



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, n° 3 (2015)



INFLUÊNCIA DE PARÂMETROS GEOTÉCNICOS E HIDROLÓGICOS NA PREVISÃO DE ÁREAS INSTÁVEIS A ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS RASOS UTILIZANDO O MODELO TRIGRS

GEOTECHNICAL AND HYDROLOGICAL PARAMETERS INFLUENCE IN PREDICTING UNSTABLE AREAS TO SHALLOW LANDSLIDES USING THE TRIGRS MODEL

Fabrizio de Luiz Rosito Listo

*Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo
Av. Prof. Lineu Prestes, 338, São Paulo, São Paulo, CEP: 05508-000, Brasil
Email: fabriziolisto@usp.br*

Bianca Carvalho Vieira

*Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo
Av. Prof. Lineu Prestes, 338, São Paulo, São Paulo, CEP: 05508-000, Brasil
Email: biancav@usp.br*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
17/01/2015
Data de Aprovação:
29/07/2015

Palavras-chave:

TRIGRS; Escorregamentos
Rasos; Serra do Mar.

Keywords:

TRIGRS; Shallow Landslides;
Serra do Mar.

Resumo:

Os modelos matemáticos em bases físicas podem ser uma importante ferramenta para auxiliar a previsão de áreas instáveis à escorregamentos, como as encostas da Serra do Mar. Este trabalho avaliou a susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, utilizando o modelo TRIGRS em uma bacia no município de Caraguatatuba (SP), afetada por vários escorregamentos e corridas de detritos em março de 1967. Foram gerados dois cenários, utilizando valores geotécnicos e hidrológicos obtidos na literatura (Cenário A) e coletados dentro da bacia (Cenário B). O mapa de cicatrizes de escorregamentos foi utilizado para avaliar o desempenho dos cenários usando os índices de (i) Concentração de Cicatrizes, (ii) Potencial de Escorregamentos e (iii) das áreas previstas como instáveis sem cicatrizes; e das áreas previstas como estáveis com cicatrizes. Não foram encontradas diferenças significativas entre os dois cenários, mas como em outros estudos, os resultados mostraram que a distribuição espacial similar de áreas instáveis está associada a um forte controle topográfico (ex. ângulo da encosta e direção de fluxos). Em ambos os cenários observou-se uma relação entre as cicatrizes e as áreas instáveis, mas houve uma diferença na distribuição das classes de estabilidade.

Abstract:

The physically-based models can be an important tool to help predict unstable areas for landslides, as the hillslopes of the Serra do Mar. This paper evaluates the susceptibility to the occurrence of shallow landslides using the TRIGRS model in

a basin in Caraguatatuba city (SP), affected by several landslides and debris flows on March 1967. We generated two scenarios, using geotechnical and hydrological values obtained on the literature (Scenario A) and collected into the basin (Scenario B). The landslide scar map was used to evaluate the performance of scenarios using the (i) Scar Concentration and (ii) Landslide Potential indexes and (iii) the areas of predicted landslide susceptibility where no landslides occur; and areas where landslide scars occur in locations predicted to be stable. We did not find significant differences between the two scenarios, but like other studies, the results showed that the similar spatial distribution of unstable areas is associated with strong topographic control (e.g. slope angle and flows direction). In both scenarios we observed a relationship between the scars and unstable areas, but there was a difference in the distribution of stable classes.

Introdução

Em função da ocorrência recorrente de desastres naturais no país, sobretudo durante intensos episódios pluviométricos, com elevadas perdas econômicas, sociais e vítimas, instaurou-se desde 2012 no Brasil, a Lei Federal nº 12.608, que instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (BRASIL, 2012). Dentre outras atribuições, esta nova legislação tornou dever da União, dos Estados e dos Municípios adotar medidas necessárias para redução dos riscos causados por desastres naturais, principalmente, em áreas topograficamente declivosas. Adicionalmente, incentiva medidas de previsão e de mitigação para conter desastres naturais e situações de risco, principalmente em áreas suscetíveis a movimentos de massa e ainda não ocupadas. Nesse contexto, o uso de modelos matemáticos para a previsão de áreas instáveis, sobretudo à escorregamentos translacionais rasos, pode ser uma ferramenta extremamente objetiva e de baixo custo no auxílio à redução das situações negativas geradas por estes processos.

Estes modelos possuem como base a combinação de modelos de estabilidade e hidrológicos, baseados em leis físicas para quantificar a suscetibilidade a escorregamentos rasos (MORGENSTER e SANGREY, 1978; SELBY, 1993; TERLIEN *et al.*, 1995; GUZZETTI *et al.*, 1999; van WESTEN, 2004; entre outros). Nesta linha de pesquisa, se destacam os modelos SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability*) (MONTGOMERY e 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).

O modelo SHALSTAB foi aplicado com sucesso na costa oeste dos Estados Unidos (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; DIETRICH *et al.*, 1995; CASADEI *et al.*, 2003), na Argentina (RAFAELLI *et al.*, 2001), na Itália (SANTINI *et al.*, 2009; CERVI *et al.*, 2010)

e na Nova Zelândia (CLAESSENS *et al.*, 2005). Em paisagens tropicais úmidas brasileiras foi utilizado por Ramos *et al.* (2002); Guimarães *et al.* (2003); Fernandes *et al.* (2004); Redivo *et al.* (2004); Gomes (2006); Zaidan e Fernandes (2009), Vieira *et al.* (2010); Listo e Vieira (2012) e Michel *et al.* (2014). Em menor escala, o modelo SINMAP foi aplicado por Lopes (2006) e Nery e Vieira (2014) em bacias na Serra do Mar Paulista, Cubatão (SP), com índices de acerto entre 70% e 85%.

O modelo TRIGRS, diferentemente dos demais pela sua característica transiente, calcula a estabilidade a escorregamentos translacionais rasos 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). Este modelo já foi aplicado por Godt *et al.* (2006) na região de *Seattle* (EUA), frequentemente afetada por escorregamentos translacionais rasos com perdas humanas e materiais. Baum *et al.* (2005) estudaram a mesma área, e após a comparação dos resultados obtidos por diferentes modelos, também identificaram resultados mais satisfatórios na previsão de escorregamentos realizada pelo TRIGRS. Na comparação entre diferentes modelos, Frattini *et al.* (2004) aplicaram os modelos SHALSTAB e TRIGRS em uma bacia na província de Lecco (Itália), que foi atingida por cerca de 150 escorregamentos em maio de 1998. Do total dos escorregamentos, os autores verificaram que o modelo apresentou os melhores resultados em relação ao SHALSTAB, uma vez que concentrou cerca de 70% do total de cicatrizes, enquanto o SHALSTAB, 60%.

A Serra do Mar é um dos principais compartimentos geomorfológicos frequentemente afetada por escorregamentos rasos. Destacam-se os eventos ocorridos em Caraguatatuba em 1967, Cubatão em 1985, Santa Catarina (principalmente nas cidades de Ilhota, Gaspar e Luís Alves) em 2008, Angra dos Reis em 2010 e, mais recentemente, na Regiões Serranas do Rio de

Janeiro e do Paraná em 2011. A Serra do Mar é certamente um dos relevos mais importantes 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. Contém uma densa rede de ligações rodoviárias, ferroviárias, oleodutos, gasodutos, linhas de transmissão, instalações urbanas e indústrias energéticas de extrema importância econômica para o país e, por isso, são tantas as pesquisas aplicadas à esta região. Nesse sentido, o uso de modelos matemáticos pode ser uma ferramenta de baixo custo, visando atender a Lei Federal 12.608 de Política Nacional de Proteção e Defesa Civil. Entretanto, este modelo, assim como outros, exige a introdução de valores dos parâmetros do solo e hidrológicos. Assim, surgem questões importantes: os resultados dos modelos serão mais eficientes com o uso de valores geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ*? Qual a diferença percentual de acerto utilizando ou não tais valores?

Em função disto, o objetivo deste trabalho foi avaliar a estabilidade das encostas utilizando-se o modelo TRIGRS em uma bacia de Caraguatatuba (SP) na região da Serra do Mar a partir de valores geotécnicos e hidrológicos da literatura. Sendo assim, um segundo objetivo foi avaliar se o uso de dados geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* pode fornecer resultados mais reais de suscetibilidade a escorregamentos rasos.

Modelo TRIGRS

O modelo foi desenvolvido para a geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos induzidos por eventos pluviométricos. Foi elaborado por Baum *et al.* (2002) para calcular a variação do fator de segurança (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, que se baseia na equação unidimensional de infiltração de Richards (Equação 1), e outro de estabilidade, por meio de uma rotina em Linguagem Fortran. O modelo supõe a existência de uma frente de infiltração, considerando apenas o fluxo na direção vertical, tendo como base a solução unidimensional da equação de Richards (Equação 2).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (1)$$

onde:

Θ = teor de umidade volumétrica do solo [adimensional]

t = tempo [s]

z = profundidade do solo [m]

k_z = condutividade hidráulica na direção z [m/skPa]

Ψ = potencial total [kPa]

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z,t) \rho_w \tan \phi}{\rho_s z \sin \theta \cos \theta} \quad (2)$$

onde:

ϕ = ângulo de atrito interno [°]

θ = ângulo da encosta [°]

c' = coesão efetiva (c) [kPa]

ψ = carga de pressão [kPa]

Z = profundidade do solo [m]

t = tempo [s]

ρ_w = densidade da água [kN/m³]

ρ_s = densidade do solo [kN/m³]

A entrada dos dados no TRIGRS é feita, inicialmente, por meio de um Modelo Digital do Terreno, para a construção dos mapas de ângulo da encosta e de direção de fluxo. Paralelamente, são necessários os valores geotécnicos, hidrológicos e pluviométricos (Tab. 1). 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 (ψ) e do Fator de Segurança (FS).

Caraguatatuba, Bacia do Rio Guaxinduba

A Bacia do Rio Guaxinduba (24 km²), localizada no setor nordeste de Caraguatatuba, foi uma das bacias mais afetadas pelos escorregamentos de 1967 em todo o município (Figura 1). Seu rio principal, o rio Guaxinduba, possui 13,5km de extensão e curso assimétrico, oriundo do planalto como resultado de uma captura fluvial (DE PLOEY e CRUZ, 1979).

A bacia apresenta ângulos superiores à 30° e inferiores a 20°. Estes se localizam na área de planalto e na planície alveolar, a jusante. Predominam encostas retilíneas e convexas e em menor percentual as côncavas (VIEIRA E RAMOS, 2015). Entre algumas feições

Tabela 1: Parâmetros geotécnicos, hidrológicos e pluviométricos utilizados no modelo TRIGRS.

Variáveis
Propriedades Geotécnicas e Hidrológicas
Coesão do solo (c)
Ângulo de atrito interno (ϕ)
Profundidade máxima (Z_{max})
Densidade do solo (ρ_s)
Densidade da água (ρ_w)
Taxa de intensidade de infiltração (constante) (I_z)
Altura inicial (constante) do lençol freático (d)
Difusividade hidráulica (D_θ)
Condutividade hidráulica saturada vertical do solo (K_s)
Propriedades da Precipitação - Evento
Tempo inicial do evento
Intensidade da chuva para cada evento
Duração acumulada no final de cada evento

Fonte: Modificado de Baum et al. (2002).

observadas na bacia e conforme DE PLOEY e CRUZ (1979), a região apresenta extensas rampas de colúvio, solos colúvio-aluviais, contato côncavo entre baixas encostas e baixada.

Há predomínio de solos do tipo Latossolo Vermelho e Amarelo, mais desenvolvidos e bem drenados, Argissolos Vermelho-Amarelos, moderadamente drenados, e Neossolos poucos desenvolvidos com textura média argilosa e alguns fragmentos de Espodossolos e Neossolos quartzarênicos (DE PLOEY e CRUZ, 1979). Trata-se de solos porosos que se intercalam entre argilo-arenosos no horizonte superficial e matriz arenosa ou siltosa no horizonte saprolítico, com espessuras variáveis ao longo do perfil, que podem favorecer a percolação de água superficial ou subsuperficial, ocasionando processos erosivos e em condições de maior saturação dos solos, escorregamentos (WOLLE e CARVALHO, 1989).

Os solos da bacia apresentam valores altos para as frações de areia, cerca de 80%, com uma composição granulométrica variável, destacando a existência de areais siltosas pouco argilosas e siltes pouco argilosos (FERREIRA, 2013). Os horizontes mais superficiais (0,30m a 0,60m) possuem um percentual maior da fração argila, sendo a maioria, considerada não plástica ou inativa (FERREIRA, 2013).

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) varia entre 10^{-4} m/s e 10^{-7} m/s, sobretudo entre 10^{-5} m/s e 10^{-6} m/s e, embora os valores sejam relativamente homogêneos, ocorrem algumas descontinuidades hidráulicas, ora atribuídas às variações granulométricas ao longo dos perfis de solo, ora às mudanças na porosidade (GOMES, 2012). O ângulo de atrito interno das camadas mais superficiais varia entre 25° a 29° e nas camadas sobrejacentes, entre cerca de 32° a 36° e os valores de coesão entre 2kPa a 11kPa (FERREIRA, 2013).

Segundo Guidicini e Iwasa (1976), a bacia está localizada em uma das isoietas de maior precipitação do país com média anual em torno de 2000 mm, sendo os valores máximos para a Serra do Mar, como referência, aqueles encontrados na Serra de Paranapiacaba, próximo a Santos e Cubatão, com valores em torno de 4000 mm (PELLEGATTI e GALVANI, 2010).

A cobertura vegetal pertence ao domínio morfoclimático de Mata Atlântica, subdividida em três formações florestais principais: mata de encosta, que possui árvores altas com dossel descontínuo; mata de altitude, que se caracteriza por ocorrer acima de 1100m e ocorrência de mata de capoeira (OKIDA, 1996).

No verão de 1967, entre os dias 17 e 18 de março, choveu cerca de 600mm em Caraguatatuba, o que correspondeu a aproximadamente 45% do total pluviométrico daquele ano, deflagrando inúmeros escorregamentos coletivos e corridas de detritos num longo raio de alcance (DE PLOEY e CRUZ, 1979). O evento ficou conhecido como “A catástrofe de 1967” e teve como principais consequências: o soterramento de 400 moradias; a contabilização de 436 vítimas; a destruição de parte da BR-6; o deslizamento de aproximadamente 30 mil árvores; o desalojamento de 3 mil moradores, entre outros danos (DE PLOEY e CRUZ, 1979; IWAMA et al, 2014). Destaca-se que o município de Caraguatatuba, conforme recente carta de unidades geotécnicas (IWAMA et al, 2014), possui 22% de sua área composta por unidades de *muito alta suscetibilidade a escorregamentos*, que embora possua um percentual relativamente pequeno, são relevantes por estarem relacionados a áreas de implantação de importantes projetos de infraestrutura, como o complexo rodoviário Tamoios, locado na Serra de Caraguatatuba (IWAMA et al, 2014).

A manutenção das cicatrizes dos escorregamentos de 1967 até os dias atuais se deu em função da espécie vegetal de *Gleychemia*. Trata-se de uma samambaia,

muito comum na região, que se adapta a solos pouco espessos, característicos das cicatrizes, e que dificulta a recomposição do solo (Figura 2).

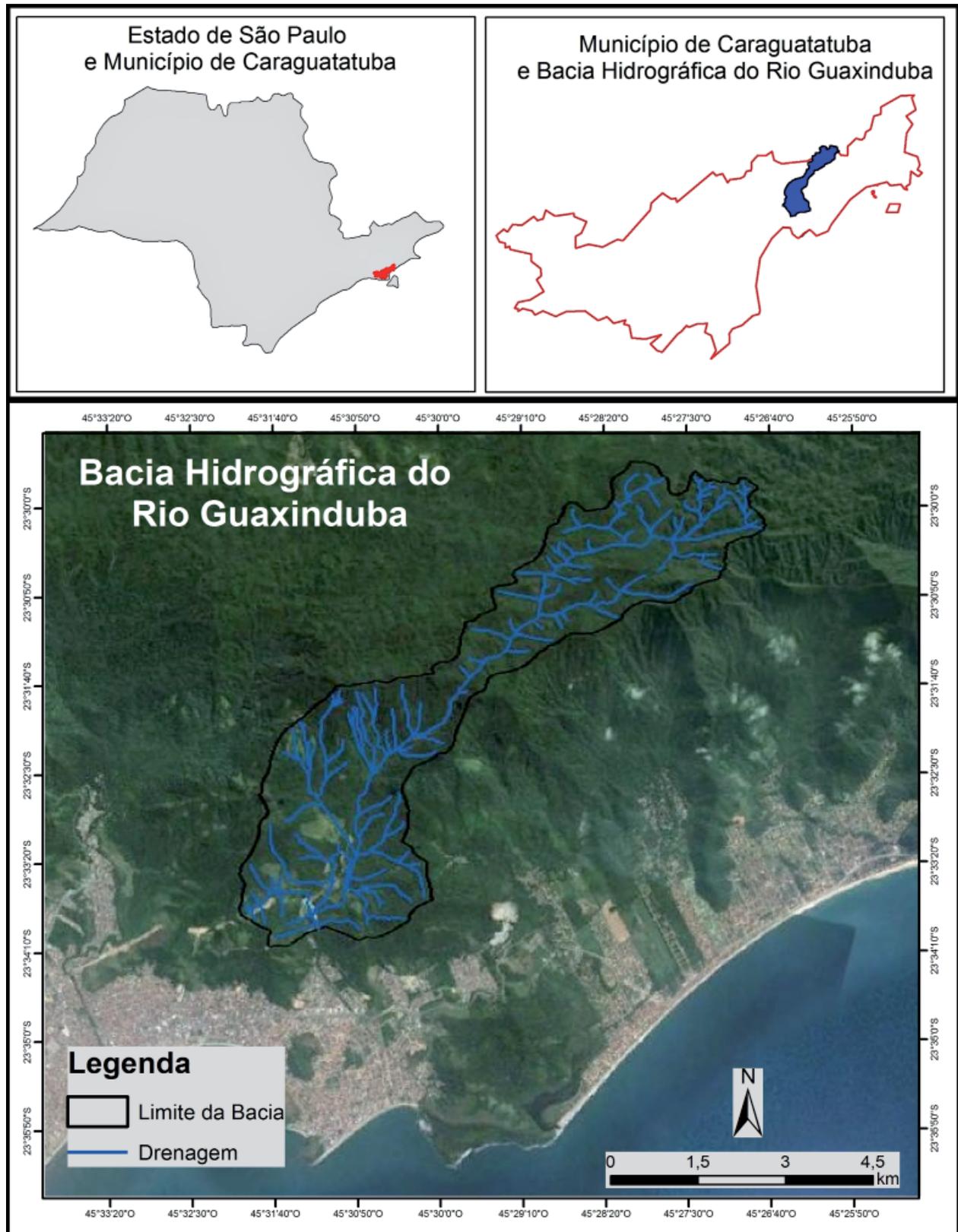


Figura 1 - Localização da Bacia do Guaxinduba no estado de São Paulo e no município de Caraguatatuba.

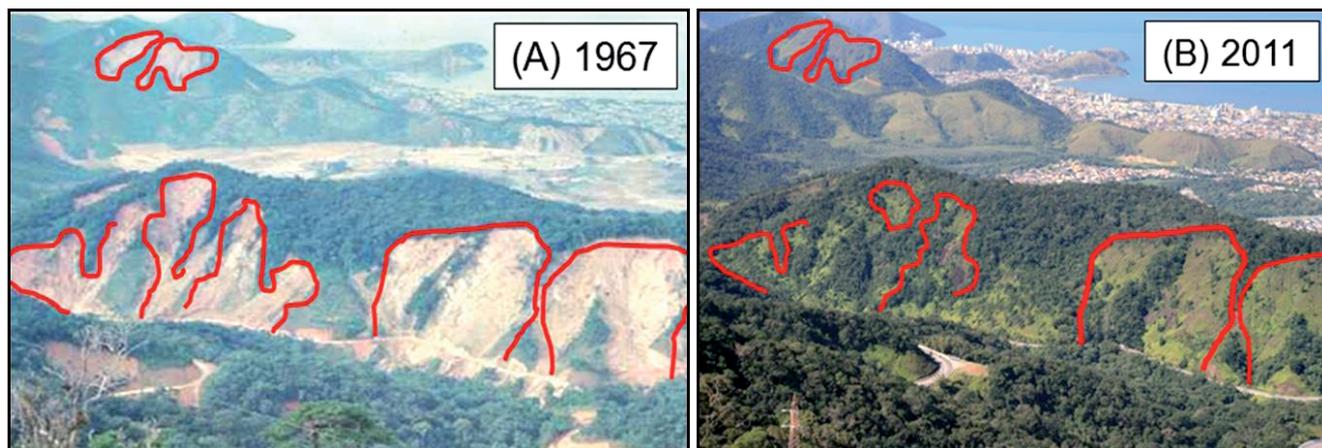


Figura 2 - Vista a partir da Rodovia dos Tamoios para a enseada de Caraguatatuba (A); Mesma paisagem em 2011 em que se verificam os limites das cicatrizes preservados pela vegetação *Gleychemia* (B). Fontes: (A): Foto de Cruz e Nogami apud Gramani (2001); (B): autores.

Materiais e Métodos

Foram gerados dois grupos de cenários (A e B), utilizando-se os mesmos parâmetros topográficos e pluviométricos com variação de alguns parâmetros geotécnicos e hidrológicos, conforme o objetivo do trabalho. É importante destacar a ausência de mapas de unidades geotécnicas, pedológicas e litológicas em escala de bacia hidrográfica na região de Caraguatatuba.

Os valores topográficos foram obtidos por meio de um Modelo Digital do Terreno com resolução de 25m², disponibilizado pela ortorretificação de imagens aéreas do Projeto de Atualização Cartográfica do Estado de São Paulo (EMPLASA, 2011)¹.

Em relação aos parâmetros pluviométricos, o tempo inicial dos eventos pluviométricos, a intensidade de chuva e a duração acumulada das chuvas foram extraídos dos postos pluviométricos do Sistema SIGRH/DAEE (*Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo/Departamento de Águas e Energia Elétrica*), considerando a consistência dos dados; a localização geográfica do posto em relação à Bacia do Guaxinduba e as séries temporais relativas ao período de deflagração dos escorregamentos de 17 e 18 de março de 1967. Com base nestes pré-requisitos, os pontos utilizados neste trabalho, foram os postos E2-042; E2-043 e E2-046, que possuem valores de chuvas diárias acumuladas (mm/dia) e chuvas mensais acumuladas (mm/mês) para o mês de março de 1967 e se localizam próximos à bacia do Guaxinduba.

Cenários A e B

Para o cenário A foram utilizados valores selecionados por Vieira *et al.* (2010) a partir da coleta *in situ* realizada por Wolle e Carvalho (1989) em duas áreas na Serra do Mar, que identificaram dois tipos de horizontes do solo acima da rocha migmatítica intensamente fraturada: (a) solo superficial coluvionar (~1m), formado pela pedogênese em material transportado, com matriz de textura areno-argilosa e blocos de rochas parcialmente alterada; e (b) solo saprolítico de migmatito (~3-4m) com textura mais arenosa do que o horizonte sobrejacente e evidências da estrutura herdada da rocha matriz (Tabela 2).

A partir destes dados, Vieira *et al.* (2010) simularam dois grupos de cenários considerando os valores mínimos de densidade do solo, de coesão e de ângulo de atrito do solo coluvionar superficial sob condições saturadas (Cenários A) e sob condições não saturadas (Cenários B). Os valores de densidade do solo embora sejam considerados baixos em relação aos demais encontrados por Wolle e Carvalho (1989) para outros materiais, são considerados valores médios de acordo com trabalhos realizados em campo em áreas sob condições geomorfológicas e geológicas similares (ex. COSTA NUNES, 1969; DE PLOEY e CRUZ, 1979; DE CAMPOS *et al.* 1992 e GUIMARAES *et al.*, 2003).

Nestes cenários a profundidade do solo (z) foi alterada, gerando três novos cenários para cada grupo:

¹Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A – EEMPLASA (Contrato de Licença de uso CLU N° 049/14).

A1, A2 e A3 (profundidades de 1m, 2m e 3m respectivamente) e B1, B2 e B3 (profundidades de 1m, 2m e 3m respectivamente).

Tabela 2: Parâmetros geotécnicos referentes às duas áreas na Serra do Mar. “ ρ_s ” densidade do solo [kN/m³], “ c ” coesão [kPa]; e “ ϕ ” ângulo de atrito [°].

Local e Material (profundidade)		Saturado			Não Saturado		
Local	Material (profundidade)	ρ_s	c	ϕ	ρ_s	c	ϕ
A1	Solo Coluvionar superficial (1m)	17,1	1	34	14,3	6	34
	Solo Saprolítico (1-2m)	19,5	4	39	18,0	12	45
A2	Solo Coluvionar superficial (1m)	18,2	1	36	16,5	9,5	40
	Solo Saprolítico (1-2m)	20,1	3,5	39	18,5	11	45

Modificado de Wolle e Carvalho (1989). Em destaque os valores utilizados por Vieira et al. (2010).

Para o cenário B, os valores de coesão, de densidade do solo e de ângulo de atrito foram coletados *in situ* por Ferreira (2013) e os valores de condutividade hidráulica foram coletados também *in situ* por Gomes (2012) em três cicatrizes na bacia denominadas C1; C2 e C3 (Figura 3 e Tabela 3).

A escolha destas cicatrizes seguiu os seguintes critérios: (a) a existência de vias e de caminhos que permitiram o acesso às encostas e que viabilizaram a execução dos ensaios; (b) a representatividade das condições naturais no contexto da Serra do Mar e dos processos associados; (c) o tamanho e o volume significativo de material mobilizado e (d) a existência de cicatrizes sem qualquer relação com condicionantes antrópicos (ex. cortes de estradas). A partir daí foram abertos três perfis em cada cicatriz (no topo, na lateral e no interior da cicatriz), até a profundidade de 2,50m (em média). A localização dos perfis considerou o fato de se presumir que o material mobilizado se assemelha ao de montante e, considerando-se os perfis do topo e do centro da cicatriz, obtém-se o perfil completo do manto de alteração.

Ferreira (2013) coletou 37 amostras deformadas de solo para a realização de ensaios de granulometria e de densidade, e 24 corpos de prova para a determi-

nação da porosidade total, da macroporosidade e da microporosidade. A coesão e o ângulo de atrito interno foram obtidos a partir de um ensaio de resistência ao cisalhamento direto inundado com seis blocos indeformados nas seguintes profundidades: C1 (0,45m e 1,45m); C2 (0,60m e 2m) e C3 (0,45m e 2m). Nas mesmas cicatrizes, Gomes (2012) mensurou, por meio do Permeâmetro de Guelph, a condutividade hidráulica saturada até aproximadamente 2,50m de profundidade.

Destaca-se que para os valores da altura inicial do lençol freático (d), da taxa de infiltração inicial (I_{LT}) e da difusividade hidráulica (D_0) foram utilizados valores do *Default* do modelo, sendo os mesmos considerados consistentes na ausência de valores coletados *in situ*. Especificamente para os valores da altura do lençol freático, utilizou-se o mesmo valor da profundidade do solo (3m), devido tanto às indicações de Baum et al. (2002) quanto às condições de saturação observadas na época do evento por Cruz (1974) após três meses de chuvas contínuas.

Inventário de escorregamentos (Validação dos Cenários)

Para a validação dos cenários foi realizada uma análise de concordância com o mapa de cicatrizes dos escorregamentos de 1967 de Vieira e Ramos (2015). Estes autores mapearam 188 cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967 a partir da interpretação de imagens aéreas ortorretificadas cedidas pelo Instituto Florestal de São Paulo do ano de 2000 em escala de 1:5000, das quais, as cicatrizes foram identificadas por meio de diferenças de cores e de texturas, além do aspecto alongado. Destaca-se que para traçar o limite das cicatrizes, os autores consideraram somente a porção de ruptura da cicatriz, desconsiderando suas áreas de arraste e de depósito.

Primeiramente, foram utilizados os seguintes índices para validação com base no método proposto por Gao (1993): (a) Concentração de Cicatrizes (CC): razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células afetadas na bacia e (b) Potencial de Escorregamentos (PE): razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe. Em cada cenário também foi calculado o índice Frequência de Distribuição (FD), que indica a porcentagem de classes de estabilidade previstas pelo modelo na bacia (razão entre o total de cada classe e o valor total de células na bacia).

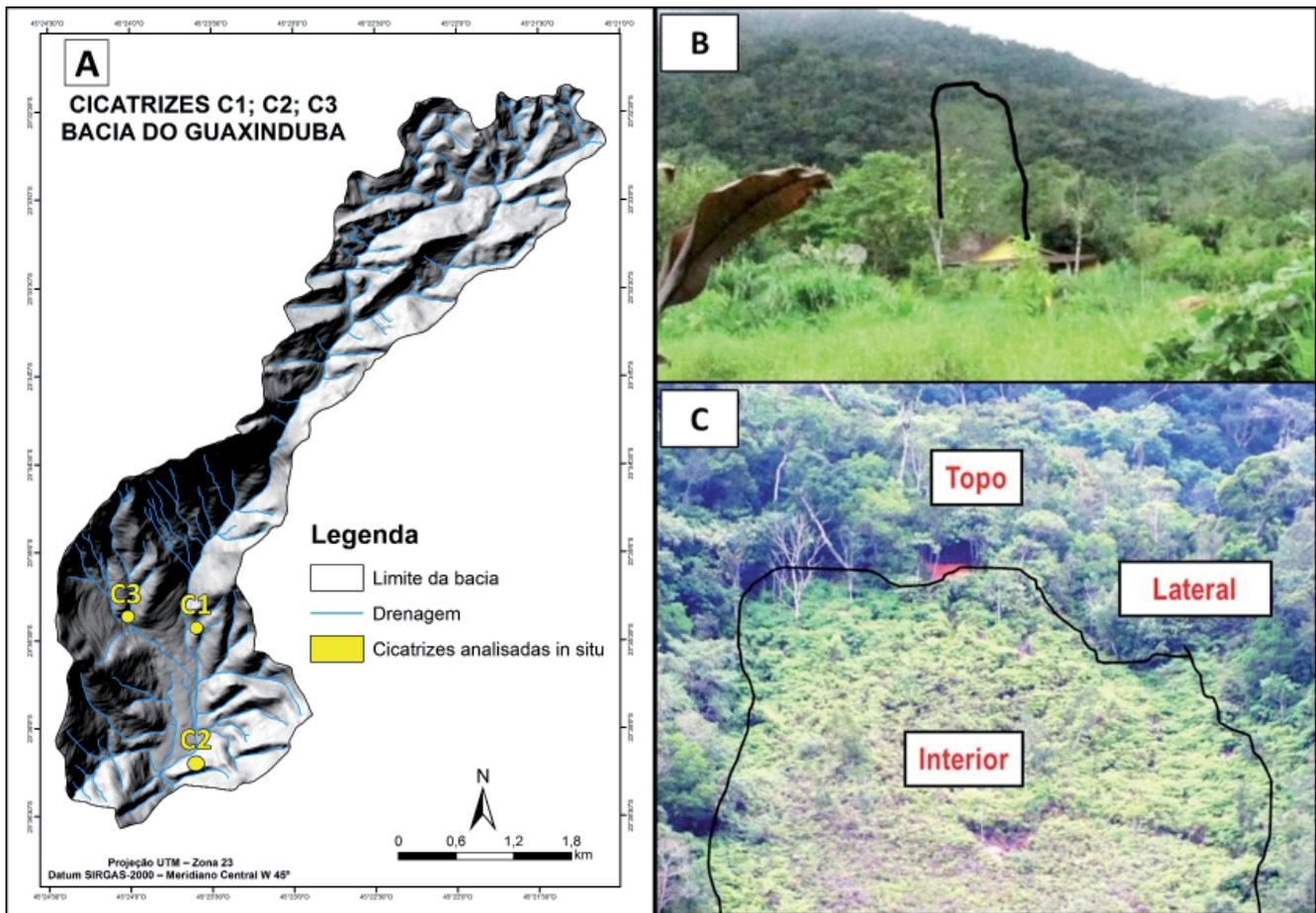


Figura 3 - (A) Localização das cicatrizes dos escorregamentos (C1; C2 e C3) onde foram feitas as coletas de amostras de solos; (B) vista de campo da cicatriz C3; (C) exemplo de localização dos perfis em relação à cicatriz.

Tabela 3: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados nos Cenários A e B.

PARÂMETROS [unidade]	Cenário A	Cenário B
Coesão do solo (c) [kPa]	1	4
Densidade do Solo (ρ_s) [kN/m ³]	17,1	15
Espessura máxima do solo (Z_{max}) [m]	3	3
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	34	34
Altura Inicial do lençol freático (d) [m]	3	3 (<i>constante</i>)
Taxa de infiltração inicial I_{LT} [m/s]	$1,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$ (<i>constante</i>)
Difusividade hidráulica D_θ [m ² /s]	$5,5 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-4}$ (<i>constante</i>)
Condutividade hidráulica saturada vertical (K_s) [m/s]	$1,0 \times 10^{-6}$	$1,0 \times 10^{-5}$

Fonte: Organizado pelos autores baseados nos dados de Vieira et al. (2010); Gomes (2012) e Ferreira (2013).

Em uma segunda validação, foram calculados os percentuais das áreas instáveis sem presença de cicatrizes e das áreas estáveis com a presença de cicatrizes, baseada na proposta de Salciarini *et al.* (2006) que afirmam que um mapa de suscetibilidade ideal deve maximizar a concordância entre a localização prevista

dos escorregamentos e aquela mapeada e minimizar a área prevista como sendo instável. De acordo com esses autores, existem dois tipos de erros de previsão que devem ser considerados: aquele que prevê a instabilidade, mas não ocorreram escorregamentos; e outro no qual é feita a previsão de estabilidade, no entanto, existem

cicatrices. Dessa forma, quanto menores esses tipos de erros, mais próximo da realidade é considerado o mapa de suscetibilidade, sobretudo para o modelo TRIGRS, que indica exatamente a área com $FS < 1$ para uma determinada chuva. Assim, por exemplo, áreas estáveis com cicatrices devem ser melhor avaliadas, considerando-se os parâmetros de entrada, tanto topográficos, quanto pluviométricos e geotécnicos. No TRIGRS a soma das duas primeiras classes (FS entre 0,4 e 1,0) foi considerada como instável e a soma das demais (FS entre 1,0 e 7,0) como estável.

Resultados e Discussões

Cenário A

No cenário A (Figura 4) a classe mais instável (0,4 e 0,8) possui uma Frequência de Distribuição (FD) de 61% da área total, sendo, portanto, a classe mais frequente (Figura 4). A classe seguinte, FS entre 0,8 e 1,0, apresentou percentual em torno de 11%. Com a soma dessas duas classes ($FS \leq 1$), a bacia possui 72% de áreas instáveis. As classes estáveis ($FS > 1$) totalizaram um percentual de 28%.

Em relação à Concentração de Cicatrices (CC), 54% coincidiram com a classe mais instável (0,4 e 0,8) e a classe seguinte (0,8 e 1,0) apresentou 13%. Juntas ($FS \leq 1$) este índice alcançou cerca de 67% (Figura 4). O Potencial de Escorregamentos (PE) foi alto (8%) para as classes instáveis ($FS \leq 1$), confirmando a eficiência do modelo (Figura 4).

A distribuição espacial da maior parte das áreas de instabilidade ($FS \leq 1$) encontra-se nas encostas situadas nas subbacias à oeste e à centro-oeste conforme quadrantes indicados na Figura 5, onde ocorrem duas grandes classes de áreas de contribuição (1,81m² a 2,30m² e 2,31m² a 6,32m²), ângulos acima de 30° e 40° e predomínio de encostas retilíneas. O intervalo de 20° a 30° representa a classe que obteve o maior número de cicatrices, aproximadamente 37%; as encostas retilíneas obtiveram 45% do total de cicatrices e com relação à área de contribuição, a classe 1,81m² a 2,30m² capturou cerca de 50% das cicatrices. Embora esta não seja a maior classe de área de contribuição, a classe 2,31m² a 6,32m² representa os cursos de água e seus entornos imediatos, áreas onde são menores as probabilidades de ocorrência de escorregamentos rasos por efeito dos declives baixos; indicando que a área de contribuição

tenha apresentado, possivelmente, um papel mais significativo em relação ao ângulo da encosta na definição das áreas instáveis.

Comparando-se a outros valores encontrados na literatura, Vieira *et al.* (2010) verificaram índices de FD mais elevados nas classes mais estáveis ($FS > 1$), cerca de 57%. Entretanto, a CC foi mais elevada nas classes de maior instabilidade, aproximadamente 25% na classe 0,4 e 0,8 e 40% na segunda classe mais instável (0,8 e 1,0), manifestando-se, portanto, como a classe mais atingida pelos escorregamentos. Assim, o somatório da CC das classes mais instáveis equivaleu a aproximadamente 65%. Da mesma forma, o PE apresentou o valor mais elevado em classes instáveis com cerca de 6,5%, indicando um alto percentual de acerto do modelo. Os autores verificaram que a distribuição das áreas instáveis e estáveis foi bastante controlada pelas variáveis topográficas, principalmente pelo ângulo; orientação e pelas formas das encostas. As áreas estáveis apareceram nos topos mais suaves dos principais interflúvios em encostas convexas com ângulos inferiores a 30°; já as áreas instáveis em porções mais elevadas (acima de 400m) e acima de 40° (VIEIRA *et al.*, 2010).

Bisanti *et al.* (2005) aplicaram o modelo TRIGRS em uma região da Suíça também utilizando dados da literatura. No caso da espessura de solos, por exemplo, este valor foi retirado a partir de um mapa de ângulo, correspondendo a 3m nas áreas íngremes, ou seja, coincidindo com o mesmo valor de espessura de solo utilizado neste cenário. De acordo com esses autores, o modelo capturou cerca de 40% do total de escorregamentos, considerando-se que apenas cerca de 13% da área foi prevista como instável.

Godt *et al.* (2006) aplicaram o modelo na região de Seattle (EUA) e observaram que cerca de 90% dos escorregamentos mapeados coincidiram com a região prevista como instável; indicando um percentual de acerto bastante elevado, muito provavelmente, segundo os autores, pelo uso de dados obtidos em campo.

Cenário B

No cenário B (Figura 6), em relação ao índice FD, houve uma redução de quase 50% da classe de maior instabilidade em relação ao cenário anterior. A classe seguinte (0,8 e 1,0) apresentou, desta vez, um percentual em torno de 40% (Figura 6). Mesmo assim, as classes de instabilidade ($FS \leq 1$) ainda equivalem a 71% da área

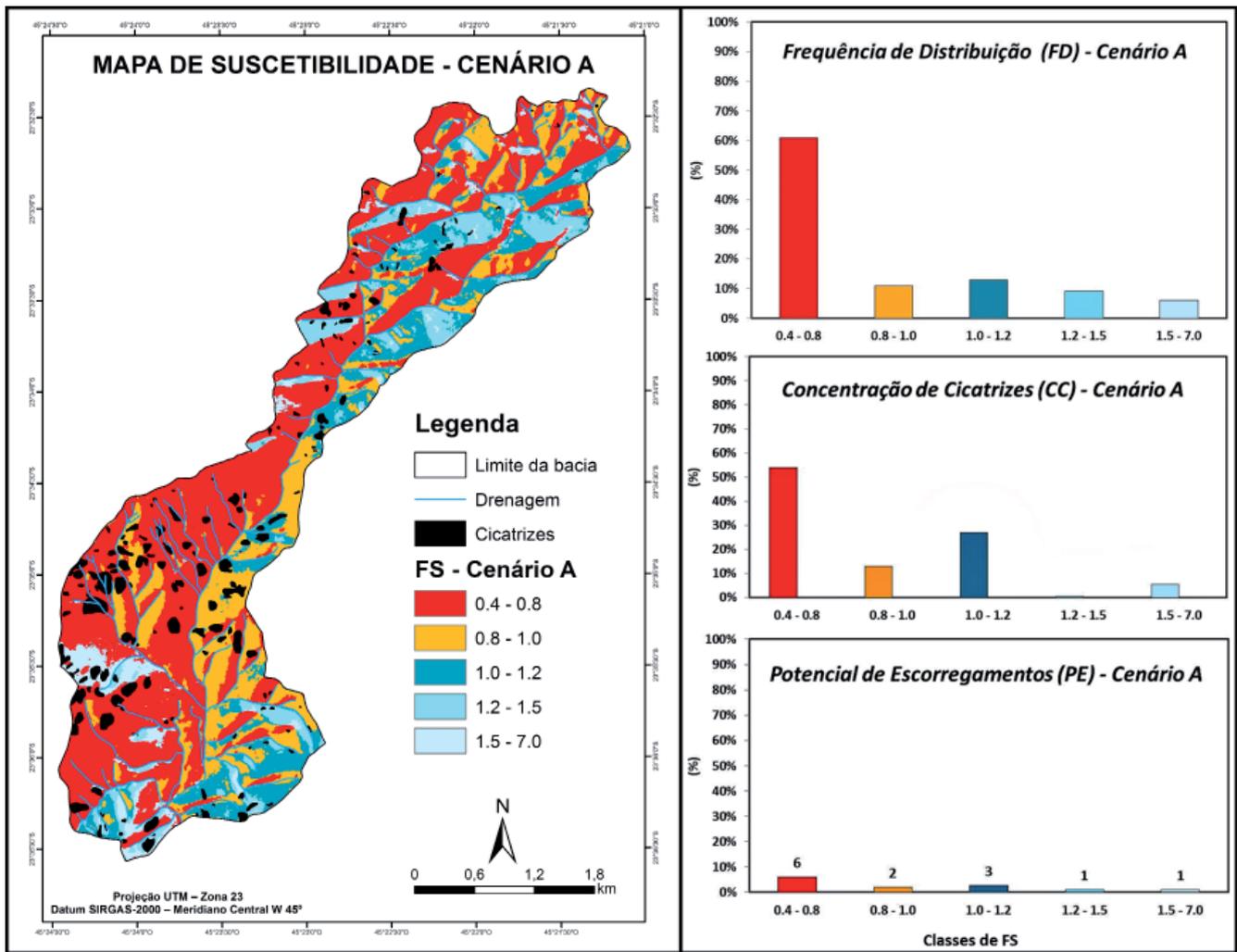


Figura 4 - Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário A) e índices de FD, CC e PE. Parâmetros utilizados: $c' = 1kPa$; $\rho_s = 17,1kN/m^3$; $Z_{max} = 3m$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3m$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}m/s$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4} m^2/s$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-6}m/s$.

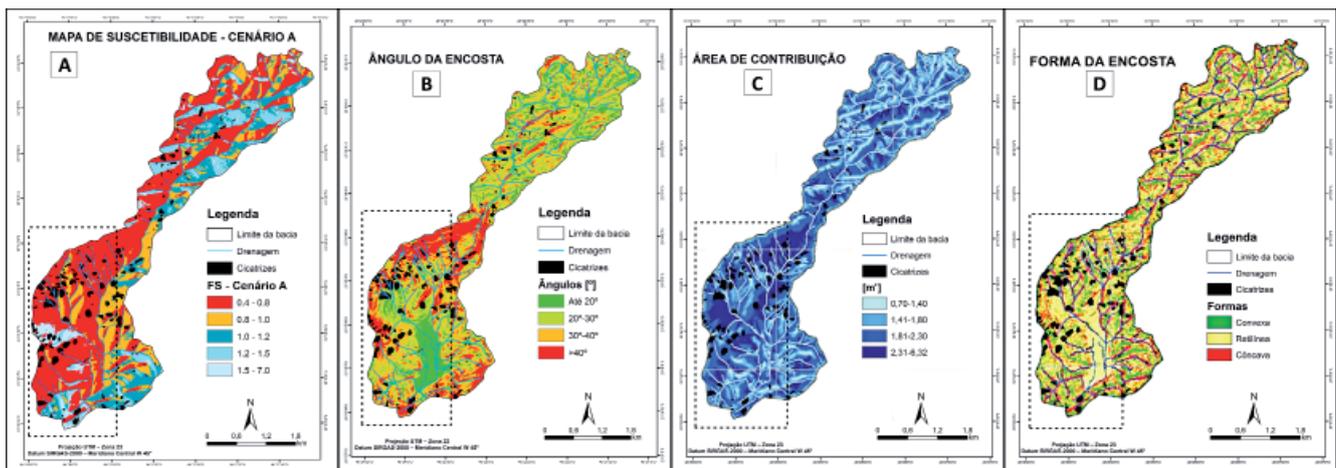


Figura 5 - Mapa de suscetibilidade do Cenário A (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Área de Contribuição (C) e Forma da Encosta (D).

total da bacia neste cenário; embora geotecnicamente, as áreas das encostas previstas na classe 0,8 e 1,0 apresentam uma instabilidade um pouco menor por estarem próximas do limite de $FS=1$. As classes seguintes de estabilidade ($FS>1$) apresentaram juntas um percentual de 29% (Figura 6).

Considerando esses percentuais, verificou-se que no uso de dados secundários e no uso de dados coletados *in situ*, a FD das áreas estáveis foi bem semelhante (28% no Cenário A e 29% no Cenário B). A variação mais efetiva foi verificada na FD das classes instáveis. O parâmetro geotécnico de maior influência para diminuição da instabilidade pode ter sido a coesão do solo (aumento de 1Kpa para 4kPa).

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 6). Considerando o somatório das classes instáveis (67%) verificou-se que este cenário também apresentou um alto percentual de acerto. No Potencial de Escorregamentos (PE) as classes instáveis apresentaram 7% e as classes estáveis apenas 2,2% (Figura 6), estando, portanto, em concordância com as áreas previstas como instáveis pelo modelo e as cicatrizes.

A classe mais instável (0,4 e 0,8) caiu pela metade, concentrando-se, neste cenário, predominantemente nas subbacias à oeste e à sudoeste e em menor proporção, à noroeste da bacia, localizadas nos quadrantes da Figura 7. 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 subbacias com maior valor de área de contribuição. Já com relação à forma, houve uma coincidência de áreas instáveis de maneira mais equilibrada com as feições côncavas, retilíneas e convexas, indicando que para este cenário não foi possível correlacionar a forma da encosta com as áreas instáveis (Figura 7).

Crosta e Frattini (2003), por exemplo, previram apenas 17,5% de áreas instáveis e 73% 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 verificado na Bacia do Guaxinduba, porém côncavas, indicando que houve uma maior suscetibilidade dessas formas por concentrarem maior volume de água. Salciarini *et al.* (2006) utilizaram parâmetros geotécnicos e hidrológicos obtidos diretamente em campo e muito semelhantes aos

utilizados neste trabalho. Do total de 42 cicatrizes, 33 foram previstas pelo modelo. Segundo os autores este acerto pode estar associado ao uso de valores *in situ* espacialmente distribuídos na bacia por meio de ferramentas estatísticas. Mais recentemente, Kin *et al.* (2013) aplicaram o modelo na cidade de *Bonghwa* (Coréia do Sul), utilizando parâmetros geotécnicos obtidos *in situ* na versão revisada do modelo, que considera o reforço do sistema radicular e a sobrecarga exercida pela vegetação. Entretanto, mesmo com o acréscimo de mais parâmetros, não encontraram diferenças significativas de previsão entre as duas versões.

Comparação entre os Cenários A e B

No comparativo entre os dois cenários simulados, considerando a classe de maior instabilidade (0,4 e 0,8), o Cenário A apresentou uma frequência de 61% e o Cenário B, 31%, isto é, um percentual mais reduzido de encostas com alto potencial de ruptura no cenário B. Comparando-se os valores geotécnicos e hidrológicos utilizados entre os dois cenários, verifica-se a maior diferença na coesão e na densidade do solo, uma vez que os demais (ex. espessura, ângulo de atrito interno e condutividade hidráulica) foram muito semelhantes. Já ao se considerar a classe de maior estabilidade (1,5 e 7,0), ambos os cenários apresentaram o mesmo percentual (6%). Com isso, pôde-se verificar uma distribuição da área de maior instabilidade (0,4 e 0,8) menos concentrada no cenário B e discriminante quanto ao grau de instabilidade.

O cenário B preveu apenas 31% (FD) da classe de maior instabilidade, no entanto, apresentou o maior valor de CC e de PE nesta mesma classe, respectivamente 37% e 4%. Já o Cenário A preveu (FD) 61% da classe mais instável, sendo esperado, portanto, que a CC e o PE fossem mais elevadas nesta classe, conforme ocorrido, devido à frequência elevada prevista nesta classe. Assim, estes valores confirmam a maior eficácia do mapa de suscetibilidade do cenário B em relação ao do cenário A.

Em relação às áreas instáveis sem a presença de cicatrizes, o cenário A apresentou o maior índice (30%) enquanto o cenário B, 28%. Os percentuais de áreas estáveis com cicatrizes foram bastante reduzidos em ambos os cenários, sendo registrado 9% no cenário A e 8% no cenário B. Os percentuais em ambas as análises foram muito semelhantes entre os dois cenários. Esta

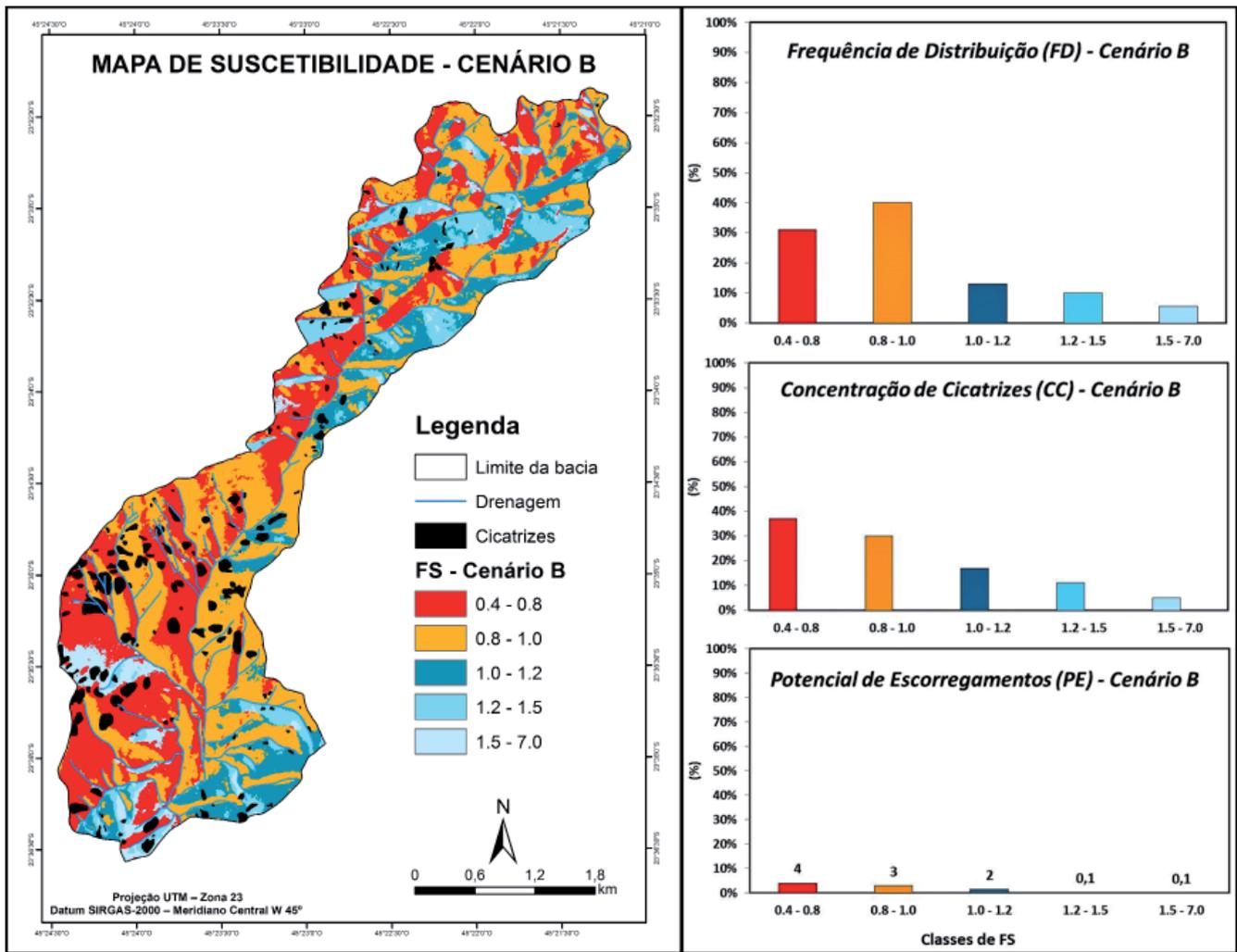


Figura 6 - Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário B) e índices de FD, CC e PE. Parâmetros utilizados: $c' = 4kPa$; $\rho_s = 15kN/m^3$; $Z_{max} = 3m$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3m$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}m/s$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4} m^2/s$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-3}m/s$.

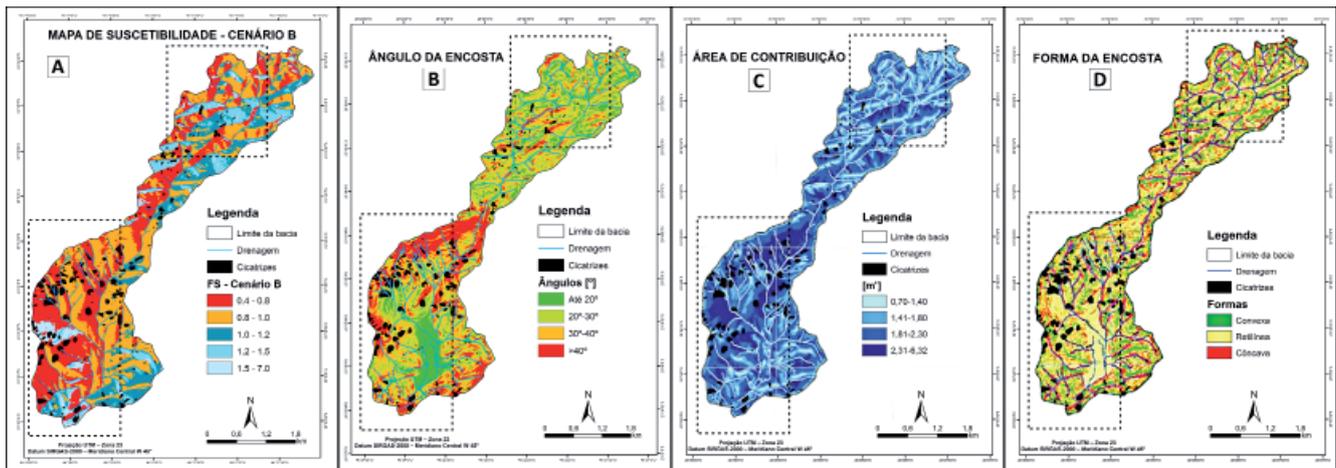


Figura 7 - Mapa de suscetibilidade do Cenário B (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Área de Contribuição (C) e Forma da Encosta (D).

situação ocorreu tanto em função do próprio método aplicado neste trabalho, que considerou a soma das duas primeiras categorias (FS entre 0,4 e 1,0) como instáveis e a soma das três últimas (FS entre 1,0 e 7,0) como estáveis, quanto pelos resultados obtidos, uma vez que, embora com distribuições espaciais distintas, na CC ambos apresentaram os mesmos valores, isto é, 67% (FS \leq 1) e 33% (FS $>$ 1).

Resultados semelhantes foram verificados por Vieira *et al.* (2010), que encontraram entre 30% e 40% de áreas instáveis sem a presença de cicatrizes e menos de 1% de áreas estáveis com cicatrizes. No caso das áreas instáveis sem a presença de cicatrizes, os autores verificaram uma influência significativa entre os cenários avaliados em função do aumento da espessura do solo, que gerou um acréscimo de 10% no valor destas áreas.

Zizioli *et al.* (2013) utilizaram o TRIGRS no noroeste da Itália e encontraram 25% de áreas instáveis sem cicatrizes previstas em locais de maior insolação, que pode ter afetado o grau de saturação do solo, e um número elevado de áreas estáveis com cicatrizes (20%), explicados, segundo os autores, devido aos escorregamentos desencadeados por atividades antrópicas (ex. traçado de rodovias e áreas agrícolas), que não são incorporados pelo modelo. Na Bacia do Guaxinduba, a maioria das áreas previstas como estáveis com cicatrizes ocorreram ao sul da bacia, em condições topográficas adequadas para a ocorrência de escorregamentos (ex. ângulos $>40^\circ$ e encostas côncavas), sugerindo que os escorregamentos possam ter ocorrido em função de fatores condicionantes não incorporados pelo modelo, tais como estruturas e condições geológicas mais frágeis. Quanto às áreas instáveis sem a presença de cicatrizes, observa-se uma boa parte na área de planalto, onde podem ter ocorridos outros tipos de escorregamentos (ex. rotacionais) ausentes no mapeamento de Ramos e Vieira (2015), já que não são previstos pelo modelo.

Considerações Finais

A maior parte das pesquisas com o modelo TRIGRS utilizou valores geotécnicos e hidrológicos disponíveis na literatura e, via de regra, em pequenas escalas, fruto do déficit de mapeamentos em escalas

de detalhe e de sondagens de campo, que não necessariamente, retratam a realidade geotécnica de uma área. Assim foi possível verificar que o uso de dados geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* forneceu resultados melhores e mais representativos. Portanto, embora as coletas em campo e os experimentos laboratoriais demandem tempo e possuam custos elevados, ainda pode ser considerado um investimento plausível, pois melhoram a acurácia do modelo em função de sua sensibilidade na definição das classes estáveis e instáveis. Dessa forma, a combinação de modelos matemáticos com o levantamento em campo, voltados para a caracterização da dinâmica hidrológica e geotécnica dos solos, torna-se uma ferramenta importante nos estudos de previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos.

Ressalta-se que mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo podem ser utilizados na indicação de áreas de monitoramento e de levantamento de algumas propriedades dos solos no sentido de melhor compreender as condições de ruptura dos escorregamentos rasos na Serra do Mar, sobretudo porque nesta área existe uma grande dificuldade de acesso em muitas bacias hidrográficas, além de uma elevada variabilidade espacial pedológica e geotécnica.

Os resultados evidenciaram o papel importante tanto dos valores geotécnicos e hidrológicos adequados quanto dos parâmetros topográficos na definição de áreas instáveis. Ao mesmo tempo, tais resultados permitiram indicar quais parâmetros são mais sensíveis e merecem maior rigor na escolha de coleta de dados para que o modelo apresente um melhor desempenho; destacando-se, neste caso, a coesão do solo.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq (Edital Universal 480515/2011-5) e à FAPESP (Processo 2014/10109-2) pelo apoio financeiro de parte desta pesquisa. Agradecem aos Professores Dra. Ligia Vizeu Barroso e Dr. Marcos Massao Futai pelos importantes comentários, discussões e sugestões. À EMPLASA (Contrato de Licença de uso CLU N° 049/14) pela doação do MDT do município de Caraguatatuba. Agradecem também aos pareceristas anônimos pelas alterações, sugestões e revisões.

Referências Bibliográficas

- BAUM, R. L.; COE, J. A.; GODT, J. W.; HARP E. L.; REID, M. E.; SAVAGE, W. Z.; SHULZ, W. H.; BRIEN, A. F.; CHLEBORAD, J.; MACKENNA, P; MICHEL, J. A. Regional Landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. **Landslides**, v. 2, p. 266-279, 2005.
- BAUM; R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. TRIGRS: A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis. **U.S. Geological Survey Open-File Report**, v. 2, 35 pp, 2002.
- BISANTI, B.; MOLNAR, P.; BURLANDO, P. Predicting rainfall triggered soil slips: a case study in the Emmental Region (Switzerland). In: 3rd Swiss Geoscience Meeting, 2005, Zurich, Switzerland. **Annals of 3rd Swiss Geoscience Meeting**, 2005, p. 1-2.
- BRASIL, **LEI Nº 12.608**, DE 10 DE ABRIL DE 2012. 2012.
- CASADEI, M., DIETRICH, W.E., MILLER, N.L. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, p. 925-950, 2003.
- CERVI, F., BERTI, M., BORGATTI, L., RONCHETTI, F., MANENTI, F., CORSINI, A. Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). **Landslides**, v. 7, p. 433-444, 2010.
- CLAESSENS, L., HEUVELINK, G.B.M., SCHOORL, J.M., VELDKAMP, A. (2005). DEM resolutions effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modeling. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 461-477, 2005.
- COSTA NUNES, A. J. Landslides in soils of decomposed rock due to intense rainstorms. In: 7th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Mexico City, Mexico. **Annals of 7th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering**, 1969, p. 547-554.
- CROSTA, G. B. e FRATTINI, P. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 3, p. 81-93, 2003.
- CRUZ, O. A Serra do Mar e planície na área de Caraguatatuba-contribuição à geomorfologia litorânea tropical. **Série Teses e Monografias**, Instituto de Geografia/USP, v. 11, 181p., 1974.
- DE CAMPOS, T. M. P; ANDRADE, M. H. N; VARGAS JR, E. A. Unsaturated colluvium over rock slide in a forest site in Rio de Janeiro. In: 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New Zealand. **Annals of 6th International Symposium on Landslides**, 1992, p. 1357-1364.
- DE PLOEY, Y.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **Catena**, v. 6, p. 111-122, 1979.
- DIETRICH, W. E., REISS, R.; HSU, M. L.; MONTGOMERY, D.R. A Process-Base Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 383-400, 1995.
- EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO – EMLASA. 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**, 2011.
- FERNANDES, N. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Catena**, v.55, p. 163-181, 2004.
- FERREIRA, S. F. Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP). **Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo**. USP, São Paulo, 112 p., 2013.
- FRATTINI, P.; CROSTA G. B., FUSI, N.; NEGRO, P.D. Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. **Engineering Geology**, v. 73, p. 277-295, 2004.
- GAO, J. Identification of topographic settings conducive to landsliding from Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 579-591, 1993.
- GODT, J. W., BAUM, R.L.; CHLEBORAD, A. F. Rainfall Characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, EUA. **Earth Surface Process and Landforms**, v. 31, p. 97-110, 2006.
- GOMES, M. C. V. Análise da influência da condutividade hidráulica saturada dos solos nos escorregamentos rasos na bacia do rio Guaxinduba (SP). **Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo**. USP, São Paulo, 138 p., 2012.
- GOMES, R.A.T. Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa. **Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro**. UFRJ, Rio de Janeiro, 102 p., 2006.

- GRAMANI, M. F. (2001). Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos (“Debris Flows”) no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais. **Dissertação (Mestrado em Engenharia de Solos) – EPUSP – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo**. USP, São Paulo, 372 p., 2001.
- GUIDICINI, G.; IWASA, O. W. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. **IPT, Relatório Interno**, São Paulo, 48p., 1976.
- GUIMARÃES, R.F., MONTGOMERY, D. R., GREENBERG, H. M., FERNANDES, N.F., GOMES, R. A.T., CARVALHO JÚNIOR, O.A. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. **Engineering Geology**, v. 69, p. 99-108, 2003.
- GUZZETI, F., CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. Landslides hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. **Geomorphology**, v. 31, p. 181-216, 1999.
- IVERSON, R. M. Landslide triggering by rain infiltration. **Water Resources Research**, v. 36, p. 1897-1910, 2000.
- IWAMA, A. Y.; BATISTELLA, M., FERREIRA, L. C. Riscos geotécnicos e vulnerabilidade social em zonas costeiras: desigualdades e mudanças climáticas. **Ambiente & Sociedade**, v. 4, p. 251-274, 2014.
- KIN, D.; IMA, S.; LEE, C.; WOOC, C. Modeling the contribution of trees to shallow landslide development in a steep, forested watershed. **Ecological Engineering**, v. 61, p. 658–668, 2013.
- LISTO, F.L.R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, v. 169, p. 30–44, 2012.
- LOPES, E. S. S. Modelagem Espacial Dinâmica Aplicada ao Estudo de Movimentos de Massa em uma Região da Serra do Mar Paulista, na escala de 1:10.000. **Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Estadual Paulista**. UNESP, Rio Claro, 302p., 2006.
- MICHEL, G.P.; KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F. Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha River basin, southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v.14, p. 1266-1277, 2014.
- MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, v. 30, p. 1153-1171, 1994.
- MORGENSTERN, N. R.; SANGREY, D. A. Methods of Stability Analysis. In: SCHURTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (Eds.). **Landslides: Analysis and Controls. TRB Special Reports**, Washington, D.C. NAS-NRC, p. 155-171, 1978.
- NERY, T. D.; VIEIRA, B. C. Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment (Print)**, v. 2, p. 1-15, 2014.
- OKIDA, R. Técnicas de sensoriamento remoto como subsídio ao zoneamento de áreas sujeitas a movimentos gravitacionais de massa e a inundações. **Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. INPE, São José dos Campos, 125p., 1996.
- PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. SINMAP – A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping. User’s manual. **Terratech Consulting Ltd. Salmon Arm, B. C. Canada**, 68 p., 1998.
- PELLEGATTI, C.H.G.; GALVANI, E. Avaliação da precipitação na Serra do Mar-SP em eventos de diferentes intensidades e duração. **GEOUSP: Espaço e Tempo**, v. 27, p. 147-158, 2010.
- RAFAELLI, S.G., MONTGOMERY, D.R., GREENBERG, H.M. A comparison of thematic of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. **Journal of Hydrology**, v. 244, p. 33-42, 2001.
- RAMOS, V.M., GUIMARÃES, R.F., REDIVO, A.L., GOMES, R.A.T., FERNANDES, N.F., CARVALHO FILHO, O.A. Aplicação do modelo SHALSTAB em ambiente Arcview para o mapeamento de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos na região do Quadrilátero Ferrífero-MG. **Espaço e Geografia**, v. 5, p. 49-57, 2002.
- REDIVO, A.L., RAMOS, V.M., GUIMARÃES, R.F., JÚNIOR, O.A.D.C., GOMES, R.A.T. Determinação de áreas suscetíveis a escorregamentos na BR 256 no município de Ouro Preto-MG. **Ciência e Natura**, v. 26, p. 31-46, 2004.
- SALCIARINI, D.; GODT, J. W.; SAVAGE, W.Z; CONVERSINI, P; BAUM, R.L; MICHAEL, J.L. Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Regional of Central Italy. **Landslides**, v. 3, p. 181-194, 2006.
- SANTINI, M., GRIMALDI, S., NARDI, F., PETROSELLI, A., RULLI, M.C. Pre-processing algorithms and landslide modelling on remotely sensed DEMs. **Geomorphology**, v. 113, p. 110-125, 2009.
- SELBY, M. J. Hillslope: materials & processes. **Oxford University Press**, New York, USA, edition 2, 480 p., 1993.
- TERLIEN, M T. J.; ASCH, T. W. J.; VAN WESTEN, C.

- J. Deterministic modeling in GIS-Based landslide hazard assessment. In: CARRARA, A.; GUZZETTI, F. (Eds.): *Geographical Information System in Assessing Hazards*. **Kluwer Academic Publishers**, Dordrecht, p. 57-78, 1995.
- van WESTEN, C. J. Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent development In: **Proc 9th International Symposium on Landslides. Landslides: Evaluation and Stabilization**. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro, p. 39-53, 2004.
- VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; AUGUSTO FILHO, O. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Natural Hazards and Earth System Sciences (Print)**, v. 10, p. 1829-2010, 2010.
- VIEIRA, B.C.; RAMOS, H. Aplicação do modelo SHALSTAB para mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP). **Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo**, v. 29, p. 172-185, 2015.
- WOLLE, C. M.; CARVALHO, C.S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, p.27-36, 1989.
- ZAIDAN, R.T.; FERNANDES, N.F. Zoneamento de suscetibilidade a escorregamentos em encostas aplicado à bacia de drenagem urbana do Córrego da Independência – Juiz de Fora (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, p. 57-76, 2009.
- ZIZIOLI, D.; MEISINA, C.; VALENTINO, R.; MONTRASIO, L. Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: a case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, p. 559-573, 2013.