UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas

Departamento de Geografia

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Fabrizio de Luiz Rosito Listo

**PROPRIEDADES GEOTÉCNICAS DOS
SOLOS E MODELAGEM MATEMÁTICA DE
PREVISÃO A ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS RASOS**

São Paulo
2015

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas

Departamento de Geografia

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Fabrizio de Luiz Rosito Listo

PROPRIEDADES GEOTÉCNICAS DOS SOLOS E MODELAGEM MATEMÁTICA DE PREVISÃO A ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS RASOS

Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor.

Orientadora: Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira

Área de concentração: Geografia Física

Linha de pesquisa: Estudos interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia.

São Paulo

2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

FICHA CATALOGRÁFICA

Catálogo na Publicação

Serviço de Biblioteca e Documentação

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

Listo, Fabrizio de Luiz Rosito

Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão a escorregamentos translacionais rasos/ Fabrizio de Luiz Rosito Listo; orientadora: Bianca Carvalho Vieira - São Paulo, 2015.167 f.

Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1.Geomorfologia. 2.Escorregamentos rasos. 3.Modelo TRIGRS. 4.Propriedades geotécnicas e geoestatística do solo. 5.Serra do Mar.

I. Vieira, Bianca Carvalho. II. Universidade de São Paulo – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física. III. Título de Doutor.

Fabrizio de Luiz Rosito Listo

***Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão
a escorregamentos translacionais rasos***

*Tese de Doutorado apresentada ao
Departamento de Geografia da
Faculdade de Filosofia, Letras e
Ciências Humanas da Universidade
de São Paulo como requisito parcial
para obtenção do título de Doutor.*

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira (orientadora)

Depto. de Geografia – Universidade de São Paulo

Profa. Dra. Ligia Vizeu Barrozo

Depto. de Geografia – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela

Depto. de Geografia – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Fernando Antônio Medeiros Marinho

Depto. de Engenharia Civil – Escola Politécnica – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Eduardo Soares de Macedo

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)

AGRADECIMENTOS

Certamente produzir um doutorado conciliando trabalho em todo o período de doutoramento não foi uma tarefa fácil. Exigiu muita organização, dedicação, planejamento e alguns sacrifícios. Mas foi possível e nessa trajetória muitos passaram nesse caminho, ora ajudando com informações técnicas a pesquisa, ora ajudando com estímulo e motivação, o que, assim como o auxílio técnico, também foi fundamental para persistir até o final: cada palavra de estímulo ouvida me fez batalhar para chegar à conclusão deste doutorado.

Agradeço, primeiramente, a Profa. Bianca Carvalho Vieira pela orientação desta pesquisa. Entre mestrado e doutorado foram sete anos com muitos ensinamentos e muitas motivações, que me fizeram amadurecer tanto profissionalmente quanto pessoalmente.

Aos professores Ligia Vizeu Barrozo e Marcos Massao Futai pelas contribuições realizadas no exame de qualificação, que foram refletidas, executadas e estão aqui expressadas.

Aos colegas e amigos do Grupo de Estudos de Processos Morfodinâmicos: Modelagem e Monitoramento (GP-MORFO), da Universidade de São Paulo, do qual participo: Tullius Dias Nery, Rodrigo Augusto Stabile, Luzia de Jesus Mato, Vivane Portela, Tiago Damas Martins, Vivian Dias, Marcelo Gramani e Evandro Daniel pelas contribuições, revisões e motivações dadas em muitos momentos desta pesquisa e também pelo acompanhamento em trabalhos de campo. Agradeço, também, as pesquisadoras do grupo, Maria Carolina Villaça Gomes e Fabiana Ferreira, por compartilharem dados importantes de suas pesquisas de mestrado, que permitiram a montagem do meu projeto de Doutorado e posterior execução.

À *International Association of Geomorphologists (IAG)* pela conquista do prêmio *Young Geomorphologists* em 2013, durante a execução do Doutorado, ao longo do evento *8th International Conference on Geomorphology* em Paris, especialmente no nome do Prof. Mauro Soldati (*Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia* – Itália). O evento foi um divisor de águas para este doutorado, pois permitiu conhecer inúmeros pesquisadores de várias partes do mundo, além de professores de várias universidades, colaborando para o avanço teórico e metodológico desta pesquisa.

Aos professores David Montgomery (*University of Washington*) e Carlos Bateira (Faculdade de Letras do Porto) pelo auxílio na espacialização de parâmetros geotécnicos e demais contribuições fornecidas à pesquisa.

Aos professores Nelson Ferreira Fernandes (UFRJ), Telma Mendes da Silva (UFRJ), Roberto Arnaldo Trancoso Gomes (UNB) e Ailton Luchiari (USP) pelas palavras de estímulo e contribuições feitas a esta pesquisa.

Aos amigos Susana Oliveira, Willian dos Santos, Thaís Rala, Alex Souza e Fernanda Oliveira, pela ajuda em alguns momentos desta pesquisa.

Em 2013, passei a integrar o departamento de Engenharia Civil e Engenharia Ambiental e Sanitária como docente da Universidade Anhembí Morumbi. Foram muitos desafios, especialmente adaptar-se a um novo departamento, diferente do meu, com qualidade técnica e didática visando garantir o melhor possível no processo de ensino-aprendizagem. Ao mesmo tempo, acabou sendo fundamental para o desenvolvimento desta pesquisa de doutorado, que muito conversa com áreas da Engenharia Civil, especialmente a Mecânica dos Solos e a Geotecnia. Assim, conheci muitas pessoas que muito ajudaram tecnicamente nesta pesquisa, além de constantemente motivar e estimular a continuidade deste trabalho. Agradeço, dessa forma, aos colegas e amigos da Anhembí Morumbi: Gisleine Coelho de Campos, Norma Urban Gomes, Ricardo Noburo, Alessandra Lorenzetti, Jane Vieira, Conrad Pinheiro, Izaias Nery, Cassiano Mota, Adriana Trigolo, Edson Cabral, Marcus Vinícius e Roberta Rodrigues. Da mesma forma aos técnicos de laboratório Roberto, André, Waldecyr e Jesiel pelas ajudas prestadas. Agradeço, especialmente, ao Prof. Wilson Iyomasa pela leitura e revisão detalhada desta tese. Agradeço, também, aos docentes de outros cursos, pelas muitas motivações fornecidas: Leandro Fanelli, Paulo Manetta, Chicão, Roberto Mellão, Celsinho, Sandro Pavão, Giba e Maria Ângela. Alguns alunos da instituição também prestaram um estímulo constante para o término deste doutorado. A todos eles, o meu muito obrigado!

Parte importante também para o desenvolvimento de uma pesquisa, de maneira equilibrada, é ter o alicerce da família em muitos momentos. Dessa forma, agradeço à Hortênsia Rosito, minha mãe e meu pai ao mesmo tempo, que conciliou sua vida

profissional com a vida de mãe e pessoal com muita sabedoria e competência, tornando-me uma pessoa melhor a cada dia com seus ensinamentos. Muito obrigado! Para mim, é uma referência de ética, perseverança e caráter para toda a vida. Ao meu irmão Thomas e à minha cunhada Karina, parceiros em muitos momentos, à minha madrinha Edi, segunda mãe, que me apoia em todas as conversas, e aos meus tios e primos: Frederico, Fabiana, Thiago, Edgar, Letícia, Carol e Gustavo por toda a motivação prestada.

A todos vocês o meu muito obrigado!

*"A civilização existe pelo consentimento geológico,
sujeito a alterações sem aviso prévio."
(Will Durant)*

RESUMO

LISTO, F.L.R. **Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão a escorregamentos translacionais rasos.** Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2015.

Em função da ocorrência de desastres naturais no Brasil, instaurou-se em 2012 a Lei Federal nº 12.608 de Política Nacional de Proteção e Defesa Civil, que incentiva medidas de previsão para conter desastres naturais e situações de risco. O uso de modelos matemáticos em bases físicas pode ser uma importante ferramenta no auxílio à redução das situações negativas geradas por escorregamentos, sobretudo em áreas íngremes como a Serra do Mar. O objetivo deste trabalho foi comparar cenários de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos gerados pelo modelo TRIGRS na Bacia do Rio Guaxinduba (Caraguatatuba, SP) afetada por vários escorregamentos e corridas de detritos em março de 1967. Especificamente, objetivou-se gerar três cenários de suscetibilidade considerando valores da literatura, coletados *in situ* e distribuídos estatisticamente; caracterizar espacialmente as propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo (*coesão; densidade; espessura máxima; ângulo de atrito interno e condutividade hidráulica saturada vertical*) coletadas *in situ* e avaliar a variação do Fator de Segurança (FS) conforme a profundidade do solo. Para isso, foram gerados três cenários utilizando-se, no primeiro, valores geotécnicos e hidrológicos disponíveis na literatura, no segundo, valores coletados dentro da bacia e no terceiro, valores geoestatisticamente distribuídos. A partir da combinação com o mapa de cicatrizes de 1967, para validação dos cenários foram utilizados os seguintes índices: (a) Concentração de Cicatrizes; (b) Potencial de Escorregamentos e (c) percentual de áreas instáveis sem cicatrizes e de áreas estáveis com cicatrizes. Os resultados dos cenários indicaram que o uso de dados geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* forneceu resultados melhores e mais representativos. Nos três cenários foi verificada uma concordância entre as cicatrizes e as áreas instáveis, mas houve uma diferença na distribuição de classes de estabilidade. Topograficamente, foram observadas maiores instabilidades em ângulos da encosta $>20^\circ$, com formas retilíneas e côncavas e em classes intermediárias de área de contribuição. Geotecnicamente, foram observadas importantes relações entre a instabilidade e os valores de coesão do solo; especialmente entre os valores de 0kPa a 6kPa. Nos demais parâmetros, observou-se maior suscetibilidade nas áreas com densidade entre 17kg/m^3 e 18kg/m^3 ; espessuras de 3m; ângulos de atrito interno entre 31° e 35° e condutividade hidráulica entre $1,0 \times 10^{-3}\text{m/s}$ e $1,0 \times 10^{-4}\text{m/s}$. Em função dos resultados obtidos, o modelo TRIGRS e a espacialização de parâmetros geotécnicos e hidrológicos podem ser utilizados pelo poder público, em suas diferentes esferas administrativas para a definição de áreas de risco e para o planejamento do uso e ocupação do solo (ex. construção de moradias e de estradas, práticas florestais, entre outros).

Palavras-chave: Geomorfologia; Escorregamentos rasos; Modelo TRIGRS; Propriedades geotécnicas e geoestatística do solo; Serra do Mar.

ABSTRACT

LISTO, F.L.R. **Geotechnical properties of soils and mathematical modeling for shallow landslides prediction.** Faculty of Philosophy, Letters and Human Sciences, University of São Paulo, 2015.

Due to the occurrence of natural disasters in Brazil, the National Protection and Civil Defense Policy Federal Law no. 12,608 was established in 2012, which encourages prediction measures to minimize natural disasters and risk situations. The use of mathematical models in physical basis can be an important tool in helping to reduce negative situations generated by landslides, especially in steep areas such as the Serra do Mar mountain range. The goal of this work was to compare susceptibility scenarios to shallow landslides generated by the TRIGRS model at the Guaxinduba hydrographic basin (Caraguatatuba, SP), affected by various landslides and debris flows in March 1967. Specifically, the generation of three susceptibility scenarios was aimed, considering literature values, collected *in situ* and statistically distributed; to spatially characterize the geotechnical and hydrological properties of the soil (*soil cohesion; soil density; soil thickness; internal friction angle and saturated hydraulic conductivity*) collected *in situ* and evaluate the Factor of Safety (FS) according to soil depth. To achieve this, three scenarios were generated, using, in the first, geotechnical and hydrological values available in literature, in the second, values collected inside the basin and in the third, geostatistically distributed values. From the match with the 1967 map of scars, the following indexes were used to validate the scenarios: (a) Scars Concentration; (b) Potential Landslides and (c) percentage of unstable areas without scars and stable areas with scars. The results of the scenarios indicated that the use of *in situ* collected geotechnical and hydrological data supplied better and more representative results. In the three scenarios, a concordance between the scars and the unstable areas was verified, but there was a difference in the distribution of stability classes. Topographically, greater instabilities were observed at $>20^\circ$ slope angles, with slope straight and concave slope shapes, and at intermediate classes of contribution area. Geotechnically, important relations between the instability and the soil cohesion values were noted; especially between the values ranging from 0kPa to 6kPa. In the other parameters, a greater susceptibility was observed in the areas with densities between 17kg/m^3 and 18kg/m^3 ; 3m thicknesses; internal friction angles between 31° and 35° and hydraulic conductivity between $1,0 \times 10^{-3}\text{m/s}$ and $1,0 \times 10^{-4}\text{m/s}$. According to the results, the TRIGRS model and the spatialization of geotechnical and hydrological parameters may be used by the Government, in its various administrative levels, for the definition of risk areas and to plan the land use and occupation (e.g., construction of housing and roads, forest practices, among others).

Keywords: Geomorphology; Shallow landslides; TRIGRS Model; Geotechnical properties and soil geostatistics; Serra do Mar mountain range.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1:** Imagens dos escorregamentos rasos ocorridos em 1967 em Caraguatatuba: (A) Vista a partir da Rodovia dos Tamoios para a enseada de Caraguatatuba; (B) Fazenda soterrada e atingida pela massa movimentada e (C) Escorregamentos que atingiram a Rodovia dos Tamoios. 04
- Fig. 2.1:** Escorregamentos translacionais coletivos ocorridos na Serra do Mar Paulista (Cubatão), em 1985, durante elevados eventos pluviométricos (cerca de 380 mm/48h). 08
- Fig. 2.2:** Episódios de escorregamentos na Serra do Mar: A: (Caraguatatuba/SP, 1967); B: (Cubatão/SP, 1985); C: (estado de Santa Catarina, 2008); D: (Angra dos Reis/RJ, 2010); E/F: (Teresópolis/RJ, 2011). 11
- Fig. 2.3:** Representação gráfica da resistência ao cisalhamento dos solos, onde: (τ) é a resistência ao cisalhamento do solo, (c) a coesão, (σ) a tensão normal vertical e (ϕ) o ângulo de atrito interno do solo. 15
- Fig. 2.4:** Exemplos da distribuição geográfica de três propriedades geotécnicas do solo em Salvador (respectivamente coesão, ângulo de atrito interno e peso específico do solo) espacializadas por meio do método geoestatístico da *krigagem*. 25
- Fig. 2.5:** Modelo de infiltração do TRIGRS de acordo com o sistema de coordenadas cartesianas usada na análise de RICHARDS, sendo x e y tangentes à superfície da encosta e às curvas de nível, respectivamente. Z representa a normal ao plano x,y e α é o ângulo da encosta. 28
- Fig. 2.6:** Exemplo de mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas no cenário nomeado de A3, que obteve os resultados mais satisfatórios na coincidência entre as cicatrizes de escorregamentos e nas áreas previstas como instáveis pelo modelo ($c' = 1$ kPa; $\rho_s = 17,1$ 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 $K_s = 1.0 \times 10^{-6}$ m/s). 33
- Fig. 2.7:** Mapas de suscetibilidade a escorregamentos a partir do cálculo do FS simulada pelo modelo TRIGRS em sua versão original (à esquerda) e mapas de suscetibilidade simulados pelo modelo em sua versão revista (à direita), que considera o reforço do sistema radicular e a sobrecarga exercida pela vegetação. Notam-se poucas diferenças na localização de áreas instáveis entre os modelos. 34
- Fig. 3.1:** (A): Litoral Norte, estado de São Paulo; (B): Bacia do Rio Guaxinduba (seta vermelha) no município de Caraguatatuba; (C): registros fotográficos de áreas atingidas por escorregamentos e corridas de detritos em março de 1967. 35
- Fig. 3.2:** (A): Escorregamentos coletivos ocorridos em 1967 no Morro do Jaraguá na cidade de Caraguatatuba. (B): Área de arraste das corridas de detritos ocorridas em 1967, na qual se verifica que o material mobilizado atingiu a área de planície, alargando o rio e tornando a sua foz um pequeno delta. 36

Fig. 3.3: Esquema hipotético do perfil de uma das encostas que foram atingidas por escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP).	38
Fig. 3.4: Cobertura vegetal da Serra do Mar Paulista, onde se observa a presença de floresta ombrófila densa com grande diversidade.	40
Fig. 3.5: Localização da Santa Casa de Misericórdia (ponto amarelo) e da Praia Martim de Sá (ponto vermelho) no município de Caraguatatuba, fortemente atingidos pelos escorregamentos de 1967.	41
Fig. 3.6: 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 <i>Gleychemia</i> (B).	42
Fig. 3.7: Carta de riscos geotécnicos associados a escorregamentos ou erosão dos solos; recalques do solo associados com marés e inundações no Litoral Norte de São Paulo, com destaque ao município de Caraguatatuba (quadrante vermelho) e da Bacia do Rio Guaxinduba (seta vermelha).	43
Fig. 3.8: Localização da Bacia do Guaxinduba no estado de São Paulo e no município de Caraguatatuba.	45
Fig. 3.9: Histograma da área (m ²) e dados estatísticos das cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967 na Bacia do Rio Guaxinduba.	46
Fig. 3.10: Detalhe da espécie vegetal <i>Gleychenia</i> responsável pela preservação das cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967.	46
Fig. 3.11: (A): Mapa de depósitos das corridas de detritos (debris flow) ocorridas em 1967 na Bacia do Rio Guaxinduba; (B) Classificação dos depósitos conforme o tamanho dos blocos.	48
Fig. 3.12: Mapa de Ângulo da Encosta da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.	49
Fig. 3.13: Mapa de Formas da Encosta da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.	50
Fig. 3.14: Mapa de Área de Contribuição da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.	51
Fig. 3.15: Mapa de Aspecto da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.	52
Fig. 3.16: Composição granulométrica de um perfil de solo da Bacia do Guaxinduba, cuja localização do perfil está destacada no mapa (ponto vermelho), no qual, observou-se uma maior porcentagem de argila até 2,30m e, um aumento de areia, abaixo de 2,55m, atingindo uma média de 84%.	55

- Fig. 3.17:** Detalhe de perfil aberto em trincheira, cuja localização do perfil está destacada no mapa (ponto vermelho): (A) perfil em ponto lateral até a profundidade de 2,50m, no qual, se observa um primeiro horizonte composto por solo de textura franco arenosa e franco argilosa com presença de raízes (setas vermelhas) e segundo horizonte composto de textura franco arenosa, com coloração predominantemente marrom com blocos de rocha e raízes (setas amarelas); (B) perfil em ponto locado no topo com apenas um único horizonte constituído por saprolito de textura arenosa e de cor variada (róseo, amarelo, branco e cinza) com muito cristais de quartzo. 56
- Fig. 3.18:** Exemplo da variação da K_{sat} com a profundidade e a distribuição granulométrica em uma das cicatrizes analisadas in situ. Observa-se a diminuição da K_{sat} a 1,5m devido ao aumento do teor de argila no perfil. 57
- Fig. 3.19:** Mapa de Uso e ocupação do solo da Bacia do Guaxinduba. 58
- Fig. 3.20:** Execução de obra rodoviária na área de planície alveolar da Bacia do Rio Guaxinduba. 59
- Fig. 3.21:** (A): Visão panorâmica da bacia onde se pode observar a presença de pequenas ocupações esparsas, a topografia bastante dissecada e a presença de extensa área vegetal natural. (B): Destaque para vegetação mais rasteira localizada em uma das cicatrizes de escorregamentos da bacia e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz. 60
- Fig. 4.1:** Fluxograma dos materiais e dos métodos da pesquisa. 62
- Fig. 4.2:** Modelo Digital do Terreno utilizado nos cenários A, B e C. 65
- Fig. 4.3:** (A) Representação do MDT na estrutura GRID; (B) Detalhe da distribuição de fluxo utilizando o algoritmo Dinf (D8) no GRID de um MDT, no qual, se observa que a distribuição do fluxo tende a seguir a direção de maior declividade criando-se uma face triangular em que cada vértice do triângulo corresponde à borda de uma célula com a direção do fluxo mais íngreme; (C) Exemplo na paisagem da direção do fluxo em faces triangulares em encostas íngremes. 66
- Fig. 4.4:** Localização dos três postos pluviométricos em funcionamento em 1967, próximos a Bacia do Guaxinduba. 67
- Fig. 4.5:** Chuvas diárias acumuladas (mm/dia) para o mês de março de 1967. 69
- Fig. 4.6:** Chuvas mensais acumuladas (mm/mês) no período entre 1966 e 1967. 69
- Fig. 4.7:** (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. 72
- Fig. 4.8:** (A) Exemplo de localização dos perfis P1; P2 e P3 em cicatriz monitorada em campo; (B) Modelo esquemático indicando cada perfil aberto na cicatriz onde se nota que o P1 atingiu o solo residual e o P2 e o P3, o saprolito; (C) Coleta de bloco indeformado na bacia para ensaios de resistência ao cisalhamento; (D) Procedimento de obtenção da Ks utilizando-se o Permeâmetro de Guelph em trincheira aberta na cicatriz. 74

- Fig. 4.9:** Variação da K_s conforme a profundidade do solo e a granulometria na C1 (A); C2 (B) e C3 (C). A confirmação da superfície de ruptura foi realizada por meio da etapa 4.7. 75
- Fig. 4.10:** Modelo de seção transversal esquemática utilizado no TRIGRS para esta pesquisa, na qual, se observa aumento da K_s em profundidade (Z_{max}) e posterior redução. 76
- Fig. 4.11:** (A) Área espacializada na bacia; (B) detalhe do trecho de 2km2 espacializado pela técnica da *krigagem*. 79
- Fig. 4.12:** Histogramas dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos indicando a distribuição espacial e a frequência de cada classe de cada parâmetro (ArcGIS 10.3). Na imagem, a distribuição dos parâmetros ao atributo espacial é representada por um histograma com o intervalo de valores separados, neste caso, em geral de três classes. A proporção relativa (densidade) dos dados dentro de cada classe é representada pela altura de cada barra. As características importantes da distribuição são o seu valor central, a sua propagação e a sua simetria. Quando a média e a mediana possuem aproximadamente o mesmo valor, os dados podem ser distribuídos normalmente. 80
- Fig. 4.13:** Semivariogramas dos parâmetros geotécnicos/hidrológicos (ArcGIS 10.3), mostrando a correlação espacial de cada parâmetro. O semivariograma (eixo y: diferença/variação entre os valores de pares de observações (pontos) em função do eixo x: distância separando cada par) permite examinar a autocorrelação espacial entre os pontos da amostra medida. Nele, presume-se que os dados que estão mais próximos são mais semelhantes. 81
- Fig. 4.14:** Mapa das Cicatrizes de Escorregamentos do evento de 1967 da Bacia do Rio Guaxinduba. 84
- Fig. 4.15:** Detalhe das cicatrizes (numeradas) contidas no limite do Cenário C consideradas para o cálculo dos índices CC e PE. 85
- Fig. 4.16:** Modelo hipotético exemplificando a profundidade do solo (Z_{max}) em que pode ocorrer a ruptura, ou seja, na qual o $FS < 1$ é calculado pelo modelo conforme os parâmetros de entrada, sobretudo chuva e altura inicial do lençol freático. 86
- Fig. 4.17:** (A) Subbacia a oeste (quadrante vermelho), selecionada para avaliação da variação do FS com a profundidade, em função dos diferentes graus de suscetibilidade (cenário B) e da presença de cicatrizes (B). 87
- Fig. 5.1:** Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário A). Parâmetros utilizados: $c' = 1\text{kPa}$; $\rho_s = 17,1\text{kg/m}^3$; $Z_{max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-6}\text{m/s}$. 91
- Fig. 5.2:** Índices de FD; CC e PE – Cenário A. Observa-se maior FD, CC e PE na classe mais instável. 92

- Fig. 5.3:** (A) Mapa de suscetibilidade do Cenário A; (B) Mapa de Ângulo da Encosta; (C) Mapa de Área de Contribuição e (D) Mapa de Forma da Encosta. Nota-se a presença de áreas mais instáveis nas subbacias a oeste e a centro-oeste (quadrantes). 93
- Fig. 5.4:** Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário B). Parâmetros utilizados: $c' = 4\text{kPa}$; $\rho_s = 15\text{kg/m}^3$; $Z_{max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}\text{m/s}$. 96
- Fig. 5.5:** Índices de FD; CC e PE – Cenário B. Observa-se maior FD na segunda classe mais instável, porém maior CC e PE na classe 0,4 e 0,8. 97
- Fig. 5.6:** (A) Mapa de suscetibilidade do Cenário B; (B) Mapa de Ângulo da Encosta; (C) Mapa de Área de Contribuição e (D) Mapa de Forma da Encosta. Nota-se a presença de áreas mais instáveis nas subbacias a oeste, a centro-oeste e a noroeste (quadrantes). 98
- Fig. 5.7:** (A): Cenários A e B; (B) Comparativos dos índices FD; CC e PE entre os dois cenários. 101
- Fig. 5.8:** Mapas de áreas instáveis (A) e de áreas estáveis (B) (TRIGRS) nos cenários A e B. 102
- Fig. 5.9:** (A) Mapa de Coesão do Solo (c') [kPa]; (B) destaque da área espacializada. Nota-se maior CC nos intervalos entre 0kPa a 6kPa. 105
- Fig. 5.10:** Índices FD; CC e PE - Coesão do Solo. A área espacializada possui grande parte com coesão entre 0kPa e 6kPa, que concentraram 90% das cicatrizes. 106
- Fig. 5.11:** Coesão do Solo (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da encosta (C) e Área de Contribuição (D). 107
- Fig. 5.12:** (A) Mapa de Densidade do Solo (ρ_s) [kg/m³]; (B) destaque da área espacializada. Apesar da baixa FD, a classe 17kg/m³ e 18kg/m³ concentrou 40% das cicatrizes. 110
- Fig. 5.13:** Índices FD; CC e PE – Densidade do Solo. Observa-se maior CC e PE na classe 17kg/m³ e 18kg/m³. 111
- Fig. 5.14:** Densidade do Solo (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D). 112
- Fig. 5.15:** (A) Mapa de Espessura Máxima do Solo (Z_{max}) [m]; (B) destaque da área espacializada. Como esperado, observou-se maior concentração de cicatrizes na classe de menor espessura (3m e 3,5m). 116
- Fig. 5.16:** Índices FD; CC e PE - Espessura Máxima do Solo. Nota-se elevada FD, CC e PE na classe menos espessa (3m e 3,5m). 117
- Fig. 5.17:** Espessura máxima do solo (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D). 118
- Fig. 5.18:** (A) Mapa de Ângulo de Atrito Interno (ϕ) [°]; (B) destaque da área espacializada. Apesar da menor FD, as classes 31° e 33° e 34° e 35° foram as mais instáveis. 121

Fig. 5.19: Índices FD; CC e PE - Ângulo de Atrito Interno. Nota-se maior FD nas classes 33° e 34° e 35° e 36°, porém maior CC e PE nas classes 31° e 33° e 34° e 35°.	122
Fig. 5.20: Ângulo de Atrito Interno (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D).	123
Fig. 5.21: (A) Mapa de Condutividade Hidráulica Saturada Vertical (K_s) [m/s]; (B) destaque da área espacializada. Observa-se maior frequência nas classes $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s e $1,0 \times 10^{-9}$ m/s e $1,0 \times 10^{-10}$ m/s.	126
Fig. 5.22: Índices FD; CC e PE - Condutividade Hidráulica Saturada Vertical. Nota-se maior instabilidade na classe $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s.	127
Fig. 5.23: Condutividade Hidráulica Saturada (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da encosta (C) e Área de Contribuição (D).	128
Fig. 5.24: Comparação dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos espacializados: quadrante A ao norte; quadrante B ao centro e quadrante C ao sul.	130
Fig. 5.25: (A) Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário C) a partir de parâmetros espacializados; (B) Destaque da área espacializada.	132
Fig. 5.26: Índices FD; CC e PE - Cenário C. Apesar da maior FD na classe 1,2 e 1,5, a classe de maior instabilidade apresentou a maior CC e o maior PE.	133
Fig. 5.27: Cenário C (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D).	134
Fig. 5.28: Relação entre o mapa de suscetibilidade do cenário C (A) e do MDT utilizado (B). Observa-se uma influência topográfica do MDT na definição das áreas instáveis (formas íngremes e concavidades).	135
Fig. 5.29: Cenário C (A); Parâmetros Geotécnicos e Hidrológicos de Coesão (B); Densidade (C); Espessura (D); Ângulo de Atrito (E) e Condutividade Hidráulica (F).	137
Fig. 5.30: Variação do Fator de Segurança conforme a profundidade do solo (TRIGRS).	138
Fig. 5.31: Variação granulométrica ao longo da profundidade na C1; C2 e C3. Fonte: VIEIRA et al. (no prelo).	140

LISTA DE TABELAS

Tab. 2.1: Parâmetros geotécnicos de diferentes áreas instrumentadas na Serra do Mar (SP-RJ).	21
Tab. 2.2: Valores de ângulo de atrito e de coesão coletados <i>in situ</i> em oito perfis de solo na região de Ijuí (RS).	22
Tab. 2.3: Parâmetros gerais, geotécnicos, hidrológicos e pluviométricos (TRIGRS).	30
Tab. 2.4: Cenários A e B e seus respectivos valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados nas simulações do modelo TRIGRS na pesquisa de VIEIRA et al. (2010), sendo o cenário A3 o que apresentou os melhores resultados na previsão feita pelo modelo.	32
Tab. 3.1: Parâmetros Geotécnicos de duas “áreas piloto” da Serra do Mar.	39
Tab. 4.1: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário A desta pesquisa.	71
Tab. 4.2: Parâmetros geotécnicos referentes às duas áreas na Serra do Mar. “ ρ_s ” densidade do solo [kg/m ³], “ c ” coesão [Pa]; e “ ϕ ” ângulo de atrito [°].	71
Tab. 4.3: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário B desta pesquisa (coluna verde).	76
Tab. 4.4: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário C desta pesquisa.	82
Tab. 5.1: Comparação dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos espacializados conforme os quadrantes A, B e C (Fig. 5.24).	129
Tab. 5.2: Parâmetros de entrada do TRIGRS (k_s ; c' e ϕ) em diferentes profundidades. Em vermelho, destacam-se as profundidades mais próximas de 2,25 (possível superfície de ruptura).	139

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição
c	Coesão do solo
ρ_s	Densidade do solo
ρ_w	Densidade da água
Z_{max}	Espessura máxima do solo
ϕ	Ângulo de Atrito Interno
d	Altura Inicial do Lençol Freático
I_{LT}	Taxa de Infiltração Inicial
D_0	Difusividade Hidráulica
K_{sat}	Condutividade Hidráulica Saturada Vertical
K_L	Condutividade hidráulica nas direções lateral (x,y)
K_z	Condutividade hidráulica na direção normal (z)
θ	Ângulo da Encosta
ψ	Carga de Pressão
z	Profundidade do plano de ruptura
σ	Tensão Normal

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO e JUSTIFICATIVA	01
1.1 Hipótese e objetivos	05
2. EMBASAMENTO TEÓRICO e CONCEITUAL	06
2.1 Escorregamentos: tipologias e fatores condicionantes	06
2.2 Condicionantes pedológicos, geotécnicos e hidrológicos e geoestatística aplicada ao solo	12
2.3 Modelagem matemática, modelo TRIGRS e trabalhos realizados	26
3. A BACIA DO RIO GUAXINDUBA NO CONTEXTO DA SERRA DO MAR PAULISTA e DO MUNICÍPIO DE CARAGUATATUBA (SP)	35
3.1 Serra do Mar	37
3.2 Caraguatatuba e o evento de 1967	40
3.3 Bacia Hidrográfica do Rio Guaxinduba	44
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	61
4.1 Parâmetros Topográficos (Cenários A, B e C)	63
4.2 Parâmetros Pluviométricos (Cenários A, B e C)	67
4.3 Cenário A: Parâmetros Geotécnicos e Hidrológicos	70
4.4 Cenário B: Parâmetros Geotécnicos e Hidrológicos	72
4.5 Cenário C: Espacialização dos parâmetros	77
4.6 Validação dos cenários	82

4.7	Variação do Fator de Segurança com a profundidade	86
5.	RESULTADOS e DISCUSSÕES	88
5.1	Cenário A	89
5.2	Cenário B	94
5.3	Comparação entre os Cenários A e B	99
5.4	Espacialização dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos	103
5.4.1	Coesão e Densidade do solo	103
5.4.2	Espessura do solo	113
5.4.3	Ângulo de atrito interno	119
5.4.4	Condutividade hidráulica saturada	124
5.5	Cenário C	131
5.6	Variação do FS conforme a profundidade do solo	138
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	141
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	144

1. INTRODUÇÃO e JUSTIFICATIVA

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 (BRASIL, 2012), que instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil. 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 a escorregamentos translacionais rasos, que são comuns no Brasil, pode ser uma ferramenta extremamente objetiva, simples e de baixo custo no auxílio à redução das situações negativas geradas por estes processos.

Estes modelos possuem como base os modelos de estabilidade e os modelos hidrológicos, considerando informações geotécnicas e hidrológicas das encostas. Busca, com base em leis físicas, diminuir a subjetividade na análise de rupturas, quantificando os graus de suscetibilidade em valores absolutos, por meio do cálculo do Fator de Segurança (FS) (MORGENSTER e SANGREY, 1978; SELBY, 1993; TERLIEN et al., 1995; GUZZETTI et al., 1999; VAN WESTEN, 2004; entre outros).

Dos modelos matemáticos para a previsão de graus de suscetibilidade das encostas, destacam-se 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 já foi aplicado com sucesso em diferentes regiões, como por exemplo, 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), apresentando resultados com excelente precisão. Nas paisagens tropicais úmidas brasileiras, também foi utilizado com sucesso 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), Michel et al. (2014), entre outros.

Em menor escala, o modelo SINMAP foi utilizado por Pack et al. (1998) na bacia de *Rose Creek* em *Mission* (*British Columbia*, Canadá), atingida por uma série de escorregamentos em extensas áreas íngremes. Os autores obtiveram um alto percentual de acerto, pois aproximadamente 60% dos escorregamentos mapeados coincidiram em áreas previstas como instáveis pelo modelo. Na Serra do Mar Paulista, o modelo SINMAP foi aplicado por Lopes (2006) em três áreas pilotos na região de Cubatão, obtendo-se mais de 85% de acerto de áreas instáveis e por Nery e Vieira (2014), na Bacia da Ultrafértil em Cubatão, que também obtiveram sucesso, ao encontrar índices acima de 70% de cicatrizes de escorregamentos em áreas instáveis.

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%.

Nesse sentido, o uso de modelos matemáticos pode ser uma ferramenta de baixo custo, visando atender a Lei Federal nº 12.608, sobretudo nas áreas em que vêm sendo comum a ocorrência de escorregamentos, como a Serra do Mar. Entretanto, este modelo, assim como outros, exige a introdução de valores dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo. 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?

As propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo podem ser estudadas por meio de coletas de campo *in situ* e em laboratório, mensurando tais propriedades em diferentes profundidades e em diferentes pontos de uma encosta, por exemplo, visando avaliar a influência destas nos fluxos de água, principalmente durante os períodos de intensa pluviometria (DE PLOEY e CRUZ, 1979; WOLLE e CARVALHO, 1989; entre outros). Considerando-se estas propriedades, muitos trabalhos buscaram correlacionar, por exemplo, a variação da condutividade hidráulica (K_s), isto é, a taxa de velocidade da água dentro de um meio poroso, relacionando-a com a movimentação de fluxos dentro do solo com processos erosivos e de movimentos de massa (VARGAS et al. 1986; WOLLE e CARVALHO, 1989; AVELAR e COELHO NETTO, 1992; CAMPOS et al. 1992; VIEIRA e FERNANDES, 2004; entre outros).

Wolle e Carvalho (1989), por exemplo, apresentaram mecanismos de ruptura responsáveis pela deflagração de escorregamentos em encostas florestadas tendo como base a mudança da K_s ao longo de um perfil de solo e rocha. De Ploey e Cruz (1979) verificaram que a redução dos valores de coesão pode diminuir a resistência às tensões de cisalhamento, culminando na movimentação de massas de solo. Dessa forma, estas propriedades (*ex. ângulo de atrito interno, densidade do solo, porosidade, coesão, condutividade hidráulica, entre outras*) somadas às características topográficas das encostas vêm sendo utilizadas como dados de entrada aos diversos modelos matemáticos existentes.

Nesse contexto, a Serra do Mar é um dos principais compartimentos geomorfológicos, frequentemente afetada por escorregamentos rasos, e 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 a esta região.

Um dos eventos de destaque com relação à ocorrência de escorregamentos de grande porte na região da Serra do Mar foi o episódio de 1967, no município de Caraguatatuba, principalmente na Bacia Hidrográfica do Rio Guaxinduba, uma das mais atingidas e foco desta pesquisa. O evento envolveu grande quantidade de solos, rochas e materiais orgânicos pelas encostas e canais de drenagem, afetando cerca de 170 km² no município (Fig. 1.1), gerando 436 mortes e a destruição de 400 moradias (DE PLOEY e CRUZ, 1979; IWAMA et al., 2014). Assim, o episódio de Caraguatatuba é um evento de destaque para ser investigado, pois pode favorecer a melhor compreensão das causas de rupturas de escorregamentos translacionais rasos no contexto geomorfológico e geotécnico da Serra do Mar.

Fig. 1.1: Imagens dos escorregamentos rasos ocorridos em 1967 em Caraguatatuba: **(A)** Vista a partir da Rodovia dos Tamoios para a enseada de Caraguatatuba; **(B)** Fazenda soterrada e atingida pela massa movimentada e **(C)** Escorregamentos que atingiram a Rodovia dos Tamoios. Fontes: **(A):** OLGA CRUZ e Prof. NOGAMI; **(B e C):** PREFEITURA MUNICIPAL DE CARAGUATATUBA (2011).

1.1 HIPÓTESE e OBJETIVOS

A hipótese desta pesquisa considera que o uso de dados geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* pode fornecer resultados mais representativos na análise da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos por meio da modelagem matemática.

O objetivo geral desta pesquisa visa comparar cenários de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos gerados pelo modelo TRIGRS na Bacia do Rio Guaxinduba (Caraguatatuba, SP) considerando valores da literatura, coletados *in situ* e distribuídos estatisticamente.

Especificamente, objetiva-se:

1. Gerar três cenários de suscetibilidade: o primeiro com valores geotécnicos e hidrológicos constantes e da literatura (CENÁRIO A); o segundo com valores constantes e coletados *in situ* dentro da bacia (CENÁRIO B) e o terceiro com valores coletados *in situ* distribuídos por meio de ferramentas geoestatísticas (CENÁRIO C);
2. Caracterizar espacialmente as propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo (*coesão; densidade; espessura máxima; ângulo de atrito interno e condutividade hidráulica saturada vertical*) coletadas *in situ* dentro da bacia e;
3. Avaliar a variação do Fator de Segurança (FS) conforme a profundidade do solo.

2. EMBASAMENTO TEÓRICO e CONCEITUAL

Neste capítulo são descritos e analisados os principais conceitos, tipologias e fatores condicionantes de escorregamentos **(2.1)**; os condicionantes pedológicos, geotécnicos e hidrológicos e a geoestatística aplicada ao solo **(2.2)** e a descrição, as limitações e os principais trabalhos realizados pelo modelo matemático TRIGRS **(2.3)**.

2.1 ESCORREGAMENTOS: TIPOLOGIAS e FATORES CONDICIONANTES

Escorregamentos e demais processos gravitacionais correlatos fazem parte do conjunto dos movimentos de massa interligados à dinâmica das encostas. Logo, movimentos de massa são processos que envolvem uma massa ou um volume de solo e/ou rocha que se deslocam em conjunto, configurando um dos maiores processos de evolução e de desenvolvimento de encostas, especialmente em regiões íngremes (ZARUBA e MENCIL, 1976; GUIDICINI e NIEBLE, 1984, SELBY, 1993, entre outros).

Segundo Augusto Filho (1992), os movimentos de massa são classificados em quatro grandes grupos: rastejos (*creep*), escorregamentos *stricto sensu* (*slides*), quedas (*falls*) e corridas (*flows*). Nessa classificação, escorregamentos são movimentos rápidos, de duração relativamente curta, de massas geralmente bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora da encosta (AUGUSTO FILHO, 1992). A velocidade de um escorregamento cresce de zero a mais ou menos 0,30m por hora, decrescendo, em seguida, até se estabilizar (TERZAGHI, 1967). Podem atingir velocidades maiores, da ordem de alguns metros por segundo e a velocidade máxima do movimento depende da inclinação da superfície de escorregamento, da causa inicial de movimentação e do tipo de terreno. Cada tipo de escorregamento é definido em função da forma e do tamanho, bem como pelo tipo de material (solo ou rocha) que foi mobilizado (TERZAGHI, 1967; AUGUSTO FILHO, 1992; ALMEIDA FILHO et al., 1999, FERNANDES e AMARAL, 1996; entre outros).

Conforme Augusto Filho (1992), os escorregamentos podem ser divididos com base na forma do plano de ruptura (rotacional ou translacional), bem como no tipo de material em movimento: solo, rocha, tálus, colúvio e detritos. Os escorregamentos rotacionais (*slumps*) possuem uma superfície de ruptura curva na qual o material sofre movimentação côncava para cima. Estão associados aos ambientes com presença de solos profundos que permitem a maior infiltração e a percolação profunda da água (AUGUSTO FILHO, 1992).

Os translacionais, mais frequentes na paisagem do sudeste brasileiro (Fig. 2.1), possuem superfícies com a forma planar condicionados pela presença de estruturas geológicas (acamamentos, fraturas, entre outros), depósitos de encostas, contatos entre solo e rocha e entre horizontes do solo. São deflagrados em encostas mais íngremes com presença de solos rasos e seus planos de ruptura se encontram em profundidades que variam de 0,5m a 5,0m (AUGUSTO FILHO, 1992; FERNANDES e AMARAL, 1996, entre outros). Conforme Infanti e Fornasari (1998), os escorregamentos translacionais podem ocorrer em maciços rochosos, sendo condicionados pela xistosidade, pelo fraturamento, pela foliação, entre outros aspectos.

Carvalho et al. (2007) indicam um terceiro tipo de escorregamento (em cunha). Estes estão associados à saprolitos (rochas extremamente alteradas) e a maciços rochosos, onde a existência de dois planos de fraqueza condiciona o deslocamento ao longo do eixo de intersecção destes planos. São processos mais comuns em taludes de corte ou encostas que sofreram algum processo natural de desconfinamento, como erosões ou escorregamentos pretéritos (CARVALHO et al., 2007).

Fig. 2.1: Escorregamentos translacionais coletivos ocorridos na Serra do Mar Paulista (Cubatão), em 1985, durante elevados eventos pluviométricos (cerca de 380 mm/48h). Fonte: IPT (1986).

De forma geral, pode-se afirmar que a deflagração de escorregamentos em encostas é controlada por uma série de fatores condicionantes naturais e antrópicos, muitas vezes com caráter cíclico, que possuem origem na formação da própria rocha e na sua história geológica e geomorfológica (ex. movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, entre outros) além da ação antrópica (AUGUSTO FILHO e VIRGILLI, 1998).

Guidicini e Nieble (1984) utilizam a terminologia de agentes e de causas de instabilização para discutirem estes condicionantes, entendendo como causa o modo de atuação de um determinado agente na instabilização de um talude ou de uma encosta. Segundo estes autores, os agentes são subdivididos nos seguintes grupos: **predisponentes** (unidades geológicas, topografia, características geotécnicas dos solos, clima, hidrologia, gravidade, calor solar e tipo de cobertura vegetal); **efetivos preparatórios** (pluviosidade, erosão pela água e pelo vento, congelamento e degelo, variações de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação do nível de lagos, das marés e do lençol freático e ação antrópica) e **efetivos imediatos** (chuvas intensas, fusão do gelo e da neve, erosão, terremotos, ondas, vento, ação antrópica acelerada, entre outros).

Quanto às causas, destacam-se as **internas** (efeito das oscilações térmicas, redução dos parâmetros de resistência por intemperismo); as **externas** (mudanças da geometria do sistema, efeitos de vibrações, mudanças naturais na inclinação das camadas) e as **intermediárias** (elevação do nível piezométrico em massas homogêneas, elevação da coluna de água em descontinuidades, rebaixamento rápido do lençol freático, erosão subterrânea do tipo *pipping* e diminuição do efeito de coesão aparente) (GUIDICINI e NIEBLE, 1984).

Augusto Filho e Virgilli (1998) apontam os principais condicionantes dos movimentos de massa na dinâmica ambiental brasileira, destacando as características climáticas, em especial o regime pluviométrico, as características e a distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas (xistossidades, fraturas, etc.), as características topográficas, com destaque à declividade, amplitude e forma das encostas (retilíneo, convexo e côncavo), o regime das águas de subsuperfície, as características do uso do solo, incluindo cobertura vegetal e as diferentes formas de intervenção antrópica das encostas, como cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida, entre outros. Do conjunto de fatores condicionantes naturais, a topografia se destaca por permitir o levantamento de importantes informações morfométricas do relevo, principalmente em áreas de difícil acesso (AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998; FERNANDES et al., 2001, entre outros).

Topograficamente, a curvatura representa a forma da encosta e o delineamento das curvas e suas transições. A forma da encosta (em planta e em perfil) possui um papel importante na distribuição do conteúdo de água, em especial na rápida descarga de água nos mantos de alteração durante episódios chuvosos. As porções côncavas concentram maior volume de água e de sedimentos, permitindo a elevação da pressão e reduzindo a estabilidade da encosta, durante eventos pluviométricos intensos (ANDERSON e BURT, 1978; DIETRICH e DUNNE, 1978; RENEAU et al., 1984; LACERDA e SANDRONI, 1985; MEIS et al., 1985; DIETRICH et al., 1986, MONTGOMERY et al., 1991; FERNANDES et al., 1994).

A orientação de vertentes refere-se à posição das faces do terreno, frente à distribuição da radiação solar. Este parâmetro pode influenciar o teor de umidade sobre o terreno, inferindo nos processos biofísicos, tais como o tipo de vegetação e

a espessura do solo (COLÂNGELO, 1995; CANTÓN et al., 2004, entre outros). Desta forma, a maior ou a menor quantidade de umidade influenciará a formação e a tipologia da cobertura vegetal, a espessura e a porosidade do solo, entre outras características. As encostas cujo material de alteração sofre maior ciclo de umedecimento e secamento podem ser mais suscetíveis à ruptura, em função do aumento das fissuras e da porosidade, responsáveis também pelo acréscimo de água e de elevação das pressões dentro do material (GAO, 1993; GUIMARÃES et al., 1998).

O ângulo da encosta representa a inclinação do terreno do topo à sua base e este por sua vez, pode influenciar na velocidade de deslocamento do material, assim como na capacidade de transporte (ANDERSON e BURT, 1978; DIETRICH e DUNNE, 1978; RENEAU et al., 1984; LACERDA e SANDRONI, 1985; MEIS et al., 1985; DIETRICH et al., 1986, MONTGOMERY et al., 1991; FERNANDES et al., 1994; entre outros). Como importante parâmetro topográfico também, destaca-se a área de contribuição, que se refere à concentração dos fluxos de água vindas das porções mais altas das encostas, que conseqüentemente podem levar à saturação dos solos. É calculada, numa bacia hidrográfica, por unidade de contorno para cada ponto (célula) dentro da bacia e possui um papel relevante na análise da suscetibilidade (BEVEN e KIRKBY, 1979; DIETRICH et al. 1995, FERNANDES et al., 2004, ZAIDAN e FERNANDES, 2009).

Na região da Serra do Mar, escarpa oriental do Planalto Atlântico, são comuns os eventos de escorregamentos, principalmente os do tipo translacional raso, ora em áreas naturais, ora em áreas ocupadas com situações de risco. Esta situação vem exigindo um cuidado técnico de monitoramento e de previsão destes processos por órgãos públicos responsáveis e, ao mesmo tempo, incentivando a elevada quantidade de pesquisas acadêmicas na área. Dos episódios históricos de escorregamentos na Serra do Mar, destacam-se os eventos ocorridos em Caraguatatuba (SP) em 1967; Cubatão (SP) em 1985; Santa Catarina (principalmente nas cidades de Ilhota, Gaspar e Luís Alves) em 2008; Angra dos Reis (RJ) em 2010 e, mais recentemente, nas Regiões Serranas do Rio de Janeiro e do Paraná em 2011 (Fig. 2.2).

Fig. 2.2: Episódios de escorregamentos na Serra do Mar: **A:** (Caraguatatuba/SP, 1967); **B:** (Cubatão/SP, 1985); **C:** (estado de Santa Catarina, 2008); **D:** (Angra dos Reis/RJ, 2010); **E/F:** (Teresópolis/RJ, 2011). Fontes: A: (CRUZ, 1974); B: (Arquivo IPT); C: (Arquivo IPT); D: (Foto de Nelson Ferreira Fernandes); E: (Foto de Bianca Carvalho Vieira); F: (Foto de Bianca Carvalho Vieira).

2.2 CONDICIONANTES PEDOLÓGICOS, GEOTÉCNICOS e HIDROLÓGICOS e GEOESTATÍSTICA APLICADA AO SOLO

A cobertura pedológica, as propriedades geotécnicas e o estado de amadurecimento dos solos superficiais são um dos fatores que podem condicionar à ocorrência de escorregamentos, destacando-se a importância de se entender a relação entre o comportamento do solo sob uma dada quantidade de água e a sua resistência. Pode-se dizer, em geral, que o coeficiente de segurança de encostas naturais é próximo de um, estando em condição limite de estabilidade, bastando alguma intervenção atípica, como a ocorrência de um elevado evento pluviométrico, para diminuir este coeficiente e provocar um escorregamento. Neste sentido, as propriedades pedológicas, geotécnicas e hidrológicas dos solos podem impulsionar ou não o material de uma encosta em sua direção inferior dependendo de sua resistência (VARGAS, 1972; CAPUTO, 1998; MASSAD, 2010, entre outros).

Em relação à classificação geotécnica dos solos, Vargas (1972) aponta quatro grandes grupos **(a)** residuais; **(b)** transportados; **(c)** orgânicos e **(d)** pedogênicos. Os solos residuais são provenientes da decomposição e da alteração de rochas *in situ*, sendo que a sua composição depende do tipo e da composição mineralógica da rocha matriz (VARGAS, 1972). Este grupo de solos é bastante comum no Brasil, especialmente na região Centro-Sul, em função das características climáticas (DNER, 1996). Dos subgrupos de solos residuais, pode-se destacar: *solo residual maduro*, aqueles que perderam a estrutura original da rocha mãe e são relativamente homogêneos; *saprolitos*, que já possuem alguns elementos da rocha mãe (rocha alterada), mantendo a estrutura original, tais como, fissuras, xistosidade e camadas (mas que perderam a sua consistência); *rocha alterada*, que lembram a rocha mãe no seu aspecto, com alterações progressivas nos seus horizontes, preservando parte da estrutura da rocha e dos seus minerais, porém sua dureza ou resistência é inferior à da rocha mãe e *rocha sã*, que indicam rochas inalteradas (VARGAS, 1972).

Os solos transportados são aqueles formados por um agente transportador, que formam geralmente depósitos mais inconsolidados, menos resistentes, compactos e homogêneos que os solos residuais, tendo profundidades variáveis, ocorrendo em áreas mais restritas (VARGAS, 1972; DNER, 1996). A depender do agente

transportador, podem ocorrer variações dos solos transportados, tais como, *aluviais* (transportados pelas águas); *coluviais* (transportados pela gravidade) e *eólicos* (transportados pelo vento) (VARGAS, 1972; DNER, 1996).

Os solos orgânicos ocorrem pela impregnação de matéria orgânica em sedimentos preexistentes ou pela transformação carbonífera de materiais, geralmente de origem vegetal, contida no material sedimentado (ex. húmos) e os solos pedogênicos (ex. lateríticos) ocorrem pela complexa série de processos físico-químicos que atuam em sua formação (VARGAS, 1972). Os solos lateríticos são superficiais, típicos de áreas bem drenadas das regiões tropicais úmidas, resultantes de uma transformação da parte superior do subsolo pela atuação do intemperismo (NOGAMI e VILLIBOR, 1995; MARANGON, 2004). Ainda nesta classificação, podem-se agrupar alguns, principalmente os lateríticos, os saprolíticos e os transportados, como solos tropicais, pois apresentam peculiaridades de propriedades e de comportamentos, em decorrência da atuação nos mesmos de processos geológicos e pedológicos, típicos das regiões tropicais úmidas (NOGAMI e VILLIBOR, 1995; MARANGON, 2004).

Das características pedológicas dos solos, a textura refere-se à proporção relativa das partículas sólidas presentes no solo, influenciando na capacidade de infiltração e de absorção de água da chuva. Assim, solos mais arenosos, por exemplo, são mais porosos, permitindo a rápida infiltração da água e, conseqüentemente, a menor capacidade de armazenamento (BIGARELLA et al., 1996; SALOMÃO, 1999). Com relação à estrutura do solo, esta se caracteriza pelo arranjo dos constituintes do solo, compreendendo a reunião das partículas em agregados, os quais apresentam formatos e tamanhos variados, estando separados um dos outros por superfícies de fraqueza e, assim, influenciam na velocidade e no direcionamento de infiltração da água (BIGARELLA et al., 1996; SALOMÃO, 1999). A permeabilidade e a porosidade dos solos são propriedades que estão diretamente ligadas e são inversamente proporcionais à densidade, que representa a relação entre o volume e a massa total do solo, subentendendo-se que, em geral, os solos arenosos são mais permeáveis que os solos argilosos (BIGARELLA et al., 1996; SALOMÃO, 1999; FIORI e CARMIGNANI, 2009).

A caracterização de algumas propriedades dos solos, como por exemplo, a granulometria e a estrutura do solo, são importantes para melhor se compreender o comportamento hidrológico dos solos e são fundamentais na investigação do armazenamento e do movimento da água. Assim, das principais propriedades dos solos, destacam-se, *a granulometria, a plasticidade e a atividade da fração fina dos solos*, muito estudadas na Mecânica dos Solos e na Geomorfologia (VARGAS, 1972; REINERT e REICHERT, 2006; entre outros).

Geotecnicamente, as principais propriedades do solo dividem-se em *coesão do solo; densidade do solo; espessura máxima do solo; ângulo de atrito interno*, entre outras, além de propriedades hidrológicas, como a *condutividade hidráulica e a difusividade hidráulica (facilidade com que a umidade avança no espaço e no tempo)*. Estas propriedades podem ser obtidas por meio de instrumentações de campo (sondagens e prospecções geotécnicas de subsolo) e mensuradas em laboratório; destacando-se os métodos de *sondagem a trado*, que são processos simples, mais rápidos e econômicos para investigações preliminares das camadas mais superficiais dos solos, permitindo a obtenção de amostras deformadas ao longo da profundidade; *prospecção geotécnica em trincheiras ou poços de investigação*, que ocorrem por escavações manuais ou pelo uso de escavadeiras, que objetivam expor e permitir a direta observação visual do subsolo com a possibilidade de coleta de amostras indeformadas (amolgadas) e *sondagem a percussão* (ex. STP - *Standard Penetration Test ou Teste de Penetração Padrão*), método para investigação dos solos em que o terreno é perfurado por meio do golpeamento do subsolo com peças de aço cortantes. Neste tipo de sondagem, o processo de circulação de água facilita o corte e traz até a superfície o material desagregado (SOUZA PINTO, 2000; BASTOS et al., 2008; MASSAD, 2010, entre outros).

A propriedade dos solos em suportar cargas e conservar sua estabilidade depende de sua resistência ao cisalhamento e, nesse sentido, a correta determinação da resistência ao cisalhamento é um dos maiores problemas em estabilidade de encostas. Dessa forma, a resistência ao cisalhamento de um solo em qualquer direção é considerada como a tensão de cisalhamento máxima que pode ser aplicada à estrutura do solo. Quando este máximo é atingido, ocorre a ruptura, tendo sido totalmente mobilizada a resistência do solo (VARGAS, 1972; LAMBE e WHITMAN, 1974; CAPUTO, 1998; SOUZA PINTO, 2000; DIEMER et al., 2008).

A resistência ao cisalhamento envolve duas componentes principais: o atrito, função da interação entre duas superfícies na região de contato, e a coesão, atração química entre partículas e a cimentação de partículas (Fig. 2.3). Em um atrito simples de escorregamento entre os sólidos, o ângulo de atrito (ϕ) é praticamente constante, porém o mesmo não ocorre em materiais granulares, em que as forças atuantes modificam a sua compacidade e, portanto, acarretam variação do ângulo de atrito (ϕ) num mesmo solo. Assim, o ângulo de atrito depende do tipo de material e para um mesmo material, depende de diversos fatores (densidade, rugosidade, forma, entre outros). A coesão é uma característica típica de solos muito finos (ex. argilas), considerando-se que esta aumenta com a quantidade de argila e com a atividade coloidal, com a relação de pré-adensamento e com a diminuição da umidade (VARGAS et al., 1986; MASSAD, 2010, entre outros).

Fig. 2.3: Representação gráfica da resistência ao cisalhamento dos solos, onde: (τ) é a resistência ao cisalhamento do solo, (c) a coesão, (σ) a tensão normal vertical e (ϕ) o ângulo de atrito interno do solo. Fonte: MASSAD (2010).

Collins e Znidarcic (2004) apontam que uma das causas internas dos escorregamentos é a alteração do equilíbrio entre as tensões no interior da massa, que em geral localizam-se as frentes de umedecimento, os horizontes A e B do solo e o saprolito (Horizonte C), assumindo-se que esses materiais contêm mais areia e menor quantidade de argila, atingindo mais rapidamente, seu limite de liquidez, que por sua vez, está preso à plasticidade das argilas.

A resistência do solo é usualmente analisada a partir do conceito de equilíbrio limite, que implica considerar o instante de ruptura, quando as tensões atuantes igualam a resistência do solo, desconsiderando as deformações do solo. Existem em qualquer ponto da massa do solo três planos ortogonais no qual as tensões cisalhantes são nulas, chamados de planos principais de tensões. Logo, as tensões normais recebem o nome de tensões principais, cuja maior das tensões atuantes é chamada tensão principal maior (σ_1), a menor é chamada de tensão principal menor (σ_3) e a terceira é chamada de tensão principal intermediária (σ_2), que normalmente é desprezada, por seus efeitos não serem perfeitamente compreendidos (MASSAD, 2010).

Fernandes e Amaral (1996) apontam as descontinuidades dos solos (ex. falhas, fraturas e horizontes com diferentes características) e os depósitos de encosta, como fatores condicionantes geomorfológicos de escorregamentos. Tais descontinuidades podem estar presentes dentro do saprolito e do solo residual, incluindo, principalmente, feições estruturais reliquias do embasamento rochoso (fraturas, falhas, entre outros) e horizontes de solo formados pela atuação de processos pedogenéticos. Estas descontinuidades podem atuar de modo decisivo na distribuição de poro-pressões no interior da encosta e, conseqüentemente, na sua estabilidade.

A presença de fraturas reliqueares, por exemplo, pode gerar planos preferenciais ao longo dos quais o intemperismo avança mais rapidamente do que na massa saprolítica não fraturada. Selby (1993) aponta que estas fraturas reliqueares podem condicionar escorregamentos, principalmente em encostas que apresentem um ou mais destes sistemas, mergulhados para fora da encosta; juntas preenchidas por material argiloso; juntas reliqueares que tiveram uma redução no ângulo de atrito devido às mudanças mineralógicas decorrentes do avanço do intemperismo ao longo da fratura, entre outros.

Geotecnicamente, a resistência de um solo depende, principalmente, da sua compactidade e da sua densidade. Quanto mais compacto e denso é o solo, mais resistente ele será. A ação integrada do atrito e da coesão contribui muito para a resistência do solo, pois o ângulo de atrito do solo (ϕ) está associado ao efeito de entrosamento entre as suas partículas, enquanto a coesão (c) está associada à

natureza das partículas e/ou à presença de cimentação (SOUZA PINTO, 2000; DIEMER et al., 2008). O fenômeno de cisalhamento é, em geral, um fenômeno de atrito e a resistência ao cisalhamento do solo depende, predominantemente, da tensão efetiva normal ao plano de cisalhamento (SOUZA PINTO, 2000; DIEMER et al., 2008). Dessa forma, conforme Varnes (1978), a redução na coesão, no ângulo de atrito e as variações da poro-pressão do solo são aspectos que podem diminuir a resistência das encostas.

A condutividade hidráulica dos solos (k_s) é uma propriedade que representa a habilidade de um fluido ser transportado em um meio poroso, dependendo tanto das propriedades do meio, como das propriedades do fluido. Esta variável depende diretamente das dimensões, da geometria e da configuração dos poros do solo (FREEZE e CHERRY, 1979; BRADY, 1989; LIBARDI, 2005, entre outros). A presença de descontinuidades hidráulicas ao longo dos perfis de solos são informações fundamentais para o reconhecimento do mecanismo de instabilização, destacando-se o aumento da poro-pressão no interior dos solos ou a perda de sucção dos solos parcialmente saturados (SELBY, 1993). Assim, em solos não saturados, a água preenche parcialmente os vazios e as tensões no fluido são negativas, denominadas sucção (SELBY, 1993; entre outros).

No caso do aumento da poro-pressão no interior do solo, a ruptura ocorre em virtude do fluxo de água que se desenvolve paralelo à encosta devido à existência de um horizonte menos permeável abaixo de uma camada passível de estabilização, provocando um aumento brusco das poro-pressões positivas. A instabilização a partir da perda de sucção decorrente do processo de infiltração nas encostas e ao avanço da frente de saturação, que podem alcançar profundidades abaixo da zona de enraizamento, pode ocasionar perda de coesão aparente, condicionando à ruptura (TERZAGUI, 1967; WOLLE e CARVALHO, 1989; TERLIEN, 1997).

Os escorregamentos que ocorrem devido à infiltração de água são processos que se registram durante períodos de chuva quando há elevação do nível do lençol freático ou, apenas, por saturação das camadas superficiais de solo. Quando as encostas interceptam o lençol freático, a manifestação, eventual, da erosão interna pode contribuir para a sua instabilização. Nestas condições, o solo apresenta uma coesão aparente que pode ser alterada em virtude de variações na umidade. A

condição de não saturação do solo ocorre na camada acima do lençol freático e, nesta região, a umidade pode ser decorrente de processos de infiltração da água de chuva ou por ascensão por meio dos vazios (capilaridade) (TERZAGHI, 1967; FREEZE e CHERRY, 1979; BRADY, 1989; WOLLE e CARVALHO, 1989; TERLIEN, 1997; LIBARDI, 2005; entre outros).

De modo geral, os solos tropicais possuem comportamentos condicionados pelos seus arranjos micro e macro-estruturais, que incluem descontinuidades, juntas e outras superfícies herdadas da rocha matriz, cimentações e outras ligações entre partículas e entre agregados de partículas. Além disso, ocorrem muito frequentemente em estado não saturado, estando sob a ação das tensões produzidas pelas forças capilares (WOLLE, 1988). As descontinuidades geológicas, presentes nos maciços rochosos e em solos de alteração, constituem também planos ao longo dos quais podem ocorrer escorregamentos (WOLLE, 1988; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998). A espessura do manto do solo, a natureza argilosa impermeável e o conteúdo de matéria orgânica dos solos tropicais os tornam suscetíveis aos movimentos de massa; excetuando-se os solos do tipo Latossolos (saprolitos), que são mais permeáveis com capeamentos lateríticos mais resistentes aos processos erosivos e de movimentos de massa (BIGARELLA et al., 1996). Nesse sentido, as propriedades dos solos superficiais e subsuperficiais e a composição litológica subjacente interferem nos processos de movimentos de massa, tanto como fator desencadeante, como sendo o próprio material envolvido (BIGARELLA et al., 1996).

Assim, de forma geral, considerando-se as contribuições de Tricart (1977), Ross (1991, 1994 e 1996); CPRM (2003), Crepani et al. (2001) e Silveira (2005), que classificaram o nível de potencialidade de solos tropicais, verifica-se que os solos do tipo Litólicos, Hidromórficos, Orgânicos, Areais Quartzozas e Afloramentos Rochosos possuem maior suscetibilidade a processos erosivos e a movimentos de massa; os solos Podzólicos e os Cambissolos possuem suscetibilidade intermediária e os Latossolos, baixa suscetibilidade.

Na **Serra do Mar**, em função das características climáticas, o processo de alteração químico e físico é intenso. Embora existam condições favoráveis à formação de espessos mantos de alteração, há uma constante remoção devido à alta declividade destas encostas. A cobertura pedológica desta região não se apresenta de forma homogênea, mas com variações e isso, muitas vezes, pode definir o plano de ruptura e a deflagração dos escorregamentos translacionais rasos (WOLLE e CARVALHO, 1989; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998).

Alguns pesquisadores realizaram ensaios *in situ* na Serra do Mar com o objetivo de coletarem dados geotécnicos e físicos dos solos. Entre eles, destacam-se Wolle e Carvalho (1989; 1994); Amaral Junior (2007) e Mendes (2008). Wolle e Carvalho (1989; 1994) realizaram ensaios *in situ* em duas áreas piloto e buscaram compreender a dinâmica de infiltração e da percolação da água dentro de solos não saturados, bem como, o seu papel na ocorrência dos escorregamentos rasos na serra.

Amaral Junior (2007) propôs um mapeamento geotécnico aplicado na análise dos diferentes tipos de movimentos de massa também por meio de ensaios *in situ* e de laboratório na região serrana de Costa Verde (RJ), no entorno dos municípios de Itaguaí e Mangaratiba.

Mendes (2008) estudou áreas afetadas por processos erosivos e por movimentos de massa na tentativa de entender a relação existente entre a água presente no solo e a sua variação em solos residuais não saturados, e buscou identificar as diferenças dos horizontes de intemperismo (microestrutura e porosidade), assim como, caracterizar o seu comportamento físico-hídrico. Os valores geotécnicos dos pesquisadores supracitados (WOLLE e CARVALHO 1989, 1994; AMARAL JUNIOR, 2007 e MENDES, 2008) são apresentados na Tab.2.1.

Futai e Susuki (2010) também realizaram ensaios *in situ* em uma encosta localizada na Serra do Mar e estudaram os perfis de infiltração em solos saturados compostos por uma camada superficial de solo coluvionar. Os autores realizaram ensaios de curva de retenção e, a partir deles, obtiveram os valores de condutividade hidráulica. Para isso, foram usados dados pluviométricos medidos próximos aos locais de coletas das amostras e a partir dos dados ambientais e do

solo, realizaram simulações numéricas da variação sazonal da sucção e da umidade ao longo do ano. Os autores compararam a influência da camada superficial de solo coluvionar sobre solo residual com um perfil de solo residual sem cobertura, e observaram que a sucção ao longo dos solos coluvionares permaneceu baixa quando comparada com um mesmo perfil em solo residual, devido à diferença entre a capacidade de retenção de água e da variação da condutividade hidráulica, ou seja, da mesma forma que o solo residual permaneceu com sucções baixas, sua condutividade hidráulica reduziu muito em relação ao seu valor saturado.

Em outras áreas, Diemer et al. (2008) coletaram dados geotécnicos *in situ* em oito perfis de solos no município de Ijuí (RS) para orientar a tomada de decisões que envolveram projetos de Engenharia Civil. Por meio de ensaios de cisalhamento direto, os autores obtiveram os parâmetros de resistência dos solos (ângulo de atrito e coesão), conforme a Tab. 2.2. Nesta pesquisa, as amostras indeformadas apresentaram valores de ângulo de atrito (ϕ) situados entre aproximadamente 20° e 24°, enquanto que a coesão mostrou variação entre 1,22kPa e 38,9kPa. Os autores concluíram que o solo residual de basalto, encontrados na região, possuía uma elevada porosidade, com alto índice de vazios e que, de maneira geral, os solos estudados apresentaram excelente potencial para utilização em aterros, quando compactados.

Tab. 2.1: Parâmetros geotécnicos de diferentes áreas instrumentadas na Serra do Mar (SP-RJ).

Área para o Levantamento/Parâmetros						Não Saturado			Saturado		
Local/ Autores	Encosta (°)	Litologia	Solo	Textura	Espessura (m)	γ (KN/m³)	c (KPa)	Φ (°)	γ (KN/m³)	c (KPa)	Φ (°)
Cubatão (SP) (Wolle e Carvalho, 1994)	40	Migmatitos	Superficial	Areno-argiloso	1,0	14,3	6,0	34	17,1	1,0	34
			Saprolítico	Arenosa ou Siltosa	1,0 a 2,0	18,0	12	45	19,5	4,0	39
	43		Superficial	Argilo-arenoso	1,0	16,5	9,5	40	18,2	1,0	36
			Saprolítico	Arenosa ou Siltosa	1,0 a 2,0	18,5	11	45	20,1	3,5	39
Ubatuba (SP) (Mendes, 2008).	~10	Migmatitos	Saprolítico	Areno-siltoso	14,0	SI	SI	SI	28,2	13,0	31,4
			Residual	Areno-silto-argilosa	1,0	SI	SI	SI	27,8	9,5	32,9
	~15	Charnockitos	Residual	Areno-argiloso	1,0	SI	SI	SI	27,1	10,0	31,6
			Saprolítico	Areno-argilo-siltosa	7,0 a 8,0	SI	SI	SI	27,6	7,0	40,4
Costa Verde (RJ) (Amaral Junior, 2007)	SI	Biotita Gnaiss	Residual maduro	Areno-silto-argilosa	0,1 a 20	13,32	14,5	37	15,56	8,0	32
			Residual jovem	Areno-siltoso	0,2 a 8	14,85	17,5	41	16,98	4,5	42
			Saprolítico	Areno-siltoso		12,5	26,5	32	14,9	10,0	32
		Migmatitos	Residual maduro	Areno-siltoso	0,8 a 7,0	12,72	6,5	42	13,27	5,5	39
			Residual jovem	Areno-silto-argilosa	0,5 a 3,0	11,03	6,5	45	13,45	1,0	42
			Saprolítico	Areno-siltoso	0,8 a 30	12,42	12	34	13,33	9,0	32

Fontes: WOLLE e CARVALHO (1989; 1994); AMARAL JUNIOR (2007) e MENDES (2008). Organizado por NERY (2011).

Tab. 2.2: Valores de ângulo de atrito e de coesão coletados *in situ* em oito perfis de solo na região de Ijuí (RS).

Amostra	Situação	Condição	Ângulo de atrito (ϕ) °	Coesão (c) kPa
Solo A	indeformada	inundada	24,27	15,8
Solo A	compactada / EN	inundada	30,28	26,06
Solo A	compactada / EI	inundada	32,48	36,68
Solo A	compactada / EM	inundada	35,51	41,16
Solo B	indeformada	inundada	22,60	38,90
Solo C	indeformada	inundada	21,30	1,22
Solo D	indeformada	inundada	23,60	6,68
Solo E	indeformada	inundada	20,50	1,63
Solo F	compactada / EN	inundada	31,87	19,63
Solo G	compactada / EN	inundada	31,20	21,70
Solo H	compactada / EN	inundada	31,89	23,58
Solo A + 0,25% fibra – 6mm	compactada / EI	inundada	35,20	17,44
Solo A + 0,50% fibra – 6mm	compactada / EI	inundada	23,88	23,00
Solo A + 0,75% fibra – 6mm	compactada / EI	inundada	26,64	15,91
Solo A + 0,25% fibra – 12mm	compactada / EI	inundada	38,98	20,68
Solo A + 0,50% fibra – 12mm	compactada / EI	inundada	31,29	31,55
Solo A + 0,75% fibra – 12mm	compactada / EI	inundada	39,42	19,55
Solo A + 0,25% fibra – 18mm	compactada / EI	inundada	32,34	43,41
Solo A + 0,50% fibra – 18mm	compactada / EI	inundada	17,17	8,58
Solo A + 0,75% fibra – 18mm	compactada / EI	inundada	22,61	41,14

Nota: EM – energia normal de compactação; EI - energia intermediária; EM - energia modificada.
 Fonte: DIEMER et al. (2008).

Dias (2006) analisou 1667 áreas onde ocorreram escorregamentos em 1994, em um distrito de Salvador em áreas íngremes, e objetivou espacializar as propriedades geotécnicas do solo (*coesão, ângulo de atrito e peso específico do solo*) a partir de métodos da geoestatística, coletando 129 amostras indeformadas *in situ* por meio de prospecções geotécnicas em trincheiras. Para a elaboração dos mapeamentos geotécnicos, o autor utilizou as bases teóricas de trabalhos desenvolvidos por Camargo et al. (2001), Manzione (2002) e Jesus et al. (2005). Dessa forma, a geoestatística aplicada ao solo é uma ferramenta relevante para se entender a influência dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo no condicionamento de escorregamentos e demais movimentos de massa, uma vez que, os dados coletados são georreferenciados, condicionando uma relação espacial entre os valores coletados em pontos amostrados, permitindo assim, a possível estimativa de valores potenciais em locais onde eles não foram amostrados ou não são conhecidos, bem como, o cálculo de erros associado a cada ponto amostrado (ROCHA et al., 2007; entre outros).

Nesse contexto, a **geoestatística** é uma associação entre a estatística e a configuração espacial de dados, considerando-se a aleatoriedade representada pelas variações de ponto a ponto, bem como a correlação espacial entre os dados (GUERRA, 1998; STURARO e LANDIN, 1997; LANDIN, 2000; YAMAMOTO, 2000; CAIXETA et al., 2013). O termo “geoestatística” relacionado à estatística de dados georreferenciados foi apontado, inicialmente, por Matheron (1962) em seu trabalho metodológico sobre o comportamento de variáveis regionalizadas, isto é, com comportamento espacial (LANDIN, 2000). Dessa forma, a análise espacial de dados disponíveis de forma pontual (ex. propriedades geotécnicas e hidrológicas coletadas *in situ* em algumas cicatrizes) pode ser interpolada, gerando uma superfície que representa o padrão de distribuição da variável estudada. Assim, a interpolação é um procedimento matemático de ajuste de uma função a pontos não amostrados, baseando-se em valores obtidos em pontos amostrados (LANDIN, 2004; DIAS, 2006; entre outros).

Do conjunto dos métodos geoestatísticos, Jesus et al. (2005) concluíram que o uso da técnica de *krigagem*, por exemplo, é um bom interpolador espacial para parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo (ex. ângulo de atrito, coesão, peso específico, entre outros). Neste contexto, o trabalho de Dias (2006), com base nos pontos geotécnicos amostrados e por meio do método da *krigagem*, calculou a distribuição dos parâmetros geotécnicos para toda a área estudada, obtendo-se os mapas de distribuição para os valores de coesão, ângulo de atrito interno e peso específico do solo na cidade de Salvador/Bahia (Fig. 2.4).

Nesse sentido, a partir do avanço dos Sistemas de Informação Geográfica ao longo dos anos, a técnica de *krigagem* tem sido considerada uma boa metodologia de interpolação de dados, uma vez que, utiliza funções matemáticas para acrescentar pesos maiores nas posições mais próximas aos pontos amostrais e pesos menores nas posições mais distantes, e criar assim, os novos pontos interpolados com base nas combinações lineares de dados (JAKOB, 2002; ROCHA et al., 2007; entre outros).

Conforme Ladin (2000), a *krigagem* é um processo de estimação por medidas móveis, de valores de variáveis distribuídas no espaço a partir de valores adjacentes, considerados como interdependentes por uma função denominada de semivariograma. Se uma variável regionalizada $x(i)$ for coletada em diversos pontos (i), o valor de cada ponto estará relacionado com valores obtidos a partir de pontos situados a uma dada distância Δh e a sua influência será tanto maior quanto menor for à distância entre os pontos. O grau de relação entre os pontos numa certa direção pode ser expresso pela covariância, sendo os pontos regularmente espaçados por múltiplos inteiros de Δh (LADIN, 2000). Para uma distância Δh infinitamente pequena, a covariância e a variância se tornam muito próximas, porém para uma distância Δh maior, a covariância diminui enquanto a variância aumenta, isto é, ocorre progressivamente maior independência entre os valores obtidos a distâncias maiores (LADIN, 2000). Dessa forma, para a realização da *krigagem* ordinária, é preciso gerar inicialmente a função semivariograma, que permite descrever quantitativamente a variação espacial de um fenômeno regionalizado, sendo a variância a diferença no valor da variável regionalizada entre pontos separados por uma distância h , de modo que, quanto menor à distância h , menor a variância e vice-versa (YAMAMOTO, 2001; CAIXETA et al., 2013).

Dos vários tipos de *krigagem* existentes (*ex. krigagem universal, krigagem pontual, krigagem de blocos, co-krigagem, entre outras*) destaca-se, como a mais eficiente destas e a que mais tem sido utilizada, a *krigagem* ordinária, pois resulta em valores com mínima variância de erro; sendo a *krigagem* ordinária conhecida, geralmente, como *B.L.U.E. (Best Linear Unbiased Estimator ou Melhor Estimador Linear)* (ISAAKS e SRIVASTAVA, 1989; JAKOB, 2002; ROCHA et al., 2007, entre outros). Este método produz a melhor estimativa linear não viciada dos dados de um atributo em um local não amostrado buscando combinações lineares ponderadas dos dados disponíveis, minimizando a variância dos erros (ISAAKS e SRIVASTAVA, 1989; JAKOB, 2002; ROCHA et al., 2007).

Fig. 2.4: Exemplos da distribuição geográfica de três propriedades geotécnicas do solo em Salvador (respectivamente coesão, ângulo de atrito interno e peso específico do solo) espacializadas por meio do método geoestatístico da *krigagem*. Fonte: DIAS (2006).

2.3 MODELAGEM MATEMÁTICA, MODELO TRIGRS e TRABALHOS REALIZADOS

Conforme Christofolletti (1999), modelos podem ser compreendidos como qualquer representação simplificada da realidade ou de um aspecto do mundo real. O uso de modelos sempre foi muito difundido na área das Geociências, tornando-se mais explícito a partir da década de 1960 com o lançamento das obras *An Introduction to Statistical Models in Geology* (KRUMBEIN e GRAYBILL, 1965) e a coletânea de ensaios *Models in Geography* (CHORLEY, 1975). Ambas as obras foram mencionadas por Christofolletti (1999), traduzidas para o português e ganharam um grande avanço por meio da teoria probabilística e da adoção de modelos matemáticos na década de 1970, reforçados pela introdução da informática a partir da década de 1980, sendo nos dias atuais, uma das mais importantes linhas de pesquisa geomorfológica no Brasil e em outros países, como Itália e EUA (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Dentre os diferentes tipos de modelos, os modelos matemáticos são abstrações que substituem objetos, forças, eventos, entre outros, por expressões matemáticas que contêm variáveis, parâmetros e constantes matemáticas (KRUMBEIN e GRAYBILL, 1965; CHORLEY, 1975). Nesse sentido, os modelos matemáticos possuem como base os modelos de estabilidade, que levam em consideração informações detalhadas das encostas e são baseados nos princípios da mecânica dos solos. Este método busca diminuir a subjetividade na análise de rupturas, quantificando os graus de suscetibilidade em valores absolutos, por meio do cálculo do Fator de Segurança (TERLIEN et al., 1995, entre outros). O Fator de Segurança (FS) representa a razão entre a resistência e a tensão de cisalhamento, sendo que este valor sempre terá que ser igual ou maior que um para que haja estabilidade (MORGENSTERN e SANGREY, 1978, entre outros). Nesse sentido, o uso de modelos na Geomorfologia tem sido crescente, pois simulam possíveis cenários de estabilidade, que podem auxiliar na tomada de decisões.

Os modelos matemáticos determinísticos são fundamentados em noções matemáticas clássicas de relações exatamente previsíveis entre variáveis independentes e dependentes (causa e efeito), consistindo num conjunto de

afirmações matemáticas exatamente especificadas. Tais modelos são baseados em processos e leis físicas naturais e suas maiores limitações podem estar associadas à dificuldade de obtenção dos parâmetros exigidos pelos modelos (ex. propriedades geotécnicas e hidrológicas dos solos), principalmente quando aplicados a grandes áreas. Dessa forma, sua aplicabilidade é mais aconselhada em áreas de maior detalhe (ex. em escala de bacia hidrográfica) (CHORLEY, 1975; CHRISTOFOLETTI, 1999). Nesse sentido, na análise determinística, como método para previsão de escorregamentos, ocorre uma associação matemática entre os registros de movimentos de massa, os modelos de estabilidade de encostas e os modelos hidrológicos (DIETRICH et al., 1992; WU e SIDLE, 1995; PACK et al., 1998; IVERSON, 2000).

Tais modelos exigem dados de entrada para realizarem os cálculos do Fator de Segurança (FS), como espessura da camada do solo, coesão e ângulo de atrito interno, condições de poro-pressão e parâmetros topográficos. Uma vez que estes dados em escala média a regional são insuficientes e variam ao longo da área, ratifica-se a sua aplicação em escalas de detalhe (GUIDICINI e NIEBLE, 1984; VAN WESTEN, 1993). Um dos primeiros modelos desenvolvidos para a avaliação da estabilidade das encostas com base em modelos de estabilidade foi o modelo LISA (CALCATERRA et al., 2004). Em seguida, surgem outros modelos seguindo essa mesma linha de pesquisa: PISA (HANEBERG, 2004); SMORPH (SHAW e JOHNSON, 1995); dSAIM (WU e SIDLE, 1995); SHALSTAB (MONTGOMERY e DIETRICH, 1989; DIETRICH et al., 1993; MONTGOMERY e DIETRICH, 1994 e MONTGOMERY et al., 1998); SINMAP (PACK et al., 1998); e TRIGRS (IVERSON, 2000 e BAUM et al., 2002).

No conjunto destes modelos, o **modelo TRIGRS** foi desenvolvido para a geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos induzidos por eventos pluviométricos. Foi desenvolvido 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 de infiltração de Richards¹ (Equação 2.1) de acordo com a Lei de

¹ Equação de fluxo tipo transiente e tridimensional para meio heterogêneo, isotrópico e não saturado.

Darcy e conforme o sistema de coordenadas apresentado na Fig. 2.5, e outro de estabilidade (Equação 2.2), proposta por Iverson (2000), por meio de uma rotina em Linguagem Fortran. 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 direção da encosta), e outro transiente, normal à superfície.

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \sin \alpha \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos \alpha \right) \right] \quad \text{Equação 2.1}$$

Onde:

ψ = carga de pressão [kPa]

θ = umidade [adimensional]

K_L e K_z = condutividade hidráulica lateral e normal, respectivamente, a encosta referida ao plano x-y-z, onde x é paralelo à encosta, y paralelo às curvas de nível locais e z normal ao plano x-y [m/skPa]

z = variável espacial [m]

Fig. 2.5: Modelo de infiltração do TRIGRS de acordo com o sistema de coordenadas cartesianas usada na análise de RICHARDS, sendo x e y tangentes à superfície da encosta e às curvas de nível, respectivamente. Z representa a normal ao plano x,y e α é o ângulo da encosta. Fonte: IVERSON (2000).

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{c' - \psi(Z,t)\rho_w \tan \phi}{\rho_s Z \sin \theta \cos \theta} \quad \text{Equação 2.2}$$

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 [kg/m³]

ρ_s = densidade do solo [kg/m³]

A entrada dos dados no TRIGRS é feita, inicialmente, por meio de um Modelo Digital do Terreno (MDT), de onde são retiradas as informações de declividade (ângulo da encosta) e de área de contribuição (direção de fluxo). Posteriormente, são necessários os valores das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo (coesão do solo (c); densidade do solo (ρ_s); espessura máxima (Z_{max}); ângulo de atrito interno (ϕ); altura inicial do lençol freático (d); taxa de infiltração inicial (I_{LT}); difusividade hidráulica (D_0) e condutividade hidráulica saturada vertical (K_s)). Em seguida, é necessária a introdução de valores das propriedades pluviométricas da área, tais como, o tempo inicial de um evento pluviométrico; a intensidade da chuva para cada evento e a duração acumulada de chuva no final de cada evento, que podem influenciar a variação do FS. São também necessárias informações adicionais que controlam o modelo como, por exemplo, o número de intervalos (nzs) ao longo de uma espessura de solo (Z_{max}) em que são calculados os valores de carga de pressão (ψ) e do Fator de Segurança (FS), conforme a Tab. 2.3.

Os valores gerados pelo MDT (declividade e direção de fluxo) são inseridos por meio de arquivos em formato *asc*. Os parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo podem ser constantes para toda a área de estudo ou podem ser inseridos por meio de valores distribuídos obtidos por mapeamentos geoestatísticos. Para os valores pluviométricos, devem ser indicados o número de eventos, a intensidade da chuva, $I_n Z$, em mm/h, assim como a duração de cada evento, em segundos (Tab. 2.3).

Tab. 2.3: Parâmetros gerais, geotécnicos, hidrológicos e pluviométricos (TRIGRS).

<i>Variáveis</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Valor (Intervalo)</i>
GERAIS (CONTROLE DO PROGRAMA)		
Número de intervalos (para cada intervalo o modelo calcula o FS e a carga de pressão)	nzs	≥ 1
Número de termos das soluções para base impermeável (profundidade finita) ou permeável	Mmax	< 1 (IVERSON, 2000) ≥ 1 (BAUM et al., 2002)
Profundidade superficial a partir da qual será computada a carga de pressão	Zmin	> 0 tipicamente $0.01 \leq zmin \leq 0.1$
PROPRIEDADES GEOTÉCNICAS E HIDROLÓGICAS		
Coesão do solo (c)	cc	≥ 0
Ângulo de atrito interno (Φ)	cphi	> 0
Espessura máxima (Z_{max})	czmax	> 0
Densidade do solo (ρ_s)	cuws	> 0
Taxa de infiltração inicial (I_{LT})	crizero	> 0
Altura inicial (constante) do lençol freático (d)	cdep	$0 < cdep \leq zmax$
Difusividade hidráulica (D_0)	cdif	$cdif > zmin$
Condutividade hidráulica saturada vertical do solo (K_s)	cks	$cks > 0$
PROPRIEDADES DA PRECIPITAÇÃO: EVENTO PLUVIOMÉTRICO		
Tempo inicial do evento	t	> 0
Intensidade da chuva para cada evento (I_{nz})	cri()	> 0
Duração acumulada no final de cada evento (tn)	capt()	capt(1)=0, capt(1)<capt(2)<, ...

Fonte: Modificado de BAUM et al. (2002) por VIEIRA (2007).

Conforme Baum et al. (2002) podem-se elencar algumas limitações do modelo, devido às simplificações realizadas em suas bases teóricas, cujas principais são: **(a)** o modelo assume fluxo homogêneo saturado ou perto da saturação e solo isotrópico, não podendo, portanto, ser aplicado em áreas com condições iniciais muito secas e anisotrópicas ou heterogêneas; **(b)** os resultados finais são sensíveis às condições iniciais, principalmente, profundidade do lençol freático e taxa de infiltração; **(c)** é desconsiderado o papel da evapotranspiração, devido à sua baixa taxa durante eventos pluviométricos intensos; **(d)** a variação da carga de pressão ocorre apenas em função da profundidade e do tempo e, por último, **(e)** o modelo de estabilidade assume como uniforme a profundidade e as propriedades físicas do solo, sendo aplicado somente para previsão de movimentos de massa do tipo escorregamento translacional raso induzidos por eventos de precipitação. Destaca-

se também, como limitação, que o modelo desconsidera características geológicas do terreno (ex. xistosidades, fraturas, juntas, falhas, entre outros). Mais detalhes a cerca dos fundamentos teóricos e metodológicos do modelo TRIGRS podem ser encontrados no trabalho de Baum et al. (2002).

Outras pesquisas internacionais e em menor número, nacionais, já utilizaram o modelo TRIGRS apresentando sucesso na previsão dos escorregamentos translacionais rasos analisados; sendo observado um número pequeno de falhas apresentado pelo modelo. Keim e Skaugset (2003) aplicaram o TRIGRS em encostas do noroeste dos EUA e investigaram a resposta da carga de pressão durante um evento pluviométrico, considerando o papel exercido pelo dossel das árvores na distribuição das chuvas na superfície dos solos e a sua consequente influência na estabilidade.

Chien-Yuan et al. (2005) utilizaram o modelo para analisar escorregamentos induzidos por eventos pluviométricos em novembro de 2000 e a formação posterior de corridas de detritos, que causaram muitos danos em uma região em Taiwan. Nessa área, foi observada, em campo, a presença de trincas no solo e de uma superfície de ruptura, que coincidiram com aquelas mapeadas como instáveis pelo modelo.

Rabaco (2005) aplicou o TRIGRS em uma faixa de dutos da Petrobras na Serra do Mar nas redondezas do município de Itaguaí (RJ), mais especificamente na região da Baía de Ilha Grande a oeste do estado do RJ, e obteve sucesso na coincidência de áreas previstas como instáveis pelo modelo com as cicatrizes de escorregamentos mapeadas. Neste trabalho, as áreas de baixa declividade não tiveram um resultado satisfatório e foram superestimadas pelo modelo.

Godt et al. (2006) aplicaram o modelo TRIGRS na cidade de *Seattle* (EUA), frequentemente afetada por escorregamentos translacionais rasos, e obtiveram sucesso na previsão dos escorregamentos mapeados, que coincidiram com a região prevista como instável. Salciarini et al. (2008) aplicaram o TRIGRS também em *Seattle*, região que já foi estudada por diversos pesquisadores como Galster e Laprade (1991); Chleborade e Schuster (1998); Baum et al. (2000); Coe et al. (2004); entre outros, e verificaram nas encostas da cidade, a partir da aplicação do

modelo, uma instabilidade significativa em chuvas com duração entre 12h e 48h e a ocorrência de poucos escorregamentos em precipitações de 72h.

Vieira et al. (2010) aplicaram o modelo na Bacia da Copebrás na Serra do Mar Paulista em Cubatão (SP), utilizando três cenários distintos para solos saturados e em três cenários de solos não saturados (Tab. 2.4), e obtiveram resultados bastante satisfatórios, nos quais, uma média de 70% das cicatrizes de escorregamentos coincidiram com as áreas previstas como instáveis pelo modelo (Fig. 2.6).

Mais recentemente, Kin et al. (2013) aplicaram o TRIGRS na cidade de *Bonghwa* (Coréia do Sul), que foi seriamente danificada por um evento pluviométrico extremo com 228mm em dois dias em julho de 2008. Nesta pesquisa, os parâmetros geotécnicos do solo foram obtidos *in situ* e apresentaram resultados satisfatórios na previsão feita pelo modelo. Estes autores utilizaram em sua pesquisa uma versão revisada do modelo TRIGRS, que considera o reforço do sistema radicular e a sobrecarga exercida pela vegetação, mas não encontraram diferenças significativas de previsão de escorregamentos entre a versão original do modelo e a versão revista (Fig. 2.7).

Tab. 2.4: Cenários A e B e seus respectivos valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados nas simulações do modelo TRIGRS na pesquisa de VIEIRA et al. (2010), sendo o cenário **A3** o que apresentou os melhores resultados na previsão feita pelo modelo.

CENÁRIOS	CENÁRIOS A (Saturado)			CENÁRIOS B (Não-Saturado)		
PARÂMETROS [unidade]	A1	A2	A3	B1	B2	B3
Coesão do solo* (c) [kPa]	1	1	1	6	6	6
Densidade do solo* (ρ_s) [kg/m ³]	17,1	17,1	17,1	14,3	14,3	14,3
Espessura máx. do solo* (Z_{max}) [m]	1	2	3	1	2	3
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	34	34	34	34	34	34
Alt. Ini. do lençol freático* (d) [m]	1	2	3	1	2	3
Taxa de infiltração inicial I_{LT} [m/s]	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-9}
Difusividade hidráulica D_0 [m ² /s]	5.5×10^{-4}	5.5×10^{-4}	5.5×10^{-4}	5.5×10^{-4}	5.5×10^{-4}	5.5×10^{-4}
Cond. hidr. saturada vert. (K_s) [m/s]	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-6}

* Parâmetros alterados entre os diferentes cenários A e B. Fonte: Modificado de VIEIRA et al. (2010).

Fig. 2.6: Exemplo de mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas no cenário nomeado de A3, que obteve os resultados mais satisfatórios na coincidência entre as cicatrizes de escorregamentos e nas áreas previstas como instáveis pelo modelo ($c' = 1$ kPa; $\rho_s = 17,1$ 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 $K_s = 1.0 \times 10^{-6}$ m/s). Fonte: VIEIRA (2007).

Fig. 2.7: Mapas de suscetibilidade a escorregamentos a partir do cálculo do FS simulada pelo modelo TRIGRS em sua versão original (à esquerda) e mapas de suscetibilidade simulados pelo modelo em sua versão revista (à direita), que considera o reforço do sistema radicular e a sobrecarga exercida pela vegetação. Notam-se poucas diferenças na localização de áreas instáveis entre os modelos. Fonte: KIN et al. (2013).

3. A BACIA DO RIO GUAXINDUBA NO CONTEXTO DA SERRA DO MAR PAULISTA e DO MUNICÍPIO DE CARAGUATATUBA (SP)

A Bacia Hidrográfica do Rio Guaxinduba, com área de 24 km², está localizada no setor nordeste do município de Caraguatatuba, Litoral Norte do estado de São Paulo, no compartimento geomorfológico da Serra do Mar Paulista (Fig. 3.1). Sua localização geográfica a coloca, conforme Guidicini e Iwasa (1976), numa das isoietas de maior precipitação do país, fator relevante para a ocorrência de escorregamentos na região.

A bacia, assim como todo o município de Caraguatatuba, em março de 1967, foi atingida por chuvas intensas, que deflagraram inúmeros escorregamentos rasos e corridas de detritos num longo raio de alcance (Fig. 3.2), que podem estar intimamente relacionados a fatores físicos e antrópicos da área (DE PLOEY e CRUZ, 1979).

Fig. 3.1: (A): Litoral Norte, estado de São Paulo; (B): Bacia do Rio Guaxinduba (seta vermelha) no município de Caraguatatuba; (C): registros fotográficos de áreas atingidas por escorregamentos e corridas de detritos em março de 1967. Fonte: Modificado de IWAMA et al. (2014).

Fig. 3.2: **(A):** Escorregamentos coletivos ocorridos em 1967 no Morro do Jaraguá na cidade de Caraguatatuba. **(B):** Área de arraste das corridas de detritos ocorridas em 1967, na qual se verifica que o material mobilizado atingiu a área de planície, alargando o rio e tornando a sua foz um pequeno delta. Fontes: **(A)** CRUZ (1974); **(B)** ARQUIVO PÚBLICO DO MUNICÍPIO DE CARAGUATATUBA (1998).

3.1 SERRA DO MAR

Geologicamente, ocorre na Serra do Mar uma ampla variedade de tipos litológicos compreendidos por associações migmatíticas e metamórficas, assim como, inúmeros complexos ígneos ao longo de toda Serra. Conforme Titarelli (1986), as maiores saliências coincidem com corpos graníticos ou intrusões básicas (ex. diabásio), seguindo-se de quartzitos e até calcários como sustentadores dos relevos enérgicos.

Nesse contexto geológico e estrutural, sob a ação de clima ora mais seco, ora mais úmido, se desenvolveram as feições geomorfológicas características da Serra do Mar (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; IPT, 1986). O registro da coluna geológica quaternária costeira permite assegurar que, durante períodos mais secos e frios, a cobertura vegetal estava restrita a pequenos refúgios e o manto de alteração espesso (formado em períodos mais úmidos e quentes) ficava desprotegido e exposto a chuvas torrenciais concentradas e à ocorrência de movimentos de massa generalizados (IPT, 1986).

Conforme IPT (1986), as feições geomorfológicas da Serra do Mar Paulista, dividem-se em quatro grupos, a saber: **(a)** escarpa da borda do planalto, estabelecida a partir de ruptura de declive positiva contínua, interrompida pela drenagem; **(b)** espigões caracterizados por topos angulosos e encostas abruptas, dos quais podem partir espigões menores, cuja ocorrência está condicionada à rede de drenagem; **(c)** morros maiores no seu sopé, apresentando topos subarredondados e arredondados, que se encontram nivelados no aplainamento dos espigões da escarpa com declividades médias a altas e **(d)** morros e morrotes isolados na planície costeira, que ocorrem no seu interior, apresentando, geralmente, formas convexas amplas, com encostas de baixa e média declividade.

As maiores espessuras de solos estão localizadas nas cristas dos espigões com perfis convexos das encostas mais próximas ao talvegue, com perfis côncavos, bem como, associadas às zonas de falhamentos geológicos. As menores espessuras localizam-se nas encostas com perfil retilíneo. De forma geral, a constituição e a espessura média dos diferentes horizontes de solo variam muito em função do posicionamento da encosta com relação à sua inclinação, ao histórico de

movimentos de massa, à pluviosidade, ao tipo, à textura e à estrutura da rocha matriz (SANTOS, 2004). Wolle e Carvalho (1989) analisaram os escorregamentos translacionais que ocorreram na Serra do Mar Paulista e elaboraram um esquema hipotético da configuração dos horizontes dos solos. Para os autores, a ruptura ocorreu no contato entre o solo coluvionar e o saprolítico (Fig. 3.3).

Fig. 3.3: Esquema hipotético do perfil de uma das encostas que foram atingidas por escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP). Fonte: WOLLE e CARVALHO (1989).

Os solos da Serra são porosos e intercalam-se entre argilo-arenosos no horizonte superficial e matriz arenosa ou siltosa no horizonte saprolítico, com espessuras variáveis ao longo do perfil. Essa disposição de materiais no perfil pode favorecer a percolação de água superficial ou subsuperficial, que pode gerar processos erosivos e em condições de maior saturação dos solos, pode deflagrar escorregamentos (WOLLE e CARVALHO, 1989). Por meio de ensaios de laboratório em amostras de duas áreas piloto, os autores registraram dados geotécnicos do solo, conforme se pode observar na Tab. 3.1.

Um dos grandes responsáveis pela deflagração de escorregamentos na Serra do Mar são os elevados totais pluviométricos, que estão diretamente interligados à

complexa interação entre a circulação atmosférica e as características topográficas, destacando-se a hipsometria e a orientação da escarpa. Tatizana et al. (1987) apontam para o predomínio do clima tropical úmido, sem estações secas bem definidas. Conforme Monteiro (1973) e Conti (1975) o clima está condicionado às Massas: Tropical Atlântica, quente e úmida, sobretudo no verão; Polar Atlântica, fria e úmida, no inverno; Equatorial Continental, quente e úmida no verão, além da Massa Tropical Continental.

Tal situação configura uma elevada média anual pluviométrica, com cerca de 3.300mm/ano; entretanto sem uma distribuição espacial homogênea, pois ocorre interferência da topografia na circulação atmosférica (MONTEIRO, 1973; CONTI, 1975; PELLEGGATTI, 2008). A alta pluviosidade condiciona a existência de uma floresta ombrófila densa com grande diversidade vegetal; árvores maiores atingindo cerca de 30m de altura; corpo florestal denso com copas contíguas (Fig. 3.4), gerando um ambiente interno sombreado, abafado e úmido; além de um enraizamento superficial e subsuperficial intenso e denso; o que pode causar maior estabilidade ao solo (IPT, 1986; SANTOS, 2004; entre outros).

Tab. 3.1: Parâmetros Geotécnicos de duas “áreas piloto” da Serra do Mar.

Local de Estudo		Na umidade natural			Em condição inundada ("saturada")		
		$\gamma(\text{kN/m}^3)$	$c(\text{kPa})$	$\Phi(^{\circ})$	$\gamma(\text{kN/m}^3)$	$c'(\text{kPa})$	$\Phi(^{\circ})$
Área 1 (500 e 600m)	Solo superficial						
	(colovionar)	14,3	6,0	34	17,1	1,0	34
	(z= 1,0m)						
	Solo saprolítico						
	(z=1,0 - 2,0m)	18,0	12,0	45	19,5	4,0	39
Obs: inclinação da encosta = 40°; profundidade de ruptura= 1,0							
Área 2 (700 e 800m)	Solo superficial						
	(colovionar)	16,5	9,5	40	18,2	1,0	36
	(z= 1,0m)						
	Solo saprolítico						
	(z=1,0 - 2,0m)	18,5	11,0	45	20,1	3,5	39
Obs: inclinação da encosta = 43°; profundidade de ruptura= 1,0							
γ = peso específico; c = coesão; Φ = ângulo de atrito; z = espessura do solo.							

Fonte: Modificado de WOLLE e CARVALHO (1994).

Fig. 3.4: Cobertura vegetal da Serra do Mar Paulista, onde se observa a presença de floresta ombrófila densa com grande diversidade. Fonte: GOMES (2012).

3.2 CARAGUATATUBA e O EVENTO DE 1967

O município de Caraguatatuba (SP) possui aproximadamente 484km² com cerca de 60% de sua área constituída por serras e morros e 40% por planícies litorâneas e está inserido dentro do Parque Estadual da Serra do Mar, tendo até 2010, conforme IBGE (2012), uma população de aproximadamente 100 mil habitantes. O município é caracterizado por uma linha estrutural denominada Falha de Camburu, com pequenas enseadas e praias, possuindo características de uma costa de submersão de grande dimensão litorânea (CRUZ, 1974; FÚLFARO e PONÇANO, 1976).

No verão de 1967, entre os dias 17 e 18 de março, choveram cerca de 600mm em Caraguatatuba, que corresponderam a aproximadamente 45% do total pluviométrico daquele ano, gerando uma série de escorregamentos coletivos e corridas de detritos, atingindo desde a praia de Martim de Sá até a Santa Casa do município (CRUZ, 1974), conforme se pode observar na Fig. 3.5 e na Fig. 3.6.

Relatos de reportagens da época descreveram a notícia como “*A catástrofe de 1967*” e conforme dados da Prefeitura Municipal de Caraguatatuba (2012), teve como consequências, o soterramento de 400 moradias, o que levou cerca de três mil pessoas a perderem suas casas; a contabilização de 436 vítimas, ainda que, muito

provavelmente este número seja maior, uma vez que, diversas pessoas desapareceram sem deixar vestígios e, portanto, deixaram de entrar nesta estatística; a destruição de parte da BR-6; o deslizamento de aproximadamente 30 mil árvores; entre outros, afetando cerca de 170km² do município (CRUZ, 1974; PREFEITURA MUNICIPAL DE CARAGUATATUBA, 2012; IWAMA et al., 2014).

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* (Fig. 3.7), 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). Em menor proporção, o município possui também riscos associados a inundações e a recalques de solo associados com marés (Fig. 3.7) (IWAMA et al., 2014). Especificamente para a Bacia do Rio Guaxinduba, observa-se, conforme a carta geotécnica de IWAMA et al. (2014) que boa parte da bacia apresenta risco 4 a escorregamentos ou erosões (Fig. 3.7).

Fig. 3.5: Localização da Santa Casa de Misericórdia (**ponto amarelo**) e da Praia Martim de Sá (**ponto vermelho**) no município de Caraguatatuba, fortemente atingidos pelos escorregamentos de 1967. Fonte: DADOS CARTOGRÁFICOS - GOOGLE EARTH (2013).

Fig. 3.6: 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)**: OLGA CRUZ e Prof. NOGAMI *apud* GRAMANI (2001); **(B)**: Foto de Bianca C. Vieira.

3.3 BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUAXINDUBA²

A bacia experimental desta pesquisa (Fig. 3.8) possui uma área total de 24 km² e tem como rio principal, o rio Guaxinduba, com 13,5km de extensão e curso assimétrico, oriundo do planalto como resultado de uma provável captura fluvial, possivelmente recente, dada a dissecação ainda incipiente das bordas das escarpas da Serra do Mar (CRUZ, 1974). O Rio Guaxinduba apresenta uma evidente assimetria desde a área da nascente até sua foz com declividades acentuadas. Entre algumas feições observadas na bacia e conforme Cruz (1974), a região apresenta extensas rampas de colúvio, solos colúvio-aluviais, contato côncavo entre baixas encostas e baixada.

No município de Caraguatatuba, a bacia do rio Guaxinduba foi a mais atingida pelos escorregamentos de 1967 em um total de 188 escorregamentos translacionais rasos (RAMOS, 2012). Tais escorregamentos foram inventariados a partir de um mapa de cicatrizes elaborado por Ramos (2012) cujas cicatrizes variaram entre aproximadamente 345m² e 15.500m² com área média de aproximadamente 2360m² (Fig. 3.9). Assim, trata-se de uma bacia representativa na Serra do Mar, primeiramente por ter sido altamente afetada no evento de 1967; em seguida por já ter sido investigada em trabalhos passados sobre movimentos de massa em várias escalas (CRUZ, 1974; FULFARO e PONÇANO, 1976; GOMES, 2012; RAMOS, 2012; FERREIRA, 2013; entre outros) e, por fim, por possuir algumas características representativas dos condicionantes naturais da Serra do Mar (ex. hipsometria, solos, litologia e regime pluviométrico).

A manutenção das cicatrizes de escorregamentos de 1967 se deu em função da espécie vegetal *Gleychemia* (Fig. 3.10). Trata-se de uma samambaia, comum na região, que se adapta a solos pouco férteis e que dificulta a recomposição do solo. Essa vegetação apresenta um mecanismo de bloqueio alelopático de sucessão vegetal interferindo em outras pela competição de luz, água e nutrientes, inibindo o crescimento de outras espécies ao seu redor, ocupando as áreas das cicatrizes e mantendo, assim, os limites da sua feição na paisagem (RIZZINI, 1997).

² Área experimental do Projeto Universal CNPq intitulado *Processos Morfodinâmicos em Ambiente Tropical Úmido: Avaliação, Modelagem e Previsão* (2011-2014).

Fig. 3.8: Localização da Bacia do Guaxinduba no estado de São Paulo e no município de Caraguatatuba. Fonte: DADOS CARTOGRÁFICOS – GOOGLE EARTH (2015).

Fig. 3.9: Histograma da área (m²) e dados estatísticos das cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967 na Bacia do Rio Guaxinduba. Fonte: Modificado de RAMOS (2012).

Fig. 3.10: Detalhe da espécie vegetal *Gleychenia* responsável pela preservação das cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967. Fonte: GOMES (2012).

Geologicamente, verificam-se dois comportimentos distintos na bacia: o primeiro é formado pelo embasamento pré-cambriano constituído por rochas metamórficas (granitoides), caracterizados geomorfologicamente por morros, espigões e encostas associadas a Serra do Mar, de onde se originaram os escorregamentos conforme os processos naturais de evolução do relevo. O segundo é constituído por sedimentos continentais associados à planície colúvio-aluvionar atual e pré-atual de relevo suavizado, relativamente plano em sua parte mais inferior e com aumento de declividade à medida que ascende as encostas da Serra do Mar. É nesta planície que ocorre a passagem e o acúmulo de materiais provenientes de escorregamentos originados nas escarpas mais íngremes localizadas à montante e que, em um regime de intensa pluviometria, pode resultar em processos de corridas de detritos (*debris flow*) e que foram comuns na bacia em 1967, conforme a Fig. 3.11 (CRUZ, 1974).

Topograficamente, a bacia apresenta declividades (ângulos da encosta) predominantemente nas classes 30° (cerca de 40%) e menores que 20° (cerca de 40%) (Fig. 3.12), provavelmente, em função de parte da bacia se situar sobre o planalto à montante e conter uma planície alveolar à jusante, onde foram identificados depósitos coluvionares (tálus) e fluviais. Destaca-se, ainda, a ocorrência de “terraços” identificados na planície alveolar entre 3m e 4m de altura, provavelmente associados a antigos processos de deposição e de erosão.

A bacia apresenta formas predominantemente retilíneas (40%) e convexas (33%), com menor área ocupada por formas côncavas (25%) (Fig. 3.13). Com relação à área de contribuição, que representa a quantidade de água que certo ponto da bacia recebe dos fluxos superficiais e subsuperficiais de montante na qual se apontam as áreas mais propensas à saturação e áreas de dispersão de fluxos, há predomínio na classe 1,81m² e 2,30m² (Fig. 3.14). No parâmetro aspecto (orientação da encosta) há predomínio de encostas situadas nos quadrantes sul e sudeste, ambas com aproximadamente 20%. Em seguida, aparecem os quadrantes noroeste (13%), oeste (11%) e sudoeste (11%). As demais orientações possuem valores inferiores a 10% (Fig. 3.15). Destaca-se que o aspecto interfere na incidência diferencial de radiação solar sobre as encostas, ocasionando um maior teor de umidade em algumas encostas em relação às outras, levando a diferentes saturações em eventos pluviométricos (GAO, 1993; SIDLE e OCHIAI, 2006).

Fig. 3.11: (A): Mapa de depósitos das corridas de detritos (*debris flow*) ocorridas em 1967 na Bacia do Rio Guaxinduba; **(B)** Classificação dos depósitos conforme o tamanho dos blocos. Fonte: Modificado de DIAS (2014).

Fig. 3.12: Mapa de Ângulo da Encosta da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.

Fig. 3.13: Mapa de Formas da Encosta da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.

Fig. 3.14: Mapa de Área de Contribuição da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.

Fig. 3.15: Mapa de Aspecto da Bacia do Rio Guaxinduba, onde também se observam as cicatrizes de escorregamentos do evento de 1967.

Pedologicamente, 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).

Geotecnicamente, os solos da bacia apresentam, em geral, 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. Os horizontes mais superficiais (0,30m a 0,60m) possuem um percentual maior da fração argila (Fig. 3.16 e Fig. 3.17), sendo a maioria, considerada não plástica ou inativa (FERREIRA, 2013).

Em um estudo pontual realizado em três cicatrizes da bacia por Gomes (2012), os valores de condutividade hidráulica saturada vertical (K_s) variam entre 10^{-4} m/s e 10^{-7} m/s, sobretudo entre 10^{-5} m/s e 10^{-6} m/s (Fig. 3.18). 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).

Também pontualmente (avaliado em três cicatrizes), o ângulo de atrito interno das camadas mais superficiais de solo varia entre aproximadamente 25° e 29° e nas camadas sobrejacentes, entre cerca de 32° e 36° . Já os valores de coesão possuem uma maior variação, com valores entre 2kPa e 11kPa (ensaio também pontual) (FERREIRA, 2013).

Pluviometricamente, a bacia possui precipitação média anual em torno de 2000mm/ano, 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 4000mm/ano (PELLEGATTI e GALVANI, 2010).

A cobertura vegetal presente na bacia 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).

A bacia apresenta diferentes tipos de uso e ocupação do solo desde o entorno da sua cabeceira até a sua foz (Fig. 3.19), que estão em processo de alteração em decorrência de obras rodoviárias (Fig. 3.20). À montante dos contrafortes predominam as ocupações em imóveis rurais, algumas com porções de terra para o desenvolvimento, em escala familiar, da pecuária ou do cultivo agrícola. À jusante situa-se a ocupação humana local, que tratou de estabelecer suas bases à planície costeira, sobretudo após a construção da Rodovia Rio-Santos (1970). Em muitas partes da bacia, ainda se localizam usos predominantes de vegetação natural sem ocupação antrópica ou com ocupação esparsa (Fig. 3.21).

Fig. 3.16: Composição granulométrica de um perfil de solo da Bacia do Guaxinduba, cuja localização do perfil está destacada no mapa (ponto vermelho), no qual, observou-se uma maior porcentagem de argila até 2,30m e, um aumento de areia, abaixo de 2,55m, atingindo uma média de 84%. Fonte: Modificado de FERREIRA (2013).

Fig. 3.17: Detalhe de perfil aberto em trincheira, cuja localização do perfil está destacada no mapa (ponto vermelho): **(A)** perfil em ponto lateral até a profundidade de 2,50m, no qual, se observa um primeiro horizonte composto por solo de textura franco arenosa e franco argilosa com presença de raízes (setas vermelhas) e segundo horizonte composto de textura franco arenosa, com coloração predominantemente marrom com blocos de rocha e raízes (setas amarelas); **(B)** perfil em ponto colocado no topo com apenas um único horizonte constituído por saprolito de textura arenosa e de cor variada (róseo, amarelo, branco e cinza) com muito cristais de quartzo. Fonte: Modificado de FERREIRA (2013).

Fig. 3.18: Exemplo da variação da K_{sat} com a profundidade e a distribuição granulométrica em uma das cicatrizes analisadas *in situ*. Observa-se a diminuição da K_{sat} a 1,5m devido ao aumento do teor de argila no perfil. Dados de granulometria retirados de FERREIRA (2013). Fonte: GOMES (2012).

Fig. 3.19: Mapa de Uso e Ocupação do solo da Bacia do Guaxinduba. Fonte: Imagem THEOS (*Thailand Earth Observation Satellite*) - GRUPO DE PESQUISA MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS (2010).

Fig. 3.20: Execução de obra rodoviária na área de planície alveolar da Bacia do Rio Guaxinduba.
Fonte: (autor).

Fig. 3.21: (A): Visão panorâmica da bacia onde se pode observar a presença de pequenas ocupações esparsas, a topografia bastante dissecada e a presença de extensa área vegetal natural. **(B):** Destaque para vegetação mais rasteira localizada em uma das cicatrizes de escorregamentos da bacia e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz. Fontes: **Foto A** (autor); **Foto B:** FERREIRA (2013).

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para a comparação dos três cenários de suscetibilidade (A, B e C) gerados pelo TRIGRS, bem como, para a caracterização espacial das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo e para a avaliação do Fator de Segurança conforme a profundidade, neste capítulo apresentam-se os procedimentos metodológicos (materiais e métodos) da pesquisa.

Os parâmetros utilizados no modelo são topográficos, pluviométricos, geotécnicos e hidrológicos. Os parâmetros topográficos e pluviométricos foram comuns aos três cenários (A, B e C). Quanto aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos, para o cenário A, foram utilizados valores constantes disponíveis na literatura; para o cenário B, valores constantes coletados *in situ* dentro da bacia e para o cenário C, valores distribuídos. Portanto, os procedimentos metodológicos foram divididos em sete etapas (Fig. 4.1).

Nas primeiras etapas são apresentados os parâmetros topográficos **(4.1)** e os parâmetros pluviométricos **(4.2)**; ambos comuns aos três cenários. Na etapa **4.3**, para o Cenário A, são apresentados os parâmetros geotécnicos e hidrológicos constantes baseados na literatura. Para o Cenário B, os valores geotécnicos e hidrológicos foram coletados *in situ* dentro da bacia e são explicados na etapa **4.4**. Para o cenário C, inicialmente os parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo foram espacializados por meio de ferramentas geoestatísticas **(4.5)**. A partir deste procedimento, os parâmetros espacializados foram utilizados para a geração do cenário C. A etapa **4.6** consistiu na validação dos três cenários de suscetibilidade, a partir dos índices CC (Concentração de Cicatrizes); PE (Potencial de Escorregamentos) e do percentual de áreas instáveis sem cicatrizes e áreas estáveis com cicatrizes; retirados do mapeamento de cicatrizes de 1967. O último procedimento **(4.7)** consistiu em uma análise específica da variação do Fator de Segurança (FS) conforme a profundidade do solo.

Fig. 4.1: Fluxograma dos materiais e dos métodos da pesquisa.

4.1 PARÂMETROS TOPOGRÁFICOS (CENÁRIOS A, B e C)

Os valores topográficos (Fig. 4.2) utilizados nos três cenários de suscetibilidade foram obtidos por meio de um *MDT (Modelo Digital do Terreno)* com resolução de 25m^2 (pixel de $5\text{m} \times 5\text{m}$) fornecido pela EMPLASA (2011)³. O MDT foi elaborado utilizando-se a tecnologia LiDAR (*Light Detection and Ranging*), por meio de nuvens de pontos coletados, que possibilita a captura de informações tridimensionais da superfície terrestre com elevada precisão, além de completar as possíveis deficiências de métodos tradicionais (ex. fotogramétricos, apoio terrestre, entre outros) (POPESCU, 2002; MACIEL, 2011).

A tecnologia LiDAR capta a medição da superfície terrestre por meio da luz com base na emissão de pulsos laser, isto é, seu funcionamento baseia-se na utilização de um feixe de laser emitido em direção aos objetos alvos (MACIEL, 2011; entre outros). A medição é obtida pelo tempo de emissão do pulso laser até o alvo e o tempo de retorno do mesmo até o sistema. Assim, por meio da velocidade da luz, o tempo armazenado é convertido em distância e quando associado às informações de posicionamento (ex. GPS - *Global Positioning System* ou GNSS - *Global Navigation Satellite Systems*) obtêm-se as coordenadas 3D. Dessa forma, o sistema a laser (perfilamento a laser) realizado em plataforma móvel aerotransportada vem sendo significativamente utilizado para a geração de MDT's de forma rápida e precisa (MACIEL, 2011; entre outros).

Entretanto, apesar da acurácia dos produtos resultantes da EMPLASA, o MDT utilizado apresenta algumas falhas, tais como, altitude do mar superior ao do continente e *pixel*, que originalmente é de 5m , maior que 25m em alguns pontos; fator que pode comprometer a acurácia dos resultados finais no TRIGRS.

É também importante destacar que o TRIGRS, ao incorporar os parâmetros topográficos do MDT utilizado, inclui processos de infiltração e de escoamento, permitindo que o excesso de água que não seja absorvido pelas células do *grid*, possa escoar para outras células. Assim, para determinar o escoamento de fluxo dentro do modelo existe um utilitário denominado *Topoindex* (responsável por preparar um grupo de arquivos para o cálculo da rotina hidrológica); o qual escoar o

³ Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A – EMPLASA (*Contrato de Licença de uso CLU Nº 049/14*).

excesso de água que não consegue percolar em cada uma das células do *grid*, quando o fluxo na superfície de infiltração é maior que a condutividade hidráulica. Há vários tipos de escoamento de fluxo superficial que podem ser utilizados para dispersar a água que não consegue percolar; entretanto os autores do modelo recomendam, por ser mais próximo da realidade, o algoritmo *Dinf* ou D_8 (expoente $\omega < 0$).

Similar ao método de Tarboton (1997), este algoritmo foi utilizado com o propósito de possibilitar que haja escoamento de fluxo não somente para as oito direções principais, introduzindo erros de orientação de fluxo, mas para qualquer direção, proporcional ao ângulo de escoamento da encosta. Nesse sentido, o fluxo é calculado conforme o algoritmo D_8 e distribuído entre as duas células na direção de maior declividade. Se o fluxo estiver alinhado com a diagonal do *grid*, o fluxo irá somente para esta direção (Fig. 4.3). Segundo Tarboton (1997), este índice possui um significado hidrológico, geomorfológico e geológico importante, pois pode ser utilizado em modelos para a inferência de escorregamentos. Assim, vários aplicativos calculam este parâmetro hidrológico a partir do escoamento superficial, como descrito por Baum et al. (2002) e Savage et al. (2004) para o TRIGRS.

Fig. 4.2: Modelo Digital do Terreno utilizado nos cenários A, B e C. Fonte: EMPLASA (2011).

Fig. 4.3: (A) Representação do MDT na estrutura GRID; (B) Detalhe da distribuição de fluxo utilizando o algoritmo *Dinf* (D_8) no GRID de um MDT, no qual, se observa que a distribuição do fluxo tende a seguir a direção de maior declividade criando-se uma face triangular em que cada vértice do triângulo corresponde à borda de uma célula com a direção do fluxo mais íngreme; (C) Exemplo na paisagem da direção do fluxo em faces triangulares em encostas íngremes. Fontes: (A): Modificado de SILVEIRA et al. (2014); (B): Modificado de TARBOTON (1997); (C): Foto de KATAHEY GINTHER.

4.2 PARÂMETROS PLUVIOMÉTRICOS (CENÁRIOS A, B e C)

Para os valores pluviométricos o modelo necessita do *número de eventos*, do *tempo inicial dos eventos pluviométricos*, da *intensidade média da chuva para cada evento (mm/h)* e da *duração de cada evento (segundos)*. Tais dados foram extraídos dos postos pluviométricos do Sistema SIGRH/DAEE⁴ 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. Assim, os pontos utilizados neste trabalho foram os postos **E2-042**, **E2-043** e **E2-046** (Fig. 4.4).

Fig. 4.4: Localização dos três postos pluviométricos em funcionamento em 1967, próximos a Bacia do Guaxinduba. Fonte: Organizado pelo autor a partir de dados do Sistema SIGRH/DAEE (2015).

⁴ Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo e Departamento de Águas e Energia Elétrica.

Estes postos em funcionamento entre 1943 e 2012 possuem valores de chuvas diárias acumuladas (mm/dia) e chuvas mensais acumuladas (mm/mês) para o mês de março de 1967 (Fig. 4.5 e Fig. 4.6). Embora os três postos apresentem uma série pluviométrica significativa para o mês de março de 1967; o posto E2-043 apresentou algumas falhas quanto à sequência dos dados, uma vez que há uma leitura inexistente para o valor de chuva mensal em março de 1967, corrigida a partir do somatório dos valores de chuvas diárias deste posto. Além disso, tanto este posto como o E2-042 registraram os totais de chuvas diárias no mês de março somente até o dia 18, provavelmente, em razão da saturação dos pluviômetros. O posto E2-046 também apresentou uma falha na leitura dos valores de chuva diária acumulada para o dia 18, indicando um valor de chuva inexistente; sendo este corrigido a partir de dados de Cruz (1974).

Segundo Cruz (1974), o ano de 1967 apresentou totais pluviométricos acima da média para o período na região de Caraguatatuba (ex. em janeiro do mesmo ano, já havia chovido cerca de 540 mm, considerado o dobro da média normal). Tais informações foram validadas pela conferência dos valores pluviométricos apresentados pelos postos do Sistema SIGRH/DAEE, em que foi observado que o mês de março de 1967 apresentou totais de chuvas mensais (mm/mês) muito superiores (1229,3 mm), considerando-se os acumulados mensais dos três postos, se comparados ao mesmo período no ano anterior (540,2 mm em 1966) e posterior (274 mm em 1968). Especificamente para os dias de deflagração dos escorregamentos, no dia 17 houve uma precipitação (altura pluviométrica) de 115 mm e no dia 18 uma precipitação com altura pluviométrica de 420 mm, o que correspondeu a aproximadamente 44% do total pluviométrico para o mês de março em apenas 48h.

Com relação ao tempo dos eventos pluviométricos, Cruz (1974) relatou para o dia 17, o início das chuvas a partir das 18h, e no dia 18, ao amanhecer até às 13h. Entretanto, visando uma precisão maior, tais dados foram confrontados com fontes jornalísticas da época, tais como: Jornal Folha de São Paulo (1967); Arquivo Público do Município de Caraguatatuba (1998) e Campos (2000) e conferidos, obtendo-se um período mais exato do tempo das chuvas em cada dia (evento pluviométrico entre 18h e 20h no dia 17 e entre 6h e 17h no dia 18) indicando-se, portanto, uma duração de chuva contínua acumulada de 7200s para o dia 17 e 39.600s para o dia

18. Na intensidade média da chuva para cada evento (relação entre altura pluviométrica e duração da precipitação), no dia 17 houve uma intensidade de 57,5mm/h e no dia 18, de 38,18mm/h.

Fig. 4.5: Chuvas diárias acumuladas (mm/dia) para o mês de março de 1967.

Fonte: Organizado pelo autor a partir de dados do Sistema SIGRH/DAEE (2015).

Fig. 4.6: Chuvas mensais acumuladas (mm/mês) no período entre 1966 e 1967.

Fonte: Organizado pelo autor a partir de dados do Sistema SIGRH/DAEE (2015).

4.3 CENÁRIO A: PARÂMETROS GEOTÉCNICOS e HIDROLÓGICOS

No cenário A, os valores de *coesão* (c), de *densidade do solo* (ρ_s), de *espessura máxima* (Z_{max}), de *ângulo de atrito interno* (ϕ), de *altura inicial do lençol freático* (d), de *taxa de infiltração inicial* (I_{LT}), de *difusidade hidráulica* (D_0) e de *condutividade hidráulica* (K_s) foram retirados do melhor cenário de suscetibilidade obtido por Vieira et al. (2010) na Bacia da COPEBRÁS, também localizada na Serra do Mar em Cubatão (Tab. 4.1). Optou-se por esta pesquisa, pois os autores aplicaram o modelo TRIGRS com resultados bastante satisfatórios, conforme índices apresentados a seguir, considerando-se também características geomorfológicas, geotécnicas e hidrológicas próximas àquelas encontradas na Bacia do Guaxinduba.

Para o uso destes valores, Vieira et al. (2010) basearam-se no trabalho de Wolle e Carvalho (1989), que realizaram coletas *in situ* em duas áreas da Serra do Mar (*Serras do Rio Cubatão e do Rio Moji na Baixada Santista*) e realizaram monitoramentos hidrológicos nas cicatrizes de escorregamentos do evento de 1985. Os autores identificaram dois tipos de horizontes do solo acima da rocha migmatítica intensamente fraturada: **(a)** solo coluvionar (~1m), formado pela pedogênese em material transportado, com matriz de textura areno-argilosa e blocos de rochas parcialmente alteradas e **(b)** solo saprolítico de migmatito (~3m-4m) com textura mais arenosa do que o horizonte sobrejacente e evidências da estrutura herdada da rocha matriz (Tab. 4.2).

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 interno para o solo superficial sob condições saturadas (Cenários A) e sob condições não saturadas (Cenários B). Entretanto, nestes cenários a profundidade do solo (z) foi alterada, gerando três novos cenários para cada grupo: A1; A2 e A3 (profundidades de 1m, 2m e 3m respectivamente) e B1; B2 e B3 (profundidades de 1m, 2m e 3m respectivamente). 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 (entre 20° e 40°) de acordo com trabalhos realizados em campo em áreas sob condições geomorfológicas e geológicas similares (ex. COSTA NUNES, 1969; DE PLOEY e CRUZ, 1979; CAMPOS et al. 1992 e GUIMARÃES et al., 2003).

Em relação aos cenários mencionados, a presente pesquisa selecionou o melhor deles, denominado por Vieira et al. 2010 de **A3**, em condição de solo saturado, uma vez que apresentou os melhores resultados de suscetibilidade, devido ao maior valor de CC^5 , com cerca de 70% nas áreas previstas como instáveis tendo, portanto, uma elevada coincidência na localização das cicatrizes de escorregamentos em áreas previstas como instáveis pelo modelo. Os autores também verificaram uma elevada concordância entre o mapa de suscetibilidade e a localização das cicatrizes de escorregamentos a partir do índice PE^6 , entre 5% e 6%.

Tab. 4.1: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário A desta pesquisa.

PARÂMETROS [unidade]	CENÁRIO A
Coesão do solo (c) [kPa]	1
Densidade do solo (ρ_s) [kg/m ³]	17,1
Espessura máx. do solo (Z_{max}) [m]	3
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	34
Alt. Ini. do lençol freático (d) [m]	3
Taxa de infiltração inicial (I_{LT}) [m/s]	$1,0 \times 10^{-9}$
Difusividade hidráulica (D_0) [m ² /s]	$5,5 \times 10^{-4}$
Cond. hidr. saturada vert. (K_s) [m/s]	$1,0 \times 10^{-6}$

Fonte: Modificado de VIEIRA et al. (2010).

Tab. 4.2: Parâmetros geotécnicos referentes às duas áreas na Serra do Mar. “ ρ_s ” densidade do solo [kg/m³], “ c ” coesão [Pa]; 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	1000	34	14,3	6000	34
	Solo Saprolítico (1-2m)	19,5	4000	39	18,0	12000	45
A2	Solo Coluvionar superficial (1m)	18,2	1000	36	16,5	9500	40
	Solo Saprolítico (1-2m)	20,1	3500	39	18,5	11000	45

Fonte: Modificado de WOLLE e CARVALHO (1989). Em destaque os valores utilizados por VIEIRA et al. (2010).

⁵ Razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células afetadas na bacia.

⁶ Razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe.

4.4 CENÁRIO B: PARÂMETROS GEOTÉCNICOS e HIDROLÓGICOS

Neste cenário, os valores geotécnicos e hidrológicos foram obtidos *in situ* dentro da bacia por Gomes e Vieira (no prelo) e Vieira et al. (no prelo). Nestes trabalhos, as autoras coletaram amostras em três cicatrizes representativas da Bacia do Guaxinduba (Fig. 4.7), denominadas C1; C2 e C3. A escolha destas cicatrizes obedeceu aos 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, para que fosse possível confrontar os resultados obtidos; **(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), que pudessem ser observadas em campo, bem como o seu estado de preservação atual (GOMES e VIEIRA, no prelo; VIEIRA et al., no prelo).

Fig. 4.7: (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. Organizado pelo autor com base em GOMES e VIEIRA (no prelo) e VIEIRA et al. (no prelo).

Nestas duas pesquisas foram abertos três perfis (trincheiras) em cada cicatriz, no topo (P1), na lateral (P2) e no interior (P3), até a profundidade de 2,50m (em média) cada uma (Fig. 4.7 e Fig. 4.8). 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 (GOMES e VIEIRA, no prelo; VIEIRA et al., no prelo).

Gomes e Vieira (no prelo) analisaram a condutividade hidráulica saturada (K_s) utilizando valores coletados pelo Permeâmetro de Guelph em seis profundidades (0,25m/0,50m/1,00m/1,50m/2,00m e 2,50m) (Fig. 4.8). Especificamente para o caso da condutividade hidráulica, as autoras verificaram que houve uma tendência de aumento da K_s , sobretudo a partir de 2,5m (entre 10^{-5} m/s e 10^{-6} m/s), mesmo com a existência de algumas descontinuidades ao longo do perfil (Fig. 4.9). Tal situação indica que não houve um aumento contínuo, pois existem reduções de K_s significativas (algumas na ordem de 100 vezes), principalmente entre 1m e 2,5m (apesar da tendência geral de aumento da K_s); sendo tal constatação importante ao modelo (Fig. 4.10), uma vez que a K_s não se mostrou uniforme conforme o aumento da profundidade.

Ferreira (2013) coletou nestas mesmas cicatrizes, amostras deformadas e indeformadas em diferentes profundidades texturais do solo (Fig. 4.8). No total foram coletadas 37 amostras deformadas de solo para a realização de ensaios de granulometria e de densidade e 24 corpos de prova em anéis cilíndricos biselados de PVC com 5,0cm de altura e 5,0cm de diâmetro interno para a determinação 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 (blocos de 30x30x30cm) nas seguintes profundidades: C1 (0,45m e 1,45m); C2 (0,60m e 2m) e C3 (0,45m e 2m) (Fig. 4.8) (FERREIRA, 2013).

Assim para o cenário B, com base nos referidos trabalhos, foram utilizados valores geotécnicos e hidrológicos do solo coletados *in situ* de forma constante para toda a bacia, considerando-se a média aritmética de cada parâmetro avaliado *in situ* nas três cicatrizes de escorregamentos **na profundidade da superfície potencial de ruptura** (Tab. 4.3).

Quanto aos valores de altura inicial do lençol freático (d), de taxa de infiltração inicial (I_{LT}) e de difusividade hidráulica (D_0) foram utilizados valores do *Default* do modelo, sendo os mesmos considerados consistentes na ausência de valores coletados *in situ*. Ainda referente ao valor de altura do lençol freático (d), foi utilizado 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.

Fig. 4.8: (A) Exemplo de localização dos perfis P1; P2 e P3 em cicatriz monitorada em campo; (B) Modelo esquemático indicando cada perfil aberto na cicatriz onde se nota que o P1 atingiu o solo residual e o P2 e o P3, o saprolito; (C) Coleta de bloco indeformado na bacia para ensaios de resistência ao cisalhamento; (D) Procedimento de obtenção da K_s utilizando-se o Permeômetro de Guelph em trincheira aberta na cicatriz. Fonte: VIEIRA et al. (no prelo).

Fig. 4.9: Variação da K_s conforme a profundidade do solo e a granulometria na C1 (A); C2 (B) e C3 (C). A confirmação da superfície de ruptura foi realizada por meio da etapa 4.7. Fonte: Modificado de GOMES e VIEIRA (no prelo).

Fig. 4.10: Modelo de seção transversal esquemática utilizado no TRIGRS para esta pesquisa, na qual, se observa aumento da K_s em profundidade (Z_{max}) e posterior redução. Modificado de BAUM et al. (2002).

Tab. 4.3: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário B desta pesquisa (coluna verde).

PARÂMETROS [unidade]	Cicatriz C1	Cicatriz C2	Cicatriz C3	Valor Médio: média aritmética entre as três cicatrizes (CENÁRIO B)*
Coesão do solo (c) [kPa]	1,19	11,05	0,0	4
Densidade do solo (ρ_s) [kg/m ³]	15,0	15,6	15,0	15
Espessura máx. do solo (Z_{max}) [m]	1,5	1,75	5,0	3
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	31,9	36,8	33,5	34
Alt. Ini. do lençol freático (d) [m]	3	3	3	3 (<i>constante</i>)
Taxa de infiltração inicial (I_{LT}) [m/s]	$1,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$ (<i>constante</i>)
Difusividade hidráulica (D_0) [m ² /s]	$5,5 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-4}$ (<i>constante</i>)
Cond. hidr. saturada vert. (K_s) [m/s]	$1,0 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-6}$	$1,0 \times 10^{-5}$

*Valores arredondados matematicamente.

Fonte dos dados das cicatrizes: GOMES (2012) e FERREIRA (2013).

4.5 CENÁRIO C: ESPACIALIZAÇÃO DOS PARÂMETROS

No cenário C, utilizaram-se valores distribuídos na bacia de coesão (c), densidade (ρ_s), espessura (Z_{max}), ângulo de atrito (ϕ) e condutividade hidráulica (K_s) por meio da espacialização geoestatística. Destaca-se que os parâmetros *altura inicial do lençol freático* (d), *taxa de infiltração inicial* (I_{LT}) e *difusidade hidráulica* (D_0) não foram espacializados, uma vez que não foram avaliados *in situ* na bacia.

Os parâmetros foram espacializados utilizando-se o método de *krigagem*, no qual é possível calcular um valor de uma dada propriedade para cada centro da célula em uma malha tridimensional a uma função de correlação espacial entre esses dados (STURARO e LANDIN, 1997; BURROUGH e MCDONNELL, 1998; LANDIN, 2000; YAMAMOTO, 2000; VIEIRA et al., 2002).

Neste processo pode-se fazer inferências a partir de uma função aleatória $Z(x)$, originando os pontos $Z(x_1)$, $Z(x_2)$, ..., $Z(x_n)$. Dessa forma, é possível construir semivariogramas partindo das pressuposições de estacionaridade da hipótese intrínseca e do cálculo da semivariância $g(h)$ (Equação 4.1). O semivariograma é a descrição matemática do relacionamento entre a variância de pares de observações (pontos) e a distância separando estas observações (h). A autocorrelação espacial pode então ser usada para fazer melhores estimativas para pontos não amostrados nos quais a inferência é igual a krigagem (LANDIN, 2000; JAKOB, 2002).

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2 N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad \text{Equação 4.1}$$

Onde:

$\gamma^*(h)$ = semivariograma [descrição matemática do relacionamento entre a variância de pares de observações (pontos) e a distância separando estas observações (h)];

$N(h)$ = número total de pares de observações dos valores medidos separados por uma distância h [m] e;

$Z(x_i)$, $Z(x_i + h)$ = pontos espaciais não amostrados.

Entretanto, nesta pesquisa, como foram levantadas apenas três cicatrizes *in situ* na bacia, cuja área total é de 24km^2 , não foi possível realizar a espacialização dos parâmetros em toda a sua extensão, limitando-se ao trecho entre as três cicatrizes com área total de 2km^2 (Fig. 4.11). Isso, porque, para uma completa espacialização dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos haveria necessidade de um número maior de pontos de amostragem, tanto no interior da bacia, quanto no seu exterior. Além disso, é importante destacar a ausência de mapas de unidades geotécnicas, pedológicas e litológicas em escalas de bacia hidrográfica na região de Caraguatatuba, que poderiam complementar esta etapa.

Sob essa limitação, a espacialização dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos foi realizada no *software ArcGIS 10.3* utilizando-se o módulo *Geostatistical Analyst*, para aplicação da *krigagem ordinária*. Inicialmente, foram criados histogramas de todos os parâmetros geotécnicos/hidrológicos que indicaram a sua distribuição na bacia (Fig. 4.12). Em seguida, foram elaborados os semivariogramas, que demonstraram a correlação espacial de cada parâmetro avaliado (Fig. 4.13). Como houve um pequeno número de pontos amostrados, os dados finais apresentaram uma distância muito alta entre si para que mantivessem uma similariedade (ex. no caso da coesão chegou a 1,5km de distância) e, dessa forma, apresentaram pouca variância e um número pequeno de classes (em geral de três a quatro classes para cada parâmetro).

Portanto, diferentemente dos cenários anteriores A e B, no cenário C, o modelo foi alimentado com valores distribuídos (Tab. 4.4) por meio da inserção dos mapas de cada parâmetro espacializado: c , ρ_s , Z_{max} , ϕ e K_s .

Foram utilizados os mesmos valores topográficos dos cenários anteriores (porém realizou-se um recorte no MDT para coincidir com as áreas espacializadas dos valores geotécnicos e hidrológicos), bem como, também foram utilizados os mesmos valores pluviométricos dos cenários anteriores A e B.

Ao final deste cenário a partir dos produtos resultantes do modelo TRIGRS, foi realizada para esta área da bacia uma análise mais específica da influência de cada parâmetro geotécnico e hidrológico na elevação ou na redução do Fator de Segurança (FS).

Fig. 4.11: (A) Área especializada na bacia; (B) detalhe do trecho de 2km² especializado pela técnica da *krigagem*.

Fig. 4.12: Histogramas dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos indicando a distribuição espacial e a frequência de cada classe de cada parâmetro (ArcGIS 10.3). Na imagem, a distribuição dos parâmetros ao atributo espacial é representada por um histograma com o intervalo de valores separados, neste caso, em geral de três classes. A proporção relativa (densidade) dos dados dentro de cada classe é representada pela altura de cada barra. As características importantes da distribuição são o seu valor central, a sua propagação e a sua simetria. Quando a média e a mediana possuem aproximadamente o mesmo valor, os dados podem ser distribuídos normalmente.

Fig. 4.13: Semivariogramas dos parâmetros geotécnicos/hidrológicos (ArcGIS 10.3), mostrando a correlação espacial de cada parâmetro. O semivariograma (eixo y: diferença/variância entre os valores de pares de observações (pontos) em função do eixo x: distância separando cada par) permite examinar a autocorrelação espacial entre os pontos da amostra medida. Nele, presume-se que os dados que estão mais próximos são mais semelhantes.

Tab. 4.4: Valores referentes aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados no Cenário C desta pesquisa.

PARÂMETROS [unidade]	CENÁRIO C
Coesão do solo (c) [kPa]	0-3/ 3-6/ 6-9/ 9-12
Densidade do solo (ρ_s) [kg/m ³]	14-15/ 16-17/ 17-18/19-20/21-22
Espessura máx. do solo (Z_{max}) [m]	3,0-3,5/ 3,5-4,0/ 4,5-5,0
Ângulo de atrito interno (ϕ) [°]	31-33/ 33-34/ 34-35/ 35-36
Alt. Ini. do lençol freático (d) [m]	3 (<i>constante</i>)
Taxa de infiltração inicial (I_{LT}) [m/s]	$1,0 \times 10^{-9}$ (<i>constante</i>)
Difusividade hidráulica (D_o) [m ² /s]	$5,5 \times 10^{-4}$ (<i>constante</i>)
Cond. hidr. saturada vert. (K_s) [m/s]	$1,0 \times 10^{-3} - 1,0 \times 10^{-4} / 1,0 \times 10^{-5} - 1,0 \times 10^{-6} /$ $1,0 \times 10^{-7} - 1,0 \times 10^{-8} / 1,0 \times 10^{-9} - 1,0 \times 10^{-10}$

4.6 VALIDAÇÃO DOS CENÁRIOS

Para a validação dos três cenários de suscetibilidade foi realizada uma análise de concordância com o mapa de cicatrizes (Fig. 4.14) dos escorregamentos de 1967 gerado por Ramos (2012). O autor mapeou 188 cicatrizes de escorregamentos a partir da interpretação de imagens aéreas ortorretificadas cedidas pelo Instituto Florestal de São Paulo do ano de 2000 em escala 1:5.000, nas 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, o autor considerou 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 foi também calculado o índice **FD (Frequência de Distribuição)**, que indica a porcentagem das classes de estabilidade previstas pelo modelo na bacia (razão entre o total de cada classe e o valor total de células na bacia).

A Concentração de Cicatrizes indica a distribuição do total de cicatrizes entre todas as classes de suscetibilidade. Já o Potencial de Escorregamentos calcula a distribuição destas cicatrizes, considerando a área percentual de cada classe e não a área total da bacia. Deste modo, os valores de Frequência de Distribuição e de Concentração de Cicatrizes geram percentuais totais equivalentes a 100%. No Potencial de Escorregamentos (PE) como são apresentadas somente as células afetadas pelas cicatrizes dentro de cada classe, esses valores são sempre menores que os demais índices (inferiores a 100%).

O cálculo dos índices CC e PE nos cenários A e B considerou as 188 cicatrizes. Já para o cenário C, uma vez que este possui um limite inferior ao da bacia, tais índices foram calculados considerando-se somente as cicatrizes que coincidiram no interior do seu limite. Assim, das 188 cicatrizes, apenas seis cicatrizes estão contidas no limite do cenário C, em sua feição total e cerca de 1/3 de uma sétima cicatriz. Considerou-se também as três cicatrizes avaliadas *in situ*. Dessa forma, a validação do cenário C por meio dos índices CC e PE, diferentemente dos cenários anteriores, considerou 10 cicatrizes ao total para efeito de cálculo (Fig. 4.15).

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 cicatrizes. Dessa forma, quanto menores esses tipos de erros, mais próximo da realidade é considerado o mapa de suscetibilidade, sobretudo para o modelo TRIGRS, que identifica exatamente a área com $FS < 1$ para uma determinada chuva. Assim, por exemplo, áreas estáveis com cicatrizes 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 0,8 e entre 0,8 e 1,0) foram contabilizadas como áreas instáveis e para as áreas estáveis, a soma das três últimas (FS entre 1,0 e 1,2; 1,2 e 1,5 e 1,5 e 7,0).

Fig. 4.14: Mapa das Cicatrizes de Escorregamentos do evento de 1967 da Bacia do Rio Guaxinduba.
Fonte: Modificado de RAMOS (2012).

Fig. 4.15: Detalhe das cicatrizes (numeradas) contidas no limite do Cenário C consideradas para o cálculo dos índices CC e PE.

4.7 VARIAÇÃO DO FATOR DE SEGURANÇA COM A PROFUNDIDADE

Um dos resultados finais do modelo TRIGRS apresenta a profundidade do solo com valor de $FS < 1$, ou seja, podendo indicar uma possível superfície de ruptura (Fig. 4.16). Como o modelo não mostra detalhadamente os seus resultados em diferentes profundidades do solo, escolheu-se uma área inferior da bacia (*subbacia a oeste*), considerando-se os resultados do cenário B, com diferentes graus de suscetibilidade e presença de cicatrizes para esta avaliação (Fig. 4.17). Dessa forma, com esta etapa foi possível verificar em qual profundidade do solo ocorreu $FS < 1$ e, conseqüentemente, instabilidade; além de uma relação mais específica desta profundidade com os dados de entrada, sobretudo, *coesão*, *ângulo de atrito* e *condutividade hidráulica*.

Fig. 4.16: Modelo hipotético exemplificando a profundidade do solo (Z_{max}) em que pode ocorrer a ruptura, ou seja, na qual o $FS < 1$ é calculado pelo modelo conforme os parâmetros de entrada, sobretudo chuva e altura inicial do lençol freático.

Fig. 4.17: (A) Subbacia a oeste (quadrante vermelho), selecionada para avaliação da variação do FS com a profundidade, em função dos diferentes graus de suscetibilidade (cenário B) e da presença de cicatrizes **(B)**.

5. RESULTADOS e DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados referentes à comparação dos três cenários de suscetibilidade gerados pelo TRIGRS, bem como à caracterização espacial das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo e a avaliação da variação do Fator de Segurança (FS) com a profundidade do solo.

No primeiro **(5.1)** é apresentado e discutido o mapa de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos simulado a partir de parâmetros geotécnicos e hidrológicos constantes baseados na literatura (cenário A), assim como, a análise dos índices Frequência de Distribuição (FD), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE).

No segundo **(5.2)** é apresentado e discutido o mapa de suscetibilidade a partir de parâmetros geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* e constantes (cenário B). No terceiro **(5.3)** apresenta-se uma comparação entre os cenários A e B e a avaliação dos *Índices áreas instáveis sem presença de cicatrizes* e *áreas estáveis com presença de cicatrizes*.

No quarto capítulo **(5.4)** os mapas das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo (*coesão, densidade, espessura, ângulo de atrito e condutividade hidráulica*) são descritos e analisados conforme a FD, o CC e o PE de cada classe geotécnica e hidrológica como subsídio para a geração do cenário C.

No quinto capítulo **(5.5)** é apresentado, inicialmente, o mapa de suscetibilidade com valores coletados *in situ* e distribuídos por meio de ferramentas geoestatísticas (cenário C) e, posteriormente, apresenta-se uma análise mais específica da influência das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo. Por fim, no sexto capítulo **(5.6)** é apresentada uma avaliação da variação do FS com a profundidade do solo.

5.1 CENÁRIO A

No cenário A (Fig. 5.1) 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 (Fig. 5.2). 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 (Fig. 5.2). As classes estáveis ($FS > 1$) totalizam um percentual de 28% (Fig. 5.2).

Em relação à Concentração de Cicatrizes (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% (Fig. 5.2). O Potencial de Escorregamentos (PE) foi alto (8%) para as classes instáveis ($FS \leq 1$), confirmando a eficiência do modelo (Fig. 5.2).

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 (Fig. 5.3), 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 cicatrizes, aproximadamente 37%; as encostas retilíneas obtiveram 45% do total de cicatrizes e com relação à área de contribuição, a classe 1,81m² a 2,30m² capturou cerca de 50% das cicatrizes (Fig. 5.3). 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. O somatório da CC das classes mais instáveis foi de

aproximadamente 65% e, conseqüentemente, o PE apresentou o valor mais elevado em classes instáveis (6,5%). Vieira et al. (2010) 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°.

Rabaco (2005) utilizou o TRIGRS na Serra do Mar, ao sul do estado do Rio de Janeiro (RJ) e obteve uma coincidência de 83% de cicatrizes de escorregamentos com as áreas mais instáveis do modelo. Neste trabalho, a autora utilizou o valor de 5kPa, porém os demais parâmetros foram muitos semelhantes aos utilizados no cenário A desta pesquisa (ex. $\rho_s = 17\text{kg/m}^3$; $\phi = 33^\circ$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}\text{m/s}$).

Bisanti et al. (2005) aplicaram o modelo TRIGRS em uma região da Suíça também utilizando dados da literatura. No caso da espessura do solo, 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 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% das cicatrizes 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.

Fig. 5.1: Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário A). Parâmetros utilizados: $c' = 1\text{kPa}$; $\rho_s = 17,1\text{kg/m}^3$; $Z_{\max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-6}\text{m/s}$.

Fig. 5.2: Índices de FD; CC e PE – Cenário A. Observa-se maior FD, CC e PE na classe mais instável.

Fig. 5.3: (A) Mapa de suscetibilidade do Cenário A; (B) Mapa de Ângulo da Encosta; (C) Mapa de Área de Contribuição e (D) Mapa de Forma da Encosta. Nota-se a presença de áreas mais instáveis nas subbacias a oeste e a centro-oeste (quadrantes).

5.2 CENÁRIO B

No cenário B (Fig. 5.4), em relação ao índice FD, houve uma redução de quase 50% da classe de maior instabilidade em relação ao cenário anterior (Fig. 5.5). A classe seguinte (0,8 e 1,0) apresentou, desta vez, um percentual em torno de 40% (Fig. 5.5). Mesmo assim, as classes de instabilidade ($FS \leq 1$) ainda equivalem a 71% da área total da bacia neste cenário; embora geotecnicaamente, 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% (Fig. 5.5).

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% (Fig. 5.5). Considerando-se o somatório das classes instáveis verificou-se que este cenário também apresentou um alto percentual de acerto (67%) (Fig. 5.5). No Potencial de Escorregamentos (PE) as classes instáveis apresentaram 7% e as classes estáveis apenas 2,2% (Fig. 5.5), estando, portanto, em concordância com as áreas previstas como instáveis pelo modelo e as cicatrizes.

A classe mais instável (0,4 e 0,8) caiu pela metade, concentrando-se, neste cenário, predominantemente nas subbacias a oeste e a sudoeste e em menor proporção, a noroeste da bacia (Fig. 5.6). 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 forma 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 (Fig. 5.6).

Crosta e Frattini (2003) também utilizaram valores coletados *in situ*, prevendo apenas 17% de áreas instáveis, mas com cerca de 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 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 serem 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. $\rho_s = 19\text{kg/m}^3$; $Z_{\text{max}} = 2\text{m}$; $\phi = 33^\circ$; $d = 1\text{m}$ e $c' = 4\text{kPa}$). Do total de 42 cicatrizes, 33 foram previstas pelo modelo (um percentual de aproximadamente 78% de acerto). Esta concordância elevada entre o mapa de suscetibilidade e as cicatrizes pode estar associada ao uso de valores coletados *in situ* e espacialmente distribuídos na bacia por meio de ferramentas geoestatísticas dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos.

Kin et al. (2013) aplicaram o modelo em *Bonghwa* (Coreia do Sul), atingida por um evento pluviométrico de 228mm em julho de 2008. Nesta pesquisa, os parâmetros geotécnicos também foram obtidos *in situ* e os autores utilizaram uma versão revisada do TRIGRS, que considera o reforço do sistema radicular e a sobrecarga exercida pela vegetação. Neste trabalho, apenas 30% das cicatrizes coincidiram com a classe de maior instabilidade, provavelmente pelo alto valor de coesão do solo utilizado (21,8kPa), indicando que o modelo é, como já comprovado, bastante sensível a coesão do solo. Entretanto, mesmo com o acréscimo de mais parâmetros, não encontraram diferenças significativas entre a versão original do TRIGRS e a versão revisada. Constatação semelhante já foi comprovada por Moore et al. (1998) ao afirmarem que a funcionalidade de um modelo é relacionada com o número de variáveis e de parâmetros que são utilizados, na medida em que, quando se utilizam um número menor de variáveis e de parâmetros, o seu desempenho final pode apresentar resultados com melhor acurácia.

Fig. 5.4: Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário B). Parâmetros utilizados: $c' = 4\text{kPa}$; $\rho_s = 15\text{kg/m}^3$; $Z_{\max} = 3\text{m}$; $\phi = 34^\circ$; $d = 3\text{m}$; $I_{LT} = 1,0 \times 10^{-9}\text{m/s}$; $D_0 = 5,5 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ e $K_s = 1,0 \times 10^{-5}\text{m/s}$.

Fig. 5.5: Índices de FD; CC e PE – Cenário B. Observa-se maior FD na segunda classe mais instável, porém maior CC e PE na classe 0,4 e 0,8.

Fig. 5.6: (A) Mapa de suscetibilidade do Cenário B; (B) Mapa de Ângulo da Encosta; (C) Mapa de Área de Contribuição e (D) Mapa de Forma da Encosta. Nota-se a presença de áreas mais instáveis nas subbacias a oeste, a centro-oeste e a noroeste (quadrantes).

5.3 COMPARAÇÃO ENTRE OS CENÁRIOS A e B

No comparativo entre os dois cenários simulados (Fig. 5.7), considerando a classe de maior instabilidade (0,4 e 0,8), o Cenário A apresentou uma Frequência (FD) de 61% e o Cenário B, 31%, isto é, um percentual mais reduzido de encostas mais instáveis no cenário B (Fig. 5.7). Comparando os valores geotécnicos e hidrológicos entre os dois cenários, verificou-se maior diferença na coesão e na densidade do solo, uma vez que os demais foram muito semelhantes. Entretanto, considerando a classe de maior estabilidade ambos os cenários apresentaram o mesmo percentual (6%). Com isso, pôde-se verificar uma distribuição da classe mais instável menos concentrada no cenário B e discriminante quanto ao grau de instabilidade, o que pode ser útil ao melhor planejamento do uso do solo; considerando que encostas com FS entre 0,4 e 0,8 possuem FS muito baixo e com alta probabilidade de ruptura; no entanto, encostas com FS entre 0,8 e 1,0 estão no limite de estabilidade e podem sofrer intervenção desde que executadas com cuidado técnico e preciso.

Neste comparativo, é importante destacar que o modelo ideal é aquele que prevê 100% dos escorregamentos, entretanto, se o modelo considera toda a área como instável, conseqüentemente, acertará a totalidade dos eventos, porém não será um modelo eficaz. Nesse sentido, o cenário B previu 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% (Fig. 5.7). Já o Cenário A previu (FD) 61% da classe mais instável, sendo esperado, portanto, que a CC e o PE fossem mais elevadas nesta classe, conforme ocorrido, devido à elevada frequência prevista (Fig. 5.7). Assim, estes valores confirmam a maior eficácia do mapa de suscetibilidade do cenário B em relação ao do cenário A.

Considendo os percentuais de *áreas instáveis sem cicatrizes* e de *áreas estáveis com cicatrizes* (Fig. 5.8), 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 situação ocorreu tanto em função do próprio método aplicado nesta pesquisa, que considerou a soma das duas primeiras categorias (FS entre 0,4 e 0,8 e entre 0,8 e 1,0) com instáveis e a soma das três últimas (FS entre 1,0 e 1,2; 1,2 e 1,5 e 1,5 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. Para esta pesquisa, não foi possível avaliar se a espessura do solo poderia ter causado uma diferença de estabilidade significativa entre os dois cenários, pois em ambos foram utilizados o mesmo valor (3m); tanto com base na literatura, quando com base nos dados coletados em campo. Salciarini et al. (2006) encontraram uma situação oposta em relação à esta pesquisa, pois obtiveram entre 15% e 37% de áreas estáveis com cicatrizes e entre 2% e 8% de áreas instáveis sem cicatrizes, porém também explicados pela variação do aumento da espessura do solo.

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 de agricultura), não incorporados pelo modelo. Na Bacia do Guaxinduba, a maioria das áreas previstas como estáveis com cicatrizes, ocorreram ao sul da bacia (Fig. 5.8), 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, tal como, estruturas e condições geológicas mais frágeis. Quanto às áreas instáveis sem a presença de cicatrizes (Fig. 5.8), observa-se uma boa parte na área de planalto, onde podem ter ocorridos outros tipos de escorregamentos (ex. rotacionais) ausentes no mapeamento de Ramos (2012), já que não são previstos pelo modelo.

Fig. 5.7: (A): Cenários A e B; (B) Comparativos dos índices FD; CC e PE entre os dois cenários.

Fig. 5.8: Mapas de áreas instáveis (A) e de áreas estáveis (B) (TRIGRS) nos cenários A e B.

5.4 ESPACIALIZAÇÃO DOS PARÂMETROS GEOTÉCNICOS e HIDROLÓGICOS

Apresentam-se a seguir os resultados e as discussões referentes aos mapas de coesão e densidade do solo (5.4.1); espessura do solo (5.4.2); ângulo de atrito interno (5.4.3) e condutividade hidráulica saturada (5.4.4).

5.4.1 COESÃO e DENSIDADE DO SOLO

Em relação ao parâmetro coesão do Solo [kPa] (Fig. 5.9), foram identificadas 50% de Frequência de Distribuição (FD) na classe 0kPa e 3kPa; seguida de 20% na classe 6kPa e 9kPa e 15% nas classes 3kPa e 6kPa e 9kPa e 12kPa (Fig. 5.10). Na Concentração de Cicatrizes (CC) a classe de maior instabilidade ocorreu nos intervalos 0kPa a 6kPa (90%) indicando que houve maior instabilidade nas áreas em que o solo é menos coeso. Nas demais classes, nenhuma cicatriz coincidiu com o intervalo 6kPa e 9kPa e apenas 10% de CC na classe 9kPa e 12kPa (Fig. 5.10). Consequentemente, para o Potencial de Escorregamentos (PE) observou-se a mesma tendência, isto é, valores maiores onde a coesão é inferior: 7% para os intervalos 0kPa e 3kPa e 3kPa e 6kPa; 0% no intervalo 6kPa e 9kPa e apenas 1% no intervalo 9kPa e 12kPa (Fig. 5.10).

Topograficamente, as cicatrizes contidas na classe 0kPa e 3kPa, uma das mais instáveis, coincidiram em áreas adequadas para a ocorrência de escorregamentos, isto é, com ângulos entre 20° e 30°, encostas côncavas e com áreas de contribuição intermediárias (ex. 1,41m² a 2,30m²), conforme a Fig. 5.11. Já as cicatrizes presentes na classe 3kPa e 6kPa, que também foi uma das mais instáveis, capturaram ângulos de até 20°, encostas retilíneas e valores mais elevados de área de contribuição, isto é, 2,31m² a 6,32m² (Fig. 5.11).

Na literatura, encontra-se uma vasta quantidade de trabalhos que apontaram os valores máximos de coesão do solo para se atingir a resistência máxima ao cisalhamento (resistência de pico), ou seja, na máxima tensão de cisalhamento que o solo se mostra capaz de suportar sem sofrer ruptura. Por exemplo, para solos coluvionares Pinheiro et al. (1997) afirmaram haver maior resistência entre 4kPa e 15kPa; para solos coluvionares sobre rochas granito-gnáissicas Fonseca et al. (2002) afirmaram maior resistência entre 6kPa a 8kPa e para solos residuais de rochas granito-gnáissicas Avelar e Lacerda (1997) afirmaram maior resistência a

partir de 22kPa. Estes valores ratificam a maior suscetibilidade em valores menos elevados de coesão; indicando a eficiência encontrada na CC e no PE.

Jesus et al. (2005) também utilizaram a *krigagem* para espacializar algumas propriedades geotécnicas, dentre elas a coesão, a partir da análise de amostras indeformadas, para compreender a sua influência na ruptura de encostas à escorregamentos em Salvador (Bahia). Com relação à coesão, os autores verificaram uma maior instabilidade em zonas onde a coesão do solo em estado saturado correspondeu entre 11kPa a 20kPa, portanto, valores maiores aos encontrados nesta pesquisa.

Guimarães (2000) verificou nas Bacias dos Rios Quitite e Papagaio (RJ), utilizando dados secundários, uma maior instabilidade em solos saturados também com valores baixos de coesão (1,5kPa). Da mesma forma, Dietrich e Montgomery (1998) ao avaliarem a influência da coesão do solo na ocorrência de escorregamentos na costa oeste dos Estados Unidos, também observaram maior instabilidade nas áreas com valores baixos de coesão (ex. 2kPa).

Escobar et al. (2012) espacializaram a coesão de solos maduros, por meio de ensaios de resistência ao cisalhamento, para avaliar as cicatrizes de escorregamentos em Nova Friburgo (RJ) e assim como nesta pesquisa, os autores verificaram a associação entre as áreas mais instáveis e os menores valores de coesão (0kPa e 1,18kPa). A coesão do solo e o ângulo de atrito são os principais parâmetros de resistência ao cisalhamento, e conforme já comprovado, a redução na coesão pode diminuir a resistência de uma encosta; validando os resultados desta pesquisa.

Wolle e Carvalho (1989) analisando a dinâmica de infiltração e da percolação de água em solos não saturados e o seu papel na ocorrência de escorregamentos rasos na Serra do Mar por meio de ensaios *in situ* e de laboratório verificaram uma suscetibilidade maior a escorregamentos em áreas íngremes com coesão entre 1kPa a 4kPa, próximos aos encontrados nesta pesquisa, cujos solos superficiais e saprolíticos possuíam texturas arenosas e argilosas.

Fig. 5.9: (A) Mapa de Coesão do Solo (c') [kPa]; (B) destaque da área especializada. Nota-se maior CC nos intervalos entre 0kPa a 6kPa.

Fig. 5.10: Índices FD; CC e PE - Coesão do Solo. A área especializada possui grande parte com coesão entre 0kPa e 6kPa, que concentraram 90% das cicatrizes.

Fig. 5.11: Coesão do Solo (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da encosta (C) e Área de Contribuição (D).

Amaral Júnior (2007) em Costa Verde (RJ) encontrou maior suscetibilidade em solos residuais de textura areno-silto-argilosa com valores de 8kPa, que concentraram cerca de 22% de todos os movimentos de massa e Mendes (2008) em Ubatuba (SP) verificou menor resistência ao cisalhamento em solos residuais de texturas arenosas e argilosas, entre 9kPa e 10kPa.

Vieira et al. (2010) obtiveram um cenário com 100% de áreas estáveis no TRIGRS utilizando um valor constante de 6kPa para a coesão; portanto um aumento considerável de estabilidade quando comparado a cenários anteriores, nos quais, os autores utilizaram um valor de 1kPa e que elevou o número de áreas instáveis.

Sterlacchini et al. (2004) analisaram cicatrizes de escorregamentos na Itália e verificaram que as áreas instáveis com solos intemperizados e grande plasticidade possuíam valores maiores de coesão (25kPa). Já nos solos intemperizados com baixa plasticidade, as áreas mais instáveis coincidiram com valores de coesão de 9kPa (STERLACHINE et al., 2004). No caso da Bacia do Guaxinduba, há um predomínio de solos de baixa plasticidade, sobretudo nas frações de argila (FERREIRA, 2013); o que pode ter levado a diminuição dos valores de coesão do solo.

No parâmetro Densidade do Solo [kg/m^3] (Fig. 5.12) as classes 14kg/m^3 e 15kg/m^3 e 21kg/m^3 e 22kg/m^3 apresentaram a maior FD, cada uma com 30%; seguida de 18% na classe 16kg/m^3 e 17kg/m^3 , 15% na classe 19kg/m^3 e 20kg/m^3 e apenas 7% na classe 17kg/m^3 e 18kg/m^3 (Fig. 5.13). Embora menos frequente, a classe 17kg/m^3 e 18kg/m^3 foi a que apresentou a maior CC (40%); seguida de 30% na classe 14kg/m^3 e 15kg/m^3 , 20% na classe 16kg/m^3 e 17kg/m^3 e 10% na classe 21kg/m^3 e 22kg/m^3 (Fig. 5.13). Com relação ao PE, observou-se uma tendência semelhante, pois a classe 17kg/m^3 e 18kg/m^3 obteve 8%, sendo esta, portanto, a mais instável. Nas demais, a classe 16kg/m^3 e 17kg/m^3 apresentou 6%; seguidas de 5% na classe 14kg/m^3 e 15kg/m^3 , 2% na classe 21kg/m^3 e 22kg/m^3 e 0% na classe 19kg/m^3 e 20kg/m^3 (Fig. 5.13).

A classe entre 17kg/m^3 e 18kg/m^3 , menos frequente, porém com os maiores valores de CC e PE e, portanto, mais instável, apresentou cicatrizes em encostas com ângulos de até 20° , retilíneas e com valores elevados de área de contribuição

(Fig. 5.14). A segunda classe mais instável (16kg/m^3 e 17kg/m^3) capturou cicatrizes em encostas com ângulos maiores (30°), convexas e com valores inferiores de área de contribuição em relação à classe 17kg/m^3 e 18kg/m^3 (Fig. 5.14).

Os trabalhos de Wolle e Carvalho (1989); Steralachine et al. (2004); Jesus et al. (2005) e Amaral Júnior (2007) encontraram maiores suscetibilidades a escorregamentos em áreas com valores de densidade muito próximos aos encontrados nesta pesquisa. Wolle e Carvalho (1989) verificaram para a Serra do Mar, que os solos saturados superficiais com textura areno-argilosa e espessura de 1m apresentaram densidade de 17kg/m^3 . Steralachine et al. (2004) verificaram uma maior instabilidade em solos com densidade de $19,5\text{kg/m}^3$ (em solos intemperizados com grande plasticidade) e $20,5\text{kg/m}^3$ (em solos intemperizados com baixa plasticidade). Jesus et al. (2005) verificaram que a maior parte das cicatrizes coincidiram com valores entre 16kg/m^3 e 17kg/m^3 , devido, segundo os autores, aos altos índices de vazios do solo. Amaral Júnior (2007) verificou maior suscetibilidade em solos saturados residuais e maduros com espessura de 1m a 7m e densidades de 13kg/m^3 , próximos a segunda classe mais instável conforme o CC e PE para a bacia do Guaxinduba.

Outros trabalhos (ex. LACERDA, 2004; IVERSON, 2000 e MENDES, 2008) encontraram uma maior instabilidade, com relação à densidade do solo, com valores entre 20kg/m^3 e 22kg/m^3 , portanto relativamente superiores aos verificados nesta pesquisa. Lacerda (2004) em estudos na Serra do Mar indicou que os valores de 20kg/m^3 apresentaram-se em áreas mais instáveis nos solos saturados coluvionares de espessura variável, que sobrepõe solos residuais e em períodos de intensa pluviometria podem causar escorregamentos. Os materiais coluvionares são normalmente muito espessos em regiões tropicais, sendo, em geral, considerados como taludes infinitos, apresentando problemas geotécnicos, com nível d'água elevado e sujeitos a instabilidade (FREITAS, 2004; LACERDA, 2004).

Iverson (2000) na região da Califórnia (EUA) verificou encostas mais instáveis com valores de 22kg/m^3 em solos saturados em áreas de pluviometria elevada e Mendes (2008) encontrou para solos saprolíticos com textura areno-siltosa e espessura de 14m maior suscetibilidade com valores de densidade de 28kg/m^3 e para solos residuais com textura areno-silto-argilosa e espessura de 1m, 27kg/m^3 .

Fig. 5.12: (A) Mapa de Densidade do Solo (ρ_s) [kg/m³]; (B) destaque da área especializada. Apesar da baixa FD, a classe 17kg/m³ e 18kg/m³ concentrou 40% das cicatrizes.

Fig. 5.13: Índices FD; CC e PE – Densidade do Solo. Observa-se maior CC e PE na classe 17kg/m³ e 18kg/m³.

5.4.2 ESPESSURA DO SOLO

Com relação à Espessura Máxima do Solo [m] (Fig. 5.15), houve uma maior FD nas classes 3,0m e 3,5m e 4,5m e 5,0m; ambas com 35%; seguida de 30% na classe 3,5m e 4,0m (Fig. 5.16). A primeira classe (3,0m e 3,5m) além de mais frequente, também apresentou a maior CC (50%) (Fig. 5.16). Os maiores valores de PE também acompanharam as classes com maior CC, isto é, 7% na classe 3,0m e 3,5m; 6% na classe 3,5m e 4,0m e apenas 1% na classe 4,5m e 5,0m (Fig. 5.16).

Como se tratam de escorregamentos do tipo translacional raso, espera-se a ocorrência de instabilidade em solos com menores profundidades; indicando a eficiência dos valores mais elevados de CC e PE nas classes menos espessas. Trabalhos clássicos da literatura já indicaram a ocorrência de escorregamentos translacionais em solos poucos espessos, entre 1m e 3m, característicos deste tipo de processo, para a região da Serra do Mar, tais como IPT (1986); Wolle e Carvalho (1989); Augusto Filho (1992); entre outros. Topograficamente, a área mais instável (3,0m e 3,5m) localizada ao norte apresentou cicatrizes em ângulos $>30^\circ$, encostas côncavas e retilíneas e em valores intermediários de área de contribuição, ($1,41\text{m}^2$ e $1,80\text{m}^2$), ou seja, coincidiu em condições muito comuns para a ocorrência de escorregamentos (Fig. 5.17).

Savage et al. (2004) verificaram maiores instabilidades nas áreas com espessuras de 1m e Rabaco (2005) na Serra do Mar (RJ) encontrou maior instabilidade nas áreas com espessura de 2m; estando, portanto, relativamente próximas aos valores deste trabalho. Fernandes et al. (2001) verificaram maior instabilidade na Bacia dos rios Quitite e Papagaio (RJ) nas áreas com espessuras de 4m; embora nessas áreas os fundos de vale das bacias encontravam-se preenchidos por espessos depósitos, alcançando mais de 10m de espessura.

Catani et al. (2010) espacializaram a espessura do solo para avaliar a sua influência na ocorrência de escorregamentos na bacia de *Terzona Creek* na região central da Itália. Os autores avaliaram 217 cicatrizes como pontos de amostragem e espacializaram a espessura do solo em toda a bacia hidrográfica verificando que as áreas mais instáveis coincidiram com espessuras muito baixas (0,5m e 1,5m). Neste trabalho, os autores verificaram que a forma da encosta foi um fator decisivo para a

especialização da espessura do solo, controlada sobretudo pelas áreas côncavas e retilíneas.

A influência da forma da encosta na definição da espessura do solo e, consequente, na instabilidade já foi apontada por trabalhos clássicos da literatura (ex. BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; O'LOUGHLIN, 1986; entre outros), ao se verificar, por exemplo, que as encostas retilíneas possuem maiores ângulos da encosta com camadas de solos poucos espessas aumentando a probabilidade de escorregamentos. Quanto as feições côncavas (*hollows*), conforme já citado, estas convergem fluxos d'água, recebendo água e materiais de montante, acumulando sedimentos de menor coesão e atingindo níveis de saturação mais rapidamente, sendo, portanto, também suscetíveis aos escorregamentos (ANDERSON e BURT, 1978; DIETRICH et al., 1983; RENEAU et al., 1984; LACERDA e SANDRONI, 1985; SIDLE et al., 1985; MOURA e MEIS, 1986; MONTGOMERY et al., 1991; AVELAR e COELHO NETO, 1992; KIRKBY, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1996; COELHO NETO, 2003).

Fernandes Da Silva et al. (2008) realizaram a espacialização de parâmetros geotécnicos de solos tropicais da região de Ubatuba (SP) em ambiente SIG, incluindo a espessura do solo a partir da coleta de 100 amostras de solo. Os autores também verificaram, conforme citado acima, que o ângulo da encosta foi um fator decisivo para a distribuição da espessura do solo, na medida em que esta tende a ser menor nas áreas de maior ângulo. Os autores também caracterizaram a granulometria do solo conforme a profundidade, verificando que nas áreas mais superficiais houve predomínio da fração de areia e nas áreas mais profundas houve um predomínio da fração argila (Fernandes Da Silva et al., 2008). No caso da Bacia do Guaxinduba, ocorre uma situação oposta, pois os horizontes dos solos mais superficiais apresentam um percentual maior da fração argila e uma diminuição subsequente (FERREIRA, 2013).

Sieira et al. (2010) estudaram uma região no Morro do Dendê na cidade do Rio de Janeiro, que foi seriamente atingida por escorregamentos em fevereiro de 1998, atingindo cerca de 30 assentamentos precários. Os autores também realizaram a espacialização de algumas propriedades geotécnicas do solo pela *krigagem*, verificando, portanto, que 63% dos escorregamentos apresentavam espessuras de solo baixas (ex.1m), sugerindo que as camadas menos espessas foram mais suscetíveis à ocorrência dos escorregamentos, embora, por outro lado, quanto maior for a espessura do solo, maior será o volume de material disponível para escorregamento.

Tabalipa e Fiori (2012) avaliaram a relação entre espessura do solo e FS na bacia do Rio Ligeiro no município de Pato Branco (Sudoeste do Paraná), identificando uma redução do FS a partir de 4m, onde o solo se encontrava completamente saturado.

Lopes (2013) simulou modelos de estabilidade na bacia do Bom Brinquedo na região de Antonina (PR) comparando cenários com espessura do solo uniforme (4m) e espessura do solo variada (entre 3m a 7m), próximos a espacialização realizada nesta pesquisa. Segundo o autor, os resultados mostraram que a distribuição da espessura do solo melhorou o desempenho das simulações em até 12% em relação ao cenário uniforme, capturando cerca de 66% de áreas estáveis e cerca de 34% de áreas instáveis; porém com uma elevada coincidência entre a localização das cicatrizes e as áreas previstas como instáveis (70%).

Fig. 5.15: **(A)** Mapa de Espessura Máxima do Solo (Z_{max}) [m]; **(B)** destaque da área espacializada. Como esperado, observou-se maior concentração de cicatrizes na classe de menor espessura (3m e 3,5m).

Fig. 5.16: Índices FD; CC e PE - Espessura Máxima do Solo. Nota-se elevada FD, CC e PE na classe menos espessa (3m e 3,5m).

Fig. 5.17: Espessura máxima do solo (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D).

5.4.3 ÂNGULO DE ATRITO INTERNO

Para o parâmetro Ângulo de Atrito Interno [$^{\circ}$] (Fig. 5.18) as classes 33° e 34° e 35° e 36° apresentaram a maior FD com 30% cada uma, seguidas de 20% nas classes 31° e 33° e 34° e 35° (Fig. 5.19). Com relação à CC, embora menos frequentes, as classes 31° e 33° e 34° e 35° foram as mais instáveis (40% de CC em cada uma), e as classes 33° e 34° e 35° e 36° apresentaram somente 10% (Fig. 5.19). No PE, os maiores valores foram apresentados também pelas classes que mais concentraram cicatrizes, ou seja, 6% nas classes 31° e 33° e 34° e 35° . Assim, as classes 33° e 34° e 35° e 36° apresentaram apenas 2% (Fig. 5.19).

Topograficamente, observou-se um forte controle do ângulo da encosta na espacialização do ângulo de atrito interno, ou seja, é possível que a espacialização pela *krigagem* deste parâmetro tenha seguido os ângulos das encostas. Nesse sentido, as classes mais instáveis de ϕ (31° e 33°) coincidiram com ângulos da encosta de até 30° e a classe de ϕ entre 34° e 35° com ângulos da encosta de até 20° (Fig. 5.20). A classe 31° e 33° coincidiu com as encostas convexas e a classe 34° e 35° com as retilíneas (Fig. 5.20). Em relação à área de contribuição, as classes mais instáveis coincidiram com aquelas com valores altos de áreas de contribuição (Fig. 5.20).

Guimarães (2000) utilizou variações entre 25° e 40° de ângulo de atrito interno no maciço da Tijuca (Rio de Janeiro) para previsão de áreas instáveis, porém a melhor combinação foi a de $\phi=45^{\circ}$, pois houve maior coincidência de áreas instáveis com cicatrizes, sobretudo por estar associada a um valor de coesão de 2kPa. Campos et al. (1997) ao pesquisar uma região de Nova Friburgo (RJ) verificou como mais representativo para condições de saturação do solo e, conseqüente, instabilidade, valores de $\phi=32^{\circ}$, portanto, semelhantes aos resultados desta pesquisa.

Lacerda (2004) verificou na Serra do Mar uma maior instabilidade em solos coluvionares com valores de ϕ entre 28° a 32° , típicos da estrutura geológica derivada da alteração de granitos e de gnaisses. Conforme o autor, a interface entre o solo residual e o coluvionar está quase sempre na condição residual de resistência ao cisalhamento do colúvio, em função do deslocamento já sofrido pela massa

coluvionar no passado. A coesão é quase nula e o ângulo de atrito assume os valores citados (entre 28° a 32°) (LACERDA, 2004).

Wolle e Carvalho (1989) encontraram maior instabilidade em valores de ϕ de 34° nas camadas superficiais em solos areno-argilosos e arenosos, enquanto que nas camadas subjacentes (39°). Amaral Junior (2007) em litologias de gnaiss e de migmatitos encontrou maior instabilidade nos valores de ϕ entre 32° e 42° e Mendes (2008), em litologias semelhantes, entre 31° a 40°.

Jesus et al. (2005) verificaram maior instabilidade em áreas com valores de ϕ relativamente inferiores ao desta pesquisa, entre 27° e 32°, que capturaram a maioria das cicatrizes, estando associadas a solos saturados com valores baixos de coesão, densidade entre 16kg/m³ e 20kg/m³ e em áreas de intensa pluviometria, que influenciaram nos valores de sucção e, conseqüentemente, nos parâmetros de resistência ao cisalhamento.

Internacionalmente, Sterlacchini et al. (2004) verificaram uma maior instabilidade na classe 25° em solos intemperizados com grande plasticidade ricos em argila e 22° em solos intemperizados com baixa plasticidade ricos em caulinitas, ou seja, houve uma maior instabilidade em valores de ângulo de atrito interno inferiores a esta pesquisa.

Savage et al. (2004) verificaram maiores instabilidades nas áreas com ângulos de 33° e Iverson (2000) verificou maior instabilidade nas áreas com ângulos de atrito interno de 38°. Nesse sentido, a maior parte dos trabalhos apresentou coincidência de áreas instáveis com valores de ângulos de atrito semelhantes aos encontrados para a Bacia do Guaxinduba.

Fig. 5.18: (A) Mapa de Ângulo de Atrito Interno (ϕ) [°]; **(B)** destaque da área espacializada. Apesar da menor FD, as classes 31° e 33° e 34° e 35° foram as mais instáveis.

Fig. 5.19: Índices FD; CC e PE - Ângulo de Atrito Interno. Nota-se maior FD nas classes 33° e 34° e 35° e 36°, porém maior CC e PE nas classes 31° e 33° e 34° e 35°.

Fig. 5.20: Ângulo de Atrito Interno (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D).

5.4.4 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA

Por fim, com relação ao parâmetro Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) [m/s] (Fig. 5.21) as classes $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s e $1,0 \times 10^{-9}$ m/s e $1,0 \times 10^{-10}$ m/s apresentaram a maior FD com 30% cada uma; seguidas de 20% nas classes $1,0 \times 10^{-5}$ m/s e $1,0 \times 10^{-6}$ m/s e $1,0 \times 10^{-7}$ m/s e $1,0 \times 10^{-8}$ m/s (Fig. 5.22). A classe $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s, uma das mais frequentes, foi também a que apresentou os maiores valores de CC e PE, respectivamente, 40% e 6%, tendo sido a mais instável (Fig. 5.22).

Correlacionando-se à condutividade hidráulica com a topografia da bacia, verificou-se que o intervalo mais instável ($1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s) capturou cicatrizes em encostas com ângulos $<30^\circ$, côncavas e com valores intermediários de área de contribuição (Fig. 5.23). Embora os valores de condutividade hidráulica tenham sido relativamente homogêneos, foi possível verificar algumas descontinuidades hidráulicas manifestadas principalmente nas variações granulométricas da bacia, bem como nas mudanças de porosidade, ou seja, uma possível relação entre a granulometria e a K_{sat} .

Iverson (2000), por exemplo, verificou maiores instabilidades em solos argilosos com valores de condutividade hidráulica correspondente a $5,0 \times 10^{-8}$ m/s e em solos arenosos $5,0 \times 10^{-5}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s, ou seja, superiores aos resultados desta pesquisa. No caso da Bacia do Guaxinduba, observam-se solos em sua maioria silto-arenosos e arenoso-siltosos, havendo incidência menor de perfis com matriz argilosa e franco-siltoso (FERREIRA, 2013).

Resultados muitos semelhantes foram encontrados em vários trabalhos que avaliaram a influência da condutividade hidráulica na distribuição de escorregamentos na região da Serra do Mar indicando a eficácia da espacialização da condutividade hidráulica para a Bacia do Guaxinduba. Por exemplo, Carvalho (1989) em Cubatão/SP ($1,0 \times 10^{-5}$ m/s e $1,0 \times 10^{-8}$ m/s); Campos et al. (1992) na cidade do Rio de Janeiro/RJ ($1,0 \times 10^{-5}$ m/s e $1,0 \times 10^{-7}$ m/s); Vieira e Fernandes (2004) também no Rio de Janeiro ($1,0 \times 10^{-4}$ m/s e $1,0 \times 10^{-7}$ m/s) e Mendes (2008) em Ubatuba/SP ($1,0 \times 10^{-5}$ m/s e $1,0 \times 10^{-7}$ m/s).

Em outras áreas, também foram encontrados resultados semelhantes ao desta pesquisa. Por exemplo, Campos et al. (1997) e Benessiuti e Bernardes (2011) verificaram um aumento da K_{sat} com o aumento da porosidade; encontrando valores de K_{sat} com maior instabilidade em solos coluvionares e residuais migmatitos com $1,0 \times 10^{-4}$ m/s. Este mesmo valor foi encontrado por Silva et al. (2002) estudando solos coluvionares sobre rochas graníticas-gnáissicas e por Avelar e Coelho Neto (1992) neste mesmo tipo de solo. Abramento e Pinto (1993) e Lacerda (2002) verificaram instabilidade em solos coluvionares com valores de K_{sat} entre $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-5}$ m/s.

Já Escobar et al. (2012) verificou áreas de maior instabilidade em valores inferiores ao desta pesquisa (aproximadamente $0,03^{-3}$ m/s e $0,08^{-4}$ m/s), concluindo que houve uma descontinuidade hidráulica com grande influência nos escorregamentos da área, devido ao acúmulo de água em eventos pluviométricos intensos.

Fig. 5.21: (A) Mapa de Condutividade Hidráulica Saturada Vertical (K_s) [m/s]; (B) destaque da área especializada. Observa-se maior frequência nas classes $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s e $1,0 \times 10^{-9}$ m/s e $1,0 \times 10^{-10}$ m/s.

Fig. 5.22: Índices FD; CC e PE - Condutividade Hidráulica Saturada Vertical. Nota-se maior instabilidade na classe $1,0 \times 10^{-3}$ m/s e $1,0 \times 10^{-4}$ m/s.

Fig. 5.23: Condutividade Hidráulica Saturada (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da encosta (C) e Área de Contribuição (D).

A espacialização dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos do solo acima apresentados [*coesão, densidade, espessura, ângulo de atrito e condutividade hidráulica*] foram fundamentais para a geração do mapa de suscetibilidade a escorregamentos do cenário C. Dessa forma, em uma análise conjunta entre todos os parâmetros, dividiu-se a área espacializada da bacia em três grandes quadrantes para uma melhor compreensão geotécnica e hidrológica e sua influência na geração do Cenário C: quadrante A (área norte do trecho espacializado); quadrante B (área central do trecho espacializado) e quadrante C (área sul do trecho espacializado), conforme se pode observar na Tab. 5.1 e na Fig. 5.24; podendo-se afirmar que a área do quadrante A possui características geotécnicas e hidrológicas mais suscetíveis para a ocorrência de escorregamentos, especialmente pelos baixos valores de coesão, de espessura, de ângulo de atrito e de condutividade hidráulica.

Tab. 5.1: Comparação dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos espacializados conforme os quadrantes A, B e C (Fig. 5.24).

Parâmetros	Quadrante A	Quadrante B	Quadrante C
Coesão (c) [kPa]	0 e 3	0 e 9	6 e 12
Densidade (ρ_s) [kg/m ³]	14 e 17	16 e 20	19 e 22
Espessura (Z_{max}) [m]	3 e 3,5	3 e 5	4,5 e 5
Ângulo de atrito (ϕ) [°]	31 e 34	33 e 36	34 e 36
Cond. hydr. saturada vert. (K_s) [m/s]	$1,0 \times 10^{-3}$ e $1,0 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-5}$ e $1,0 \times 10^{-6}$ $1,0 \times 10^{-7}$ e $1,0 \times 10^{-8}$	$1,0 \times 10^{-7}$ e $1,0 \times 10^{-8}$ $1,0 \times 10^{-9}$ e $1,0 \times 10^{-10}$

Fig. 5.24: Comparação dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos espacializados: quadrante A ao norte; quadrante B ao centro e quadrante C ao sul.

5.5 CENÁRIO C

No cenário C (Fig. 5.25), o uso de parâmetros espacializados provocou mudanças significativas no mapa de suscetibilidade, principalmente quanto à FD das categorias do FS. Ocorreu um aumento considerável no percentual de áreas estáveis na classe 1,2 e 1,5 (única classe estável prevista) com 52% (Fig. 5.26). As classes instáveis apresentaram 48% (Fig. 5.26).

Entretanto, com relação à CC, as classes instáveis apresentaram 90% e as classes estáveis apenas 10% (Fig. 5.26). Consequentemente, no PE observou-se a mesma tendência, de modo que as classes instáveis ($FS < 1$) apresentaram 16% e as classes estáveis somente 2% (Fig. 5.26). Destaca-se que a classe de maior instabilidade apresentou uma FD de apenas 20%, porém os maiores percentuais de CC e PE, respectivamente 60% e 10%, confirmando a eficácia deste mapa de suscetibilidade.

Adicionalmente, este cenário apresentou 20% de *áreas instáveis sem cicatrizes* e 10% de *áreas estáveis com cicatrizes*; valores relativamente pouco elevados e que podem confirmar na avaliação da acurácia do modelo.

A distribuição espacial das classes instáveis ocorreu, principalmente, nas subbacias localizadas a noroeste (mais atingida), a oeste e a sudoeste, em locais topográficos esperados para a ocorrência de escorregamentos, isto é, nas encostas mais íngremes ($>30^\circ$); com formas côncavas e convexas e com valores altos de área de contribuição (Fig. 5.27).

Considerando que o FS é extremamente dependente do ângulo da encosta (θ), também foi possível perceber uma maior sensibilidade do MDT na definição das classes instáveis, de maneira que, estas áreas coincidiram com as feições mais íngremes do relevo, hipsometricamente mais elevadas e, consequentemente, mais suscetíveis (Fig. 5.28). As áreas estáveis, por sua vez, localizaram-se de forma predominante nas áreas mais suaves e menos propícias a ocorrência de escorregamentos.

Fig. 5.25: (A) Mapa de suscetibilidade gerado pelo modelo TRIGRS (cenário C) a partir de parâmetros espacializados; **(B)** Destaque da área espacializada.

Fig. 5.26: Índices FD; CC e PE - Cenário C. Apesar da maior FD na classe 1,2 e 1,5, a classe de maior instabilidade apresentou a maior CC e o maior PE.

Fig. 5.27: Cenário C (A); Parâmetros Topográficos de Ângulo da Encosta (B); Forma da Encosta (C) e Área de Contribuição (D).

Fig. 5.28: Relação entre o mapa de suscetibilidade do cenário C **(A)** e do MDT utilizado **(B)**. Observa-se uma influência topográfica do MDT na definição das áreas instáveis (formas íngremes e concavidades).

No controle das propriedades geotécnicas e hidrológicas na distribuição das áreas instáveis, considerando a subbacia a noroeste, proporcionalmente mais instável em área, verificou-se a ocorrência de valores baixos de coesão, entre 0kPa e 3kPa, com densidades entre 14kg/m³ e 17kg/m³; menores espessuras, entre 3m e 3,5m; ângulos de atrito entre 31° e 34° e com os menores valores de condutividade hidráulica (Fig. 5.29). Situação semelhante se verificou a nordeste da bacia, onde também há presença de cicatriz e as mesmas condições topográficas, geotécnicas e hidrológicas. Embora a norte da bacia (prevista como estável) ocorra uma situação geotécnica semelhante a verificada nas áreas a noroeste e a nordeste, ratifica-se a sensibilidade do modelo quanto à topografia, uma vez que, nas áreas a norte ocorrem feições topográficas mais suaves.

Assim como os resultados do cenário C, em muitos trabalhos da literatura, ocorrem altos índices de coincidência na localização de cicatrizes com áreas instáveis previstas pelo TRIGRS quando se utilizam valores distribuídos. Por exemplo, Godt et al. (2006) obtiveram 90% de coincidência entre as cicatrizes e as áreas instáveis do modelo, portanto, o mesmo valor obtido neste trabalho.

Baum et al. (2005) espacializaram os parâmetros espessura do solo (variação entre 0,5m e 7,5m); altura inicial do lençol freático (entre 0,5m e 2m); condutividade hidráulica saturada (entre $1,0 \times 10^{-5}$ m/s e $5,0 \times 10^{-5}$ m/s) e taxa de infiltração inicial (entre $1,0 \times 10^{-4}$ m²/s e $5,0 \times 10^{-5}$ m²/s), porém para o ângulo de atrito e a coesão foram utilizados valores constantes para toda a área de estudo ($33,6^\circ$ e 4kPa respectivamente). Os autores verificaram índices superiores a 80% de coincidência entre as áreas previstas como instáveis pelo modelo e a localização das cicatrizes.

Mais recentemente, Raia et al. (2014) espacializaram os parâmetros coesão do solo, entre 2,5kPa e 75kPa; ângulo de atrito interno, entre 10° e 35° ; densidade do solo, entre 11kg/m³ e 22kg/m³; difusidade hidráulica, entre $4,7 \times 10^{-3}$ m²/s e $8,3 \times 10^{-6}$ m²/s e condutividade hidráulica saturada com variação entre $1,0 \times 10^{-4}$ m/s e $1,0 \times 10^{-6}$ m/s. Tais autores observaram que as áreas com FS<1 apresentaram a menor frequência, controlada principalmente pela alta variação de coesão do solo (houve valores de coesão muito altos, diminuindo a quantidade das classes instáveis). Entretanto, cerca de 50% das cicatrizes de escorregamentos coincidiram com as áreas previstas como instáveis pelo modelo.

Fig. 5.29: Cenário C (A); Parâmetros Geotécnicos e Hidrológicos de Coesão (B); Densidade (C); Espessura (D); Ângulo de Atrito (E) e Condutividade Hidráulica (F).

5.6 VARIAÇÃO DO FS CONFORME A PROFUNDIDADE DO SOLO

Os resultados apontaram uma superfície de ruptura entre 2,00m e 2,50m devido ao $FS \leq 1$ (Fig. 5.30). Correlacionando-se este intervalo de profundidade de uma provável superfície de ruptura com os parâmetros de entrada do TRIGRS, sobretudo com a condutividade hidráulica (k_s) e com os parâmetros de resistência ao cisalhamento (c' e ϕ) nas cicatrizes analisadas *in situ* observa-se, que nas três cicatrizes a profundidade mais próxima de análise destes parâmetros equivale a 2,0m.

Nesta profundidade, observa-se para C1, $c' = 1,19\text{kPa}$; $\phi = 31,9^\circ$ e $k_s = 10^{-4} \text{ m/s}$; para C2, $c' = 11,05\text{kPa}$; $\phi = 36,9^\circ$ e $k_s = 10^{-5} \text{ m/s}$ e, para C3, $c' = 0\text{kPa}$; $\phi = 33,5^\circ$ e $k_s = 10^{-5} \text{ m/s}$ (Tab. 5.2) (GOMES, 2012; FERREIRA, 2013).

Fig. 5.30: Variação do Fator de Segurança conforme a profundidade do solo (TRIGRS).

Tab. 5.2: Parâmetros de entrada do TRIGRS (k_s ; c' e ϕ) em diferentes profundidades. Em vermelho, destacam-se as profundidades mais próximas de 2,25 (possível superfície de ruptura).

Cicatriz	Profundidade (m)	c' (kPa)*	ϕ (°)*	k_s (m/s)*
01	0,50	0,00	29,1	10^{-4}
	2,00	1,19	31,9	10^{-4}
02	0,50	2,16	25,8	10^{-6}
	2,00	11,05	36,8	10^{-5}
03	0,50	0,00	36,7	10^{-5}
	2,00	0,00	33,5	10^{-5}

*Fonte dos dados: GOMES (2012) e FERREIRA (2013).

Com relação à granulometria dos solos nas cicatrizes (Fig.5.31), Ferreira (2013) encontrou um aumento do percentual de silte e argila até aproximadamente 1m de profundidade e uma diminuição subsequente. No entanto, a fração argila apresenta baixa atividade ou inatividade; tendo a partir de 2,0m, ou seja, próximo da superfície de ruptura encontrada, uma predominância de areia (~80%) (FERREIRA, 2013).

Em outros trabalhos, que também avaliaram escorregamentos rasos na Serra do Mar (WOLLE e CARVALHO, 1989; CAMPOS et al., 1992 e MENDES, 2008), verificou-se que os planos de ruptura estavam localizados entre 1,50m e 2,0m, acima da superfície potencial de ruptura identificada nesta pesquisa. Wolle e Carvalho (1989), por exemplo, afirmaram que as rupturas na Serra de Cubatão em 1985 ocorreram no contato entre o solo coluvionar e o saprolítico.

A superfície de ruptura entre 1,50m e 2,0m de profundidade também foi verificada em trabalhos que avaliaram escorregamentos em solos de alteração de gnaisses, que apresentam maior espessura de solo residual, decorrentes da grande alternância climática entre períodos mais úmidos e mais secos e, normalmente, textura areno-argilosa e argilo-arenosa (ex. WAKATSUKI et al., 2005; BENESSIUTI e BERNARDES, 2011).

Pinheiro et al. (2012) avaliaram a estabilidade de uma encosta localizada na área urbana de Santa Cruz do Sul (RS) e identificam uma superfície de ruptura entre 3m e 6m, cujo FS atingiu valores muito baixos, inferiores a 1, associados a ângulos de atrito entre 28° e 29° e coesão entre 0kPa e 6,5kPa. Segundo os autores, a superfície de ruptura ocorreu no contato entre o solo coluvionar de espessura variável e siltitos próximos de uma trinca de tração observada em campo.

Fig. 5.31: Variação granulométrica ao longo da profundidade na C1; C2 e C3. Fonte: VIEIRA et al. (no prelo).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A maior parte das pesquisas que já utilizaram o modelo TRIGRS, utilizaram 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. Nesse contexto, acredita-se que esta pesquisa pôde contribuir para o avanço do uso de modelos matemáticos aplicados à escorregamentos rasos, ao associar o uso destes modelos e o levantamento *in situ* das propriedades geotécnicas e hidrológicas.

A partir da hipótese desta pesquisa foi possível verificar que o uso de dados geotécnicos e hidrológicos coletados *in situ* forneceu resultados melhores e mais representativos, pois o cenário A, entre todos os três, foi o que mais elevou a presença de classes instáveis, principalmente a classe 0,4 e 0,8. 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. Assim, 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.

Os resultados desta pesquisa 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, em que a mudança de 1kPa para 4kPa provocou mudanças significativas entre os cenários A e B. Adicionalmente, os valores distribuídos utilizados no cenário C aumentaram o percentual de classes estáveis, entretanto, para melhor avaliar a sensibilidade do modelo utilizando ou não valores distribuídos, seria necessário uma espacialização destes parâmetros em toda a bacia hidrográfica. No entanto, particularmente no caso da Serra do Mar, ainda existe uma grande dificuldade de acesso em muitas bacias hidrográficas; além de uma elevada variabilidade espacial pedológica, que dificultou este processo.

Nesse sentido, o tempo e os custos elevados, as dificuldade de acesso, a elevada variabilidade espacial pedológica e a falta de dados secundários em escala de detalhe caracterizaram as principais dificuldades desta pesquisa.

Os resultados evidenciaram o papel importante das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo e também dos parâmetros topográficos na definição de áreas instáveis; especialmente o ângulo da encosta e a área de contribuição. Aos parâmetros topográficos, foram observadas maiores instabilidades em ângulos da encosta $>20^\circ$; com formas retilíneas e côncavas e em classes intermediárias de área de contribuição (entre $1,81\text{m}^2$ a $2,30\text{m}^2$).

Geotecnicamente, foram observadas importantes relações entre a instabilidade e os valores de coesão do solo; especialmente entre os valores de 0kPa a 6kPa. Aos demais parâmetros, observou-se maior suscetibilidade nas áreas com densidade entre 17kg/m^3 e 18kg/m^3 ; espessuras de 3m; ângulos de atrito interno entre 31° e 35° e K_{sat} entre $1,0 \times 10^{-3}\text{m/s}$ e $1,0 \times 10^{-4}\text{m/s}$.

O objetivo principal foi alcançado, assim como os específicos, com exceção do segundo objetivo que devido ao número reduzido de cicatrizes não foi possível realizar o mapeamento para toda a área de estudo; o que poderia ter facilitado a comparação entre os cenários A, B e C. Porém, a *krigagem* apresentou-se como um bom interpolador de dados podendo ser utilizada para uma completa espacialização dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos.

Ressalta-se também a importância da identificação da superfície de ruptura dos escorregamentos usando o modelo TRIGRS, pois tais valores podem ajudar no planejamento de um futuro monitoramento hidrológico e geotécnico em tempo real, sobretudo para identificar a localização mais precisa dos instrumentos, como sensores de umidade, por exemplo.

Os métodos aplicados foram satisfatórios, destacando-se as validações utilizadas, principalmente nos mapas de suscetibilidade, por meio dos índices percentuais Concentração de Cicatrizes (CC); Potencial de Escorregamentos (PE) e das áreas instáveis sem cicatrizes e estáveis com cicatrizes.

A presente pesquisa demonstrou que, em função dos resultados obtidos, o modelo TRIGRS e a espacialização de parâmetros geotécnicos e hidrológicos por meio da *krigagem*, podem ser utilizados pelo poder público, em suas diferentes esferas administrativas, motivados, principalmente, pela Lei Federal nº 12.608 para a definição de áreas de risco e para o planejamento do uso e ocupação do solo (ex. construção de moradias e de estradas, práticas florestais, entre outros).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMENTO, M.; SOUZA PINTO, C. (1993). **Resistência ao cisalhamento de solo coluvionar não saturado das encostas da Serra do Mar**. Solos e Rochas, v.16, n.3, p.145-158.
- ALMEIDA FILHO, G. S. de; FARIA GOUVEIA, M. I.; CANIL, K. (1999). **Mapa de Suscetibilidade à erosão no Estado de São Paulo, Brasil**. Projeto Orientações para o Combate a Erosão no Estado de São Paulo - Período 1985 a 1997. São Paulo. DAEE/IPT. 11p.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. (1998). **Origem e evolução da Serra do Mar**. Revista Brasileira de Geociências. 135-150 pp.
- AMARAL JUNIOR, A. F. (2007). **Mapeamento Geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de massa gravitacionais: Costa Verde – RJ – Escala 1:10.000**. Dissertação (Mestrado em Engenharia). Escola de Engenharia de São Carlos; Universidade de São Paulo, São Carlos. 191p.
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (1978). **The role of topography in controlling throughflow generation**. Earth surface processes and landforms (3), pp. 331-344.
- ARQUIVO PÚBLICO DO MUNICÍPIO DE CARAGUATATUBA (1998). **Arquivo Público do Município de Caraguatatuba "Arino Sant'Ana de Barros"**. Fundação Educacional e Cultural de Caraguatatuba – Fundacc.
- AUGUSTO FILHO, O. (1992). **Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica**. In: 1ª. Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas (COBRAE). Rio de Janeiro. p. 721-733.
- AUGUSTO FILHO, O.; VIRGÍLI, J.C. (1998). **Estabilidade de taludes**. In: OLIVEIRA, A.M. dos S. e BRITO, S.N.A. de. (org). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE-CNPq- FAPESP. p.243-269.

• AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. (1992). **Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo**. In Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - 1º COBRAE, Rio de Janeiro: 709-719.

• AVELAR, A.S.; LACERDA, W.A. (1997). **Causas iniciais do movimento de massa da encosta do Soberbo, Rio de Janeiro, Brasil**. In: 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas. Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.2, p.709-719.

• BASTOS, C.A.B.; SCHIMITT, L.A.; VASCONCELLOS, S.M.; RABASSA, C.M.; SOUZA, E.W. (2008). **Propriedades geotécnicas de um solo arenoso fino lateríticos de barreira litorânea na Planície Costeira Sul do Rio Grande do Sul**. Teoria e Prática na Engenharia Civil, n.12, p.59-67.

• BAUM R.L.; HARP E.L.; HULTMAN W.A. (2000). **Map showing recent and historic landslide activity on coastal bluffs of Puget Sound between Shilshole Bay and Everett, Washington. U.S.** Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2346, <http://pubs.usgs.gov/mf/2000/mf-2346/>.

• BAUM, R. L.; COE, J. A.; GODT, J. W.; HARP, E. L.; REID, M. E.; SAVAGE, W. Z.; SHULZ, W. H.; BRIEN, D. L.; CHLEBORAD, A. F.; MACKENNA, J. P.; MICHEL, J. A. (2005). **Regional Landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA**. Landslides 2: 266-279.

• 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.

• BENESSIUTI, M.F.; BERNARDES, G.P. (2011). **Retro-análise de dois taludes de solo residual de biotita-gnaiss considerando a variação do grau de saturação do solo**. In: VII Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados. Anais...Pirenópolis: 403-410.

- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. (1979). **A physically based, variable contributing area model of basin hydrology.** Bulletin of Hydrological Sciences, v.24, n.1. p. 43-69.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. (1996). **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Florianópolis: Ed. Da UFSC, v. 2. 875 p.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. (1965). **Considerações a respeito dos terraços Fluviais, rampas de Colúvio e Várzeas.** Bol. Paran. Geogr. (16/17): 153-195, jul.
- BISANTI, B.; MOLNAR, P.; BURLANDO, P. (2005). **Predicting rainfall triggered soil slips: a case study in the Emmental Region (Switzerland).** In: 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zurich.
- BRADY, N. C. (1989). **Natureza e propriedade dos solos.** Rio de Janeiro: Freitas Brastos, 878 pp.
- BRASIL (2012). **Lei Federal nº 12.608, de 10 de abril de 2012.** Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil - PNPDEC; dispõe sobre o Sistema Nacional de Proteção e Defesa Civil - SINPDEC e o Conselho Nacional de Proteção e Defesa Civil - CONPDEC; autoriza a criação de sistema de informações e monitoramento de desastres; altera as Leis nos 12.340, de 1º de dezembro de 2010, 10.257, de 10 de julho de 2001, 6.766, de 19 de dezembro de 1979, 8.239, de 04 de outubro de 1991, e 9.394, de 20 de dezembro de 1996; e dá outras providências. Brasília, 10 de abril de 2012; 191º da Independência e 124º da República.
- BURROUGH, P.A.; MCDONNELL, R.A. (1998). **Principles of Geographical Information Systems.** 2nd Edition. Oxford: Oxford University Press, 333p.
- CAIXETA, R.M.; ROLLO, R.T.; STURARO, J.R. (2013). **A geoestatística na espacialização do coeficiente de permeabilidade em solos: experimentação de técnicas de krigagem e simulação.** Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental (RBGEA), Volume 3, nº 1, pp. 81-91.

- CALCATERRA, D.; DE RISO, R.; DI MARTIRE, D. (2004). **Assessing shallow debris slide hazard in the Agnano Plain (Naples, Italy) using SINMAP, a physically based slope stability model.** Proc. 9th Intern. Symp. On Landslides. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro, pp. 177-183.

- CAMARGO, E. C. G.; FELGUEIRAS, C. A.; MONTEIRO, A. (2001). **A Importância da Modelagem da Anisotropia na Distribuição Espacial de Varáveis Ambientais Utilizando Procedimentos Geoestatísticos.** In: X Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Foz do Iguaçu – PR. p. 395 – 402. Cd-Rom.

- CAMPOS, J. L. E.; VARGAS E. A. J.; CAMPOS, T. M. P. (1992). **Avaliação de campo da permeabilidade não-saturada de solos em encostas.** In Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - 1º COBRAE, Rio de Janeiro: 371-382.

- CAMPOS, J.F. (2000). **Santo Antônio de Caraguatatuba – Memória e Tradições de um Povo.** Caraguatatuba: Fundacc, 468p.

- CAMPOS, T.M.P.; VARGAS, Jr.E.A.; AMARAL, C.; DELL AVANZI, E. (1997). **Instabilization fator of the residual soil slope in Nova Friburgo, Rio de Janeiro.** In: 2ª Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas (COBRAE). Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v. 3, p. 967-976.

- CANTÓN, Y.; DEL BARRIO, G.; SOLÉ-BENET, A.; LARAZO, R. (2004). **Topographic controls on the spatial distribution of ground cover in the Tabernas badlands of SE Spain.** Catena, 55, p. 341-365.

- CAPUTO, H. P. (1998). **Mecânica dos solos e suas aplicações.** Rio de Janeiro: LTC, 234 pp.

- CARVALHO, C. S. (1989). **Estudo da Infiltração em Encostas de Solos Insaturados na Serra do Mar.** Dissertação de mestrado. USP, São Paulo, pp. 140.

- CARVALHO, C. S.; MACEDO, E. S.; OGURA, A. T. (2007). **Mapeamento de riscos em encostas e margem de rios.** Brasília: Ministério das Cidades e Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 176 p.

- CASADEI, M.; DIETRICH, W.E.; MILLER, N.L. (2003). **Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes.** Earth Surface Processes and Landforms (28), pp. 925-950.
- CATANI, F.; SEGONI, S.; FALORNI, G. (2010). **An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale.** Water Resources Research, V. 46, 15p.
- CERVI, F.; BERTI, M.; BORGATTI, L.; RONCHETTI, F.; MANENTI, F.; CORSINI, A. (2010). **Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy).** Landslides, Online First. doi: 10.1007/s10346-010-0207-y.
- CHIEN-YUAN, C.; TIEN-CHIEN, C.; FAN-CHIEH, Y.; SHENG-CHI, L. (2005). **Analysis of time -varying rainfall infiltration induced landslide.** Enviromental Geology 48: 466-479.
- CHLEBORAD, A.F.; SCHUSTER, R.L. (1998). **Ground failure associated with the Puget Sound region earthquakes of April 13, 1949, and April 29, 1965.** In: Rogers, A.M., Walsh, T.J., Kockelman, W.J., Priest, G.R. (Eds.), Assessing earthquake hazards and reducing risk in the pacific northwest: US Geological Survey Professional Paper.
- CHORLEY, R. J. (1975). **Modelos em geomorfologia.** In CHORLEY, R. J.; HAGGET, P. Modelos físicos e de informação em Geografia. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos; São Paulo: Edusp, 60 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1999). **Modelagem de Sistemas Ambientais.** Ed. Edgard Blucher Ltda, São Paulo, p. 3-42.
- 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 (30). p. 461-477.

- COE, J.A.; MICHAEL, J.A.; CROVELLI, R.A.; SAVAGE, W.Z.; LAPRADE, W.T.; NASHEM, W.D. (2004). **Probabilistic assessment of precipitation-triggered landslides using historical records of landslides occurrence.** Seattle, Washington. Environmental & Engineering Geoscience X (2), 103–112.
- COELHO NETO, A.L. (2003). **Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural.** Revista Brasileira de Geomorfologia, Ano 4, Nº 2, 69-100.
- COLÂNGELO, A. C. (1995). **Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertente.** Revista do Departamento de Geografia, USP, 9, p. 13-20.
- COLLINS, B D.; ZNIDARCIC, M. (2004). **Stability analysis of rainfall induced landslides.** J. Geotech. Geoenviron. Eng. 130(4):362-372.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM (2003). **Zoneamento Geoambiental da Região de Irauçuba – CE.** Texto explicativo. Carta Geoambiental. Fortaleza: CPRM. Serviço Geológico do Brasil.
- CONTI, J, B. (1975). **Circulação secundária e efeito orográfico na gênese das chuvas na região nordeste paulista.** IGEOG-USP. Tese de Doutorado (Série Teses e Monografias), 82 p.
- COSTA NUNES, A. J. (1969). **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, p. 547–554.
- CREPANI, E.; MEDEIROS, J.S.; FILHO, P.H.; FLORENZANO, T.G.; DUARTE, V.; BARBOSA, C.C. (2001). **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento Territorial.** São José dos Campos: INPE. 124p.

•CROSTA, G. B.; FRATTINI, P. (2003). **Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall**. Natural Hazards and Earth System Sciences 3: 81-93.

•CRUZ, O. (1974). **A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba: contribuição à geomorfologia litorânea**. São Paulo. (Série teses e monografias, n. 11). Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geografia - Universidade de São Paulo, 181p.

•DE PLOEY Y.; CRUZ, O. (1979). **Landslides in the Serra do Mar**, Brazil. Catena, 111 -122p.

•DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS DE RODAGEM – DNER (1996). **Manual de implantação básica de rodovia**. 2ª ed. Rio de Janeiro, 169 p.

•DIAS, L. S. O. (2006). **Identificação de áreas suscetíveis a deslizamento de terra utilizando Sistema de Informações Geográficas**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental Urbana) – Universidade Federal da Bahia.

•DIAS, V.C. (2014). **Análise da influência dos parâmetros morfológicos e morfométricos na geração de corridas de detritos em Caraguatatuba (SP)**. Iniciação Científica. (Graduando em Geografia) - Universidade de São Paulo; Departamento de Geografia, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo.

•DIEMER, F.; RAMBO, D; SPECHT, L. P.; POZZOBON, C. E. (2008). **Propriedades geotécnicas do solo residual de basalto da região de Ijuí, RS**. Teoria e Prática na Engenharia Civil, n.12, p.25-36, Outubro, 2008.

•DIETRICH, W. E.; REISS, R.; HSU, M. L.; MONTGOMERY, D.R. (1995). **A Process-Base Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data**. Hydrol. Process., 9: 383-400.

•DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R.; MCKEAN, J. (1993). **Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model**. Journal of Geology 3: 161-180.

•DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J; RENEAU, S. L. (1986). **Hollows, colluvion and lanslides in soil-mantled landscapes.** In m. Abraha, A.D and A. a. Unwin (eds),Winchester, pp. 361-388.

•DIETRICH, W. E.; WILSON, C. T.; MONTGOMERY, D. R.; MCKEAN, J.; BAUER, R. (1992). **Erosion thresholds and land surface morphology.** Geology (20). p. 675-679.

•DIETRICH, W. E; DUNNE, T. (1978). **Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain.** 29: 191-206.

•DIETRICH, W.; MONTGOMERY, D. (1998). **SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential.** National Council oh the Paper Industry for Air and Astream Improvement, 29pp.

•EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S/A – EMPLASA (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; UNIDADE DE CARTOGRAFIA - UCA (Contrato de Licença de uso CLU Nº 049/14).

•ESCOBAR, F.; PROTASIO, F.N.M.; PORTOCARRERO, H.; DE CAMPOS, T.M.P. (2012). **Estudos Geotécnicos para Caracterização de Solos nas Cicatrizes de Dois Escorregamentos no Distrito de Conquista: Nova Friburgo/RJ.** In: Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, 2012, Porto de Galinhas. COBRAMSEG.

•FERNANDES DA SILVA, P.C.; MENDES, R.M.; NERY, T.D.; SILVA, I.C. (2008). **Regionalização de parâmetros geotécnicos na definição de perfis de alteração em solos tropicais.** In: Congresso Luso-Brasileiro de Geotecnia, 4º, Coimbra, Portugal, Abril 2008, SPG/ABMS. Anais..., CD-ROM: 8p.

•FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. (1996). **Movimentos de massa: uma abordagem Geológico-Geomorfológica.** In: CUNHA, A. J. T. G. S. B.. Rio de Janeiro: Geomorfologia e Meio Ambiente. P. 123-194.

• 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, v.55, n.2. p. 163-181.

• FERNANDES, N.F.; COELHO NETTO, A.L.; LACERDA, W.A. (1994). **Subsurface Hydrology of Layered Colluvium Mantles in Unchannelled Valleys – Southeastern Brazil**. Earth Surface Processes and Landforms (19), pp. 609-626.

• FERNANDES, N.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. (2001). **Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis**. Revista Brasileira de Geomorfologia, Volume 2, Número 1. p. 51-71.

• FERREIRA, S. F. (2013). **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, São Paulo, 2013.

• FIORI, A. P.; CARMIGNANI L. (2009). **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. 2. Ed. Curitiba: Ed. UFPR, 604p.

• FONSECA, A.P.; SILVA, T.R.M.; LACERDA, W.A.; SANTOS, R.M. (2002). **Resistência ao cisalhamento de solos coluvionares de diferentes idades**. XII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica. São Paulo, v.1, p.499-505.

• FRATTINI, P.; CROSTA, G. B.; FUSI, N.; NEGRO, P.D. (2004). **Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment**. Engenring Geology 73: 277-295.

• FREEZY, R. A.; CHERRY, J. A. (1979). **Groundwater**. Englewood Cliffs. Prentice Hall, 604 pp.

- FREITAS, N. C. (2004). **Estudos dos Movimentos de um Colúvio no Sudoeste Brasileiro**. Tese de Mestrado, Depto. Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 106p.

- FÚLFARO, V J.; PONÇANO, W.L. (1976). **Recent Tectonic features in the Serra do Mar Region. State of São Paulo, Brazil and its importance to engineering geology**. 2nd Congress of the Int. Assoc. of Engineering Geology. Proceedings, vol. 1, p.II-7.1-II7.7. São Paulo.

- FUTAI, M. M.; SUZUKI, S. (2010). **Estudo de Retenção de Água e Infiltração em Solos Tropicais Coluvionares e Residuais**. Symposium (Recife), v. 14, p. 23-47, 2010.

- GALSTER, R.W.; LAPRADE, W.T. (1991). **Geology of the Seattle, Washington, United States of America**. Bulletin of the Association of Engineering Geologists 18 (3), 235–302.

- GAO, J. (1993). **Indentification of Topographic Settings Conductive to Landsliding from Nelson County, Virginia, U.S.A**. Earth Surface Processes and Landforms: 579-591p.

- GODT, J. W.; BAUM, R. L; CHLEBORAD, A. F. (2006). **Rainfall Characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, EUA**. Earth Surface Process Landforms 31: 97-110.

- GOMES, M. C. V. (2012). **Análise da influência da condutividade hidráulica saturada dos solos nos escorregamentos rasos na bacia do rio Guaxinduba (SP)**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

- GOMES, M.C.V.; VIEIRA, B.C. (no prelo). **Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil**. Zeitschrift für Geomorphologie.

- GOMES, R.A.T. (2006). **Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 102 p.

•GRAMANI, M. F. (2001). **Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos ("Debris Flows") no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais**. Dissertação de Mestrado. USP, São Paulo, pp. 372.

•GRUPO DE PESQUISA MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS (2010). **Projeto: Aplicação de geotecnologias na orientação no uso da terra com base nos impactos das mudanças climáticas globais: sub-bacias hidroclógicas do Estado de São Paulo e do Estado do Rio de Janeiro**. Disponível em: <http://www.bv.fapesp.br/pt/auxilios/45453/aplicacao-de-geotecnologias-naorientacao-do-uso-da-terra-com-base-nos-impactos-das-mudancas-climatic/>. Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente, São Paulo, SP.

•GUERRA, P.A.G. (1988). **Geoestatística operacional**. Brasília: Ministério das Minas e Energia/ Departamento de Produção Mineral. 145p.

•GUIDICINI, G.; IWASA, O. W. (1976). **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. Simp. Landslides and other mass movements. IAEG-IPT, S. Paulo, Publ. 1080 p.

•GUIDICINI, G.; NIEBLE, C.M. (1984). **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo: Edgard Blücher. 196p.

•GUIMARÃES, R. F. (2000). **Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. UFRJ, Rio de Janeiro, pp. 150.

•GUIMARÃES, R. F.; VIEIRA, B. C.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F. (1998). **Avaliação Estatística de Parâmetros Fito-Morfológicos nas Cicatrizes dos Movimentos de Massa da Bacia do Rio Quitite, Jacarepaguá (RJ)**. In XL Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte/MG: 417.

• GUIMARÃES, R.F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; FERNANDES, N.F.; GOMES, R. A.T.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. (2003). **Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro**. Engineering Geology, v. 69, Issues 1–2, pp. 99–108.

• GUZZETI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. (1999). **Landslides hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy**. Geomorphology 31: 181-216.

• HANEBERG, W. C. (2004). **A rational probabilistic method for spatially distributed landslide hazard assessment**. Environmental e Engineering Geoscience 10: 23-47.

• INFANTI, N. J.; FORNASARI, N. F. (1998). **Processos de Dinâmica Superficial**. In: OLIVEIRA, A. M. dos S. & BRITO, S. N. A. de. (org). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE-CNPq- FAPESP. p. 131-152.

• INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE (2012). **Censo 2010**. Disponível em: <http://censo2010.ibge.gov.br/resultados>. Último acesso em: julho/2015.

• INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT (1994). **Carta Geotécnica do Estado de São Paulo**. Escala 1:500.000. São Paulo. (Publicação, 2089). Vol I e II., 22 p.

• INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT (1986). **Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na Serra do Mar afetadas por poluição na área de Cubatão**. São Paulo, Relatório n° 24.293.

• ISAACS, E. H.; SRIVASTAVA, R.M. (1989). **An Introduction to Applied Geostatistics**. NY: Oxford University Press, Inc.

• IVERSON, R. M. (2000). **Landslide triggering by rain infiltration**. Water Resources Research (36). p. 1897-1910.

• IWAMA, A. Y.; BATISTELLA, M.; FERREIRA, L. C. (2014). **Riscos geotécnicos e vulnerabilidade social em zonas costeiras: desigualdades e mudanças climáticas**. Ambiente & Sociedade, v. 4, p. 251-274.

• JAKOB, A.A.E. (2002). **A Krigagem como Método de Análise de Dados Demográficos**. In: XIII Encontro da Associação Brasileira de Estudos Populacionais, Ouro Preto, Minas Gerais. 21p.

• JESUS, A. C.; MIRANDA, S. B.; DIAS, L. S.; BRITO JÚNIOR, J. A.; BURGOS, P. C.; CAMPOS, L. E. P. (2005). **Contribuição para o Zoneamento das Áreas com Características Geotécnicas Semelhantes da Cidade de Salvador Visando Aplicações em Mapeamento de Risco**. In: COBRAE - IV Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Taludes. Salvador – Bahia. p. 17 – 25.

• JORNAL FOLHA DE SÃO PAULO (1967). **Agora, mortos e lama**. Banco de Dados Folha. Folha de São Paulo, terça-feira, 21 de março de 1967.

• KEIM, R. F.; SKAUGSET, A. E. (2003). **Modelling effects of forest canopies on slope stability**. Hydrological Processes 17: 1457-1467.

• KIN, D.; IMA, S.; LEE, C.; WOOC, C. (2013). **Modeling the contribution of trees to shallow landslide development in a steep, forested watershed**. Ecological Engineering. In press.

• KIRKBY, M. (1994). **Thresholds and instability in stream head hollows: a model of magnitude and frequency for wash processes**. In: KIRKBY, M. (Ed.). Process Models and Theoretical Geomorphology. Wiley, Chichester, 293-314p.

• KRUMBEIN, W.C.; GRAYBILL, F.A. (1965). **An Introduction to Statistical Models in Geology**. New York, 475p.

• LACERDA, W. (2004). **The behavior of colluvial slopes in tropical environment**. In: Landslides: Evaluation and Stabilization, Vol 2, Proceedings of Ninth International Symposium Landslides pp.1315-1342.

- LACERDA, W. A.; SANDRONI, S. (1985). **Movimentos de massas coluviais**. In Mesa Redonda sobre Aspectos Geotécnicos de Encostas. Clube de Engenharia, Rio de Janeiro: 1-19.
- LACERDA, W.A. (2002). **Comportamento geotécnico de massas coluviais**. III Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul. GEOSUL. Joinville. ABMS, p.219-231.
- LAMBE, T.W.; WHITMAN, R.V. (1974). **Mecânica de suelos**. México: Editorial Limusa S.A. 584p.
- LANDIM, P. M. B. (2004). **Análise Estatística de Dados Geológicos**. Editora UNESP, São Paulo, 226 p.
- LANDIM, P.M.B. (2000). **Análise estatística de dados geológicos multivariados**. Lab. Geomatemática, DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, 128p. Disponível em: www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html. Último acesso em julho/2015.
- LIBARDI, P. L. (2005). **Dinâmica da água no solo**. Ed. da Universidade de São Paulo: São Paulo, 335 pp.
- LISTO, F.L.R.; VIEIRA, B. C. (2012). **Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. Geomorphology**. Volumes 169–170, 1 October 2012, Pages 30–44.
- LOPES, E. S. S. (2006). **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) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 302p.
- MACIEL, A.O. (2011). **Aplicações: Mapeamento Móvel utilizando tecnologia LIDAR**. In: Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.5455.
- MANZZIONE, R. L. (2002). **Variabilidade Espacial de Atributos Químicos do Solo de Araguari – MG**. Dissertação de Mestrado em Agronomia. UNESP. São Paulo. 155p.

- MARANGON, M. (2004). **Proposição de Estruturas Típicas de Pavimentos para Região de Minas Gerais utilizando Solos Lateríticos Locais a partir da Pedologia, Classificação MCT e Resiliência.** Tese de Doutorado. Programa de Engenharia Civil. COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro/RJ.

- MASSAD, F. (2010). **Obras de Terra.** São Paulo: Oficina de Textos, 216 pp.

- MATHERON, G. (1962). **Traite de Geostatistique Appliquee.** V. 1, Paris: Editions Technip.

- MEIS, M. R. M.; COELHO NETTO, A. L.; MOURA, J. R. S. (1985). **As descontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e de erosão acelerada.** In Simpósio Nacional de Controle à Erosão. ABGE, Maringá-PR: 179-189.

- MENDES, R. M. (2008). **Estudo das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP).** Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Escola Politécnica da USP.

- MICHEL, G.P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R.F. (2014). **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.

- MONTEIRO, C. A. F. (1973). **A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo: estudo em forma de Atlas.** Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 130 pp.

- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W.E. (1989). **Source areas, drainage density and channel initiation.** Water Resources Research 25: 1907-1918.

- MONTGOMERY, D. R.; SULLIVAN, K.; GREENBERG, M. H. (1998). **Regional test of a model for shallow landsliding.** Hydrol. Process. 12, 943-955.

- MONTGOMERY, D. R.; WRINGHT, R. H; BOOTH, T. (1991). **Debris Flows Hazard Mitigation for Colluvium-Filled Swales.** Bulletin of the Association of Engineering Geologists XXVIII: 303-323.

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

- MOORE, I. D.; O'LOUGHLIN, E. M; BURCH, G. J. (1998). **A Counter-Based Topographic Model for Hydrological and Ecological Applications**. Earth Surface and Processes and Landforms, v. 13, p.305-320.

- MORGENSTERN, N. R.; SANGREY, D. A. (1978). **Methods of Stability Analysis**. In: SCHURTER, R.L. e KRIZEK, R.J. (Eds.). Landslides: Analysis and Controls. Washington, D.C. NAS-NRC. p. 155-171.

- MOURA, J.R.S.; MEIS, M.R.M. (1986). **Contribuição a Estratigrafia do Quaternário Superior no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul- Bananal (SP)**. Anais Acad. Bras. Ciências, 58, p. 89-102.

- NERY, T. D. (2011). **Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na Bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. Dissertação – Mestrado em Geografia Física. Universidade de São Paulo. 2011.

- NERY, T. D.; VIEIRA, B. C. (2014). **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. 74, p. 369-378.

- NOGAMI, J. S; VILLIBOR, D. F. (1995). **Pavimentação de Baixo Custo com Solos Lateríticos**. São Paulo: Villibor, 213p.

- OKIDA, R. (1996). **Técnicas de sensoriamento remoto como subsídio ao zoneamento de áreas sujeitas a movimentos gravitacionais de massa e a inundações**. São José dos Campos. (INPE-6343-TDI/595). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 125p.

- O'LOUGHLIN, E. M. (1986). **Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis**. Water Resources Research, v. 22, p.794-804.

•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.

•PELLEGATTI, C. H. G. (2008). **A análise de eventos sazonais de precipitação no eixo Anchieta - Imigrantes da Serra do Mar - SP**. In: 1º Simpósio de Pós-Graduação em Geografia do Estado de São Paulo - SIMPGEO-SP, Rio Claro-SP, p. 262-272.

•PELLEGATTI, C.H.G.; GALVANI, E (2010). **Avaliação da precipitação na Serra do Mar-SP em eventos de diferentes intensidades e duração**. GEOUSP: Espaço e Tempo, v. 27, p. 147-158.

•PINHEIRO, R.J.B.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D. (1997). **A study on the residual shear strength of two unstable slope in the state of Rio Grande do Sul**. In: 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas. Rio de Janeiro, Anais: ABMS/ABGE, p. 443-452.

•PINHEIRO, R.J.B.; NUMMER, A.V.; BRESSANI, L.A. (2012). **Análise da instabilidade de uma encosta localizada na área urbana em Santa Cruz do Sul, RS**. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 31, n. 2, p. 159-174

•POPESCU, S. C. (2002). **Estimating Plot-Level Forest Biophysical Parameters Using Small-Footprint Airbone Lidar Measurements**. Blacksburg, Virginia, 115f. Tese (Doutorado em Floresta) – Department of Forestry, Virginia Tech.

•PREFEITURA MUNICIPAL DE CARAGUATATUBA (2011). **Projeto Retratos da História**. Disponível em: www.caraguatatuba.sp.gov.br. Último acesso em julho/2015.

•PREFEITURA MUNICIPAL DE CARAGUATATUBA (2012). **Catástrofe de 1967**. Disponível em: <http://www.portal.caraguatatuba.sp.gov.br/>. Último acesso em julho/2015.

•RABACO, L. M. L. (2005). **Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa numa Faixa de Dutos**. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, pp. 162.

- RAFAELLI, S.G.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. M. (2001). **A comparison of thematic of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin.** Journal of Hydrology (244). p. 33-42.
- RAI, S.; ALVIOLI, M.; ROSSI, M.; BAUM, R. L.; GODT, J. W.; GUZZETTI, F. (2014). **Improving predictive power of physically based rainfall-induced shallow landslide models: a probabilistic approach.** Geosci. Model Dev., 7, 495-514, doi:10.5194/gmd-7-495-2014.
- RAMOS, H.A.A. (2012). **Avaliação da suscetibilidade aos escorregamentos translacionais rasos a partir do modelo SHALSTAB na bacia do Rio Guaxinduba em Caraguatatuba (SP).** Trabalho de Graduação Individual (Monografia) – Universidade de São Paulo, Departamento de Geografia, 79p.
- RAMOS, V. M.; GUIMARÃES, R. F.; REDIVO, A. L.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F.; CARVALHO FILHO, O. A. (2002). **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 (5), 49-57.
- REDIVO, A. L.; RAMOS, V. M.; GUIMARÃES, R. F.; JÚNIOR, O. A. D. C.; GOMES, R.A.T. (2004). **Determinação de áreas susceptíveis a escorregamentos na BR 256 no município de Ouro Preto-MG.** Ciência e Natura (26), 31-46.
- REINERT, D.J.; REICHERT, J.M. (2006). **Coluna de areia para medir a retenção de água no solo: protótipos e teste.** Ciência Rural, v.36, n.6, p.1931-1935, 2006.
- RENEAU, S.L.; DIETRICH, W.E.; WILSON, C.J.; ROGER, D. (1984). **Colluvial deposits and associated landslide on the northern San Francisco Bay area, California, USA.** In: IV International Symposium on Landslides, Toronto, Canada, pp. 425-430.
- RIZZINI, C. T. (1997). **Tratado de fitogeografia do Brasil: aspectos ecológicos, sociobiológicos e florísticos.** 2 ed. Rio de Janeiro. Âmbito Cultural Edições.

- ROCHA, M.M.; LOURENÇO, D.A.; LEITE, C.B.B. (2007). **Aplicação de Krigagem com Correção do Efeito de Suavização em Dados de Potenciometria da Cidade de Pereira Barreto – SP.** Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 7, n. 2, p. 37-48.

- ROSS, J. L. S. (1991). **Geomorfologia Ambiente e Planejamento.** 2ª ed. São Paulo: Contexto, 1991.

- ROSS, J. L. S. (1994). **Análise Empírica da Fragilidade dos Ambientes Naturais e Antropizados.** Revista do Departamento de Geografia, n. 8, São Paulo: FFLCH/USP.

- ROSS, J. L. S. (1996). **Geomorfologia Aplicada aos Eias-Rimas.** In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (org). Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 3 ed. p. 291 – 336.

- SALCIARINI, D.; GODT, J. W.; SAVAGE, W. Z.; BAUM, R. L.; CONVERSINI, P. (2008). **Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA.** Engineering Geology 102 (2008) 227–237.

- SALCIARINI, D.; GODT, J. W.; SAVAGE, W. Z.; CONVERSINI, P.; BAUM, R. L.; MICHAEL, J. A. (2006). **Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Regional of Central Italy.** Landslides 3: 181-194.

- SALOMÃO, F. X. T. (1999). **Controle e prevenção dos processos erosivos.** In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Ed.) Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 7, p. 229-268.

- SANTINI, M.; GRIMALDI, S.; NARDI, F.; PETROSELLI, A.; RULLI, M.C. (2009). **Pre-processing algorithms and landslide modelling on remotely sensed DEMs.** Geomorphology (113), pp. 110-125.

- SANTOS, A. R. (2004). **A grande barreira da Serra do Mar: da trilha dos Tupiniquis à Rodovia dos Imigrantes.** São Paulo: O Nome da Rosa, 122 pp.

- SAVAGE W.; GODT, J.; BAUM R. (2004). **Modeling time-dependent areal slope stability**. In: Landslides: Evaluation and Stabilization, Vol 1, Proceedings of Ninth International Symposium Landslides, p.23-33.
- SELBY, M. J. (1993). **Hillslope: materials & processes**. New York. Publisher: Oxford University Press. USA. 2 editions. 480 p.
- SHAW, S.; JOHNSON, D. (1995). **Slope Morphology Model Derived from Digital Elevation Data**. In Proceedings, 1995, NW Arc/Info Users Conference. <http://www.krisweb.com/biblio/biblio.html>, Coeur d'Alene, ID: 12.
- SIDLE, R.C.; OCHIAI, H. (2006). **Landslides: Processes, Prediction and Land Use**. American Geophysical Union. Book Series: Water Resources Monograph. Doi: 10.1029/WM018.
- SIDLE, R.C.; PEARCE, A.J.; O'LOUGHLIN, C.L. (1985). **Hillslope stability and land use**. Washington: American Geophysical Union, 140p.
- SIEIRA, A. C. C. F.; SILVA, M. A.; NETO, L. B. (2010). **Previsão do risco de escorregamentos de taludes a partir de um modelo Fuzzy**. Mecânica Computacional, Vol XXIX, pp. 9511-9520.
- SILVA, T.R.M.; FONSECA, A.P.; LACERDA, W.A.; COSTA, R.B. (2002). **Permeabilidade e caracterização de solos coluvionares**. XII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica. São Paulo, v.1, p.477-486.
- SILVEIRA, C. T. (2005). **Estudo das unidades ecodinâmicas da paisagem na APA de Guaratuba/PR: Subsídios para o planejamento ambiental**. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba.
- SILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; SCHILIPACK, P.; DIAS, S.M. (2014). **Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar Paranaense apoiado na análise digital do relevo**. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.3-22.

• **SISTEMA INTEGRADO DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO – SIGRH; DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA – DAEE (2015). Banco de Dados Hidrológicos.** Disponível em: <http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/>. Último acesso em: julho/2015.

• **SOUZA PINTO, C.S. (2000). Curso básico de mecânica dos solos.** São Paulo: Oficina de Textos.

• **STERLACCHINI, S.; MASETI, M.; POLI, S. (2004). Spatial integration of thematic data for predictive landslide mapping: a case study from Oltrepo Pavese area, Italy.** In: *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Taylor and Francis Group, Rio de Janeiro: 109-115.

• **STURARO, J.R.; LANDIM, P.M.B. (1997). Indicator kringing for GIS's maps integration.** In: V Pawlowsky-Glahn (ed). *Proceedings of IAMG'S 97, CIMNE, Barcelona (2): 699-704.*

• **TABALIPA, N.L.; FIORI, A.P. (2012). Caracterização dos solos da bacia do Rio Ligeiro (PR) na estabilidade de taludes.** *Revista Brasileira de Geociências* 42(1): pp. 11-26.

• **TARBOTON, D.G. (1997). A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models.** *Water Resources Research*, v. 33, no. 2, p. 309-319.

• **TATIZANA, C.; OGURA, A.T.; CERRI, L.E.S; ROCHA, M.C.M. (1987). Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão.** In: *Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE.

• **TERLIEN, M T. J.; ASCH, T. W. J.; VAN WESTEN, C. J. (1995). Deterministic modeling in GIS-Based landslide hazard assessment.** In: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (Eds.): *Geographical information system in assessing hazards*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. p. 57-78.

- TERLIEN, M. T. J. (1997). **Hydrological landslides triggering in ash-covered slopes os Manizales (Colombia)**. Geomorphologym 20: 165-175.
- TERZAGUI, K. (1967). **Mecanismos dos escorregamentos de terra**. Publicado pela Revista da Escola Politécnica da USP. 41 p.
- TITARELLI, A.H.V. (1986). **A Serra do Mar**. Orientação, IGEOG. São Paulo, 86-93 pp.
- TRICART, J. (1977). **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro, FIBGE/SUPREN, 97p.
- VAN WESTEN, C. J. (1993). **Application of Geographic Information System to Landslide Hazard Zonation**. ITC Publication. Enscheda. The Netherlands. 245 p.
- VAN WESTEN, C. J. (2004). **Geo-information tools for landslide risk assessment: na overview of recent development**. Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 39-53.
- VARGAS J. E.; OLIVEIRA, A. R. B.; COSTA FILHO, L. M.; PRADO CAMPOS, L. E. (1986). **A Study of the Relationship Between the Stability of Slopes in Residual Soils and Rain Intensity In International Symposium on Environmental Geotechnology**. Envo Publishing, Leigh, U.S.A: 491-500.
- VARGAS, M. (1972). **Mecânica dos Solos**. São Paulo: Ed. da Universidade de São Paulo, 509 pp.
- VARNES, D. J. (1978). **Slope movement types and processes**. In S. KRIZEK (ed) Slope movement types and processes, Washington: pp. 11-33.
- VIEIRA, B. C. (2007). **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro. 193p.
- VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; AUGUSTO FILHO, O. (2010). **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.; N. F. FERNANDES. (2004). **Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity**. Hydrological Processes 18: 791-805.
- VIEIRA, B.C.; GOMES, M.C.V.; FERREIRA, F.S. (no prelo). **Propriedades físicas e hidrológicas dos solos e os escorregamentos rasos na Serra do Mar Paulista**. Revista Rae'ga.
- VIEIRA, S.R.; MILLETE, J.; TOPP, G.C.; REYNOLDS, W.D. (2002). **Handbook for geostatistical analysis of variability in soil and climate data**. In: ALVAREZ V., V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R.; BARROS, N.F.; MELLO, J.W.V. & COSTA, L.M., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. v.2, p.1-45.
- WAKATSUKI, T.; TANAKA, Y.; MATSUKURA, Y. (2005). **Soil slips on weathering-limited slopes underlain by coarse-grained granite of fine-grained gneiss near Seoul, Republic of Korea**. Catena, 60, 181-203 p.
- WOLLE, C. M. (1988). **Análise dos escorregamentos translacionais rasos numa região da Serra do Mar. Tese de Doutorado**. Escola Politécnica. USP, São Paulo, pp. 406.
- WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. (1989). **Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil**. Solos e Rochas: p.27-36.
- WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. (1994). **Taludes Naturais**. In: FALCONI, F.F.; JUNIOR, A. N. (Org). Solos do Litoral de São Paulo. São Paulo: ABMS, 180-203 p.
- WU, W.; SIDLE R. C. (1995). **A distributed slope stability model for steep forested basins**. Water Resources Research 31: 2097-2110.
- YAMAMOTO, J.K. (2000). **An alternative measure of the reliability of ordinary kriging estimates**. Mathematical Geology, v. 32, n. 4, p. 489-509.
- YAMAMOTO, J.K. (2001). **Avaliação e classificação de reservas minerais**. 1. Ed. (Org). São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 226p.

- ZAIDAN, R.T.; FERNANDES, N.F. (2009). **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 (10), pp. 57-76.
- ZARUBA, Q.; MENCIL, V. (1976). **Landslides and their control**. Amsterdam: Elsevier. 205 p.
- ZIZIOLI, D.; MEISINA, C.; VALENTINO, R.; MONTRASIO, L. (2013). **Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: a case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy**. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 559–573.