagração de escorregamentos.

A relação do relevo (Rr) pode ser considerada como um indicador de intensidade dos processos erosivos, ou seja, o potencial de transporte ou de armazenamento de sedimentos dentro da bacia ou sub-bacia (THOMAS *et al.* 2012, ABDULKAREEN *et al.* 2018, CERRI *et al.* 2018). Os valores observados variaram entre 56 e 674, indicando um maior potencial de produção e de transportes de sedimentos para aquelas sub-bacias com altos valores para esse índice (Tabela 4). De acordo com SCHUMM (1956) há uma relação direta entre a relação do relevo e o gradiente do canal, conforme observado para as sub-bacias 8, 10, 15, 16, 19, 30, 32, 35 e 36 com declividades médias do canal superiores a 20°. No entanto, não foi identificada nenhuma feição erosiva ao longo dos canais, somente escorregamentos nas encostas dessas sub-bacias, indicando que, em eventos futuros quando deflagrados, podem contribuir com o aumento de sedimentos nos canais e na drenagem principal da bacia. Salienta-se que o armazenamento de sedimentos nos canais pode levar a uma situação de barramento e, conseqüentemente, a deflagração de corridas de massa por inundação brusca decorrente de precipitação intensa e concentrada associada à declividade sem a necessidade de um escorregamento (TAKAHASHI 1981, ZHOU *et al.* 2015, CERRI *et al.* 2018).

O índice de Melton (M) pode ser utilizado como um indicativo de qual processo hidrogeomorfológico pode ocorrer em uma determinada bacia hidrográfica, correlacionando a amplitude e a área da mesma. Os valores obtidos para as sub-bacias do Guaxinduba variaram entre 0,06 ($M = <0,30$) e 1,87 ($M = >0,6$) (Tabela 4), indicando que podem ocorrer desde processos de inundação até fluxos de detritos (WILFORD *et al.* 2004, BITAR 2014, GRELLE *et al.* 2019). CORSI *et al.* (2015) propuseram utilizar o índice de Melton a partir de $>0,3$, englobando, assim, aqueles processos de resposta rápida, como as enxurradas. A partir desta análise, verificou-se que 85% das sub-bacias atenderam este critério. As sub-bacias onde foram observados os depósitos das corridas de massa apresentaram índices de 0,44 (SB 40) e 0,55 (SB 45), com 1,37 km 2,05 km de comprimento da bacia, respectivamente. Estes valores corroboram com as pesquisas de WILFORD *et al.* (2004) e WELSH & DAVIES (2011), cujas bacias com comprimento igual ou inferior a 2,7 km estão sujeitas a deflagração das corridas de detritos.

4.3 Cenário de suscetibilidade TRIGRS e parâmetros morfométricos

Conforme supracitado, 71% da área da bacia do rio Guaxinduba foi classificada como instável (mais suscetível) pelo modelo TRIGRS, com 67% das cicatrizes mapeadas concordantes a essas classes. Visando uma melhor análise correlativa, somente as sub-bacias com amplitudes (H) superiores a 300 m foram avaliadas, uma vez que são sujeitas a ocorrência de enxurradas e de corridas de massa, dentre elas, os fluxos de detritos (Tabela 5).

Avaliando-se, conjuntamente, as classes de instabilidade do modelo por sub-bacia, observou-se que 73% das mesmas apresentaram 60% da sua área com classes de estabilidade inferior ao limite do Fator de Segurança ($FS < 1$) do TRIGRS. Esses valores indicam que tais áreas podem ser fundamentais na contribuição de sedimentos para futuros eventos de corridas de massa, visto que, são propícias à ocorrência de escorregamentos. Salienta-se que todas as sub-bacias em suas áreas mais críticas apresentam declividades da encosta superiores a 20°.

Analisando a amplitude (H) e os resultados do TRIGRS para aquelas sub-bacias com valores superiores a 300 m, verificou-se que apenas quatro delas (25%) não apresentaram percentual de áreas maior que 50% para as classes de $FS < 1$ (Tabela 5). Como este parâmetro indica o potencial energético de escoamento da bacia e, conseqüentemente, o transporte de sedimentos, mesmo em sub-bacias com valores inferiores a 500 m, neste caso, a sub-bacia 40 ($H = 360$, $M = 0,44$), foi possível identificar trechos de erosão e de deposição em sua rede de drenagem, indicando que o processo de deflagração do fluxo iniciou-se no próprio canal.

Além disso, observou-se que seis sub-bacias com amplitudes entre 300 m e 480 m apresentaram mais que 70% da sua área associadas ao $FS < 1$ (classes instáveis). Porém, considerando o limiar de 500 m para esse parâmetro, tais sub-bacias não são ambientes sujeitas aos fluxos de detritos, mas sim, aos processos de enxurradas (BITAR 2014). Por mais que tais sub-bacias não tenham contribuído com sedimentos para o rio Guaxinduba para o evento de 1967, apresentam-se, em sua maior parte, como áreas de escoamento concentrado podendo, portanto, potencializar a elevação brusca do canal principal, principalmente, em eventos de precipitação concentrada sobre a bacia.

Destacam-se, assim, as sub-bacias 16 ($H = 300$ m), 30 ($H = 560$), 32 ($H = 570$) e 35 ($H =$

TABELA 5 – Análise dos parâmetros e índices morfométricos e modelo de estabilidade.

TABLE 5 – Parameters and morphometric indexes analysis and stability model.

Sub-bacias	A	H*	L	DMC	Ic	M	TRIGRS
							(percentual de instabilidade) ¹
15	0,08	300	0,6	20,44	0,58	1,08	96
21	0,09	310	0,63	12,78	0,52	1,05	25
19	0,08	320	0,64	23,55	0,43	1,11	49
24	0,1	320	0,66	16,1	0,48	1,00	26
41	0,75	350	1,26	6,90	0,71	0,4	40
40**	0,68	360	1,31	9,58	0,33	0,44	73
37	0,39	380	1,13	9,20	0,56	0,61	87
34	0,19	380	1,09	10,22	0,32	0,86	90
42	0,94	460	1,32	11,43	0,52	0,48	70
16	0,08	480	0,75	27,75	0,39	1,72	100
35	0,20	530	0,79	27,58	0,60	1,18	100
30	0,14	560	0,92	28,62	0,42	1,48	100
32	0,18	570	0,96	24,56	0,37	1,35	100
23	0,10	590	1,07	16,71	0,24	1,87	99
36	0,23	600	1,14	22,77	0,41	1,25	99
45**	1,75	720	2,05	11,27	0,58	0,55	84

Legenda: A=área, em km²; H=amplitude, em m; L=comprimento da bacia, em km; DMC=declividade média do canal, em graus; Ic=índice de circularidade, km²/km²; M= índice de Melton, adimensional. ¹Classes de instabilidade (0,4-1,0) do modelo TRIGRS (%) presentes nas sub-bacias. (*) sub-bacias que apresentaram H superiores a 300 m e organizadas por ordem crescente e (**) sub-bacias onde foram identificados depósitos ao longo do canal.

Subtitle: A=area, in km²; H=amplitude, in m; L=length of basin, in km; DMC=mean slope of the channel, in degrees; Ic=circularity index, km²/km²; M= Melton index, dimensionless. ¹Instability classes (0.4-1.0) of TRIGRS model (%) present in the sub-basins. (*) sub-basins with H greater than 300 m and organized in ascending order and (**) sub-basins with deposits along the channel.

530) que apresentaram, aproximadamente, 100 % das classes de instabilidade e declividades do canal superiores a 20°. Mesmo com evidências de escorregamentos nestas sub-bacias, não foi observado nenhum processo erosivo nos canais, indicando que para esse evento, os sedimentos provenientes dos escorregamentos se depositaram na própria encosta ou juntamente com o fluxo d'água e, portanto, não foram suficientes para a dinâmica erosiva do canal.

As sub-bacias com amplitudes (H) superiores a 300 m apresentaram índice de Melton maior que >0,3 (BITAR 2014, CORSI *et al.* 2015) e quando associadas com sub-bacias com declividade média do canal superiores a 16° podem gerar corridas de massa ou contribuir com inundações bruscas no canal, quando identificadas como canais de 1° e 2° ordem. Destaca-se que das nove sub-bacias com

declividade média do canal (superior a 16°,7), sete foram relacionadas com mais de 90% das classes de instabilidade do TRIGRS (sub-bacias 15, 16, 23, 30, 32, 35 e 36) (Tabela 5).

O índice de circularidade (Ic) corresponde ao comportamento hidrológico da bacia, indicando aquelas que podem ter o escoamento mais rápido ou mais lento (gradual). No entanto, considerando-se apenas aquelas sub-bacias que de fato registraram os fluxos de detritos (SB = 40 e 45), a primeira apresenta um comportamento de escoamento mais gradual (Ic = 0,33), indicando predominância de processos do tipo fluxos hiperconcentrados, quando associado ao índice de Melton (M = 0,44) e ao índice de relação de relevo (Rr = 0,28) (Tabela 5).

Em relação à SB 45, a mesma apresentou um Ic de 0,58, caracterizando-se como uma bacia de escoamento rápido (Tabela 5). Todavia, quan-

do associado ao índice de Melton ($M = 0,55$) e à relação de relevo ($Rr = 0,35$) associa-se a bacia com características de processos do tipo fluxo hiperconcentrado (Tabela 5). Ressalta-se que ambas as sub-bacias apresentaram um comprimento de bacia ($L = 1,31$ (SB40), $L = 2,05$ (SB45)) dentro dos limites propostos por WILFORD *et al.* (2004) e WELSH & DAVIES (2011), correspondentes a $L = <2,7$. Portanto, a deflagração dos fluxos de detritos nesta sub-bacia, para o evento de 1967, pode ser explicada pela quantidade de escorregamentos identificados na mesma (12 eventos). Este comportamento não foi observado na SB 40, com apenas um escorregamento, permitindo interpretar que o processo erosivo e deposicional tenham se iniciado no próprio canal.

A identificação e os registros desses fenômenos, como observado na figura 6 para o evento de 1967, devem ser considerados em análises, estudos e planejamentos futuros. Como observado, os locais onde foram depositados os sedimentos dos fluxos de detritos (Figuras 6 A e B) foram ocupados por construções que, conseqüentemente, podem

ampliar o impacto e os danos em eventos futuros. A figura 6 (C) mostra a vulnerabilidade das edificações em graus, destacando que as áreas mais críticas localizam-se no início (setor norte) e no fim (setor sul) do depósito (MATOS *et al.* 2017). Isso implica maior conhecimento e detalhamento de informações sobre a ativação ou reativação de áreas já instabilizadas, assim como a disponibilidade de materiais no próprio canal de drenagem, seus barramentos naturais (causados por escorregamentos) ou *knickpoints*, até mesmo estruturas que possam segurar tais materiais ou sedimentos, potencializando a magnitude de eventos futuros.

5 CONCLUSÕES

A principal contribuição deste artigo foi avaliar, de forma integrada, a suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos e o seu papel no potencial de fluxos de detritos, associados aos parâmetros morfométricos, em uma mesma bacia hidrográfica. Assim, o uso de diferentes métodos evidencia que a bacia do Rio Guaxinduba em

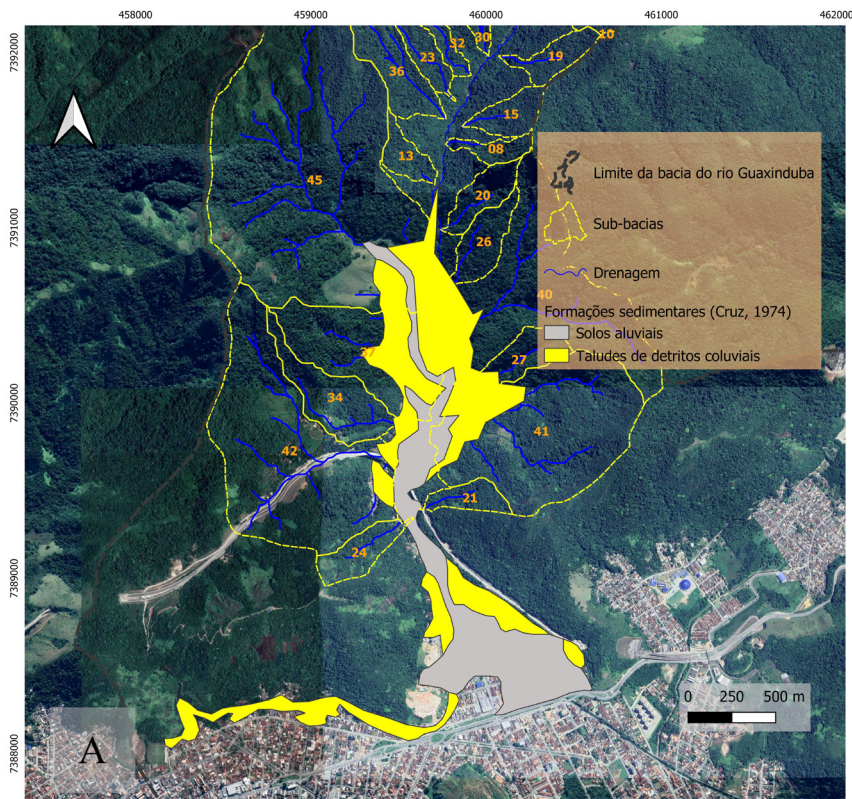


FIGURA 6 – Identificação de depósitos sedimentares (CRUZ 1974 (A), DIAS *et al.* 2016 (B)) e vulnerabilidade das construções (MATOS *et al.* 2017 (C)).

FIGURE 6 – Sedimentary deposits identification (CRUZ 1974 (A); DIAS *et al.* 2016 (B)) and vulnerability of constructions (MATOS *et al.* 2017 (C)).

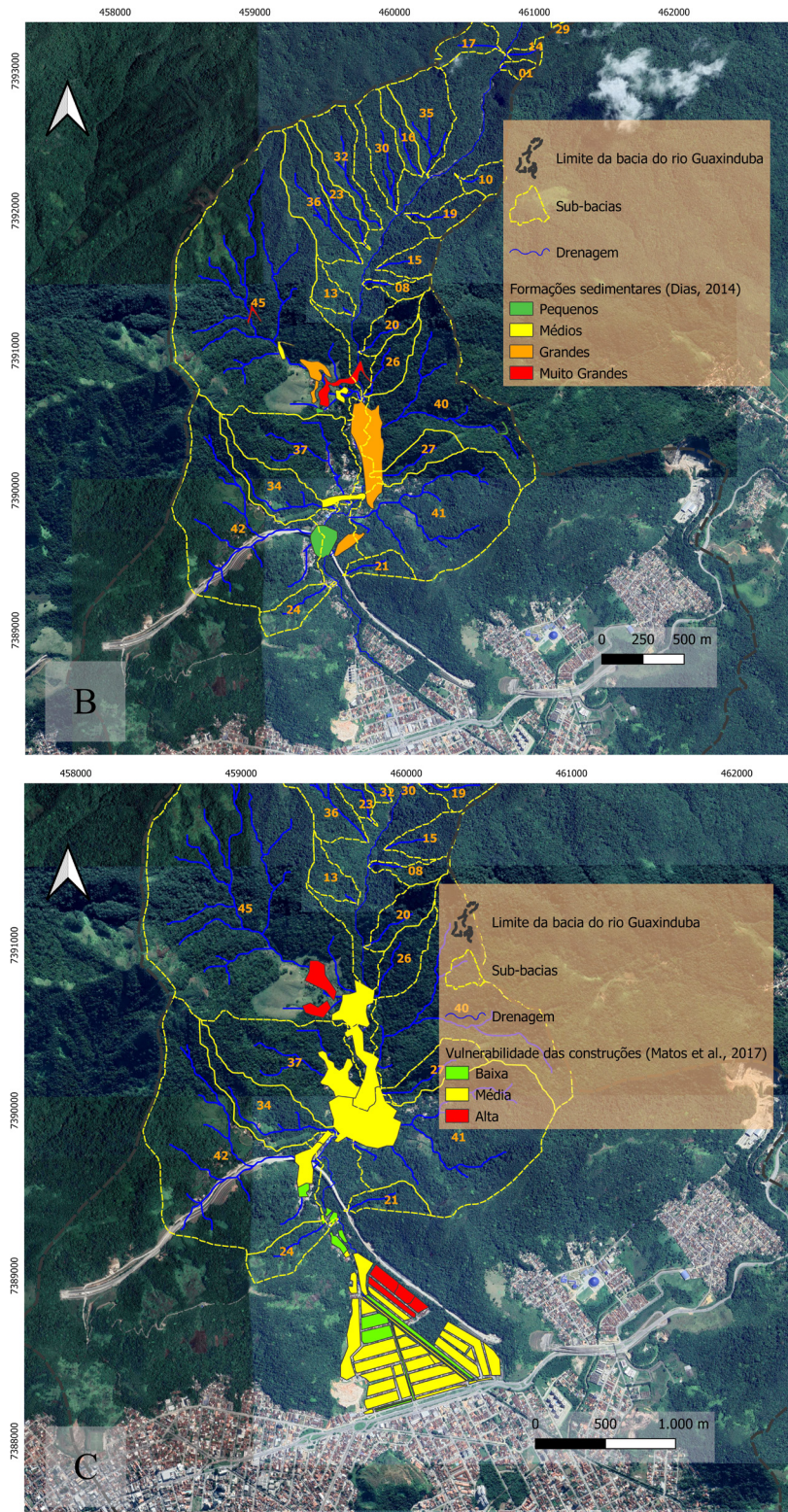


FIGURA 6 (cont.) – Identificação de depósitos sedimentares (CRUZ 1974 (A), DIAS *et al.* 2016 (B)) e vulnerabilidade das construções (MATOS *et al.* 2017 (C)).

FIGURE 6 – Sedimentary deposits identification (CRUZ 1974 (A); DIAS *et al.* 2016 (B)) and vulnerability of constructions (MATOS *et al.* 2017 (C)).

eventos de precipitações intensas e concentradas ou mesmo episódios extremos, como o ocorrido no ano de 1967, é suscetível as corridas de massa, principalmente, os fluxos de detritos. Ademais, os escorregamentos contribuem significativamente na produção de sedimentos que favorecem eventos futuros de corridas.

Modelos matemáticos preditivos, particularmente o TRIGRS, são eficientes para a previsão de escorregamentos rasos, conforme os índices percentuais “Concentração de Cicatrizes” e “Potencial de Escorregamentos”, especialmente, quando são utilizados dados obtidos diretamente em campo. Este tipo de método é bastante sensível quanto às variações das propriedades físicas do solo, sobretudo a coesão, bem como, aos parâmetros topográficos, principalmente o ângulo da encosta, uma vez que influenciam, consideravelmente, na alteração do FS. Nesse sentido, representam com acurácia os locais potencialmente instáveis e mais suscetíveis, especialmente úteis para uma análise conjunta no entendimento da geração de sedimentos por escorregamentos, que podem intensificar as corridas de massa.

Os parâmetros e índices morfométricos são indicativos se determinada bacia ou sub-bacia é propensa a ocorrência de processos hidrogeomorfológicos. A ocorrência dos mesmos em sub-bacias com amplitudes <500 m está associada a situações, nas quais, eventos de precipitações intensas ou concentradas geram elevações bruscas dos canais, aumentando o escoamento, que propiciam o deslocamento de sedimentos e deflagram as corridas. Nesse contexto, bacias com alto índice de densidade de drenagem associadas com valores acima de 0,5 de índice de circularidade e declividades médias do canal superiores a 16° são sujeitas a corridas, em função de seu alto potencial de escoamento, que leva a ocorrência de enchentes e inundações em um curto espaço de tempo e de deslocamento, devido à alta declividade de seus canais.

Nem todas as bacias em que ocorrem escorregamentos propiciarão a deflagração de corridas de massa, ainda que, tal fato não implique que as mesmas não sejam sujeitas a este tipo de processo. Assim, sedimentos podem estar depositados ao longo das drenagens possibilitando a formação de barreiras e, em eventos futuros, podem contribuir na deflagração e no aumento de processos erosivos nos canais subjacentes.

A análise conjunta entre TRIGRS e parâmetros morfométricos revela que, dentre as 45 sub-bacias avaliadas, 73% delas apresentam 60% de

sua área com classes instáveis ($FS < 1$) e declividades superiores a 20°, isto é, são suscetíveis a escorregamentos. Tal situação representa percentual considerável de áreas geradoras de sedimentos coluviais (na ocorrência de escorregamentos) que podem contribuir para eventos sequentes de corridas de massa, considerando a inter-relação, a interconexão e a evolução de eventos de movimentos de massa.

Nesse sentido, a associação de modelos matemáticos com índices morfométricos é essencial para o entendimento integrado (e ora complexo) entre mais de um tipo de movimento de massa e podem ser utilizadas, seja pelo poder público ou agências governamentais, interessadas no monitoramento contínuo de áreas de risco, bem como, no melhor planejamento do uso da terra.

6 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento de parte desta pesquisa, à EMPLASA e aos pareceristas anônimos pelas alterações, sugestões e revisões.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDULKAREEM, J.H.; PRADHAN, B.; SULAIMAN, W.N.A.; JAMIL, N.R. 2018. Quantification of runoff as influenced by morphometric characteristics in a Rural Complex Catchment. *Earth Systems and Environment*, 2: 145-162. <https://doi.org/10.1007/s41748-018-0043-0>
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 135-150.
- ARANGO, M.I.; ARISTIZÁBAL, E.; GÓMEZ, F. 2021. Morphometrical analysis of torrential flows-prone catchments in tropical and mountainous terrain of the Colombian Andes by machine learning techniques. *Natural Hazards*, 105: 983-1012. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04346-5>
- ASTM – AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. 1994. *D3385-88 - Infiltration rate of soils in field using double-ring infiltrometer*. Annual Books of ASTM Standards. Soil and Rocks, 516 p.

- ASTM – AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. 2004. *D3080-04 - Standard Test Method for Direct Shear Test of Soils Under Consolidated Drained Conditions*. ASTM International, West Conshohocken, PA, 7 p.
- AUGUSTO FILHO, O. 1993. O estudo das corridas de massa em regiões serranas tropicais: um exemplo de aplicação no município de Ubatuba, SP. In: ABGE, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 7, 1993, Poços de Caldas, *Anais*, 2: 63-72.
- ÁVILA, F.F.; ALVALÁ, R.C.; MENDES, R.M.; AMORE, D.J. 2020. The influence of land use/land cover variability and rainfall intensity in triggering landslides: a back-analysis study via physically based models. *Natural Hazards*, 103: 1-23. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04324-x>
- BAUM, R.L.; SAVAGE, W.Z.; GODT, J.W. 2002. *TRIGRS: A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis*. USGS, Colorado, 35 p.
- BENDA, L.E.; VELDHUISEN, C.; BLACK, J. 2003. Debris flows as agents of morphological heterogeneity at low-order confluences, Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America*, 115(9): 1110-1121. <https://doi.org/10.1130/B25265.1>
- BISHT, S.; CHAUDHRY, S.; SHARMA, S.; SONI, S. 2018. Assessment of flash flood vulnerability zonation through Geospatial technique in high altitude Himalayan watershed, Himachal Pradesh India. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 12: 35-47. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.09.001>
- BITAR, O.Y. 2014. *Cartas de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações 1:25.000: nota técnica explicativa*. IPT, São Paulo, 50 p.
- BLASCHKE, T.; KUX, H. 2005. *Sensoriamento Remoto e SIG Avançados: novos sistemas sensores métodos inovadores*. Oficina de Textos, São Paulo, 304 p.
- CAMPBELL, R.H. 1975. *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 851, p. 51. <https://doi.org/10.3133/pp851>
- CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. In: A. Carrara, F. Guzzetti (eds) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 135-175. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8404-3_8
- CERRI, R.I.; REIS, F.A.G.V.; GRAMANI, M.F.; GABELINI, B.M.; ZAINE, J.E.; SISTO, F.P.; GIORDANO, L.C. 2018. Análise da influência de atributos fisiográficos e morfométricos na definição da suscetibilidade de bacias hidrográficas à ocorrência de corridas de massa. *Geologia USP, Série Científica*, 18(1): 35-50. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-133737>
- CHEN, C.Y.; YU, F.C. 2011. Morphometric analysis of debris flows and their source area using GIS. *Geomorphology*, 129: 387-397. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.002>
- CHEN, C.Y.; CHEN, H.W.; CHEN, Z.J. 2014. Determination of Topographic Factors to Initiate Debris Flow Using Statistical Analysis. *International Journal of Machine Learning and Computing*, 4(6): 547-552. <https://doi.org/10.7763/IJMLC.2014.V6.471>
- COE, J.A.; GODT, J.W.; BAUM, R.L.; BUCKNAM, R.C.; MICHAEL, J.A. 2004. Landslide susceptibility from topography in Guatemala. In: W.A. Lacerda, M. Ehrlich, S.A.B. Fontura, A.S.F. Sayão (Eds) *Landslides: Evaluation and Stabilization*. London, Taylor & Francis Group, v 1, p. 69-78. <https://doi.org/10.1201/b16816-8>
- COLANGELO, A.C. 2012. Os parâmetros de resistência ao cisalhamento e a estabilidade das encostas no Planalto de Paraíba e Serra de Caraguatatuba. *Revista do Departamento de Geografia - USP*, volume especial 30 anos: 112-129. <https://doi.org/10.7154/RDG.2012.0112.0007>
- CORSI, A.C.; GRAMANI, M.F.; OGURA, A.T. 2015. Desenvolvimento de método para delimitação de bacias de drenagem suscetíveis

- a corrida de massa e enxurrada em regiões serranas. *Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental*, 5: 21-35.
- COSTA, J.E. 1984. Physical geomorphology of debris flows. In: J.E. Costa, J.P. Fleisher (Eds.) *Developments and applications of geomorphology*. New York, Springer Verlag, p. 268-317. https://doi.org/10.1007/978-3-642-69759-3_9
- CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 1982. *Projeto Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba*. Relatório Técnico. CPRM, Regional Superintendência de São Paulo, 158 p.
- CROSTA, G.B.; FRATTINI, P. 2003. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 81-93. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-81-2003>
- CRUZ, O. 1974. *A Serra do Mar e o Litoral na área de Caraguatatuba - SP*. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado em Geografia.
- CRUZ, O. 1975. A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP: contribuição à geomorfologia litorânea tropical. *Revista Brasileira de Geografia*, 37: 73-138.
- CRUZ, O. 1990. Contribuição geomorfológica ao estudo de escarpas da Serra do Mar. *Revista do Instituto Geológico*, 11(1): 9-20. <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.19900002>
- DE PLOEY, Y.; CRUZ, O. 1979. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena*, 6: 111-122. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(79\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0341-8162(79)90001-8)
- DE SCALLY, F.; SLAYMAKER, O.; OWENS, I. 2001. Morphometric controls and basin response in the Cascade Mountains. *Geografiska Annaler*, 83A, 3: 117-130. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2001.00148.x>
- DIAS, V.C.; VIEIRA, B.C.; GRAMANI, M.F. 2016. Parâmetros morfológicos e morfométricos como indicadores da magnitude das corridas de detritos na Serra do Mar Paulista. *Confins*, 29: 1-19. <https://doi.org/10.4000/confins.11444>
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Embrapa Solos, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro, 2ª ed.
- EMPLASA – EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO. 2011. *Projeto de Atualização Cartográfica do Estado de São Paulo (Projeto Mapeia São Paulo)*. Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A – Emplasa; Diretoria de Planejamento - DPL e Unidade de Cartografia - UCA.
- FERNANDES, N.F.; GUIMARAES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*, 55: 163-181. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00115-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00115-2)
- FERREIRA, S.F. 2013. *Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP)*. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 112 p.
- FRATTINI, P.; CROSTA, G.B.; FUSI, N.; NEGRO, P.D. 2004. Shallow land-slides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. *Engineering Geology*, 73: 277-295. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.01.009>
- FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1976. Escorregamentos de Caraguatatuba: expressão atual e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. In: ABGE, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 341-350.
- GAO, J. 1993. Identification of Topographic Settings Conducive to Landsliding from Nelson County, Virginia, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 579-591. <https://doi.org/10.1002/esp.3290180702>
- GARCÍA-ARISTIZÁBAL, E.F.; ARISTIZÁBAL, E.; MARÍN, R.J.; GUZMÁN-MARTÍNEZ, J.C. 2019. Implementación del modelo

- TRIGRS con análisis de confiabilidad para la evaluación de la amenaza a movimientos en masa superficiales detonados por lluvia. *Tecnológicas*, 22: 111-129. <https://doi.org/10.22430/22565337.1037>
- GODT, J.W.; BAUM, R.L.; CHLEBORAD, A.F. 2006. Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA. *Earth Surface Process Landforms*, 31: 97-110. <https://doi.org/10.1002/esp.1237>
- GOMES, M.C.V.; VIEIRA, B.C. 2016. Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60: 53-65. <https://doi.org/10.1127/zfg/2016/0229>
- GRELLE, G.; ROSSI, A.; REVELLINO, P.; GUERRIERO, L.; GUADAGNO, F.M.; SAPPÀ, G. 2019. Assessment of debris-flow erosion and deposit areas by morphometric analysis and a GIS-Based simplified procedure: A case study of Paupisi in the Southern Apennines. *Sustainability*, 11: 2382. <https://doi.org/10.3390/su11082382>
- GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. 1999. Land-slide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31: 181-216. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00078-1)
- GUZZETTI, F.; MONDINI, A.C.; CARDINALI, M.; FIORUCCI, F.; SANTANGELO, M.; CHANG, K.T. 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112: 42-66. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.001>
- HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; MORALES, N. 1994. Geologia do Pré-Cambriano. In: F.F. Falconi, A.Negro Junior (Orgs.) *Solos do Litoral de São Paulo*. São Paulo, ABMS, p. 41-67.
- HU, S.; QIU, H.; PEI, Y.; CUI, Y.; XIE, W.; WANG, X.; YANG, D.; TU, X.; ZOU, Q.; CAO, P.; CAO, M. 2019. Digital terrain analysis of a landslide on the loess tableland using high-resolution topography data. *Landslides*, 16: 617-632. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1103-0>
- HUANG, F.; CHEN, J.; LIU, W.; HUANG, J.; HONG, H.; CHEN, W. 2022. Regional rainfall-induced landslide hazard warning based on landslide susceptibility mapping and a critical rainfall threshold. *Geomorphology*, 408: 108236. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108236>
- IPT – INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1987. *Estudos das instabilizações de encosta da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno “corrida de lama” e da prevenção dos seus efeitos*. IPT, São Paulo, Relatório 26.258, volume 1.
- IPT – INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 2002. *Reconhecimento, caracterização e monitoramento de locais potencialmente sujeitos a instabilizações na Serra do Mar na área de influência dos diversos Sistemas de Captação e Abastecimento de Água e de Tratamento de Esgoto*. IPT, São Paulo, Relatório 59.123.
- IVERSON, R.M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36: 1897-1910. <https://doi.org/10.1029/2000WR900090>
- JACKSON, L.E. 1987. *Debris flows hazard in the Canadian Rocky Mountains*. Geological Survey of Canada, Paper 86-11, p. 20. <https://doi.org/10.13140/2.1.4942.5607>
- KABITE, G.; GESSESSE, B. 2018. Hydrogeomorphological characterization of Dhidhesa river basin, Ethiopia. *International Soil and Water Conservation Research*, 6: 175-183. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.02.003>
- KANJI, M.A.; CRUZ, P.T.; MASSAD, F. 2008. Debris flow affecting the Cubatão oil refinery. *Landslides*, 5: 71-82. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0110-3>
- KIM, D.; IMA, S.; LEE, C.; WOOC, C. 2013. Modeling the contribution of trees to shallow landslide development in a steep, forested watershed. *Ecological Engineering*, 61C: 658-668. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.05.003>

- LIMA, I.F.; FERNANDES, N.F.; VARGAS JUNIOR, E.A. 2020. Análise morfométrica em bacias afetadas por fluxos de detritos na Região Serrana do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21(2): 399-419. <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1515>
- LISTO, F.L.R.; VIEIRA, B.C. 2015. Influência de parâmetros geotécnicos e hidrológicos na previsão de áreas instáveis a escorregamentos translacionais rasos utilizando o Modelo TRIGRS. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16: 485-500. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i3.665>
- LISTO, F.L.R.; GOMES, M.C.V.; VIEIRA, B.C. 2018. Avaliação da variação do Fator de Segurança com o modelo TRIGRS. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 19: 207-220. <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i1.1256>
- LISTO, F.L.R.; GOMES, M.C.V.; FERREIRA, F.S. 2021. Evaluation of shallow landslide susceptibility and Factor of Safety variation using the TRIGRS model, Serra do Mar Mountain Range, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 107: 01-13. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103011>
- MATOS, L.J. 2014. *A vulnerabilidade das construções às corridas de detritos na bacia experimental do rio Guaxinduba - município de Caraguatatuba - SP*. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 90 f. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-24042015-115918/>
- MATOS, L.J.; VIEIRA, B.C.; FERREIRA, C.J. 2017. Avaliação da vulnerabilidade das construções às corridas de detritos por meio do método PTVA (Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment). *Boletim Paulista de Geografia*, 97: 42-65 <https://publicacoes.agb.org.br/index.php/boletim-paulista/article/view/655>
- MELELLI, L.; TARAMELLI, A. 2004. An example of debris-flow hazard modeling using GIS. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 4: 374-358. <https://doi.org/10.5194/nhess-4-347-2004>
- MIZUYAMA, T. 1982. Analysis of sediment yield and transport data for erosion control works. *Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield. Proceedings Exeter Symposium*, IAHS Publ., 137: 177-182.
- MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. 1994. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30: 1153-1171. <https://doi.org/10.1029/93WR02979>
- MOURA, C.A. 2012. Análise morfométrica como instrumento na identificação de tendência a enchentes. In: UGB, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 1-3.
- NERY, T.D. 2017. O uso de parâmetros morfométricos como potencial indicador a ocorrência de corridas de detritos no litoral norte de São Paulo. *Geosul*, 32: 179-200. <http://dx.doi.org/10.5007/2177-5230.2017v32n63p201>
- NIKOLOVA, V.; KAMBUROV, A.; RIZOVA, R. 2020. Morphometric analysis of debris flows basins in the Eastern Rhodopes (Bulgaria) using geospatial technologies. *Natural Hazards*, 105: 159-175. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04301-4>
- PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N. 1998. *SINMAP – a stability index approach to terrain stability hazard mapping*. User's manual. Terratech Consulting Ltd. Salmon Arm, B.C. Canada, 68 p.
- PERROTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S.D.; SACHS, L.L.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. 2005. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil, Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais, São Paulo, Brasil.
- PERUCCA, L.P.; ANGILIERI, Y.E. 2011. Morphometric characterization of del Molle Basin applied to the evaluation of flash foods hazard, Iglesia Department, San Juan, Argentina. *Quaternary International*, 233: 81-86. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.08.007>
- RABACO, L.M.L. 2005. *Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravi-*

- tacionais de Massa numa Faixa de Dutos*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado em Engenharia, 162 p.
- RAI, P.K.; CHANDEL, R.S.; MISHRA, V.N.; SINGH, P. 2018. Hydrological inferences through morphometric analysis of lower Kosi river basin of India for water resource management based on remote sensing data. *Applied Water Science*, 8(15): 1-16. <https://doi.org/10.1007/s13201-018-0660-7>
- REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. 1987. A laboratory and numerical assessment of the Guelph Permeameter Method. *Soil Science*, 144: 282-299.
- ROGELIS, M.C.; WERNER, M. 2014. Regional debris flow susceptibility analysis in mountainous peri-urban areas through morphometric and land cover indicators. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 14: 3043-3064. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-3043-2014>
- ROMERO, V.; FORMIGA, K.T.M.; MARCUZZO, F.F.N. 2017. Estudo hidrogeomorfológicos de bacia hidrográfica urbana em Goiânia/GO. *Ciência e Natura*, 39(2): 320-340. <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17706>
- ROSIM, S.; MONTEIRO, A.M.V.; RENNO, C.M.; SOUZA, R.C.M.; SOARES, J.V. 2003. TerraHidro – Uma plataforma computacional para o desenvolvimento de aplicativos para a análise integrada de recursos hídricos. In: INPE, SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11, Belo Horizonte, *Anais*, 2589-2596.
- ROSIM, S.; MONTEIRO, A.M.V.; RENNO, C.D.; OLIVEIRA, J.R.F. 2008. Uma ferramenta open source que unifica representações de fluxo local para apoio à gestão de recursos hídricos no Brasil. *Informática Pública*, 1: 29-49.
- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. 1997. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. Laboratório de Geomorfologia, Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, Brasil e Laboratório de Cartografia Geotécnica, Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Brasil. Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Mapas e Relatórios).
- SALCIARINI, D.; GODT, J.W.; SAVAGE, W.Z.; CONVERSINI, P.; BAUM, R.L.; MICHAEL, J.L. 2006. Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Regional of Central Italy. *Landslides*, 3: 181-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-006-0037-0>
- SALINAS, S.; LÓPEZ-BLANCO, J. 2010. Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Geomorphology*, 123: 142-153. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.006>
- SANTOS, A.M.; TARGA, M.S.; BATISTA, G.T.; DIAS, N.W. 2012. Análise morfométricas das sub-bacias hidrográficas Perdizes e Fojo no município de Campos do Jordão, SP, Brasil. *Revista Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, 7(3). <https://doi.org/10.4136/ambi-agua.945>
- SCHUMM, S.A. 1956. *Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy*. New Jersey, nº 67.
- SELBY, M.J. 1993. *Hillslope: materials & processes*. Oxford University Press, New York, 480 p.
- SIGRH/DAEE – SISTEMA INTEGRADO DE GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO/DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. 2015. *Banco de Dados Hidrológicos*. Disponível em: <http://www.hidrologia.daece.sp.gov.br/>. Acesso em jul. 2015.
- SLAYMAKER, O. 1988. The distinctive attributes of debris torrents. *Hydrological Sciences*, 33(6): 567-573. <https://doi.org/10.1080/02626668809491290>
- SLAYMAKER, O. 1990. Debris torrent hazard in Eastern Fraser and Coquihalla Valleys. *Western Geography*, 1: 34-47.
- TAKAHASHI, T. 1981. Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster. *Journal of Natural Disaster Science*, 3(1): 57-89. <http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/10752573>

- TARBOTON, D.G. 1997. A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33: 309-319. <https://doi.org/10.1029/96WR03137>
- THOMAS, J.; JOSEPH, S.; THRIVIKRAMJI, K.P.; ABE, G.; KANNAN, N. 2012. Morphometrical analysis of two tropical mountain river basins of contrasting environmental settings, the southern Western Ghats, India. *Environmental Earth Sciences*, 66: 2353-2366. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1457-2>
- VAN WESTEN, C.J. 2004. Geo-information tools for landslide risk assessment – an overview of recent developments. In: W. Lacerda, M. Ehrlich, S. Fontoura, A. Sayao (Eds.) *Landslides, Evaluation & Stabilization*. Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, p. 39-56.
- VAN WESTEN, C.J.; CASTELLANOS, E.; KURIAKOSE, S. 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102: 112-131. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.010>
- VANDINE, D.F. 1996. *Debris flow control structures for forest engineering*. Res. Br., B. C. Min. For., Victoria, B. C., Work, Pap. 08/1996, 68 p.
- VIEIRA, B.C.; RAMOS, H. 2015. Aplicação do modelo SHALSTAB para mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP). *Revista do Departamento de Geografia (USP)*, 29: 172-185. <https://doi.org/10.11606/rdg.v29i0.102087>
- WELSH, A.; DAVIES, T. 2011. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. *Landslides*, 8: 183-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0238-4>
- WILFORD, D.J.; SAKALS, M.E.; INNES, J.L.; SIDLE, R.C.; BERGERUD, W.A. 2004. Recognition of debris flow, debris, flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, 1: 61-66. <https://doi.org/10.1007/s10346-003-0002-0>
- WOLLE, C.M. 1988. *Análise dos escorregamentos translacionais rasos numa região da Serra do Mar*. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 406 p.
- ZHANG, H.Y.; SHI, Z.H.; FANG, N.F.; GUO, M.H. 2015. Linking watershed geomorphic characteristics to sediment yield: evidence from the Loess Plateau China. *Geomorphology*, 234: 19-27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.014>
- ZHOU, W.; TANG, C.; VAN ASCH, T.W.J.; CHANG, M. 2015. A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. *Landslides*, 13: 1243-1259. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0631-0>

Endereço dos autores:

Fabrizio de Luiz Rosito Listo – Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Rua Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 6^o andar, Cidade Universitária, CEP: 50.670-901, Recife, PE, Brasil. *E-mail:* fabrizio.listo@ufpe.br

Tulius Dias Nery – Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), Estrada Doutor Altino Bondensan, 500, Distrito de Eugênio de Melo, CEP: 12.247-016, São José dos Campos/SP. *E-mail:* tulius.nery@cemaden.gov.br

Artigo submetido em 2 de maio de 2022, aceito em 4 de julho de 2022.



This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License.