

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECNIA

THIAGO MACHADO DO PINHO

**Métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente de SIG na
elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo**

São Carlos – SP
2019

THIAGO MACHADO DO PINHO

Métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente de SIG na elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo

Versão Corrigida

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Pós Graduação em Geotecnia.

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Augusto Filho

São Carlos – SP
2019

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Prof. Dr. Sérgio Rodrigues Fontes da EESC/USP com os dados inseridos pelo(a) autor(a).

M654m Machado do Pinho, Thiago
Métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente de SIG na elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo / Thiago Machado do Pinho; orientador Oswaldo Augusto Filho. São Carlos, 2019.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Geotecnia -- Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2019.

1. Fator de Segurança. 2. Modelos Hidrogeológicos. 3. Talude Infinito. 4. SHALSTAB. 5. SINMAP. 6. TRIGRS. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Geólogo **THIAGO MACHADO DO PINHO**.

Título da dissertação: "Métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente de SIG na elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo".

Data da defesa: 28/06/2019.

Comissão Julgadora:

Resultado:

Prof. Associado **Oswaldo Augusto Filho**
(Orientador)
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Aprovado

Profa. Dra. **Bianca Carvalho Vieira**
(Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas/FFLCH-USP)

APROVADO -

Prof. Dr. **Masato Kobiyama**
(Universidade do Rio Grande do Sul/UFRGS)

Aprovado

Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Geotecnia:
Profa. Associada **Valéria Guimarães Silvestre Rodrigues**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Titular **Murilo Araujo Romero**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todo o suporte e inspiração.

Aos meus pais e irmã pela força, amor incondicional e refúgio.

Ao meu orientador Prof. Dr. Oswaldo Augusto Filho, pela oportunidade que me foi dada, pela paciência e apoio durante todas as etapas dessa pesquisa.

Aos técnicos do Departamento de Geotecnia, em especial, agradeço ao Oscar e ao José Luiz por todo o suporte e ensinamentos ofertados, assim como os técnicos administrativos Álvaro, Maristela e Neiva por toda a ajuda e gentileza durante esta caminhada.

À funcionária Damiana pelo zelo e pelas conversas na hora do café.

Aos professores do Departamento de Geotecnia, em especial, aos professores Orêncio Villar e Rogério Ribeiro.

Aos amigos de São Carlos, Giulia Coltro, Rogério Araújo, João Antônio Curtis, Evelyn Sabino, Malcom Bispo, Cahio Eiras e Maiuly Gomes por me aturarem por tanto tempo.

Aos amigos de longa data, João Lucas Dias, Fabiano Seabra, Elisa Fontelles, Natalia Machado e Francisco Neto por sempre acreditarem em meu potencial.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de mestrado concedida e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.

À Escola de Engenharia de São Carlos, pela oportunidade de realização deste curso de mestrado.

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro e a todos os professores que contribuíram para minha formação acadêmica.

RESUMO

PINHO, Thiago Machado. **Métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente de SIG na elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo.** 2019. 239 f. Qualificação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2018.

A pesquisa investiga a eficiência da utilização dos métodos de análise de estabilidade determinísticos talude infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) para a previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos de solo. A área estudada, com 16,9km², apresenta centenas de cicatrizes de deslizamentos de solo deflagrados por chuvas intensas ocorridas nos dias 12 e 13 de janeiro de 2014 na divisa entre os municípios de Itaóca e Apiaí (extremo sudeste de SP), região da Serra do Mar. O estudo compreende três etapas principais: 1) Inventário e caracterização dos escorregamentos da área de estudo com mapas temáticos dos condicionantes geológicos, geotécnicos e hidrológicos necessários para utilização dos métodos de análises de estabilidade investigados; 2) Análise da relação entre esses condicionantes e a distribuição dos escorregamentos na área de estudo e 3) Análise da eficiência dos quatro métodos de análise de estabilidade investigados na previsão das áreas escorregadas. As simulações efetuadas contaram com diferentes cenários relacionados à consideração ou não da chuva, às condições hidrogeológicas do terreno e às profundidades das superfícies de ruptura dos solos presentes na área de pesquisa. A eficiência dos métodos foi definida com base em índices de acerto calculados a partir das relações entre as áreas previstas e as realmente escorregadas. Os métodos investigados apresentam eficiências muito semelhantes na previsão de áreas escorregadas na condição não saturada (sem chuva) e saturada (sem chuva e com formação de um N.A.). Nestes cenários, o método do talude infinito apresenta a vantagem de possuir um modelo físico-matemático simples, permitindo um melhor controle das variáveis envolvidas nas simulações. Em contrapartida, os melhores resultados nas simulações considerando a precipitação associada ao evento investigado são encontrados no método TRIGRS. Como principal vantagem, este método possui maior versatilidade em relação às condições de contorno simuladas, destacando-se o período de duração do evento pluviométrico, as condições iniciais de infiltração e a presença de uma camada impermeável na base do solo analisado. Esta versatilidade do TRIGRS não se faz presente nos demais métodos, incluindo aqueles que possuem modelos hidrológicos associados, como o SINMAP e o SHALSTAB. Por outro lado, o método TRIGRS demanda um maior número de parâmetros de entrada. As incoerências relacionadas às profundidades de ruptura dos deslizamentos encontradas nestas simulações e o descrito em trabalhos anteriores na Serra do Mar, incluindo os dados obtidos nos levantamentos de campo realizados no presente estudo, apontam para a limitação de se considerar uma profundidade única de superfície de ruptura. Esta limitação exerce ainda impacto direto nos índices de eficiência aplicados. A pesquisa realizada produziu resultados esclarecedores sobre os modelos físico-matemáticos, as condições de contorno e as limitações de cada um dos métodos investigados. Estes resultados reforçam a necessidade da definição adequada dos mecanismos e da dinâmica dos processos de instabilização investigados, de modo que os resultados obtidos nas simulações e nos mapas de suscetibilidade sejam confiáveis e realísticos.

Palavras-chave: Fator de Segurança. Modelos Hidrogeológicos. Talude Infinito. SHALSTAB. SINMAP. TRIGRS.

ABSTRACT

PINHO, Thiago Machado. **Deterministic stability methods in GIS environments applied to the development of shallow landslide susceptibility maps**. 2019. 239 f. Qualificação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2018.

This research study investigates the application of the deterministic stability methods Infinite Slope, SHALSTAB, SINMAP, and TRIGRS in Geographic Information Systems (GIS) environments in predicting the susceptibility of areas at risk for shallow landslides. The studied area of 16.9 km² presents hundreds of landslides scars triggered by intense rainfall precipitation that occurred between the municipalities of Itaóca and Apiaí, which are located southeast of São Paulo, Brazil in the Serra do Mar range from January 12-13, 2014. The study is composed of three main phases: 1) Inventory and characterization of the landslides that occurred in the researched area through thematic maps presenting the geological, geotechnical, and hydrological constraints required for the investigated methods; 2) Analysis of the relationship between these constraints and the distribution of landslides in the researched area, and 3) Analysis of efficiency in each of the four methods investigated in the prediction of soil rupture surfaces. The simulations were differentiated by distinct scenarios related to the rainfall intensity, the hydrogeological conditions of the terrain, and the depths of the rupture planes in the research area. The model calibration was calculated through indexes evaluating the spatial coincidence between simulated unstable areas and the areas that actually had landslides scars. The investigated methods presents very similar results in the prediction of unstable areas in the unsaturated and saturated conditions. In these scenarios, the Infinite Slope method has the advantage of having a simple physico-mathematical model, allowing for a better control of the variables involved in the simulations. In contrast, the best results considering the precipitation intensity were found in the TRIGRS method. As a main advantage, this method is more versatile when defining the simulated conditions, emphasizing the duration of the pluviometric event, the initial infiltration condition, and the presence of an impermeable layer at the base of the analyzed soil. This versatility of TRIGRS is not present in other methods, including those with associated hydrological models such as SINMAP and SHALSTAB. Despite this advantage, the TRIGRS method demands a greater number of input parameters. The inconsistencies related to the depths of rupture found in these simulations and those described in previous studies in Serra do Mar, including the data obtained in the field surveys carried out in the present study, indicate the limitation of considering a single depth of rupture surface. This limitation also has a direct impact on the model calibration. Finally, the gathered research produced unprecedented results on the physical-mathematical models and the limitations of each of the methods investigated. These results reinforce the need to adequately define the mechanisms and dynamics of the instability processes investigated, so that the results obtained in the simulations and susceptibility maps are reliable and realistic.

Keywords: Factor of Safety. Hydrogeological Models. Infinite Slope. SHALSTAB. SINMAP. TRIGRS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Principais evidências do movimento de massa do tipo rastejo.	38
Figura 2 - Tipologia dos escorregamentos.	39
Figura 3 - Esquema representativo do movimento de massa do tipo queda de blocos.	40
Figura 4 - Esquema representativo do processo de corrida	41
Figura 5 - Possíveis direções de fluxo conforme método D8, onde: 1 corresponde a leste (E), 2 corresponde a sudeste (SE), 4 corresponde a sul (S), 8 corresponde a sudoeste (SW), 16 corresponde a oeste (W), 32 corresponde a noroeste (NW), 64 corresponde a norte (N) e 128 corresponde a nordeste (NE).	59
Figura 6 - Exemplificação de azimute e atitude.	60
Figura 7 - Formas de relevo oriundas da combinação das vistas em planta e em perfil.	62
Figura 8 - Direções utilizadas na determinação do aspecto. Onde 0° corresponde a Norte (N), 45° corresponde a NE, 90° corresponde a leste (E), 135° corresponde a sudeste (SE), 180° corresponde a sul (S), 225° corresponde a sudoeste (SW), 270° corresponde a oeste (W) e 315° corresponde a noroeste (NW).	62
Figura 9 - Condições consideradas na equação de talude infinito. Destacam-se as forças de empuxo lateral (U_a) as quais, devido ao fato de serem de igual intensidade e sentidos opostos, anulam-se.	64
Figura 10 - Exemplo de utilização da ferramenta <i>Raster Calculator</i> no cálculo do método do Talude Infinito.	67
Figura 11 - Representação da área de contribuição segundo modelo hidrológico proposto. ..	69
Figura 12- Parâmetros geomecânicos necessários para a utilização do método SHALSTAB.	72
Figura 13 – Parâmetros de entrada necessários à utilização do modelo SINMAP.	75
Figura 14 – Representação do Índice de estabilidade (SI) em termos de declividade adimensional ($\tan\alpha$) e área de contribuição (m^2).	77
Figura 15 - Gráfico mostrando exemplo de modelos de Gardner (1958). O modelo foi ajustado para dados de retenção de água no solo em material coluvionar oriundo de depósitos glaciais. Parâmetros de Gardner utilizados: $\alpha = 3.5$; $\theta_s = 0.41$ e $\theta_r = 0.05$	82
Figura 16 – Áreas utilizadas na definição dos índices de acerto (I_A) e índice de erro (I_E).	91
Figura 17 – Rotina Rosetta Lite, presente no software Hydrus 1D. Atentar para os 5 módulos de interpolação permitidos no modelo.	101
Figura 18 - Área de estudo.	106
Figura 19 – Foto das cicatrizes ocorridas na região de estudo, tirada em setembro de 2018. Fotografia tirada a norte do Rio Palmital. Vista para sul (unidades de metarenito e calcário). UTM: 22S 718507, 7282828	107

Figura 20 –Precipitações médias mensais na estação F5 -019 (1960-2016).	108
Figura 21 - Mapa geológico regional da área de estudo.	109
Figura 22 – Base cartográfica digital da área de estudo.	114
Figura 23 – Imagem aérea da área de estudo da época dos eventos generalizados.	115
Figura 24 – Mapa de cicatrizes (terço superior).	116
Figura 25 - Mapa hipsométrico da área de estudo.	118
Figura 26 - Distribuição das classes altimétricas em termos de área percentual.	119
Figura 27 – Mapa de declividades da área de estudo.....	120
Figura 28 - Distribuição das classes de declividade em termos de área percentual.	121
Figura 29 – Mapa de curvatura das encostas na região de estudo.	123
Figura 30 - Distribuição das classes de curvatura das encostas em termos de área percentual.	124
Figura 31 – Mapa de sentido de mergulho das encostas da área de estudo.	125
Figura 32 - Distribuição das classes referentes ao sentido de mergulho da encosta em termos de área percentual.	126
Figura 33 – Mapa litológico da área de estudo	127
Figura 34 - Distribuição dos litotipos em termos de área percentual.	128
Figura 35 – Mapa de uso e cobertura da região estudada.	129
Figura 36 - Distribuição dos tipos de uso e cobertura em termos de área percentual.....	130
Figura 37 – Mapa pluviométrico regional com valores acumulados entre os dias 10 a 13 de janeiro de 2014.....	132
Figura 38 - Distribuição dos percentuais de CC e PE para as classes altimétricas.....	134
Figura 39 - Distribuição dos percentuais de CC e PE para as classes de declividade.	135
Figura 40 - Distribuição dos percentuais de CC e PE em relação às classes de curvatura das encosta.....	136
Figura 41 - Distribuição dos percentuais de CC e PE em relação ao sentido de mergulho da encosta.....	137
Figura 42 - Distribuição dos percentuais de CC e PE para as classes litológicas.....	138
Figura 43 – Mapa de pontos.....	140
Figura 44 - Foto de talude de corte expondo o perfil de alteração dos filitos (Fm. Gorutuba), próximo à cidade de Apiaí. UTM: 22S 715779 7280934.....	141
Figura 45 - Foto de talude de corte expondo o perfil de alteração do granito do Maciço Itaóca. UTM: 22S 720521, 7278326.	142

Figura 46 – Foto de cicatriz de um escorregamento raso de solo nos filitos (Fm. Gorutuba). Presença de material coluvionar e elevado grau de saturação em canal de drenagem não perene (canto inferior esquerdo da foto). UTM: 22S 718778, 7282789.....	143
Figura 47 – Foto de cicatrizes de deslizamentos nos granitos (Maciço Itaóca). UTM: 22S 720898, 7278803.....	144
Figura 48 – Foto de cicatriz no solo residual maduro de granito com amostragem. UTM: 22S 720942, 7278791.....	144
Figura 49 – Foto de cicatriz no solo residual maduro dos metarenitos com amostragem (Fm. Serra da Boa Vista). UTM: 22S 730247, 7286315.....	145
Figura 50 – Retirada de um bloco indeformado de solo residual maduro de metarenito, ponto P17. UTM 22S 715579, 7280514.	146
Figura 51 - Mapa de suscetibilidade obtido com a simulação sem chuva e sem N.A. para z = 1,5m (Talude Infinito).....	152
Figura 52 – CC e PE segundo método do Talude Infinito para diferentes profundidades de ruptura nos solos residuais de granito e filito.	154
Figura 53 - Mapas de suscetibilidade gerados nas simulações sem chuva e sem N.A. para z = 1,5m no solo residual de filito.....	159
Figura 54 – Mapas de suscetibilidade gerados nas simulações sem chuva e sem N.A. para z = 1,5m no solo residual de granito.	160
Figura 55 – Índice CC para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito.....	164
Figura 56 – Índice PE para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito.....	165
Figura 57 – Índice CC para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito.	166
Figura 58 – Índice PE para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito.	167
Figura 59 – Mapa com as profundidades de ruptura obtidas pelo método TRIGRS (simulação sem chuva e sem N.A.).	173
Figura 60 - Mapa de suscetibilidade obtido pelos métodos do Talude Infinito e TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m no filito. Considerou-se a formação de um N.A 20% acima da espessura da camada de solo residual.	177
Figura 61 - Mapa de suscetibilidade obtido pelos métodos do Talude Infinito e TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m no granito. Considerou-se a formação de um N.A 20% acima da espessura da camada de solo residual.	178
Figura 62 – Índices de CC e PE para o solo residual de filito nas simulações sem chuva e com N.A.....	180

Figura 63 – Índices de CC e PE para o solo residual de granito nas simulações sem chuva e com N.A.....	181
Figura 64 - Mapa de suscetibilidade no solo residual de filito obtido pelos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS para espessura do solo de 1,5m, considerando a precipitação média ocorrida em um dia na região estudada.	187
Figura 65 - Mapa de suscetibilidade no solo residual de granito obtido pelos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS para espessura do solo de 1,5m, considerando a precipitação média ocorrida em um dia na região estudada.	188
Figura 66 – Índices CC obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de filito.	191
Figura 67 - Índices PE obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de filito.	192
Figura 68 - Índices CC obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito.....	193
Figura 69 - Índices PE obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito.....	194
Figura 70 - Mapa de suscetibilidade obtido pelo método TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m, considerando uma precipitação acumulada em 4 dias.	199
Figura 71 – CC e PE no solo residual de filito e de granito, utilizando o método TRIGRS e considerando uma precipitação acumulada de 4 dias.	201
Figura 72 - Mapa de suscetibilidade da simulação com chuva de 210mm/2h e z =1,5m (TRIGRS).....	210
Figura 73 - CC versus FS na simulação com chuva de 210mm/2h nos granitos.....	211
Figura 74 – PE versus FS na simulação com chuva de 210mm/2h nos granitos.....	212

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Tendência de inversão do FS a partir de altas declividades.....	66
Tabela 2 - Declividade versus altimetria.	121
Tabela 3 - Valores de precipitação obtidos em postos próximos a área de estudo.....	131
Tabela 4 – Valores médios de chuva acumulada entre os dias 10/01 e 13/01 por litotipo da área de estudo.....	133
Tabela 5 – Porcentagens granulométricas dos solos amostrados. Onde SRM corresponde a Solo Residual Maduro e SRJ corresponde ao Solo Residual Jovem.	147
Tabela 6 – Classificação granulométrica dos solos amostrados.	147
Tabela 7 – Índices físicos dos solos amostrados. Onde ρ_{nat} , ρ_d e ρ_{sat} equivalem, respectivamente, a massa específica dos solos em seu estado natural, seco e saturado (g/cm^3); ρ_s equivale a massa específica dos sólidos em g/cm^3 , w corresponde ao teor de umidade (%); n , e e S_r correspondem, respectivamente a porosidade, ao índice de vazios e ao grau de saturação do solo (adimensionais).	148
Tabela 8 - Parâmetros geotécnicos extraídos da literatura. Onde: c' equivale a coesão efetiva (kPa); ϕ equivale ao ângulo de atrito efetivo($^{\circ}$).....	149
Tabela 9 – Parâmetros hidrogeológicos utilizados na pesquisa. Onde K_s equivale a condutividade hidráulica (m/s); α_{gr} corresponde ao parâmetro de ajuste extraído de uma curva de retenção do solo (1/cm), θ_r corresponde a umidade volumétrica residual, θ_s corresponde a umidade volumétrica saturada e D_0 equivale a difusividade hidráulica (m^2/s).	150
Tabela 10 – Parâmetros utilizados na simulação inicial com o método do Talude Infinito. Destacam-se os valores de q (precipitação efetiva) iguais a 0.....	151
Tabela 11 – Área percentual dos fatores de segurança (FS) encontrados para diferentes simulações. Onde P.R. corresponde à profundidade de ruptura analisada.	153
Tabela 12 – Relação entre os índices de acerto e erro pelo método do Talude Infinito.	156
Tabela 13 – Parâmetros geomecânicos utilizados no método SHALSTAB.....	157
Tabela 14 –Parâmetros utilizados no método SINMAP. De modo a anular a abordagem probabilística do método, foram adotados valores únicos para os parâmetros C , ϕ' e T/R (T/q)	157
Tabela 15 – Parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos utilizados no método TRIGRS. Onde z^* corresponde à espessura do solo residual maduro, em metros.	157
Tabela 16 - Condições de contorno definidas na utilização método TRIGRS. Onde N.A corresponde à posição do nível d'água; q corresponde a intensidade pluviométrica; t_x corresponde aos intervalos de tempo nos quais os cálculos serão efetuados, n_z s corresponde ao número de incrementos verticais; m_{max} corresponde à condição basal infinita; n_{per} corresponde ao período do evento pluviométrico, partindo de 0s (Capt 1) até 86400s ou 1 dia (Capt 2).	158

Tabela 17 – Área percentual dos FS obtidos pela utilização dos métodos Talude Infinito, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito. Onde P.R equivale à profundidade de ruptura, à exceção do método TRIGRS.	161
Tabela 18 - Área percentual das classes de instabilidade obtidas pela utilização do método SHALSTAB sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito. Onde P.R equivale à profundidade de ruptura.	162
Tabela 19 - Área percentual dos FS obtidos pela utilização dos métodos Talude Infinito, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito. Onde P.R equivale à profundidade de ruptura, à exceção do método TRIGRS.	162
Tabela 20 - Área percentual das classes de instabilidade obtidas pela utilização do método SHALSTAB sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito. Onde P.R equivale à profundidade de ruptura.	162
Tabela 21 – Índices de acerto, erro e relação IA/IE obtidos nas simulações sem chuva e sem N.A no filito.	169
Tabela 22 - Índices de acerto, erro e relação IA/IE obtidos nas simulações sem chuva e sem N.A no granito.	169
Tabela 23 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS. Observar que devido à baixa inclinação, FS iguais a 10 são encontrados em todo o perfil.	174
Tabela 24 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS. Observar que os menores valores de FS são encontrados na profundidade mais elevada (1,5 m).	175
Tabela 25 - Parâmetros de entrada do método do Talude Infinito para simulações sem chuva e com N.A.	176
Tabela 26 – Condições de contorno utilizadas no método TRIGRS para simulações sem chuva e com N.A.	176
Tabela 27 - Áreas percentuais das classes de FS nas simulações sem chuva e com N.A no solo residual de filito.	179
Tabela 28 – Áreas percentuais das classes de FS nas simulações sem chuva e com N.A no solo residual de granito.	179
Tabela 29 - Índices de acerto, erro e relação IA/IE obtidos nas simulações sem chuva e com N.A no filito.	182
Tabela 30 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações sem chuva e com N.A no granito.	183
Tabela 31 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para 1,5m, considerando um N.A a 1,2 m de profundidade.	184
Tabela 32 – Precipitação acumulada e média diária, para os filitos e granitos.	185
Tabela 33 - Parâmetros utilizados no método SINMAP. De modo a anular a abordagem probabilística do método, foram adotados valores únicos para os parâmetros C, ϕ' e T/R (T/q).	185

Tabela 34 – Parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos utilizados no método TRIGRS. Onde z^* corresponde à espessura do solo residual maduro, em metros.	186
Tabela 35 - Condições de contorno definidas na utilização do método TRIGRS.	186
Tabela 36 – Áreas percentuais de terrenos instáveis ($FS < 1,0$) e estáveis ($FS > 1,0$) obtidas para simulações considerando a chuva no solo residual de filito.	189
Tabela 37 – Áreas percentuais de terrenos instáveis ($FS < 1,0$) e estáveis ($FS > 1,0$) obtidas para simulações considerando a chuva no solo residual de granito.	190
Tabela 38 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva no solo residual de filito.	196
Tabela 39 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva no solo residual de granito.	196
Tabela 40 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS no solo residual de filito para uma profundidade de 2,0m.	198
Tabela 41 – Áreas percentuais das classes de (FS) considerando uma precipitação acumulada em 4 dias.	200
Tabela 42 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva acumulada em 4 dias.	202
Tabela 43 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com profundidade de 1,0m.	203
Tabela 44 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 2,0m.	204
Tabela 45 – Áreas percentuais relativas a regiões instáveis e estáveis obtidas com o método TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito e uma condição basal impermeável.	205
Tabela 46 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 1,0m e uma condição basal impermeável.	206
Tabela 47 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 2,0m e uma condição basal impermeável.	206
Tabela 48 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 1,0m e uma condição basal impermeável.	207
Tabela 49 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 2,0m.	208
Tabela 50 - Cálculo do FS para duas diferentes espessuras pelo método TRIGRS. Onde: $c' = 2,1\text{kPa}$; $\phi' = 36,7^\circ$; $\alpha = 30,6^\circ$; $\gamma_w = 9,8\text{kN/m}^3$; $\gamma_s = 14,9\text{ kN/m}^3$ e $\Psi(z, t) = 0,740\text{kPa}$	209
Tabela 51 - Condições de contorno definidas na utilização método TRIGRS.	210

Tabela 52 – Áreas percentuais das classes de (FS) na simulação considerando uma precipitação de 210mm/2h.....	211
Tabela 53 – Índice de Acerto, de Erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva de 210 mm/2h (TRIGRS).	212
Tabela 54 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 1,0m, considerando uma precipitação de 210mm/2h.	213
Tabela 55 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 2,0m, considerando uma precipitação de 210mm/2h.	214

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa.	37
Quadro 2 - Principais agentes e causas de movimentos de encostas.	44
Quadro 3 - Características gerais dos métodos de zoneamento de perigo a escorregamentos.	50
Quadro 4 - Principais métodos de análise encontrados na literatura e categorização entre as classes direto/indireto e qualitativo/quantitativo.	50
Quadro 5 – Arquivos matriciais necessários à utilização do método do Talude Infinito.	67
Quadro 6 - Relação Log (q/t) com as classes de estabilidade do SHALSTAB.	71
Quadro 7 - Classes de estabilidade do SINMAP.	76
Quadro 8 – Principais parâmetros de entrada necessários à utilização dos métodos de análise determinísticos.	88
Quadro 9 – Condições de contorno modeladas no método TRIGRS.	89
Quadro 10 - Materiais utilizados na pesquisa.	93

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Área drenada por unidade de comprimento de contorno	m^2/m
A	Área de captação da bacia	m^2
b	Largura transversal da fatia/coluna	m
c	Coesão total	Pa
c_r	Coesão das raízes	Pa
c_s	Coesão associada ao solo	Pa
c'	Coesão efetiva	Pa
C	Coesão adimensional	-
D_0	Difusividade hidráulica saturada	m^2/s
e	Índice de vazios	-
g	Aceleração gravitacional	m/s^2
h	Altura da coluna d'água no solo	M
I_A	Índice de Acerto	%
I_E	Índice de Erro	%
I_z	Taxa média de infiltração, a longo prazo, na direção Z.	m/s
I_{NZ}	Fluxo de superfície de intensidade x para um intervalo de tempo n	m/s
I_{ZLT}	Fluxo de superfície inicial no estado estacionário	m/s
K_s	Condutividade hidráulica saturada	m/s
l	Comprimento da encosta	m
n	Porosidade	%
N	Total de intervalos da análise com o TRIGRS	-
q	Precipitação efetiva	m/s
r	Relação entre a densidade da água e do solo	-
S_r	Grau de saturação do solo	%
S_s	Armazenamento específico	-
t	Tempo	S
T	Transmissividade do solo	m^2/s
T/R	Razão entre a transmissividade do solo e a precipitação efetiva.	m
W^*	Peso do solo	N

w	Umidade	%
z	Profundidade vertical do solo	m
z_w	Distância vertical abaixo do lençol freático inicial	m
z_c	Profundidade crítica da superfície de ruptura	m
α	Ângulo de inclinação do talude	°
α_{gr}	Parâmetro de ajuste segundo Gardner (1958).	1/cm
Υ_n	Peso específico do solo	N/m ³
Υ_w	Peso específico da água	N/m ³
θ	Umidade volumétrica	%
θ_r	Umidade volumétrica residual	%
θ_s	Umidade volumétrica saturada	%
μ	Pressão neutra	Pa
ρ_d	Massa específica do solo seco	N/m ²
ρ_{nat}	Massa específica do solo	kg/cm ³
ρ_s	Massa específica dos sólidos	kg/cm ³
ρ_{sat}	Massa específica do solo saturado	kg/cm ³
ρ_w	Massa específica da água	kg/cm ³
σ	Tensão normal	Pa
τ	Tensão cisalhante	Pa
ϕ	Ângulo de atrito	°
χ	Parâmetro de ajuste da equação de Bishop	–
ψ	Carga de pressão	Pa

LISTA DE SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ANA	Agência Nacional das Águas
AGUASPARANÁ	Instituto das Águas do Paraná
CC	Concentração de Cicatrizes
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica
I _A	Índice de Acerto
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
I _E	Índice de Erro
IGC	Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo
IPT	Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo
MDT	Modelo Digital do Terreno
MMA	Ministério de Meio Ambiente
PE	Potencial de Escorregamento
SHALSTAB	Shallow Landsliding Stability Model
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SINMAP	Stability Index Mapping
TRIGRS	Transient Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional Slope Stability

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	27
1.1 Justificativa	31
2 OBJETIVOS.....	33
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
3.1 Classificação dos Movimentos de Encostas	35
3.2 Fatores Condicionantes dos Movimentos de Encostas	43
3.3 Métodos de Previsão dos Movimentos de Encostas	48
3.3.1 Mapeamento Geomorfológico	51
3.3.2 Análise Heurística	51
3.3.3 Análise de Inventário	52
3.3.4 Modelos Estatísticos	53
3.3.5 Modelos Determinísticos	54
3.4 Sistemas de informações geográficas SIG	55
3.4.1 Modelo Digital do Terreno (MDT).....	56
3.4.2 Modelo Hidrológico.....	58
3.4.3 Outras Ferramentas de Análise Espacial Aplicadas ao Estudo de Movimentos de Encostas	59
3.5 Métodos de Análise de Estabilidade em SIG.....	63
3.5.1 Talude Infinito	63
3.5.2 SHALSTAB.....	68
3.5.3 SINMAP	73
3.5.4 TRIGRS	78
3.5.5 Comparação dos Métodos em Relação aos Parâmetros de Entrada	87
3.6 Índices de Validação dos Métodos de Análise de Estabilidade.....	90
4 MATERIAIS E MÉTODOS	93
4.1 Planejamento.....	94
4.2 Revisão bibliográfica	94
4.3 Inventário	95
4.3.1 Levantamento de dados básicos.....	95
4.3.2 Elaboração de base cartográfica digital	95
4.3.3 Elaboração do modelo digital do terreno (MDT)	96
4.3.4 Seleção e Georreferenciamento das Imagens Aéreas	96
4.3.5 Elaboração dos mapas temáticos	97

4.3.6 Levantamentos de Campo.....	99
4.3.7 Realização de Ensaios Geotécnicos	100
4.4 Análise	100
4.4.1 Caracterização da Área com Relação aos Mapas Temáticos.....	100
4.4.2 Correlações entre a Distribuição Espacial dos Escorregamentos e Mapas Temáticos.	100
4.4.3 Integração dos Dados de Campo e Ensaios Geotécnicos.....	100
4.4.4 Definição dos Modelos de Escorregamento para as Simulações.....	101
4.4.5 Simulações com os Métodos de Análise de Estabilidade	102
4.5 Síntese	104
5 ÁREA DE ESTUDO	105
5.1 Aspectos Gerais	105
5.2 Características Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas	108
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	113
6.1 Base Cartográfica Digital, MDT e Imagens Aéreas	113
6.2 Área de Estudo com Base nos Mapas Temáticos	117
6.2.1 Altimetria e Declividade	117
6.2.2 Curvatura e Sentido de Mergulho das Encostas	122
6.2.3 Litologia e Solos	126
6.2.4 Uso e Cobertura	128
6.2.5 Pluviometria.....	130
6.3 Distribuição dos Escorregamentos em relação aos Mapas Temáticos.....	133
6.4 Dados de Campo, Ensaios e Parâmetros Geomecânicos e Hidrológicos.....	139
6.5 Modelos de Instabilização e Simulações com os Métodos Investigados.....	150
6.5.1. Sem considerar a precipitação	150
6.5.2 Considerando a Precipitação.....	185
7 CONCLUSÕES.....	217
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	223
REFERÊNCIAS.....	225

1 INTRODUÇÃO

Movimentos de encostas são fenômenos resultantes da atuação de processos naturais de evolução das encostas e modificação do relevo, constituindo assim, um importante componente da dinâmica superficial do planeta. A deflagração de um movimento de massa está intimamente relacionada com a evolução dos processos geológicos e geomorfológicos atuantes em uma determinada região. Estes processos atuam desde a formação do material rochoso, e sua posterior orogênese, até sua modificação e transformação em solo, devido ao efeito do intemperismo (FERNANDES; AMARAL, 1996; AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998). Ainda que a ação da gravidade seja a força responsável pelo deslocamento do material rochoso e/ou terroso, Augusto Filho e Virgili (1998) ressaltam que a deflagração de um movimento de massa é o resultado da interação de uma série de fatores condicionantes, oriundos das características geomorfológicas, pedológicas, geológicas, hidrológicas e climáticas de uma dada região. Esta complexa interação interfere tanto no equilíbrio de forças quanto na dinâmica de infiltração superficial de uma encosta, afetando diretamente sua estabilidade.

Ano após ano, uma série de movimentos de encostas impulsionados por intensos eventos pluviométricos são deflagrados no território brasileiro, destacando-se, dentro destas áreas afetadas, a região da Serra do Mar. Esta região abrange desde o litoral sul do estado do Rio de Janeiro até a porção norte de Santa Catarina e, ainda que apresente porções preservadas em toda sua extensão, devido a suas características geológicas e geomorfológicas, é altamente suscetível aos movimentos de encostas. Neste local, ocorreram significativos desastres naturais relacionados aos movimentos de encostas no Brasil, como os eventos deflagrados na Serra do Mar Paulista (Caraguatatuba) e na Serra das Araras - RJ em 1967 e o evento ocorrido na Região Serrana do Rio de Janeiro em 2011 (CRUZ, 1974; PAIVA, 2011; BANCO MUNDIAL, 2011).

Dentre os movimentos de encostas que ocorrem na região da Serra do Mar, destacam-se os escorregamentos rasos de solo como o principal modelador do meio físico nesta região. Os escorregamentos rasos são caracterizados pela movimentação de material terroso ao longo de uma superfície planar, com profundidades reduzidas, largas entre 10 a 20 metros e comprimentos que podem atingir 200 metros, incluindo a zona de passagem e arrasto do material rompido, quando estes escorregamentos adquirem a dinâmica de um processo de corrida (CARVALHO, 1989).

Dada a sua importância, inúmeros trabalhos dedicaram-se a caracterizar os escorregamentos na Serra do Mar, abordando a investigação detalhada dos mecanismos de ruptura e a dinâmica hidrogeológica destes processos (VARGAS; PISCHER, 1957; MORGENSTERN; MATOS, 1975; WOLLE et al., 1976, 1978; WOLLE, 1980, 1988; ABRAMENTO; CARVALHO, 1989). Recentemente, modelos de análise de estabilidade em ambiente de Sistema de Informação Geográfica – SIG passaram a ser utilizados, onde destacam-se os trabalhos de Vieira (2007), Nery (2011), Gomes et al. (2013), entre outros.

Dois mecanismos principais de ruptura são identificados nos escorregamentos rasos de solo na região da Serra do Mar. No primeiro, tido como clássico (condição saturada), os escorregamentos são condicionados por redes de fluxo subparalelas a encosta, devido à presença de um horizonte menos permeável (em geral, o substrato rochoso) em comparação ao solo sobreposto. O segundo mecanismo está relacionado ao avanço da frente de umedecimento durante um evento pluviométrico, reduzindo ou anulando a parcela de coesão aparente do solo. A ruptura ocorrerá quando a frente de umedecimento atingir uma profundidade crítica, na qual os parâmetros de resistência do solo não são capazes de manter a estabilidade da encosta. O modelo de deflagração de deslizamentos rasos de solo sem a geração de pressões neutras se fundamentou nas características hidrogeológicas observadas no perfil de alteração destas áreas, sendo posteriormente confirmada por estudos na região da Serra do Mar utilizando sondagens, instrumentação e monitoramento com pluviômetros, piezômetros e tensiômetros (WOLLE et al., 1978, CARVALHO, 1989). Desta forma, se determinou a condutividade hidráulica crescente com a profundidade em uma condição predominante de fluxo subterrâneo subvertical.

Destaca-se que a deflagração de deslizamentos rasos de solo pela redução das tensões de sucção (condição não saturada) a partir da infiltração da água de chuvas intensas é um dos principais mecanismos de instabilização de encostas em áreas tropicais e subtropicais em diferentes países, o que, por si, justifica a necessidade do constante aprimoramento do conhecimento da dinâmica deste tipo de movimento de modo a embasar as medidas de mitigação e correção cabíveis.

Em razão das perdas sociais e econômicas, numerosos métodos com variados graus de simplificação vêm sendo elaborados e aplicados na previsão de áreas suscetíveis a movimentos de encostas, e, em especial, na avaliação e previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos (VIEIRA, 2007; BAUM; GODT; SAVAGE, 2010; VESTENA; KOBIYAMA, 2014). A previsão destas áreas é representada por meio dos denominados

mapas de suscetibilidade. Um mapa de suscetibilidade corresponde a um produto cartográfico responsável por indicar a área com maior potencial de deflagração de um determinado evento, no caso do presente estudo, os escorregamentos rasos de solo. Os mapas de suscetibilidade são de tal importância que, uma vez indicando com precisão a localização de áreas suscetíveis a escorregamentos, estes se tornam uma das principais ferramentas no desenvolvimento de um plano de emergência e na definição de prioridades para mitigação do risco, além de oferecerem subsídios para a regularização do desenvolvimento urbano (COE et al., 2004).

Como principais métodos de análise e confecção de mapas de suscetibilidade aplicados na previsão de áreas propensas a deslizamentos rasos de solo, Van Westen et al (2006) destaca o uso de inventários e análises espaciais dos fatores condicionantes, a utilização de ferramentas estatísticas bivariadas ou multivariadas em associação a Sistemas de Informação Geográfica (SIGs), o uso de modelos probabilísticos e, finalmente, a aplicação de modelos de análise determinística.

Dentre as metodologias supracitadas, a linha de investigação mais recente e promissora se baseia na aplicação dos métodos de análise de estabilidade determinística, tendo como principal vantagem a descrição física dos processos por meio da aplicação direta de equações e a consequente redução na subjetividade que se faz presente nos métodos de análise não quantitativos (VAN WESTEN et al, 2006).

A abordagem metodológica para elaboração de mapas de suscetibilidade se baseia na combinação de métodos de análise determinísticos, como o talude infinito, com modelos hidrológicos em aplicativos desenvolvidos para programas de Sistemas de Informação Geográfica – SIG (CARRARA; PIKE, 2008). Entre os métodos com estas características, podem ser destacados: SHALSTAB - *Shallow Slope Stability Model* (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994); dSLAM - *Distributed Slope Stability Model* (WU; SIDLE, 1995; DHAKAL; SIDLE, 2003); SINMAP - *Stability Index Mapping* (PACK; TARBOTON; GOODWIN, 1998; PACK et al. 2005), TRIGRS - *Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model* (BAUM; SAVAGE; GODT, 2002, 2008) e tRIBS – *triangulated Irregular Network real-time Integrated Basin Simulator* (ARNONE et al., 2011).

A utilização destes métodos resultará em um índice numérico, geralmente conhecido como fator de segurança (FS). O fator de segurança representa o nível de estabilidade de uma

encosta, sendo definido pela relação entre as forças mobilizadoras (tensão cisalhante) e resistentes (resistência ao cisalhamento) que atuam na mesma. Um fator de segurança maior que 1 representa um local estável, enquanto que um fator de segurança igual ou menor a 1 indica uma condição iminente de ruptura.

A determinação da eficiência ou a validação destes métodos é frequentemente obtida pela retroanálise de eventos de deslizamentos generalizados em uma determinada área, comparando o mapa de áreas instáveis gerado pelo método com a distribuição espacial das cicatrizes dos deslizamentos deflagrados no evento considerado (áreas realmente instabilizadas). Como exemplos da utilização do procedimento de validação podem ser citados os trabalhos de Savage, Godt e Baum (2004) e Baum et al. (2005) em que foram utilizados os métodos SHALSTAB e TRIGRS, e especificamente considerando trabalhos desenvolvidos no território brasileiro, Vieira (2007), Michel, Kobiyama e Goerl (2012) e Seefelder (2017) comparando, respectivamente, o SHALSTAB e o TRIGRS na região da Serra do Mar (Cubatão, SP), o SHALSTAB e SINMAP na cidade de Rio dos Cedros (SC) e o SHALSTAB, TRIGRS e SINMAP nas bacias do Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro, RJ).

Desta forma, pode-se afirmar que já existe um número significativo de estudos, pesquisas e aplicações práticas internacionais e nacionais dos métodos determinísticos em ambiente de SIG para elaboração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos de solo. Porém, ainda persistem desafios técnico-científicos importantes envolvendo a escolha do melhor método de previsão para cada situação, a definição dos condicionantes geotécnicos e hidrológicos mais adequados, incluindo a incorporação dos valores de chuva nas simulações e o aprimoramento dos métodos de validação. Além disso, ainda que uma série de trabalhos avaliem os métodos de análise de estabilidade determinísticos, observa-se, de maneira geral, a ausência da definição da dinâmica hidrogeológica responsável pela deflagração dos escorregamentos rasos de solo, sendo esta definição essencial para a correta estimativa de áreas suscetíveis a escorregamentos em métodos mais complexos. Observa-se ainda a ausência de parâmetros de entrada na utilização do método TRIGRS, tais como os parâmetros obtidos por meio de uma curva de retenção do solo, como a umidade volumétrica saturada e residual. Ademais, mesmo em métodos de análise mais simples como o SHALSTAB e o SINMAP, é comum a comparação da efetividade dos métodos sem a observância da dinâmica hidrogeológica por trás de cada classe de suscetibilidade obtida com o emprego dos mesmos.

Dentro deste contexto técnico-científico, o presente trabalho propõe a investigação simultânea dos métodos de análise de estabilidade determinísticos em ambiente SIG mais

citados na bibliografia especializada (SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS), em conjunto com o método do talude infinito, levando em considerações duas condições hidrogeológicas distintas: condição saturada e não saturada (com e sem a formação do nível d'água). A individualização das análises em termos de condições hidrogeológicas saturada e não saturada, assim como a inclusão do método do talude infinito como ferramenta complementar na avaliação da sensibilidade dos métodos em relação aos parâmetros geotécnicos e hidrológicos considerados, correspondeu a um diferencial do trabalho em relação a pesquisas anteriores. Ademais, a definição da análise mais representativa do cenário contou com o apoio do mapeamento das cicatrizes ocorrido em levantamentos de campo. Destaca-se ainda que os parâmetros hidrológicos do solo, necessários para a utilização de métodos mais complexos, foram obtidos por meio de correlações com ensaios granulométricos realizados nos solos da região estudada, utilizando para tais correlações o software Hydrus 1D. Ademais, o mapeamento das cicatrizes realizado em ambiente de SIG e essencial para o processo de validação considerou apenas o terço superior das cicatrizes como zona de ruptura efetiva, conforme trabalhos de IPT (1991).

A análise espacial dos resultados obtidos em cada método foi realizada a partir da retroanálise do evento ocorrido no município de Itaóca - SP nos dias 12 e 13 de janeiro de 2014. O processo de validação utilizou os índices de Acerto (I_A) e Erro (I_E), conforme definido por Sorbino et al. (2007). O local escolhido apresentou condições bastante favoráveis para a aplicação e validação destes métodos devido à ocorrência de centenas de escorregamentos rasos, deflagrados por um evento pluviométrico de elevada magnitude, e a disponibilidade de imagens aéreas do evento.

1.1 Justificativa

Highland e Bobrowsky (2008) afirmam que os movimentos de encostas constituem uma das principais causas de perda de vidas humanas, além de consequências adversas no âmbito social e econômico, especialmente em áreas extremamente povoadas, características de países em desenvolvimento. Dentre estes movimentos de encostas, merece destaque os escorregamentos rasos, extremamente comuns no território brasileiro. A deflagração de escorregamentos rasos de solo tem se tornado um fenômeno cada vez mais constante, acelerado tanto por atividades antrópicas quanto por variações climáticas. Dentre as ações antrópicas, destaca-se a degeneração ambiental causada pela maior intervenção no meio físico, em especial através da ocupação do solo. Segundo Amaral (1988) e Sobreira (2001) a degeneração ambiental afeta diretamente a qualidade de vida da população fazendo com que

medidas preventivas e mitigadoras tornem-se imperativas para a manutenção da segurança da mesma.

Nesse sentido, estudos referentes à deflagração de movimentos de encostas fazem-se necessários, em face aos danos que os mesmos podem vir a ocasionar à sociedade. Uma melhor compreensão dos processos, assim como o desenvolvimento de técnicas mais confiáveis de avaliação de suscetibilidade aos movimentos de encostas, contribui para um planejamento adequado do uso do solo, e permite adotar, com a devida antecedência, tanto medidas mitigadoras quanto corretivas em uma determinada área (SAADATKHAH et al., 2014). Deste modo, pode-se destacar a relevância dos métodos de análise determinísticos, os quais constituem uma ferramenta extremamente importante no zoneamento de áreas de risco e, conseqüentemente, na obtenção de informações relevantes sobre a ocorrência de áreas instáveis. Partindo dessa premissa, por intermédio de simulações efetuadas em condições de contorno semelhantes, o presente trabalho busca uma maior compreensão dos métodos empregados, assim como a correta definição do uso e limitação dos mesmos. Destaca-se que a região escolhida (Serra do Mar) é uma área altamente suscetível aos movimentos de encostas, em especial aos deslizamentos rasos de solo sem atuação de pressões neutras, sendo também uma área estratégica sob o ponto de vista de desenvolvimento social, econômico e ambiental. A escolha do evento e da área de estudo também se justifica pela disponibilidade dos materiais cartográficos e dados prévios básicos necessários para o desenvolvimento da pesquisa. As informações aqui produzidas podem vir a auxiliar na gestão de risco, elaboração de projetos de engenharia assim como na adoção de medidas preventivas e mitigadoras na área onde a presente pesquisa foi desenvolvida.

2 OBJETIVOS

O objetivo geral da pesquisa é investigar a eficiência dos métodos determinísticos de análise de estabilidade de encostas em ambiente de SIG para a previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos rasos de solo. Também foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Efetuar análises simultâneas utilizando os métodos de estabilidade determinísticos mais consagrados na literatura especializada, como o método do talude infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS;
- Analisar os métodos de estabilidade determinísticos levando em consideração uma dinâmica hidrogeológica saturada e não-saturada (formação ou não de um nível d'água);
- Realizar simulações com base em um evento de movimentos de encosta generalizados ocorrido em janeiro de 2014 na Serra do Mar no estado de São Paulo;

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste item é exposto um resumo dos conceitos e métodos que compõem os fundamentos teóricos que nortearam a presente pesquisa.

3.1 Classificação dos Movimentos de Encostas

Devido à importância e complexidade dos processos envolvidos, uma série de classificações referentes aos movimentos de encostas se fazem presentes na literatura. De modo geral, Selby (1993) e Augusto Filho e Virgili (1998) afirmam que estas classificações baseiam-se na combinação de uma série de critérios básicos, tal qual velocidade, direção e recorrência dos movimentos de encostas; a natureza do material, assim como sua textura, estrutura e conteúdo de água, a geometria da massa movimentada e o modo de deformação. Segundo Hungr, Leroueil e Picarelli (2014), as primeiras tentativas de classificação dos movimentos de encostas datam de países alpinos, onde se podem destacar os trabalhos intitulados *Bergstürze in den Alpen* e *Die Muren* realizados por Baltzer (1875) e Stini (1910), respectivamente. Estes trabalhos levavam em consideração a atuação das forças da gravidade, com ou sem a presença de água, em três mecanismos de movimento distintos: quedas, escorregamentos e fluxos (SILVEIRA, 2016). Em seguida, ainda em âmbito internacional, destacam-se as classificações propostas por Sharpe (1938), Terzagui (1950), Varnes (1958, 1978), Hutchinson (1968, 1988) e Sassa (1989).

Dentre as classificações acima, as de Hutchinson (1988) e Varnes (1978) merecem destaque. A primeira é considerada uma das mais completas já criadas, onde a categorização dos movimentos de encostas é baseada em aspectos referentes à morfologia, mecanismo de ruptura, velocidade do movimento, condições hidrogeológicas e estrutura do material movimentado. No entanto, Silveira (2016) afirma que essa classificação é de difícil utilização, pois necessita de uma série de informações que por diversas vezes não se dispõe. Por sua vez, a classificação de Varnes (1978) é referência para uma série de publicações internacionais e adotada pela *International Association for Engineering Geology - IAEG* (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998). Esta classificação baseia-se tanto no tipo de material movimentado quanto no movimento em si. Deste modo, os movimentos de encostas são subdivididos em quedas, tombamentos, escorregamentos, expansões laterais, corridas e movimentos complexos, onde os materiais envolvidos são as rochas e/ou o solo, sendo o último dividido em relação a sua granulometria. O grupo dos escorregamentos é ainda subdividido em escorregamentos rotacionais e translacionais (planares).

Ressalta-se que uma revisão da classificação de Varnes (1978) foi posteriormente realizada por Cruden e Varnes (1996), adicionando novas terminologias e retirando da classificação formal os movimentos de encostas outrora categorizados como complexos. Entretanto, ainda que estas modificações tenham sido propostas, a classificação de 1978 continua sendo a mais utilizada pela comunidade internacional.

Recentemente, Hungr, Leroueil e Picarelli (2014) efetuaram uma nova tentativa de atualização da classificação de VARNES, excluindo, mais uma vez, os movimentos tidos como complexos. Em contrapartida, os supracitados autores propuseram a divisão dos movimentos de encostas em 32 tipos distintos, onde os termos empregados deveriam representar, em face às complexidades de sua categorização, o enfoque particular no qual a pesquisa será desenvolvida.

No Brasil, as classificações referentes aos movimentos de encostas passaram a ser construídas e aprimoradas a partir da década de 60, em conjunto com o desenvolvimento da mecânica dos solos no território brasileiro (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; SILVEIRA, 2016). Dentre os principais trabalhos destacam-se as classificações propostas por Freire (1965), Guidicini e Nieble (1984), IPT (1991) e Augusto Filho (1992).

De acordo com Silveira (2016 p.20)

Por se tratar de um assunto bastante explorado na bibliografia especializada e considerando que as classificações aqui apresentadas são bastante completas, os pesquisadores que estudam o assunto utilizam as classificações de maior aceitação no meio científico e obviamente, a que mais se ajusta aos movimentos identificados em seus estudos.

Desta forma o presente trabalho adotará a classificação proposta por Augusto Filho (1992) como referência geral em relação aos movimentos de encostas. A classificação de Augusto Filho corresponde a uma adaptação da classificação de VARNES (1978) à dinâmica ambiental do território brasileiro, categorizando os movimentos de encostas em quatro grupos principais, conforme Quadro 1.

Quadro 1 - Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa.

PROCESSOS	DINÂMICA/GEOMETRIA/MATERIAL
Rastejo (creep)	Vários planos de deslocamento (internos); Velocidades muito baixas a baixas (cm/ano) e decrescentes com a profundidade; Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes; Solo, depósitos, rocha alterada e/ou fraturada; Geometria indefinida.
Escorregamentos (slides)	Poucos planos de deslocamento (externo); Velocidades médias (m/h) a altas (m/s); Pequenos a grandes volumes de material; Geometria e materiais variáveis: <ol style="list-style-type: none"> 1. Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza; 2. Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas; 3. Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza.
Quedas (falls)	Sem plano de deslocamento; Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado; Velocidades muito altas (vários m/s); Material rochoso; Pequenos a médios volumes; Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc.; Rolamento de matacão, tombamento.
Corridas (flows)	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação); Movimento semelhante a um líquido viscoso; Desenvolvimento ao longo de drenagens; Velocidades médias a altas; Mobilização de solo, rocha, detritos e água; Grandes volumes de material; Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.

Fonte: Augusto Filho (1992).

Conforme a classificação acima, os principais grupos de movimentos gravitacionais de massa são definidos como se segue:

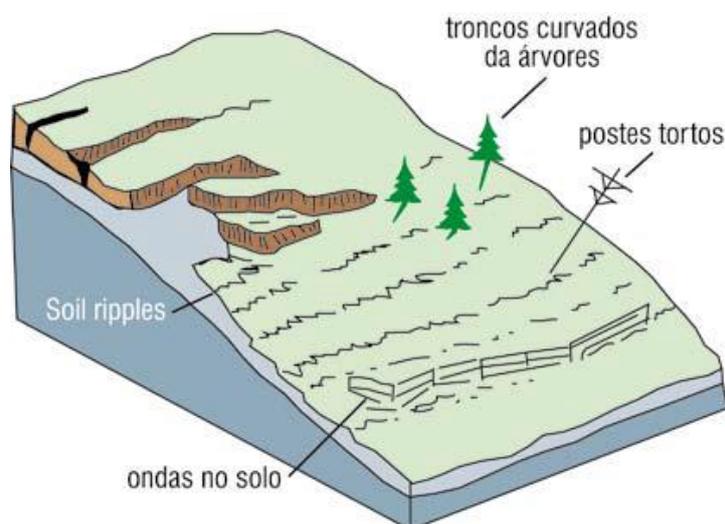
- Rastejos (creep)

Rastejos são os movimentos de encostas mais comuns em todo o planeta, ocorrendo tanto de modo regional quanto limitado a áreas menores (HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008). Via de regra, o movimento do tipo rastejo é lento (<1 cm/ano e velocidade decrescente com a profundidade) e geralmente contínuo, o que contribui para a difícil definição de sua geometria. Segundo Guidicini e Nieble (1984), diferentemente dos escorregamentos, o mecanismo de deformação de um movimento do tipo rastejo se assemelha ao de um líquido de alta viscosidade.

Devido a sua extensa cobertura de solos residuais e depósitos de tálus, a Serra do Mar representa um ambiente ideal para a ocorrência deste tipo de movimento de massa, onde,

inclusive, três mecanismos distintos para a ocorrência de rastejos encontram-se definidos na literatura especializada (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; WOLLE; CARVALHO, 1994). O primeiro mecanismo corresponde aos rastejos de movimentação contínua, cuja instabilidade do local está associada à ação isolada da força da gravidade. O segundo mecanismo, por sua vez, corresponde a pulsos de movimentação (velocidade não uniforme), cuja propagação não ocorre em virtude da ação isolada da força da gravidade, mas também pela expansão e contração dos materiais presentes, ocasionada pela variação local de umidade e temperatura. O último mecanismo, descrito por Wolle (1981), corresponde a movimentos bruscos ocasionados ou pelo aumento de pressões hidrostáticas no maciço ou pela queda localizada de blocos rochosos e árvores. Destaca-se que ainda que os limites de um movimento do tipo rastejo sejam de difícil definição, o movimento em si pode ser visualizado por meio da observação direta de postes, cercas e árvores inclinadas (Figura 1). Finalmente, caso atinjam porções mais íngremes dos taludes, os rastejos podem modificar sua dinâmica e evoluir para escorregamentos.

Figura 1 - Principais evidências do movimento de massa do tipo rastejo.



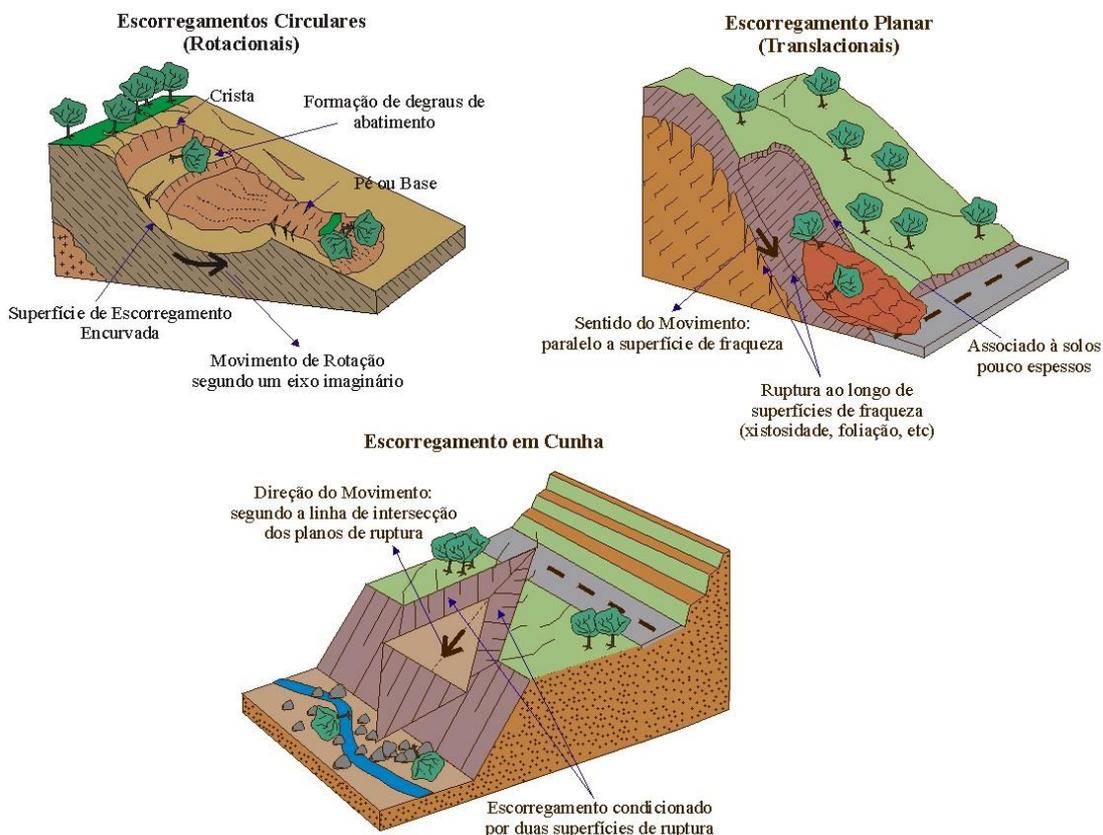
Fonte: Highland e Bobrowsky (2008)

- Escorregamentos

Escorregamentos são movimentos de encostas de curta duração, com velocidade variando entre média (m/h) a alta (m/s), podendo deslocar grandes quantidades de material e possuindo volume e superfície de ruptura bem definidos. A velocidade de um movimento de massa do tipo escorregamento será função das características geomorfológicas do talude, da causa da movimentação e das condições naturais do terreno (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Por possuírem geometria variável, os escorregamentos são subdivididos não somente em

relação ao tipo de material movimentado (material terroso e/ou rochoso), mas também de acordo com sua geometria (Figura 2):

Figura 2 - Tipologia dos escorregamentos.



Fonte: Infanti Jr. e Fornasari Filho (1998, modificado por Reis, 2001).

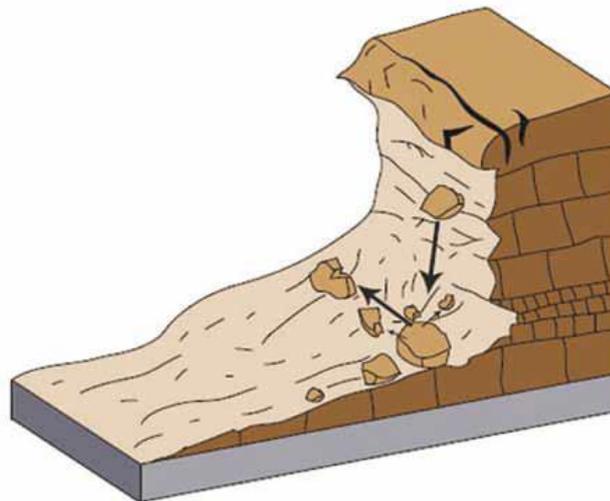
1. Planares – Ocorrem em solos e rochas com um único plano de fraqueza, estando geralmente associados a encostas íngremes com solos pouco espessos. Este tipo de movimento de massa geralmente se desenvolve nas discontinuidades hidrológicas ou mecânicas de um talude, como a interface solo/rocha do mesmo.
2. Circulares – ocorre em solos homogêneos bastante espessos e em rochas muito fraturadas. Possui superfície de ruptura curva, devido à variação de resistência dentro do maciço (GUIDICINE; NIEBLE, op. cit.). Segundo Wolle e Carvalho (1994), devido a pouca espessura e a grande heterogeneidade do solo residual, os escorregamentos rotacionais não são comuns na região da Serra do Mar. Dessa forma, quando este tipo de movimento de massa ocorre, este se associa aos topos e espigões de escarpas principais, onde a espessura do solo pode atingir cerca de 10 a 20m.

3. Em cunha – Ocorre em solos e rochas com dois planos de fraqueza. Esse tipo de escorregamento é condicionado pela interseção de duas estruturas planares, como, a fim de exemplificação, famílias de fraturas com orientações distintas. O material movimentado neste tipo de escorregamento desloca-se sob a forma de um prisma.

- Quedas

Envolvem materiais rochosos de pequenos a médios volumes com variáveis geometrias. As quedas ocorrem devido à ação da gravidade em taludes muito íngremes, onde o material mobilizado movimenta-se em queda livre atingindo velocidades muito altas (vários m/s) (Figura 3). Dessa forma o movimento de massa do tipo queda distingue-se dos demais por não apresentar uma superfície de movimentação. Guidicini e Nieble (1984) descrevem uma série de processos responsáveis pela instabilização desses blocos, entre eles: contração e dilatação de paredões rochosos devido à amplitude térmica, perda de sustentação devido à ação erosiva e alívio de tensões em juntas verticais. Também se encontram nesta categoria os rolamentos de blocos, caracterizados pela mobilização de matacões em encostas, e o tombamento de materiais rochosos. O rolamento de blocos é extremamente comum na região da Serra do Mar, o que representa um elevado risco em áreas ocupadas (WOLLE; CARVALHO, 1994).

Figura 3 - Esquema representativo do movimento de massa do tipo queda de blocos.



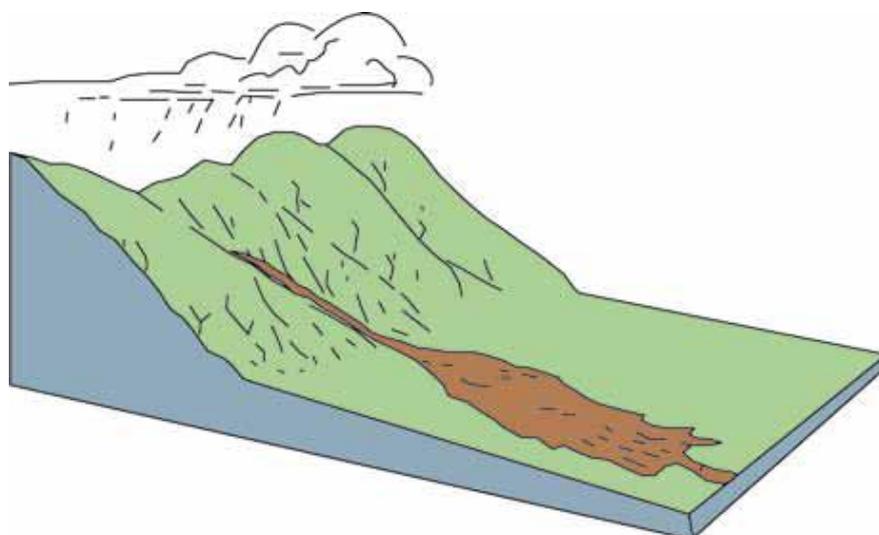
Fonte: Highland e Bobrowsky (2008).

- Corridas

Movimentos rápidos (m/h até m/s) caracterizados pelo comportamento de um fluido viscoso dos materiais terrosos (Figura 4). As corridas são ocasionadas pela perda da coesão interna do solo devido ao excesso de água e seu desenvolvimento ocorre ao longo de

drenagens em vales estreitos e encaixados. Este movimento cessa após atingir um vale aberto ou planície onde o material movimentado é depositado. Segundo Wolle e Carvalho (1994) o material mobilizado pelas corridas possuem três procedências distintas: o material escorregado das encostas (solo e blocos rochosos), o material aluvionar, presente nas calhas de drenagens e o material removido por erosão por meio da passagem e arrasto da massa movimentada. Devido à necessidade de intensos eventos pluviométricos, as corridas possuem um período menor de recorrência em relação aos demais movimentos de encostas, entretanto, ao se deflagrarem, estas podem vir a gerar consequências muito mais graves (GRAMANI, 2001).

Figura 4 - Esquema representativo do processo de corrida



Fonte: Highland e Bobrowsky (2008).

Massad et al. (1997) destacam que as corridas possuem enorme poder de destruição e raio de alcance, podendo inclusive atingir áreas planas situadas à jusante do seu local de origem, e, desta forma, não se diferenciando somente pela altas velocidades atingidas, mas também por sua elevada capacidade de erosão e transporte de blocos rochosos métricos por elevadas distâncias além de forças de impacto que podem chegar a 1.000 kN/m^2 . Gramani (2015) verifica que a frequência das corridas tem aumentado nos últimos anos nas regiões serranas. Dentre os eventos mais recentes pode-se destacar as corridas de massa estudadas pelo supracitado autor na região de Itaóca-SP, originadas a partir de escorregamentos rasos de solo neste local.

Em virtude do escopo deste trabalho, os escorregamentos rasos (planares) de solo serão detalhados a seguir:

Escorregamentos rasos de solo são os movimentos de encostas de ocorrência mais comum na região da Serra do Mar. Estes são eventos de curta duração e elevado poder de destruição, apresentando uma superfície de ruptura de geometria tabular comumente acompanhando a topografia da encosta. Os escorregamentos rasos de solo possuem espessura reduzida (0,5m - 2m), ficando restritos ao solo residual maduro. Destaca-se que quando há indícios de movimentação pretérita desse material, é comum encontrar na literatura o termo solo coluvionar (WOLLE, 1988; CARVALHO, 1989; WOLLE; CARVALHO, 1989). Além de sua reduzida profundidade, Carvalho (1989) afirma que estes escorregamentos possuem larguras variando entre 10 a 20 metros e comprimentos que podem atingir cerca de 200 metros. No que tange ao mapeamento de escorregamentos rasos de solo, Wolle (1980) alerta sobre a difícil distinção entre a cicatriz destes escorregamentos em sua porção inferior e o trecho afetado pela passagem do material instável, especialmente na análise de fotografias aéreas. Dessa forma, o supracitado autor reconhece a existência de cicatrizes com comprimentos variando entre algumas dezenas de metros, mas que devido à passagem de material instável, áreas com solos desnudados de centenas de metros de comprimento podem vir a ser erroneamente identificados como superfícies de ruptura. O trecho afetado pela passagem do material instável vem sendo denominado como zona de passagem e arrasto em trabalhos mais recentes (GUZETTI et al., 2012; GOMES et al., 2013; MARTINS; OKAFIORI; VIEIRA, 2015).

Na região da Serra do Mar, dois mecanismos responsáveis pelo processo de instabilização e deflagração de escorregamentos rasos de solo foram identificados (VARGAS; PISCHER, 1957; WOLLE et al., 1976; WOLLE, 1980, 1988; CARVALHO, 1989). O primeiro, tido como clássico, foi primeiramente descrito na Serra do Mar por Vargas e Pischer (1957). Neste mecanismo, os escorregamentos são condicionados por redes de fluxo subparalelas a encosta, ocorrendo devido à presença de um horizonte menos permeável (em geral, o substrato rochoso) em comparação ao solo sotoposto. Dessa forma, o processo de infiltração das águas pluviais eleva a superfície freática e aumenta os esforços sobre o talude, acarretando na diminuição da resistência do solo e na posterior ruptura do mesmo (CARVALHO, 1989; JESUS, 2008). O segundo mecanismo, identificado por Morgenstern e Matos (1975) e Wolle et al. (1976) na região da Serra do Mar, está relacionado ao avanço da frente de umedecimento durante um evento pluviométrico, reduzindo ou anulando as forças de sucção do solo (“pressão neutra negativa”). A ruptura ocorrerá quando a frente de umedecimento atingir uma profundidade crítica, na qual os parâmetros de

resistência do solo não são capazes de manter a estabilidade da encosta (Carvalho, 1989). No que diz respeito a este mecanismo, Wolle et al. (1978) comprovou que a anulação do intercepto da coesão foi suficiente para provocar a ruptura de taludes em sua área de estudo, enquanto que Carvalho (1989) atestou que todas as rupturas ocorridas em sua área piloto apresentavam indícios de serem deflagrados pela diminuição da coesão aparente devido ao avanço de frentes de saturação.

Ainda que os dois mecanismos de instabilização possam se fazer presentes na região da Serra do Mar, Wolle et al. (1978), Wolle (1988) e Carvalho (op. cit.) atestam para a dificuldade de ocorrência do mecanismo tido como clássico, uma vez que esta região apresenta um substrato rochoso extremamente fraturado em conjunto com um nível freático situado a dezenas de metros de profundidade. Entretanto, Wolle (op. cit.) compila uma série de trabalhos onde o mecanismo clássico se faz presente, em especial, em encostas na cidade do Rio de Janeiro/RJ e Vitória/ES onde predominam batólitos graníticos pouco fraturados.

3.2 Fatores Condicionantes dos Movimentos de Encostas

A deflagração de movimentos de encostas é o resultado da associação de uma série de processos e fatores condicionantes distintos. Neste contexto, Guidicini e Nieble (1984) afirmam que dificilmente haverá um único agente ou causa definitiva, mas sim um conjunto responsável pelo instabilização do local. Entretanto, dentre os vários condicionantes possíveis, alguns podem ser destacados pela atuação de forma direta na deflagração destes processos. Os supracitados autores dividiram os principais condicionantes de um movimento de massa, considerando causas e agentes de instabilização, conforme Quadro 2.

Quadro 2 - Principais agentes e causas de movimentos de encostas.

AGENTES	Predisponentes	Complexo geológico, morfológico e climático - hidrológico; gravidade, calor solar, vegetação.	
	Efetivos	Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação do nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive desflorestamento.
		Imediatos	Chuvas intensas, fusão do gelo e neves, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem.
CAUSAS	Internas	Efeito das oscilações térmicas; diminuição dos parâmetros de resistência por intemperismo.	
	Externas	Mudanças na geometria do sistema; efeitos de vibrações; mudanças naturais na inclinação das camadas.	
	Intermediárias	Elevação do nível piezométrico em massas homogêneas; elevação da coluna d'água em descontinuidades; rebaixamento rápido do lençol freático; erosão subterrânea retrogressiva (piping); diminuição do efeito da coesão aparente.	

Fonte: Guidicini e Nieble (1984).

Por agentes predisponentes entendem-se as características intrínsecas de dado local (como geologia, geomorfologia e condições ambientais) as quais tornam uma encosta suscetível a um movimento de massa. Por se tratar de características naturais do terreno, os agentes predisponentes não são influenciados pela ação antrópica (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998). Agentes efetivos, por sua vez, são aqueles responsáveis pela mudança da encosta da fase estável para a fase instável, desencadeando os movimentos de encostas. Considerando a sua forma de atuação no período anterior ao evento de ruptura, os agentes efetivos são subdivididos em preparatórios e imediatos. Por fim, o termo causa refere-se ao modo de atuação dos agentes de forma a desestabilizar a encosta. As causas são categorizadas a depender da posição em relação ao talude: causas internas são responsáveis por levar ao colapso sem que ocorra mudança na geometria da encosta, ou seja, resultam na diminuição da resistência interna do talude; causas externas resultam no aumento das tensões atuantes na encosta, sem que ocorra perda da resistência e causas intermediárias, oriundas de efeitos da ação de agentes externos no interior da encosta.

Augusto Filho e Virgili (1998), por sua vez, agrupam os principais fatores condicionantes de movimentos de encostas de acordo com a dinâmica ambiental brasileira, subdividindo-os em climáticos, geológico-pedológicos, geomorfológicos, de uso e ocupação e condicionantes relativos ao regime das águas de superfície e subsuperfície.

Os condicionantes climáticos exercem controle direto no tipo e severidade de um movimento de massa. Por exemplo, em ambientes glaciais o ciclo de congelamento e degelo é o principal responsável pelo processo de queda de blocos, escorregamentos e fluxos, enquanto que em regiões tropicais e subtropicais, o regime pluviométrico é a condição climática mais efetiva na deflagração de movimentos de encostas. Dessa forma, movimentos de encostas em regiões tropicais são deflagrados quando determinado limite de intensidade é excedido em um evento pluviométrico. Este limite crítico é função da pluviosidade, duração e tempo de retorno de um evento, variando não somente com o regime de infiltração e a dinâmica das águas subterrâneas, mas também com o tipo de instabilização que poderá ocorrer (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998; BELL, 1999). Desse modo, é sabido que os escorregamentos em rocha possuem maiores ocorrências com chuvas concentradas, enquanto que escorregamentos em solo são mais dependes de índices pluviométricos acumulados de dias anteriores, uma vez que o material terroso possui uma capacidade limite de absorção de água. A fim de exemplificação, Tatizana et al. (1987a e 1987b) encontram grande correlação entre dados de chuvas acumulados em 4 dias com escorregamentos planares ocorridos na região da Serra do Mar. Os autores identificam que situações que representam maiores riscos de escorregamentos são eventos pluviométricos contínuos cujas maiores intensidades ocorrem ao final destes eventos, ou seja, os autores demonstram que chuvas intensas representam um fenômeno de maior perigo em solos que já possuem uma elevada taxa de saturação. Entretanto, os autores frisam que esta situação reflete particularmente sua área de estudo, uma vez que estas características são funções tanto de condições climáticas quanto geotécnicas do local.

A literatura apresenta uma série de estudos correlacionando os atributos geológicos e pedológicos à ocorrência de movimentos de encostas (CARRARA et al., 1991; MEJIA-NAVARRO, et al. 1994; AYALEW; YAMAGISHI; UGAWA, 2004; DUMAN et al., 2006; CHEN et al., 2011; NEFESLIOGLU et al., 2012; HENRIQUES; ZÊZERE; MARQUES, 2015; POURGHASEMI; RAHMATI, 2018). As propriedades intrínsecas das rochas, como mineralogia, textura, coesão e ângulo de atrito tanto do material rochoso são quanto alterado podem ser consideradas os principais condicionantes geológicos responsáveis pela predisposição à instabilidade de determinada região. Ao mesmo tempo, estruturas geológicas como falhas, diaclases, planos de acamamento e orientação das camadas podem contribuir para o avanço do intemperismo e a consequente diminuição da resistência do material rochoso. Estas anisotropias podem ainda determinar comportamentos específicos ligados à

percolação d'água e ao aumento de pressão neutra positivas nos maciços rochosos (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008).

Os condicionantes pedológicos mais importantes, por sua vez, estão relacionados aos parâmetros geomecânicos de resistência e propriedades hidrológicas do material terroso, assim como sua mineralogia. Estes parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito) são responsáveis pela estabilidade do material terroso, sendo dependentes da gênese deste material. A fim de exemplificação, solos residuais menos evoluídos possuem parâmetros de resistência mais próximos da rocha fonte, enquanto que solos mais evoluídos e/ou transportados possuem parâmetros de resistência menores.

A condutividade hidráulica é uma das propriedades hidrológicas mais importantes no solo, representando sua taxa de movimentação e retenção de água. A condutividade hidráulica é função da textura e estrutura dos solos, variando temporal e espacialmente com as diferentes taxas de umidade volumétrica presentes no material terroso. Estudos na região da Serra do Mar apontam que diferenças nas taxas de condutividade hidráulica vertical em um maciço podem impedir a percolação da água e, deste modo, gerar planos preferenciais de ruptura (WOLLE; CARVALHO, 1994; VIEIRA; FERNANDES, 2004). A mineralogia do solo também pode vir a influenciar a estabilidade de um maciço terroso, a depender das propriedades de seus argilominerais. Por exemplo, Sidle et al. (1985) apontam que solos com grandes porcentagens de caulinita são menos propensos a deflagração de movimentos de encostas quando comparados a solos com argilominerais capazes de incorporar água em sua estrutura, como a vermiculita e montmorilonita. Finalmente, feições representativas de estruturas reliquias no solo residual tendem a gerar planos preferenciais de fraqueza e de avanço do intemperismo e, assim como nos materiais rochosos, comprometer a estabilidade de um talude.

Segundo FERNANDES e AMARAL (1996), os condicionantes geomorfológicos influenciam a estabilidade de uma encosta tanto de modo direto quanto indireto. Segundo os autores, o modo direto relaciona-se a correlação entre a declividade de determinada região com a ocorrência e intensidade de movimentos de encostas, enquanto que o modo indireto corresponde à formação de zonas preferenciais de convergência de fluxo de água em superfície e subsuperfície. Dessa forma, dentre os condicionantes geomorfológicos de movimentos de encostas, pode-se destacar a declividade, forma e a orientação espacial das vertentes como os principais agentes responsáveis pela predisposição à instabilidade de determinada região. De senso comum, quanto mais declivoso o local, mais propício o mesmo

estará para a deflagração de movimentos de encostas. Entretanto, no campo dos escorregamentos rasos de solo, nota-se uma diminuição no número de escorregamentos a grandes declividades, devido à baixa espessura do solo residual ou sua completa ausência e a conseqüente exposição da rocha mãe (cujos parâmetros de resistência são muito superiores aos do material terroso).

Vieira (2007), a fim de exemplificação, encontra uma faixa preferencial de escorregamentos na região da Serra do Mar (Bacia da Copebrás – Cubatão/SP) em declividades variando entre 30 a 40°, ainda que áreas mais íngremes pudessem ser encontradas em sua área de estudo. Em relação à forma da encosta, Sidle et al. (1985) afirmam que esta influencia na descarga e concentração do volume de água e sedimentos, orientando a drenagem e fazendo com que a encosta apresente diferentes padrões de saturação. Dessa forma, porções côncavas em planta e perfil das encostas são as mais estudadas, uma vez que a convergência de linhas de fluxo d'água e uma rápida acumulação de material coluvionar torna este local extremamente propenso a instabilização (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994). Por fim, a orientação da encosta (aspecto) também é apontada como um importante fator na deflagração de movimentos de encostas, sendo responsável pelo conteúdo de umidade recebido, o que por sua vez, influenciará na distribuição da precipitação, na espessura do solo, cobertura vegetal, exposição solar das vertentes (GAO, 1993; FERNANDES et al., 2004).

Dentre os condicionantes de uso e ocupação do solo, pode-se destacar a porcentagem de cobertura vegetal em determinada região e a ação antrópica. De maneira geral, a vegetação controla o escoamento superficial e a taxa de infiltração de águas pluviais no solo, assim como a evapotranspiração contribui para a diminuição da saturação e, aliada a ação das raízes, ocasiona um aumento de estabilidade do mesmo (TATIZANA et al., 1987b; SELBY, 1993; AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998). Já como fatores desfavoráveis, pode-se citar a atuação da força cisalhante transferida do tronco para o solo quando a copa das árvores é atingida por ventos intensos (efeito alavanca), assim como a sobrecarga vertical causada pelo peso das árvores (TATIZANA et al., 1987b; AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998; KURIAKOSE, 2006). Sobre os condicionantes antrópicos, Wolle e Carvalho (1994) afirmam que a ação antrópica potencializa a ocorrência de movimentos de encostas, acelerando os fenômenos que ocorreriam de modo natural e acrescentando de outros mecanismos de ruptura que não ocorreriam em condições naturais. É o caso da execução inadequada de cortes em encostas, os quais provocam uma redistribuição das tensões no maciço, podendo levar o local

a instabilização. A execução ineficiente de aterros, o lançamento de lixo e entulho e a remoção da cobertura vegetal também são processos oriundos da ação humana que tendem a instabilização de encostas (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998).

Finalmente, a dinâmica das águas subsuperficiais também exerce grande influência na deflagração de movimentos de encostas, atuando tanto no aumento das solicitações em um talude como na redução da resistência do mesmo. O fluxo de águas subsuperficiais age diminuindo a coesão aparente do solo devido ao aumento no grau de saturação do terreno, assim como a elevação no nível d'água contribui para o aumento das pressões neutras e a diminuição das tensões normais efetivas. Em taludes terrosos, o aumento do N.A reduz o número de contatos entre os grãos e aumenta o peso do material, enquanto que em taludes rochosos o aumento do N.A nas discontinuidades gera esforços laterais cisalhantes que podem contribuir na deflagração dos movimentos de encostas (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998; BELL, 1999). A ação das águas subsuperficiais também enfraquece o talude devido aos efeitos de hidratação das argilas, intemperismo dos materiais presentes e erosão da encosta (SIDLE; OCHIAI, 2006).

3.3 Métodos de Previsão dos Movimentos de Encostas

Ainda que uma série de métodos de previsão de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa tenham sido desenvolvidos nas últimas décadas, a produção de um método de previsão espacial confiável ainda é considerada um desafio (DENG; LI; TAN, 2017). De maneira geral, as técnicas atuais fornecem estimativas da suscetibilidade de determinada área baseando-se em um estudo cuidadoso de suas condições naturais e da análise dos fatores condicionantes envolvidos no processo (SOETERS; VAN WESTEN, 1996). Os supracitados autores afirmam que a estimativa de suscetibilidade destes métodos é baseada na hipótese de que um evento extremo ocorrido no passado proveem informações relevantes para a previsão de futuras ocorrências. Destaca-se que estes métodos, outrora extremamente trabalhosos, foram impulsionados pelo uso de sistemas de informações geográficas (SIG) nos últimos anos. A utilização de SIG está relacionada à rapidez na avaliação de áreas instáveis, uma vez estes sistemas realizam correlações entre diversos parâmetros de entrada, gerenciando dados com alto grau de variabilidade espacial, e dessa forma, possibilitando uma gestão dinâmica, integrada e contínua da área em estudo (VAN WESTEN, 2000; PELICANI; ARGENTIERO; SPILOTRO, 2017). A sistematização de dados neste ambiente pode ser realizada utilizando as diversas abordagens presentes na literatura em diferentes escalas (SOETERS; VAN WESTEN, 1996).

De modo geral, Guzetti (2005) agrupa os métodos de previsão de áreas suscetíveis a movimentos de encostas em dois grupos distintos: (i) métodos qualitativos e quantitativos e (ii) métodos diretos e indiretos. Os métodos qualitativos são definidos pelo supracitado autor como métodos subjetivos, ou seja, métodos extremamente dependentes da experiência do investigador e, dessa forma, extremamente suscetíveis a erros (RUFF; CZURDA 2008). Os métodos quantitativos, por sua vez, produzem estimativas numéricas sobre a ocorrência de determinado fenômeno. Estes métodos possuem como maior fator limitante a utilização em áreas maiores, uma vez que parâmetros geomecânicos do material em estudo dificilmente podem ser extrapolados em escalas regionais (ALEOTTI; CHOWDHURY, 1999; RUFF; CZURDA, 2008).

Os métodos diretos consistem no mapeamento geomorfológico da suscetibilidade a movimentos de encostas no campo, onde, para tal, é comum a utilização de fotografias aéreas ou imagens de satélite (GUZZETTI, 2005). Em contrapartida, métodos indiretos envolvem não apenas o reconhecimento dos movimentos de encostas, mas a combinação de parâmetros responsáveis pela deflagração destes movimentos e a extrapolação dos resultados obtidos para regiões onde os mesmos ainda não se deflagraram (HANSEN, 1984). O método indireto, segundo Guzetti (2005), requer 5 passos distintos, sendo eles:

- a) Reconhecimento e mapeamento dos movimentos de encosta em uma região alvo;
- b) Identificação e mapeamento dos fatores físicos que estão direta ou indiretamente correlacionados com a instabilidade;
- c) Estimativa da contribuição relativa dos fatores de instabilidade na deflagração do movimento;
- d) Categorização da área de estudo em diferentes níveis de suscetibilidade;
- e) Avaliação do desempenho do modelo.

Ainda que os métodos de previsão possam ser agrupados nas categorias acima descritas, destaca-se que a classificação destas abordagens varia entre alguns autores. A fim de exemplificação, Van Westen (1993) divide os métodos de análise de suscetibilidade em 5 classes distintas, conforme Quadro 3.

Quadro 3 - Características gerais dos métodos de zoneamento de perigo a escorregamentos.

Tipo de análise de perigo a escorregamento	Características principais
Análise de Distribuição	Mapeamento direto das feições do movimento de massa em um mapa, fornecendo apenas informações dos locais onde os escorregamentos ocorreram no passado (inventário de escorregamentos).
Análise Qualitativa	Método direto ou indireto, em que o mapa geomorfológico é alterado para um mapa de perigo, ou diversos mapas são combinados em um único mapa com base na experiência do pesquisador.
Análise Estatística	Método indireto onde análises estatísticas são utilizadas na previsão de perigo ao movimento de massa de dado local.
Análise Determinística	Método indireto em que mapas de parâmetros topográficos, hidrológicos e geotécnicos são combinados por meio de cálculos de estabilidade de talude embasados em bases físicas .
Análise de Frequência de escorregamento	Método indireto, onde os registros de terremotos e/ou chuvas são correlacionados com datas de escorregamentos conhecidas, de modo a se obter valores limites responsáveis pela propagação dos movimentos.

Fonte: Adaptado de Van Westen (1993).

Guzetti (2005) admite que as diferentes classificações relacionadas às abordagens de previsão de movimentos de encostas geram problemas conceituais, resultando na dificuldade de alguns pesquisadores em determinar o tipo de método que está sendo utilizado. O autor, por sua vez, divide os métodos mais comuns encontrados na literatura como se segue: (i) mapeamento geomorfológico; (ii) análise heurística; (iii) análise de inventário; (iv) modelagem estatística e (v) modelagem conceitual ou determinística (Quadro 4).

Quadro 4 - Principais métodos de análise encontrados na literatura e categorização entre as classes direto/indireto e qualitativo/quantitativo.

	DIRETO	INDIRETO	QUALITATIVO	QUANTITATIVO
Mapeamento Geomorfológico	✓		✓	
Análise Heurística		✓	✓	
Análise de Inventário		✓		✓
Modelagem estatísticos		✓		✓
Modelagem Conceitual/ Determinística		✓		✓

Fonte: Guzetti (2005)

Destaca-se que uma vez que estes métodos podem ser combinados, os problemas conceituais oriundos destas classificações tornam-se ainda maiores. A fim de minimizar estes problemas, a classificação proposta pelo supracitado autor será empregada no presente trabalho, sendo descrita como se segue:

3.3.1 Mapeamento Geomorfológico

Constitui uma abordagem direta de mapeamento de áreas suscetíveis a movimentos de encostas. O mapeamento geomorfológico baseia-se inteiramente na hipótese de que condições que levaram à ruptura dos escorregamentos no passado e no presente serão as mesmas que levarão à ocorrência no futuro (CARRARA et al., 1995). Segundo Guzzetti (2005), este método depende da habilidade do cientista em reconhecer as superfícies de rupturas atuais e potenciais, além de sua evolução e possíveis consequências. Desta forma, a suscetibilidade ao movimento é determinada diretamente no campo pelo pesquisador, o qual se baseia em sua própria experiência e no uso de analogias.

Reichenbach et al. (2005) comentam sobre a efetiva aplicação desse método na região de Umbria – Itália, valendo-se da interpretação de fotografias aéreas combinadas com a análise em campo e de informações históricas em relação aos movimentos de encostas ocorridos no local. Este método, ainda que possa trazer resultados confiáveis, é extremamente subjetivo e incapaz de produzir resultados quantitativos. Como principais limitações, citam-se os problemas relacionados à determinação dos fatores condicionantes mais influentes, sendo os mesmos de difícil definição e de grande variabilidade espacial, o elevado grau de incerteza associado às diferentes fases do mapeamento e os longos trabalhos de campo, os quais elevam o custo da pesquisa. Como principais vantagens cita-se a rápida avaliação da estabilidade em determinada área, sua aplicação em diversas escalas, e a não obrigatoriedade do uso de sistemas de informações geográficas (ALEOTTI; CHOWDHURY, 1999; GUZZETTI, 2005).

3.3.2 Análise Heurística

A análise heurística é considerada por muitos autores como uma abordagem semidireta, consistindo na combinação de mapas qualitativos como método de criação de um mapa de suscetibilidade a movimentos de encostas. A combinação dos mapas possui como base a hipótese de que todos os fatores condicionantes de instabilidade em determinado local são conhecidos, sendo assim, dependente do conhecimento e experiência do investigador (FRANCISCO, 1995; GUZZETTI, 2005; FELL et al., 2008). A principal diferença entre a análise heurística e o mapeamento geomorfológico é que os fatores condicionantes são classificados e ranqueados de acordo com a importância assumida pelo pesquisador na propagação de um movimento de massa, fazendo-se prática comum à atribuição de pesos na análise destes fatores (SIDLE; OCHIAI, 2006; BUDETTA; SANTO; VIVENZIO, 2008;

CASTELLANOS ABELLA; VAN WESTEN, 2008). Entre as vantagens deste método cita-se sua rápida utilização devido à automatização das operações quando operado em ambiente SIG e a sua aplicação em diversas escalas (ALEOTTI; CHOWDHURY, 1999). Entretanto, o método possui uma série de desvantagens, tais quais a determinação subjetiva dos pesos de cada parâmetro e a falta de conhecimento em relação aos fatores condicionantes, o que podem resultar em generalizações do modelo e prejudicar a eficiência da análise (VAN WESTEN, 1993; VIEIRA, 2007). Em adição, Guzetti (2005) afirma que, idealmente, as regras usadas na atribuição de pesos e nas combinações de fatores condicionantes deveriam ser baseadas no conhecimento detalhado dos processos físicos controladores de movimentos de encostas, o que, segundo o autor, raramente ocorre. O supracitado autor ainda afirma que a não consideração de interações complexas entre os fatores condicionantes também corresponde a um fator impeditivo na representatividade desta análise.

3.3.3 Análise de Inventário

A análise de inventário objetiva a previsão de padrões de instabilidade por meio da distribuição de deslizamentos ocorridos no passado. Este método é comumente auxiliado pela interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélites, utilização de dados históricos e vistorias de campo (VAN WESTEN, 1993). O produto final de uma análise de inventário é a representação em mapa da distribuição espacial de movimentos de encostas ocorridos em uma ou múltiplas datas, fornecendo também uma relação de frequência entre estes movimentos. Uma análise de inventário pode ainda ser representada por meio de mapas de densidade de ocorrência, demonstrando tanto o percentual da área coberta por material transportado quanto o número de movimentos de encostas ocorridos em determinada região (GUZZETTI; CARDINALI; REICHENBACH, 1994; BULUT et al., 2000; GUZZETTI, 2005). Dessa forma, este tipo de análise permite classificar uma região como altamente suscetível a movimentos de encostas se esta concentrar uma grande proporção destes processos. Vieira (2007) destaca que os mapas de inventários são frequentemente utilizados para subsidiar o poder público e auxiliar na tomada de decisão em relação a áreas potenciais para o uso e ocupação. Dentre as principais vantagens desta abordagem, destacam-se a simplicidade de sua execução, a utilização como validação dos produtos de modelagem matemática (uma vez que os mesmos contribuem para o entendimento dos processos físicos e sua distribuição espaço-temporal), a fácil aplicação em diversas escalas de trabalho e a rápida avaliação do fenômeno em estudo (SOETERS; VAN WESTEN, 1996; GUZZETTI et al., 1999; GUZZETTI, 2005; CARRARA; CROSTA; FRATTINI, 2008; VIEIRA, 2007). Dentre as

principais desvantagens, Soeters e Van Westen (1996) citam que este tipo de análise promove apenas informações referentes a intervalos temporais pequenos, os quais procedem a data das fotografias aéreas, além de não fornecerem nenhuma informação em relação às variações temporais na área de estudo, tais como mudanças climáticas e no uso e ocupação do solo.

3.3.4 Modelos Estatísticos

Nesses modelos é realizada a determinação estatística dos fatores que levaram à deflagração de movimentos de encostas em determinado local. Posteriormente, análises quantitativas são elaboradas em áreas onde condições de deflagração similares são observadas, mas que ainda não possuem ocorrência desses movimentos (SOETERS; VAN WESTEN, 1996; GUZZETTI et al., 1999; CARRARA et al., 1995; GUIMARÃES et al., 2008). A principal vantagem dessa metodologia é sua objetividade, entretanto, alerta-se que a obtenção de resultados representativos dependerá diretamente da qualidade e quantidade dos dados disponíveis (GUZZETTI, 2005; AMARAL JR, 2007). A incorporação dos modelos estatísticos em ambiente SIG resultou na significativa diminuição do tempo de coleta e processamento de dados, fazendo com que as análises estatísticas passassem a ocupar grande espaço entre os métodos de previsão de movimentos de encostas (DAI; LEE, 2002; ARAÚJO et al., 2004; STERLACCHINI; MASETI; POLI, 2004; VAN WESTEN, 2004; VIEIRA, 2007; SHAHABI; HASSIM, 2015). Entre os métodos estatísticos mais utilizados destacam-se as análises bivariadas, multivariadas, discriminantes e de regressão logística (GUZZETTI, 2005).

Conforme Soeters e Van Westen (1996), nas análises estatísticas bivariadas cada fator condicionante (ex. geologia e uso do solo) é comparado individualmente com o mapa de distribuição e densidade de movimentos de encostas do local. De acordo com a densidade do processo, serão atribuídos valores, ou pesos, para cada um desses fatores. Van Westen, Rengers e Soeters (2003) destaca entre as principais desvantagens desta metodologia: a simplificação dos fatores condicionantes; a generalização do processo (a qual se assume que os movimentos de encostas ocorrerão sob as mesmas combinações de fatores por toda a área estudada) e a análise nem sempre individual de cada tipo de movimento de massa. Em contrapartida, as análises estatísticas multivariadas superam algumas dessas limitações, uma vez que consideram as relações entre diversos fatores condicionantes e analisa a presença conjunta destes fatores no processo de deflagração de movimentos de encostas (SIDLE; OCHIAI, 2006; VIEIRA, 2007; PIKE; SOBIESZCZYK, 2008; REMONDO; BONACHEA; CENDRERO, 2008).

A análise discriminante objetiva a categorização da região de estudo em áreas propícias ou não à deflagração de movimentos de encostas por meio de combinações lineares dos fatores condicionantes. A análise de regressão logística, ao contrário da análise discriminante, utiliza uma combinação curvilínea entre estes fatores condicionantes, de modo a obter uma resposta binária. Tradicionalmente, os resultados destes modelos estabelecem dois grupos distintos: (i) áreas estáveis e (ii) áreas instáveis. Para maior detalhamento sobre análise discriminante e regressão logística, recomenda-se o trabalho de Guzetti (2005).

3.3.5 Modelos Determinísticos

Modelos determinísticos consistem na aplicação de equações baseadas em processos e leis físicas na avaliação da suscetibilidade a movimentos de encostas de determinado local (BATHURST; BOVOLO; CISNEROS, 2010; SARKAR; ROY; RAHA, 2016). Guzetti (2005) afirma que estes modelos são geralmente criados para a investigação de um tipo particular de movimento de massa ou para a análise dos efeitos individuais de um fator condicionante, como por exemplo, um evento pluviométrico intenso. De modo geral, devido à falta de informações ou o pouco conhecimento de leis físicas que exercem controle na inicialização e desenvolvimento destes movimentos, apenas modelos simplificados são considerados. Aliado ao conhecimento parcial dos processos envolvidos, o custo da aquisição dos dados exigidos por estes modelos é outro problema a ser superado, especialmente quando grandes áreas são analisadas. Entretanto, ainda que problemas possam ser apontados, a incorporação dos modelos determinísticos em ambiente SIG resultou em um significativo crescimento na utilização deste tipo de análise, sendo hoje considerada por muitos como a linha de investigação mais recente e promissora.

Quando aplicados a escorregamentos rasos de solo os modelos determinísticos calculam a estabilidade de uma encosta por meio de dados representativos de condições litológicas, hidrológicas e geotécnicas. Entre estes dados, destacam-se a posição do nível freático, condições de pressão neutra, o perfil geológico/pedológico do terreno e parâmetros geomecânicos de resistência de solos e rochas (como coesão e ângulo de atrito). A utilização destes modelos aliados aos programas de SIG permite ainda a aquisição de dados geomorfológicos, por meio de um modelo digital do terreno. Ademais, com o SIG é possível realizar análises que demandariam muito tempo para serem feitas manualmente, além de ser possível alterar facilmente as condições de contorno dessas análises, possibilitando a investigação de diferentes cenários. A maioria dos SIG permite a automatização dos modelos determinísticos, utilizando fluxogramas ou linguagem de programação.

Comumente, das análises computacionais realizadas é obtido um Fator de Segurança (FS), o qual expressa a relação entre as forças solicitantes e resistentes ao movimento inicial. Este fator de Segurança representa uma razão numérica direta de quanto o talude/encosta analisado encontra-se acima ou abaixo da condição de ruptura ($FS = 1,0$). Por exemplo, se o FS obtido for 0,9 o talude deve romper, estando 10% abaixo da condição limite. Por outro lado, se FS for igual a 1,1, o talude encosta encontra-se 10% acima da condição ruptura.

Nos modelos mais simples, as condições de estabilidade local são geralmente avaliadas por meio da equação do talude infinito, onde a superfície de escorregamento é assumida planar e paralela à superfície topográfica, em uma profundidade fixa. Modelos determinísticos mais avançados utilizam o modelo de estabilidade do talude infinito em conjunto com modelos hidrológicos complexos, agregando a estas análises dados como a condutividade hidráulica dos solos, variação temporal do nível d'água e variação espacial e temporal da pluviosidade em determinado local (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; SOETERS; VAN WESTEN, 1996; GUZETTI, 2005). Maior detalhamento sobre os métodos aplicados na presente pesquisa (SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS) será dado nos próximos itens.

3.4 Sistemas de informações geográficas SIG

Segundo Tomlin (1990) e Davis Junior (1997), Sistemas de Informações Geográfica (SIG) são sistemas automatizados utilizados na análise, apresentação e interpretação de dados relativos aos espaços terrestres. Os SIGs são projetados para a manipulação de dados geograficamente referenciados (georreferenciados) por meio de coordenadas geográficas, sendo esta informação indispensável na utilização deste sistema. Segundo Medeiros (2012), um SIG é composto tanto por softwares e hardwares (como scanners e aparelhos de posicionamento global) quanto por metodologias específicas aplicadas na coleta e processamento de dados. Ademais, devido ao uso de princípios cartográficos na estruturação e apresentação da base de dados, uma força de trabalho capacitada faz-se necessária na utilização de um SIG. Destaca-se que a interação entre o usuário e um SIG é feita ou por meio de uma interface gráfica ou por comandos avançados de linguagem computacional.

Goodchild (1993) afirma que a tecnologia SIG permite a visualização e o processamento de dados em grandes quantidades, o qual, a depender da qualidade dos dados de entrada, possibilita a modelagem da realidade de forma mais fidedigna possível e a consequente validação dos modelos gerados. Os dados de entrada utilizados no programa são divididos em dados no formato vetorial e *raster*. Os dados vetoriais são dados mais simples,

comumente utilizados na reprodução do meio físico, sendo estes dados representados por linhas, pontos e polígonos georreferenciados. Os dados em formato *raster*, em contrapartida, são utilizados quando a representação do meio físico não pode ser feita por meio de dados vetoriais. Desta forma, estes dados dividem o espaço amostrado em células, com a posição geográfica do objeto sendo definida por meio de linhas e colunas (BURROUGH; MCDONNELL, 1998).

A utilização de um programa SIG torna-se uma excelente ferramenta no estudo da suscetibilidade a movimentos de encostas em encostas, fornecendo os meios necessários para a produção de mapas de alta qualidade. Desta forma, a pesquisa será realizada, majoritariamente, utilizando o programa ArcGis[®] 10.2, devido a sua alta compatibilidade com as demais ferramentas de modelagem e a alta eficiência do mesmo. Este programa foi desenvolvido pela empresa norte-americana *Environmental Systems Research Institute* (ESRI) sendo composto por um conjunto integrado de ferramentas (*ArcMap*, *ArcCatalog* e *ArcToolBox*) capazes não apenas de gerar produtos cartográficos com alta qualidade, mas também digitalizar e editar dados espaciais e desenvolver análises diversas por meio de dados em formato *raster* e vetorial.

3.4.1 Modelo Digital do Terreno (MDT)

Um modelo corresponde à representação simplificada da realidade, fornecendo subsídios para a análise e previsão de qualquer alteração que venha a ocorrer nesta realidade. Um modelo digital do terreno (MDT), por sua vez, corresponderá a uma representação matemática das variações da superfície terrestre por meio de um modelo 3D. Sua elaboração faz-se possível por meio da utilização de uma base de dados em 2D (coordenadas x e y) em conjunto com dados altimétricos (distância entre um *datum* de referência e a elevação absoluta deste terreno - z) de dada localidade (BORROUGH, 1986; VIEIRA, 2015).

Andrade (1998) distingue os termos modelo digital do terreno (MDT) e modelo digital de elevação (MDE). Segundo o autor, um MDE corresponde a um termo simplificado, no qual o modelo desenvolvido contém apenas a altimetria da região de estudo. Em contrapartida, um MDT contém outras feições, tais como rios, linhas de drenagem e linhas de cume. A aquisição de dados necessários à confecção de um MDT é comumente realizada por meio de observações de campo, digitalização de mapas topográficos e levantamento de dados altimétricos por GPS (DOYLE, 1978).

Dentre os métodos de aquisição de dados necessários a elaboração de um MDT, a digitalização vetorial é tida como a técnica mais comum (ASPIAZÚ; ALVES; VALENTE, 1990). A digitalização vetorial consiste no percurso de curvas de nível e linhas de drenagem presentes em mapas topográficos por meio da movimentação do cursor de um digitalizador e na demarcação de pontos e polígonos de interesse. No caso das curvas de nível, durante o processo de digitalização são computados os valores altimétricos das mesmas, comumente dispostos em intervalos regulares. O processo gera dados vetoriais, tais como linhas para curvas de nível e drenagens, pontos para cumes e polígonos para lagos e demais feições. Devido à sua baixa automatização, este método é considerado uma das etapas mais trabalhosas durante a elaboração de um MDT. Destaca-se que durante a digitalização vetorial um rigoroso controle de qualidade deve ser efetuado, uma vez que qualquer erro gerado impactará as modelagens subsequentes.

Augusto Filho (2011) discorre sobre os principais métodos de interpolação na obtenção de um MDT, agrupando-os em métodos determinísticos e métodos geoestatísticos. Nos métodos determinísticos a cota de determinada localização terá como base os valores de sua vizinhança, possuindo fórmulas específicas para a determinação da suavidade de sua superfície. Nos métodos geoestatísticos a superfície resultante será determinada com base na relação estatística dos pontos medidos, podendo-se citar a krigagem como uns dos principais métodos. Dentre os métodos de interpolação disponíveis no programa ArcGis, destaca-se a ferramenta *Topo to Raster* (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools/ Interpolation/Topo to Raster*), capaz de gerar um MDT hidrológicamente adequado, em formato *raster*, por meio de dados de entrada como curvas de níveis, pontos cotados e linhas de drenagem (HUTCHINSON; XU; STEIN, 2011). A ferramenta *Topo to Raster* considera a ação da água como principal agente de transformação e modelagem do relevo. Desta forma, esta ferramenta impõe restrições ao processo de modelagem, o que resulta em uma estrutura de drenagem conectada e a correta interpretação de cumes (ESRI, 2018a).

Destaca-se que quanto mais abundante a disponibilidade de dados no terreno, mais precisos serão os resultados obtidos. A precisão do modelo pode ser avaliada de diversas formas, podendo-se destacar a criação de curvas de nível a partir do MDT gerado e a consequente análise qualitativa entre as curvas recém-criadas e as curvas de nível originalmente utilizadas como dado de entrada. Outro método consiste na comparação visual entre os caminhos preferenciais de fluxo de água, determinados no modelo, com rios e vales conhecidos. A fim de exemplificação, caso um rio tenha sido utilizado como dado de entrada

na confecção de um MDT, os caminhos preferenciais de fluxo de água devem sobrepor quase que perfeitamente este rio.

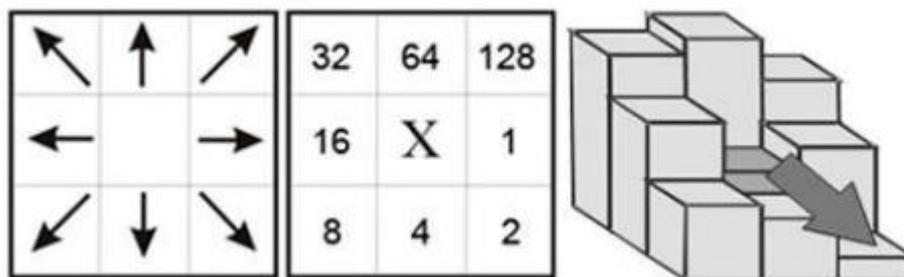
Os MDTs vêm sendo utilizados há anos em análises ambientais, com destaque para sua utilização na estimativa de volumes e áreas, no desenho de perfis transversais, na geração de imagens sombreadas e no fatiamento da área em classes altimétricas com intervalos pré-determinados. Ademais, Augusto Filho (2011) afirma que um MDT, além de auxiliar na rápida extração de perfis topográficos em diferentes direções e na visualização tridimensional da área de estudo, serve de base para a elaboração de diversos mapas temáticos, tais como declividade, direção e curvatura de vertentes, os quais influenciam diretamente na suscetibilidade de um terreno a instabilização.

3.4.2 Modelo Hidrológico

Segundo Rennó e Soares, (2003) um modelo hidrológico consiste na representação matemática do fluxo d'água sobre dado local na superfície ou subsuperfície terrestre. A modelagem hidrológica é desenvolvida para compreender e representar o comportamento das bacias hidrográficas em diferentes condições ambientais, simulando o percurso da água desde sua precipitação até a saída desta bacia, seja por escoamento ou evapotranspiração (TUCCI, 1998). Uma vez que a topografia é o principal condicionante dos processos de transporte e fluxo de materiais, a produção de um modelo hidrológico está condicionada a utilização de um MDT. É a partir de um MDT que são extraídos dados relacionados às características topográficas da bacia, como seus limites e sub-bacias, declividade, redes de drenagem, orientação de vertentes e direção do fluxo (MOORE et al., 1993).

Os SIGs fornecem subsídios para a elaboração de um modelo hidrológico. De maneira geral, com o auxílio de um MDT, busca-se definir a direção de escoamento principal, ou seja, o caminho mais provável do fluxo de água no terreno. Em ambiente SIG, os cálculos são realizados para cada célula presente no MDT, comumente utilizando-se a metodologia denominada D8 (JENSON; DOMINGUE, 1988). Esta metodologia consiste na análise de uma matriz 3x3, onde é definida a direção de maior declive em relação à célula analisada. Assume-se neste método que uma célula poderá drenar apenas para uma das oito células vizinhas, conforme Figura 5.

Figura 5 - Possíveis direções de fluxo conforme método D8, onde: 1 corresponde a leste (E), 2 corresponde a sudeste (SE), 4 corresponde a sul (S), 8 corresponde a sudoeste (SW), 16 corresponde a oeste (W), 32 corresponde a noroeste (NW), 64 corresponde a norte (N) e 128 corresponde a nordeste (NE).



Fonte: Reis (2015)

Nas células que não são possíveis a determinação da direção do fluxo, utiliza-se uma técnica conhecida como preenchimento (JENSON; DOMINGUE, 1988). Nesta técnica eleva-se a cota da célula até que esta possua direção de fluxo definida. Esta opção encontra-se presente no programa ArcGis por meio do comando *Cut Fill* (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools – Surface – Cut Fill*), produzindo um MDT sem depressões e, deste modo, hidrológicamente coerente. Após definirem-se as direções de fluxo, calcula-se a área de contribuição de cada célula, ou seja, o número de células cujo fluxo é direcionado para a célula a qual se analisa. Por fim, determina-se um limite da área de contribuição, onde qualquer célula acima deste limite será considerada como parte de uma rede de drenagem (O'CALLAGHAN; MARK, 1984).

Dentre os modelos hidrológicos, destaca-se o modelo TOPMODEL, desenvolvido por Beven e Kirkby (1979). O TOPMODEL consiste em um modelo hidrológico conceitual com área de contribuição variável, onde a dinâmica do fluxo de escoamento superficial e subsuperficial são estimadas a partir de características topográficas e pedogenéticas. Este modelo conceitual é utilizado em métodos de análise determinísticos tais como o SHALSTAB e o SINMAP.

3.4.3 Outras Ferramentas de Análise Espacial Aplicadas ao Estudo de Movimentos de Encostas

3.4.3.1 Hillshade (Sombreamento)

Hillshade é uma ferramenta presente no programa ArcGis (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools – Surface – Hillshade*) capaz de produzir relevos sombreados a partir de um MDT. Para sua utilização, determina-se o ângulo hipotético de iluminação solar em uma área de estudo e calcula-se os valores de iluminação para cada célula em relação às células vizinhas. Nesta ferramenta, o ângulo hipotético de iluminação solar é determinado por meio

de dois parâmetros de entrada: azimute e altitude. O azimute corresponde à posição do sol no céu medida em sentido horário a partir do norte, variando entre 0° e 360° . A altitude, por sua vez, representará o ângulo de iluminação solar, variando entre 0° (horizontal) e 90° (vertical). A Figura 6 representa estes dois parâmetros de entrada para um azimute de 315° (NW) e altitude de 45° .

Figura 6 - Exemplificação de azimute e altitude.



Fonte: ESRI (2018b)

Esta ferramenta possui como principal função aumentar a visualização da superfície em análises e produtos gráficos, por meio da geração 3D de um mapa em escala de cinza (ESRI, 2018b). Opcionalmente, por meio do parâmetro *z factor*, pode-se adicionar um exagero vertical ao mapa de sombreamento.

3.4.3.2 Slope (Declividade)

Slope é uma ferramenta presente no programa ArcGis (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools – Surface - Slope*) utilizada na determinação da declividade de determinado local, por intermédio da utilização de um MDT. Destaca-se que a declividade do terreno é uma variável de extrema importância em qualquer análise geotécnica, uma vez que está diretamente relacionada a processos gravitacionais como escoamento e erosão. A declividade corresponderá à inclinação do terreno em relação à linha horizontal, podendo ser expressa em termos de graus ($^\circ$) ou porcentagem (%). Quanto menor o valor da declividade, menos inclinado é o terreno.

A ferramenta *Slope* identifica a taxa máxima de variação dos valores altimétricos de cada célula em relação às células vizinhas. Dessa forma, a declividade de uma célula será dada pela diferença altimétrica entre a célula analisada e a célula vizinha de maior amplitude sobre a distância entre as mesmas (ESRI, 2018c). As informações obtidas do mapa de declividade orientam uma série de ações de planejamento e manejo do local, impactando diretamente as tomadas de decisões referentes ao desenvolvimento urbano.

3.4.3.3 *Curvature* (Curvatura)

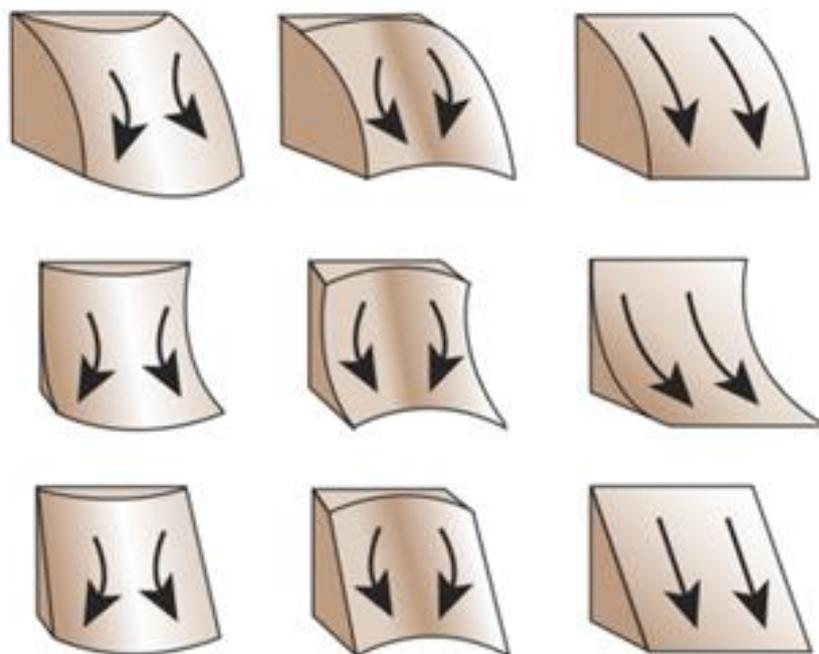
Curvature é uma ferramenta presente no programa ArcGis (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools – Surface - Curvature*) utilizada na determinação do perfil das encostas por meio da utilização de um MDT. Esta ferramenta exhibe a forma ou curvatura das encostas em termos de vista em planta e em perfil, dividindo-as em superfícies planas, côncavas e convexas. A curvatura é comumente utilizada na descrição física das encostas, buscando-se um maior entendimento sobre os processos gravitacionais atuantes na mesma (ESRI, 2018d).

As análises realizadas em diferentes visadas (planta e perfil) evidenciam aspectos distintos do relevo. As visadas em perfil são caracterizadas por serem paralelas à inclinação do talude (direção de inclinação máxima), afetando a aceleração do fluxo superficial. Segundo ESRI (2018d), valores negativos da análise em perfil indicam uma superfície convexa e a consequente desaceleração do escoamento, enquanto que valores positivos indicam uma superfície côncava, o que, por sua vez, resulta na aceleração do fluxo. Uma superfície plana será assim determinada quando seus valores forem iguais à zero.

As visadas em planta, por sua vez, são perpendiculares à direção de maior inclinação, relacionando-se a convergência e divergência do fluxo de água sobre a encosta. Ao contrário da vista em perfil, valores positivos indicam uma célula lateralmente convexa, enquanto que valores negativos indicam uma célula lateralmente côncava.

A análise conjunta das formas de relevo, em planta e perfil, permite determinar as áreas mais suscetíveis aos movimentos de encosta (Figura 7). Desta forma, um relevo côncavo em planta e perfil é uma área preferencial de acúmulo de água, necessitando de pequenos volumes de precipitação para que ocorra a ruptura do material terroso. Em contrapartida, as formas convexas/convexas dificultam a ruptura do material terroso devido a divergência e diminuição da velocidade do fluxo d'água (RENEAU; DIETRICH, 1987; DIETRICH; MONTGOMERY, 1998).

Figura 7 - Formas de relevo oriundas da combinação das vistas em planta e em perfil.

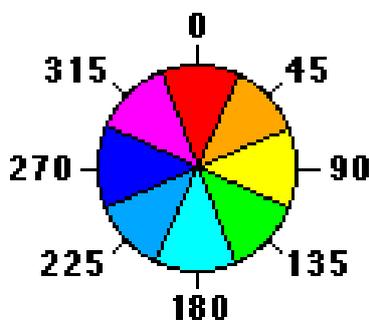


Fonte: ESRI (2018d).

3.4.3.4 Aspect (Direção de Mergulho)

Aspect é uma ferramenta presente no programa ArcGis (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools – Surface - aspect*) utilizada na determinação do mergulho das encostas por meio da utilização de um modelo digital do terreno. Conceitualmente o aspecto representará a direção de declive de uma célula em relação a seus vizinhos. As direções das vertentes variam de 0° a 360° em sentido horário, da mesma forma que no mapa de sombreamento, conforme Figura 8. Em áreas planas o valor atribuído será de -1 (ESRI, 2018e).

Figura 8 - Direções utilizadas na determinação do aspecto. Onde 0° corresponde a Norte (N), 45° corresponde a NE, 90° corresponde a leste (E), 135° corresponde a sudeste (SE), 180° corresponde a sul (S), 225° corresponde a sudoeste (SW), 270° corresponde a oeste (W) e 315° corresponde a noroeste (NW).



Fonte: ESRI (2018e)

Segundo ESRI (2018e), por meio do mapa de aspecto podem-se determinar quais regiões recebem as maiores taxas de iluminação solar durante determinado período, o que poderá afetar tanto a vegetação local quanto os teores de umidade no solo. Ademais, Gao e Maro (2006) afirmam que a influência do aspecto na deflagração de movimentos de encostas pode ser explicada tanto por fatores estruturais (orientação e estruturas da rocha) quanto por fatores climáticos, uma vez que a orientação das vertentes interfere diretamente na distribuição da radiação solar e da chuva.

3.5 Métodos de Análise de Estabilidade em SIG

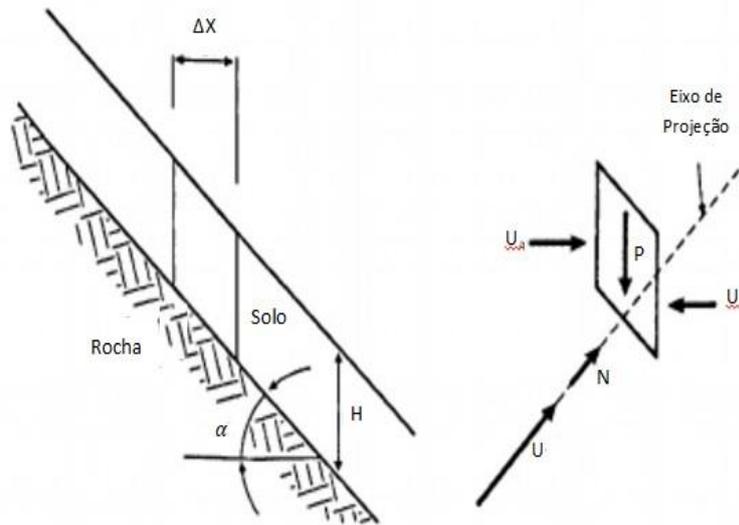
3.5.1 Talude Infinito

O método do talude infinito foi primeiramente proposto por Skempton e Delory (1957) considerando os critérios de ruptura de Mohr-Coulomb na resistência ao cisalhamento dos solos. Este método corresponde a um modelo determinístico do tipo equilíbrio-limite o qual propõe que a estabilidade de uma encosta pode ser calculada pela razão entre as forças resistentes e motoras atuantes em um prisma de solo isolado (Equação 1). Uma vez que o método do talude infinito é baseado no Fator de Segurança (FS) uma encosta será considerada estável quando este for maior que 1.

$$F_s = \frac{\sum \text{Forças Resistentes}}{\sum \text{Forças Motoras}} \quad 1$$

No que tange as considerações do modelo, um talude é tido como infinito quando a espessura de sua superfície crítica é muito inferior ao seu comprimento total. Neste caso, a superfície de ruptura será paralela à superfície do terreno, assim como o nível d'água (Figura 9). Durante um evento pluviométrico, assume-se que as linhas de fluxo são paralelas ao talude, enquanto que as linhas equipotenciais são perpendiculares. Este método considera ainda a movimentação do talude como um corpo rígido, desprezando o efeito das extremidades superior e inferior da massa instável, pois caso contrário, as tensões no maciço seriam dependentes da posição ao longo do talude, o que contraria a hipótese de movimentação (GERSCOVICH, 2012).

Figura 9 - Condições consideradas na equação de talude infinito. Destacam-se as forças de empuxo lateral (U_a) as quais, devido ao fato de serem de igual intensidade e sentidos opostos, anulam-se.



Fonte: Massad (2010).

Aplicando as considerações de Mohr-Coulomb, na iminência da ruptura de um talude as forças motoras tornam-se iguais a resultante das forças resistentes. Dessa forma, a Equação 1 pode ser reescrita como:

$$\tau = c + (\sigma - \mu) \cdot \operatorname{tg} \phi \quad 2$$

Onde: τ representa a tensão cisalhante; c representa a coesão total; σ é a tensão normal; μ é a pressão neutra; e ϕ o ângulo de atrito interno.

Ao avaliar um talude, sabe-se que o peso do solo (W^*) exerce influência tanto nas forças resistentes quanto motoras. O peso do solo pode ser definido, por unidade de comprimento, como:

$$W^* = l \cdot \gamma_n \cdot z \cdot \cos \alpha \quad 3$$

Onde: l é o comprimento da encosta (m); γ_n é o peso específico do solo (kN/m^3); z é a profundidade vertical do solo; e α é ângulo de inclinação do talude/encosta ($^\circ$).

Considera-se que a componente do peso perpendicular à encosta corresponde à tensão normal (σ), enquanto que a componente do peso paralelo à encosta corresponde à tensão cisalhante (τ). Dessa forma, ambas as tensões podem ser decompostas por unidade de largura e quando manipuladas algebricamente, obtêm-se:

$$\sigma = \gamma_n \cdot z \cdot \cos^2 \alpha \quad 4$$

$$\tau = \gamma_n \cdot z \cdot \operatorname{sen} \alpha \cdot \cos \alpha \quad 5$$

A análise do talude infinito leva ainda em consideração os efeitos da pressão neutra (μ) atuante em uma maciço/encosta. A pressão neutra pode ser descrita como a pressão de água presente nos vazios do solo, caso o mesmo esteja saturado, agindo de modo a diminuir a tensão normal no talude. A depender da complexidade do estudo, esta variável pode ser representada por diversas fórmulas. Na equação do talude infinito, a mesma pode ser expressa por:

$$\mu = \gamma_w \cdot h \cdot \cos^2 \alpha \quad 6$$

Onde: γ_w é o peso específico da água (kg/m^3) e h é a altura da coluna d'água na camada de solo (m).

Conforme SELBY (1993), substituindo os termos presentes na Equação 2, considerando a profundidade do solo como a profundidade de ruptura ($z = z_c$) e rearranjando a equação de modo a expressar a razão entre as forças motoras e resistentes em termos de tensões efetivas, obtêm-se:

$$F_s = \frac{c' + (\gamma_n \cdot z_c \cdot \cos^2 \alpha - \mu) \text{tg} \phi'}{\gamma_n \cdot z_c \cdot \text{sen} \alpha \cdot \text{cos} \alpha} \quad 7$$

Onde: c' e ϕ' são a coesão (kPa) e o ângulo de atrito ($^\circ$) em termos de tensões efetivas, γ_n é o peso específico natural do solo (kN/m^3), μ é a pressão neutra atuante (kPa), z_c corresponde a profundidade de ruptura do solo (m) e α é o ângulo de inclinação do talude/encosta ($^\circ$).

O método do talude infinito considera que a profundidade de ruptura é muito menor que o comprimento do talude. Estas considerações fazem com que o mesmo possa ser aplicado unicamente na previsão e análise de escorregamentos rasos de solo. Em contrapartida, estas simplificações o tornam adequável a uma série de situações, fazendo com que este método apresente uma excelente compatibilidade com ferramentas computacionais, especialmente as que se valem do uso de SIG's (AHRENDT, 2005).

Outra aplicação do método do talude infinito consiste na previsão da superfície de ruptura crítica de um escorregamento de solo. Neste tipo de previsão, uma vez conhecidos os demais parâmetros da análise, assume-se um $F_s = 1$. Neste caso a equação pode ser representada por:

$$z_c = \frac{c' - \mu \cdot \text{tg} \phi'}{\gamma_n \text{cos} \alpha (\text{sen} \alpha - \text{cos} \alpha \cdot \text{tg} \phi')} \quad 8$$

Onde: c' e ϕ' são a coesão (kPa) e o ângulo de atrito ($^\circ$) em termos de tensões efetivas, γ_n é o peso específico natural (kN/m^3), μ é a pressão neutra atuante (kPa), α é o ângulo de inclinação do talude/encosta ($^\circ$) e Z_c é a profundidade crítica da superfície de ruptura (m).

Craig (2016) encontra uma limitação para a utilização deste método em altas declividades. A supracitada autora efetuou uma série de simulações em ambiente SIG,

encontrando uma declividade limite onde, a partir de dada inclinação, FS maiores são encontrados, conforme demonstra a Tabela 1. Observa-se que a declividade limite é menor quanto menor é a espessura do solo e inversamente proporcional a coesão efetiva do mesmo.

Tabela 1 – Tendência de inversão do FS a partir de altas declividades.

FS	Declividade (°)	Profundida de Ruptura (m)	Coesão Efetiva (kPa)
3,49	30		
2,65	50		
2,77	60	0,5	8
3,48	70		
6,22	80		
1,69	30		
1,05	50		
0,96	60	0,5	2
1,04	70		
1,64	80		
2,29	30		
1,58	50		
1,57	60	1	8
1,85	70		
3,16	80		

Fonte: Craig (2016)

A fim de exemplificação, para os solos residuais da Formação Botucatu, no interior de São Paulo, cuja coesão efetiva é estimada em 8 kPa, a supracitada autora encontra uma declividade limite de $51,7^\circ$ para profundidades de ruptura de 0,5m.

Ademais, no trabalho de Craig (2016), assim como em Augusto Filho (2001), as análises utilizando o método do Talude Infinito foram condicionadas a utilização da plataforma *ArcMap*, presente no programa *ArcGis*, por intermédio da ferramenta *Raster Calculator* (*Arctoolbox/ Spatial Analyst Tools - Map Algebra*).

Destaca-se que a ferramenta *Raster Calculator* permite análises espaciais por meio da execução de equações algébricas, sendo a mesma responsável pela produção de novos arquivos matriciais tendo como base dados matriciais já presentes no projeto. A desta ferramenta nos trabalhos supracitados foi condicionada a produção de dados matriciais

relativos aos parâmetros geomecânicos do solo assim como às características físicas do terreno, conforme especificado no Quadro 5.

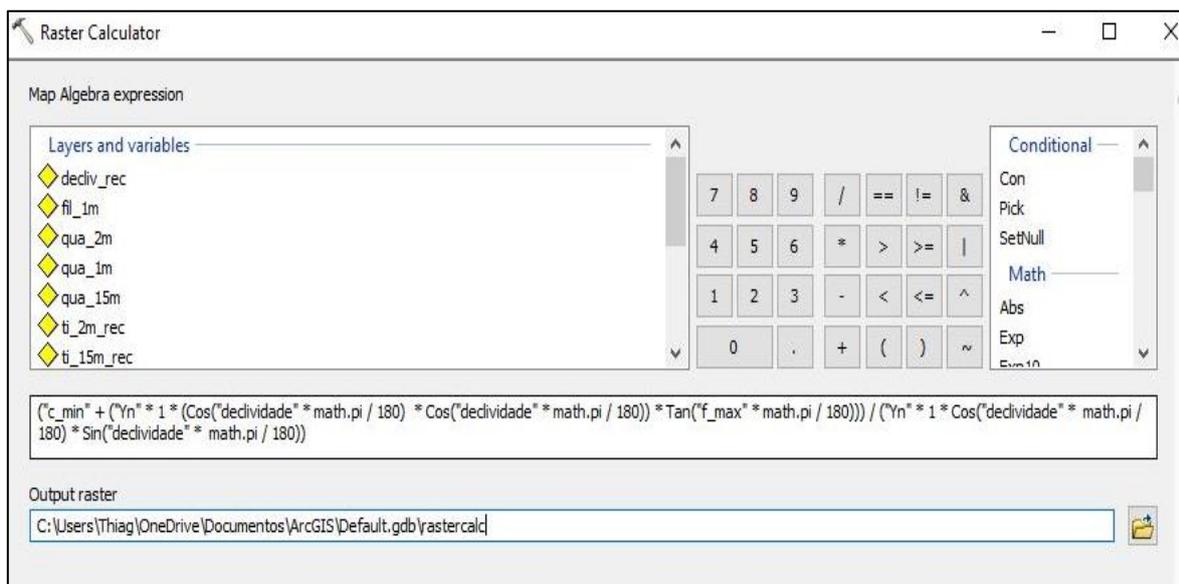
Quadro 5 – Arquivos matriciais necessários à utilização do método do Talude Infinito.

Arquivo Matricial	Descrição
c' (coesão do solo)	Arquivo matricial com os valores de coesão do solo em termos de tensões efetivas. Em caso de valor único para toda a região estudada, este dado pode ser digitado manualmente (sem necessidade de criação de arquivo raster).
ϕ' (ângulo de atrito)	Arquivo matricial com os valores do ângulo de atrito do solo, em termos de tensões efetivas. Em caso de valor único para toda região estudada, o dado pode ser digitado manualmente.
γ_n (peso específico do solo)	Arquivo matricial com os valores de peso específico do solo. Em caso de valor único de γ_s para toda a região estudada, o dado pode ser digitado manualmente.
z_c (profundidade de ruptura)	Arquivo matricial com a profundidade de ruptura da área de estudo, em caso de apenas um valor de z para toda região, admitindo esta como uma das limitações do método, o dado pode ser digitado manualmente.
α (declividade)	<i>Raster</i> construído pela ferramenta <i>Slope</i> conforme item 3.2.3.2 com a declividade expressa em graus.
μ (pressão neutra)	<i>Raster</i> utilizado em análises considerando a formação do nível d'água. Os valores de γ_w (peso específico da água) e h (altura da coluna d'água) devem ser especificados.

Fonte: Autor.

Uma vez com os arquivos matriciais, a equação do Talude Infinito é digitada conforme demonstra a Figura 10. O arquivo de saída (*output raster*) será um mapa com valores expressos em termos de Fator de Segurança (FS).

Figura 10 - Exemplo de utilização da ferramenta *Raster Calculator* no cálculo do método do Talude Infinito.



Fonte: Autor.

3.5.2 SHALSTAB

SHALSTAB (*Shallow Slope Stability Model*) é um método determinístico idealizado pelos trabalhos de Dietrich et al. (1993) e Montgomery e Dietrich (1994) utilizado na identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos de solo. O SHALSTAB é o resultado da combinação de um modelo de estabilidade (equação do talude infinito), com um modelo hidrológico de estado estacionário (steady-state) embasado nos trabalhos de Beven e Kirkby (1979) e O’Loughlin (1986). O método se destaca pelo enfoque dado ao modelo hidrológico do terreno, considerando não apenas a declividade do local, mas também a direção do fluxo e, conseqüentemente, a área de contribuição de cada célula analisada em ambiente SIG. Assim como nos demais métodos determinísticos, incorporam-se a este método propriedades físicas do solo como a espessura, peso específico, coesão e ângulo de atrito (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994). Uma vez que este modelo assume a topografia do local como o principal fator controlador da deflagração de movimentos de encostas, a utilização de um Modelo Digital do Terreno (MDT) para a obtenção das variáveis topográficas se faz necessária. Desta forma, por meio da aplicação dos cálculos em cada célula dentro de um grid em ambiente SIG, o método SHALSTAB analisa a área em termos de suscetibilidade a movimentos de encostas (FERNANDES et al., 2001).

Conforme explicitado, o modelo de estabilidade do SHALSTAB é embasado na teoria do talude infinito, considerando os critérios de ruptura de Mohr-Coulomb. Para sua utilização, em um primeiro momento, a equação do talude infinito (Equação 7) é reescrita em função de h/z , representando a proporção da coluna de água no solo necessária para que o mesmo se instabilize (Equação 9). Assim como no método do Talude Infinito, considera-se que a profundidade vertical do solo (z) seja igual a profundidade de ruptura (z_c).

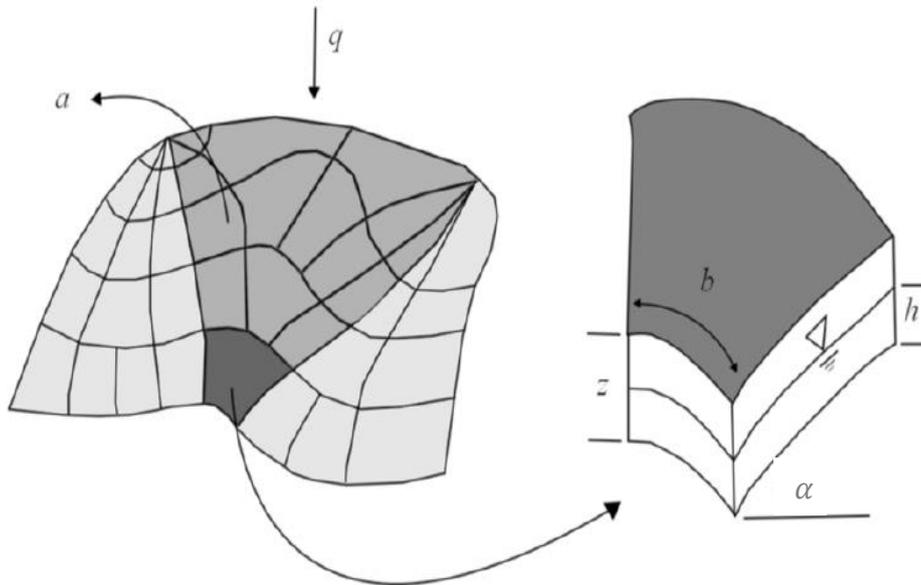
$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\text{tg}\alpha}{\text{tg}\phi}\right) + \frac{c}{g \cdot \rho_w \cdot z \cdot \cos^2\alpha \cdot \text{tg}\phi} \quad 9$$

Onde: ρ_s é a densidade do solo (kg/m^3); ρ_w é a densidade do água (kg/m^3) e g é a aceleração gravitacional (m/s^2).

A modificação da equação do talude infinito em função de h/z permite que um modelo hidrológico possa ser acoplado, sendo este modelo função de parâmetros geomorfológicos e hidrológicos do terreno (MICHEL; GOERL; KOBIYAMA, 2014). Para que o modelo hidrológico possa existir assume-se um fluxo subsuperficial constante na região em estudo, sem que ocorra escoamento superficial ou fluxo d’água no material rochoso. Atendendo estas condições, a formação da zona saturada se dará caso o produto da precipitação efetiva (pluviosidade menos evapotranspiração - q) por uma área drenada a

montante (a) passando por um elemento de contorno de comprimento (b) seja maior que o produto da transmissividade do solo (T) pelo seno da inclinação da encosta (α) (Figura 11 e Equação 10).

Figura 11 - Representação da área de contribuição segundo modelo hidrológico proposto.



Fonte: Michel (2013).

$$\frac{a \cdot q}{b} \geq T \cdot \text{sen} \alpha \quad 10$$

Onde: a representa a área drenada a montante (m^2); q representa a precipitação efetiva (m/d), b representa o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento (m); T representa a transmissividade do solo (m^2/d) e α representa a inclinação da encosta ($^\circ$).

A partir destas premissas a lei de Darcy pode ser empregada, considerando uma condição uniforme onde a quantidade de água que entra no sistema é igual à quantidade de água que sai ($Q_e = Q_s$). Estas vazões são representadas respectivamente por:

$$Q_e = q \cdot a \quad 11$$

$$Q_s = K_s \cdot h \cdot \text{sen} \alpha \cdot \text{cos} \alpha \cdot b \quad 12$$

Em relação à vazão de água que sai do sistema (Q_s), o modelo considera a condutividade hidráulica saturada (K_s) constante em todo o perfil do solo. O gradiente hidráulico (i), por sua vez, é representado por $\text{sen} \alpha$, uma vez que a carga hidráulica corresponde a diferença altimétrica dos pontos iniciais e finais do escoamento.

Quando o perfil do solo encontra-se totalmente saturado ($h = z$), substitui-se a altura da coluna d'água na camada de solo (h) pela profundidade vertical do solo (z). Neste caso a

equação pode ser simplificada em função da transmissividade do solo (T), sendo a mesma expressa por:

$$T = K_s \cdot z \cdot \cos\alpha \quad 13$$

Onde: T representa a transmissividade (m²/d); K_s representa a condutividade hidráulica saturada (m/d); z representa a profundidade vertical do solo e α representa a inclinação da encosta (°).

Considerando toda a camada de solo saturada, a vazão de água que sai do sistema (Q_s) se torna máxima, podendo ser representada por:

$$Q_{sm\acute{a}x} = T \cdot \text{sen}\alpha \cdot b = K_s \cdot z \cdot \text{sen}\alpha \cdot \cos\alpha \cdot b \quad 14$$

Conforme o trabalho de O'Loughlin (1986), em uma condição de equilíbrio a saturação é definida por um índice de umidade (W), podendo ser expresso por:

$$W = \frac{Q_e}{Q_{sm\acute{a}x}} \quad 15$$

Substituindo a Equação 15 pelas Equações 11 e 14 temos:

$$W = \frac{q \cdot a}{T \cdot \text{sen}\alpha \cdot b} \quad 16$$

Considerando Q_e = Q_s rearranjam-se as Equações 11, 12, 14 e 16, de modo a se obter:

$$W = \frac{K_s \cdot \text{sen}\alpha \cdot h \cdot \cos\alpha \cdot b}{T \cdot \text{sen}\alpha \cdot b} = \frac{K_s \cdot \text{sen}\alpha \cdot h \cdot \cos\alpha \cdot b}{K_s \cdot \text{sen}\alpha \cdot z \cdot \cos\alpha \cdot b} = \frac{h}{z} \quad 17$$

Deste modo, manipulando as Equações 16 e 17 obtém-se:

$$\frac{h}{z} = \frac{q \cdot a}{T \cdot \text{sen}\alpha \cdot b} \quad 18$$

Finalmente, a união do modelo hidrológico com o modelo de estabilidade é realizada em função da razão h/z, rearranjando as Equações 9 e 18:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot \text{sen}\alpha \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\text{tg}\alpha}{\text{tg}\phi}\right) + \frac{c}{g \cdot \rho_w \cdot z_c \cdot \cos^2\alpha \cdot \text{tg}\phi} \quad 19$$

Onde: q representa uma dada precipitação no estado estacionário (m/s); T é a transmissividade do solo (m²/h); a corresponde a área de captação específica (m), θ é a inclinação local (°); ρ_s representa a densidade do solo (g/cm³); ρ_w representa a densidade da água (g/cm³); φ é o ângulo de atrito (°); c é a coesão (kPa) e g representa a aceleração da gravidade (m/s²).

Conforme demonstra a Equação 19, o resultado da análise utilizando o SHALSTAB não gera um FS como o método do Talude Infinito, mas sim uma relação q/T. A classificação

em relação ao $\log q/T$ permite dividir a área analisada em 7 classes distintas, partindo de uma classe estável até a instabilidade crônica, conforme Quadro 6.

Quadro 6 - Relação Log (q/t) com as classes de estabilidade do SHALSTAB.

Log (q/T)	Definição
Estável	O movimento de massa não se deflagrará mesmo que a encosta encontre-se totalmente saturada ($h/z = 1$).
> -2.2	Menores relações h/z são necessárias para deflagrar o escorregamento à medida que as classes se aproximam da Instabilidade Crônica. Em outras palavras, passa a se exigir alturas de coluna d'água (h) menores para a instabilização.
-2.5 - -2.2	
-2.8 - -2.5	
-3.1 - -2.8	
< -3.1	
Instabilidade Crônica	O movimento de massa se deflagrará mesmo que não ocorra a formação de um nível d'água ($h/z = 0$).

Fonte: Autor.

Observa-se que a deflagração de um escorregamento raso de solo nas classes intermediárias só é atingida com a formação de um nível d'água, o que não necessariamente reflete a dinâmica hidrogeológica nos taludes encontrados na região da Serra do Mar. A exceção se encontra nas classes incondicionalmente instável e estável, uma vez que estas, ao invés de utilizarem a razão q/T , se baseiam em duas situações específicas derivadas da Equação 9, sendo elas:

- i) $h/z = 0$ – representando um solo completamente seco (sem formação de um nível d'água);
- ii) $h/z = 1$ – representando um solo completamente saturado.

A primeira é definida por uma inclinação (α) onde o movimento ocorrerá caso a inclinação do talude atinja valores acima do limite estabelecido. Esta condição pode ser representada por:

$$\operatorname{tg}\alpha \geq \operatorname{tg}\phi + \frac{c}{g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2\alpha} \quad (20)$$

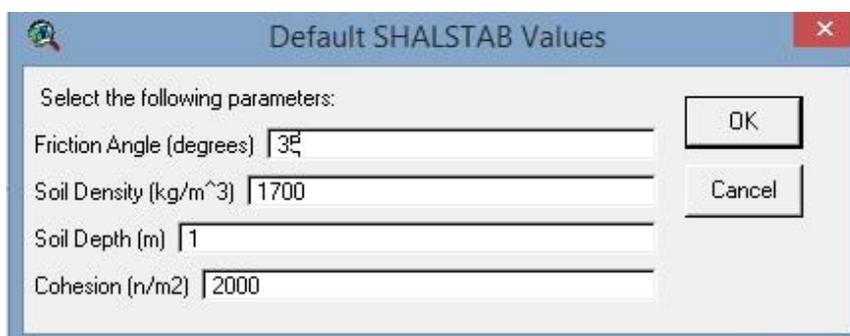
Do mesmo modo, estabelece-se uma inclinação limite onde mesmo que o solo encontre-se totalmente saturado ($h/z = 1$), o movimento de massa não se deflagrará (classe estável), sendo representada por:

$$\operatorname{tg}\alpha < \operatorname{tg}\phi \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{c}{g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2\alpha} \quad (21)$$

Conforme descrito, quando a inclinação de uma encosta não se enquadra nas duas categorias acima, o SHALSTAB determina uma altura da coluna d'água onde o movimento de massa se deflagrará, fazendo-se necessário estabelecer a saturação do local por meio do modelo hidrológico. Goetz, Guthrie e Brenning (2011) destacam que quanto menor o valor do $\log q/T$, mais suscetível a escorregamentos rasos uma determinada área se torna.

A rotina SHALSTAB foi idealizada para ser utilizada no programa Arcview®, fazendo parte da suíte do ArcGis. Os dados de entrada do programa são, necessariamente, um modelo digital do terreno elaborado previamente em formato ASCII, a profundidade de ruptura a ser analisada (admitindo-a como a profundidade do solo) e parâmetros geomecânicos do solo como coesão, ângulo de atrito e peso específico (Figura 12). A partir do MDT fomentado, a rotina SHALSTAB calcula a área de contribuição e a declividade do terreno por meio de um método correlato ao de Quinn et al (1991). Após a elaboração destes mapas temáticos, as classes de estabilidade são calculadas e classificadas, em termos de $\log q/T$, sendo este o principal arquivo de saída do SHALSTAB. Para maiores considerações sobre o método de cálculo do modelo hidrológico recomenda-se os trabalhos de Quinn et al (1991) e Tarboton (1997).

Figura 12- Parâmetros geomecânicos necessários para a utilização do método SHALSTAB.



The image shows a dialog box titled "Default SHALSTAB Values". It contains the following parameters and their values:

Parameter	Value
Friction Angle (degrees)	30
Soil Density (kg/m ³)	1700
Soil Depth (m)	1
Cohesion (n/m ²)	2000

Buttons: OK, Cancel

Fonte: Autor.

A aplicação do SHALSTAB não está condicionada a utilização de dados referentes à transmissividade do solo (T) ou a taxa de infiltração efetiva (q). Este fato facilita sua aplicação, uma vez que em muitos casos estes parâmetros não se encontram disponíveis nas regiões estudadas. Entretanto, caso a região disponha destes dados, o mapa elaborado pode ser reclassificado em função de um $\log q/T$ conhecido, determinando assim áreas instáveis e estáveis para dado evento pluviométrico. Por meio deste procedimento, o SHALSTAB é capaz de prever a quantidade de precipitação efetiva necessária para que ocorra a deflagração de escorregamentos em determinada área, favorecendo assim a produção de mapas de suscetibilidade simulando diversos eventos pluviométricos.

Finalmente, em comparação ao método do Talude Infinito, Fernandes et al. (2001, 2004) destacam que o SHALSTAB apresenta como maior vantagem a incorporação da área de contribuição no cálculo de estabilidade, representando mais fielmente o papel exercido pela topografia na deflagração dos escorregamentos. Desta forma, os supracitados autores definem este método como sendo um dos mais efetivos na previsão regional de escorregamentos rasos de solo em ambientes serranos, e em especial na Serra do Mar. Ademais, o SHALSTAB vem sendo aplicado com sucesso em várias regiões do mundo, a citar a costa oeste dos Estados Unidos (CASADEI; DIETRICH; MILLER, 2003), Itália (CERVI et al., 2010) e Brasil (FERNANDES et al., 2004; VIEIRA, 2007; ZAIDAN; FERNANDES, 2009; MICHEL; GOERL; KOBIYAMA, 2014).

3.5.3 SINMAP

SINMAP (*Stability Index Mapping*) é um método determinístico desenvolvido por Pack et al. (1998, 2005) aplicado na previsão de suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo. Assim como o SHALSTAB, o SINMAP combina um modelo de estabilidade (equação do talude infinito) com um modelo hidrológico baseado nos trabalhos de Beven e Kirkby (1979) e O’Loughlin (1986). Embora classificado como um modelo determinístico com bases físicas, o SINMAP permite uma abordagem probabilística por meio da variação dos parâmetros geomecânicos de resistência do solo. De modo análogo ao SHALSTAB, o SINMAP é aplicado em ambiente SIG incorporando um Modelo Digital do Terreno (MDT) para a obtenção dos parâmetros topográficos do local estudado. Assim como os demais modelos, sua utilização requer parâmetros de entrada referentes a propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo, assim como dados climáticos (RABONZA et al., 2016). Uma vez que estes parâmetros de entrada são assumidos constantes, o método é aplicado exclusivamente na previsão de escorregamentos translacionais rasos de solo.

No que diz respeito à utilização do modelo de estabilidade, a equação do talude infinito (Equação 7) é modificada de modo a acrescentar a coesão do solo (c_s) uma parcela de resistência provida pelas raízes (c_r):

$$F_S = \frac{c_r + c_s + (g \cdot \rho_s \cdot z_c \cdot \cos^2 \alpha - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \alpha) \cdot \operatorname{tg} \phi}{g \cdot \rho_s \cdot z_c \cdot \operatorname{sen} \alpha \cdot \operatorname{cosec} \alpha} \quad 22$$

Onde: c_r é a coesão da raiz (N/m²) e c_s é a coesão do solo (N/m²).

Ademais, Pack et al. (2005) modificam a Equação 22 em função dos termos C (coesão adimensional), W (índice de umidade) e r (razão da densidade da água e do solo), sendo estas variáveis definidas por:

$$C = \frac{c_s + c_r}{p_s \cdot g \cdot z \cdot \cos\alpha}$$

$$W = \frac{h}{z} \quad 23$$

$$r = \frac{p_w}{p_s}$$

Dessa forma o FS pode ser reescrito como:

$$F_s = \frac{C + \cos\alpha (1 - Wr) \cdot \operatorname{tg}\phi}{\operatorname{sen}\alpha} \quad 24$$

Onde: C é a coesão adimensional; W é o índice de umidade e r é a relação entre a densidade da água e do solo (p_w/p_s).

Conforme Pack et al. (2005), a coesão adimensional (C) é definida pela razão entre a coesão e o peso do solo, sendo a espessura do solo correspondente à multiplicação de sua profundidade vertical (z) pelo cosseno da declividade do local (α). Ressalta-se que a profundidade vertical do solo (z) será também a profundidade crítica de ruptura (z_c). Pela análise da Equação 24, evidencia-se que a estabilidade de uma encosta será reduzida caso o índice de umidade aumente. Isto se deve ao aumento de pressões neutras e a consequente redução das forças normais atuantes no maciço.

Conforme supracitado, os princípios do modelo hidrológico assumido pelo SINMAP são os mesmos utilizados pelo SHALSTAB. Entretanto, Pack et al. (2005) reescrevem a Equação 16 definindo uma fronteira superior ao índice de umidade ($W = 1$). Desta forma, qualquer excesso ($W > 1$) acarretará na formação de um fluxo superficial, sendo este direcionado a uma célula subsequente (Equação 25).

$$W = \min \left(\frac{q \cdot A}{T \cdot \operatorname{sen}\alpha}, 1 \right) \quad 25$$

Onde: A corresponde à área de captação da bacia, dada pela razão entre a área drenada a montante (a) e o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento (b).

O modelo hidrológico e de estabilidade são unidos por meio do índice de umidade (W), conforme se segue:

$$SI = FS = \frac{C + \cos\alpha \left(1 - \min \left(\frac{q \cdot A}{T \cdot \text{sen}\alpha}, 1 \right) r \right) \cdot \text{tg}\phi}{\text{sen}\alpha} \quad 26$$

Onde: C é a coesão adimensional, a qual leva em consideração a coesão do solo e das raízes combinadas (N/m^2); A é a área de captação específica (m^2 / m); θ é a inclinação local ($^\circ$); ϕ é o ângulo de fricção ($^\circ$); r representa a razão entre o peso específico da água e do solo e q/T corresponde a recarga de água dividida pela transmissividade do solo (m^2/h).

Destaca-se que as variáveis A e α são oriundas de mapas temáticos criados a partir do modelo digital de terreno (modelo hidrológico e mapa de declividade, respectivamente). Os demais parâmetros de entrada do programa encontram-se presentes na Figura 13.

Figura 13 – Parâmetros de entrada necessários à utilização do modelo SINMAP.

Parameter	Value
T/R (Lower Bound)	2000
T/R (Upper Bound)	3000
Cohesion (Lower Bound)	0
Cohesion (Upper Bound)	0.25
Phi (degrees) (Lower Bound)	30
Phi (degrees) (Upper Bound)	32
Soil Density (kg / m ³)	1930

Fonte: Autor.

Conforme demonstra a figura acima, uma vez que o SINMAP possui uma abordagem probabilística, podem-se definir limites inferiores e superiores para os parâmetros de entrada. Caso não se deseje utilizar esta abordagem, valores iguais para ambos os limites podem ser definidos. Vale ressaltar que a coesão adimensional (C) e a relação T/R (em metros) devem ser calculadas anteriormente a utilização do programa. Sobre a relação T/R, trata-se de um parâmetro único de entrada deste método, sendo a razão entre a transmissividade do solo e a precipitação efetiva (q).

Observa-se que o resultado da equação final do SINMAP (Equação 26) é dado em termos de índice de estabilidade (*Stability Index* - SI). Este índice é análogo ao Fator de Segurança (FS), determinando se dado local ou encosta se encontra estável. Desta forma, quanto menor o SI, mais suscetível a escorregamentos rasos uma determinada área se encontra. As classes de estabilidade e seus respectivos valores de SI são definidas no quadro a seguir (Quadro 7).

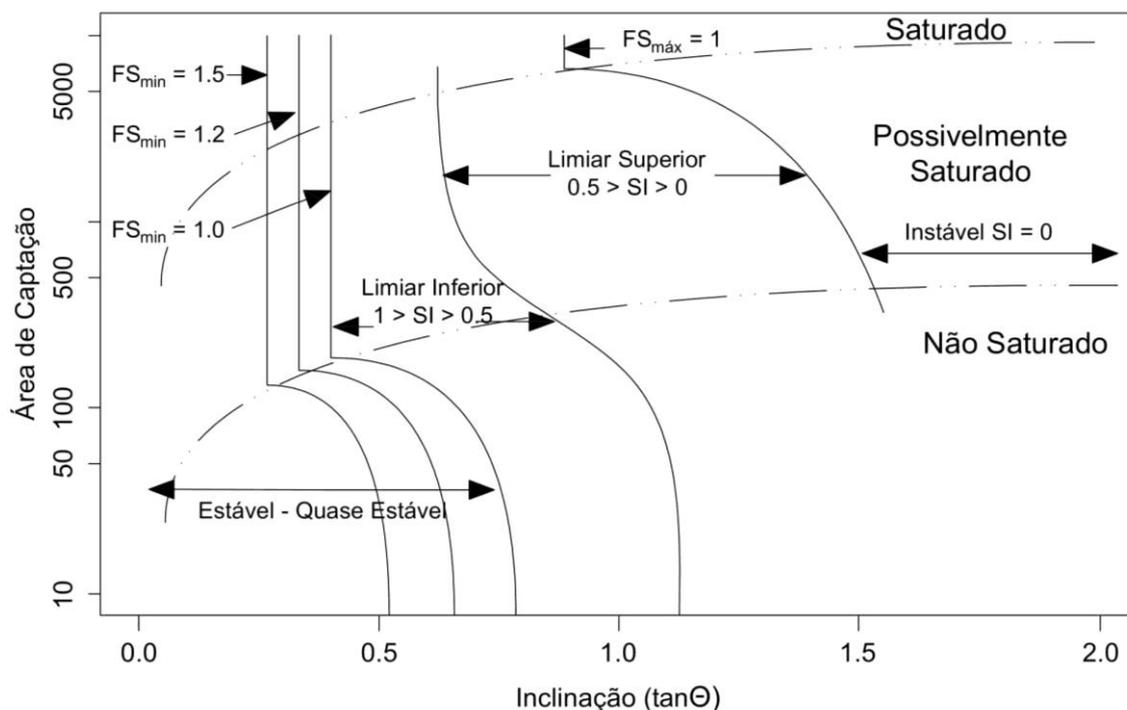
Quadro 7 - Classes de estabilidade do SINMAP.

Classe de Estabilidade	Índice de Estabilidade	Influências possíveis de fatores não modelados
Incondicionalmente Estável	$SI > 1,5$	Significantes fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade.
Moderadamente Estável	$1,5 > SI > 1,25$	Moderados fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade.
Quase estável	$1,25 > SI > 1,0$	Menores fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade.
Limiar inferior	$1,0 > SI > 0,5$	Fatores desestabilizadores não são exigidos para a instabilidade.
Limiar superior	$0,5 > SI > 0,0$	Fatores estabilizadores podem ser responsáveis pela estabilidade.
Incondicionalmente instável	$0,0 > SI$	Fatores estabilizadores são exigidos para a estabilidade.

Fonte: Andriola et al., (2009) e Nery (2011).

Dentre as classes representadas no quadro acima, destaca-se que os limiares inferior e superior de estabilidade apenas estarão presentes em análises com abordagens probabilísticas. O limiar inferior representará uma dada célula cuja probabilidade de ruptura é menor que 50%, enquanto que o limiar superior caracteriza-se por uma probabilidade de ruptura maior que 50%. De forma a facilitar a visualização das classes de SI, o trabalho original de Pack et al (1998, 2005) representa as mesmas em termos de inclinação da encosta e área de captação (Figura 14).

Figura 14 – Representação do Índice de estabilidade (SI) em termos de declividade adimensional ($\tan\alpha$) e área de contribuição (m^2).



Fonte: Pack et al. (2005).

A análise da figura acima demonstra que, uma vez anulada a abordagem probabilística, qualquer área ou célula com FS igual ou abaixo de 1 terá instantaneamente um SI igual a 0. Isto ocorre, pois o valor de cada célula calculada pelo modelo será único, devido à ausência de limites superiores e inferiores. Desta forma, um $SI = 0$ corresponderá diretamente a $FS \leq 1$, sendo esta premissa empregada em análises subsequentes, a fim de comparar os modelos. Ademais, índices de estabilidade maiores que 1 podem ser diretamente correlacionados com o fator de segurança, uma vez que a abordagem probabilística apenas influencia a classificação em regiões com $FS \leq 1$. A fim de exemplificação, a classe Quase Estável, caracterizada por valores de SI entre 1 e 1,25, possuirá valores idênticos quando convertidos em termos de FS.

No que tange as diferenças entre SINMAP e SHALSTAB destaca-se a utilização de diferentes algoritmos para computar a declividade do local e suas áreas de contribuição (ANDRIOLA et al., 2009). Como vantagem na utilização do SINMAP, Rabonza et al. (2016) destacam que o mesmo não necessita de parâmetros de entrada precisos relacionados às propriedades hidrológicas e geotécnicas da região de estudo. Desta forma, o método aceita uma variação nestes valores, os denominados parâmetros de incerteza, o que resulta em sua

capacidade de representar os dados obtidos em uma estrutura probabilística (NERY; VIEIRA, 2015).

Em contrapartida, similarmente ao SHALSTAB, o SINMAP não fornece nenhuma previsão referente à deposição dos escorregamentos translacionais rasos, mas sim uma previsão espacial, indicando onde os mesmos são mais prováveis de se deflagrarem (ANDRIOLA et al., 2009 e RABONZA et al., 2016). Assim como nos demais métodos, suas previsões são fortemente impactadas pela precisão do MDT, tornando a mesma essencial na obtenção de resultados confiáveis (JEONG et al., 2007).

Finalmente, o método SINMAP possui uma particularidade em relação aos demais métodos: este calcula a declividade e a direção de fluxo da área de estudo por meio de um modelo de direção de fluxo conhecido como D_{∞} , desenvolvido por Tarboton (1997). A principal vantagem deste modelo diz respeito a maior precisão na definição da área de contribuição de encostas com fluxo divergente. Todavia, para que o mesmo funcione corretamente, se faz necessário, em ambiente SIG, do mapeamento de toda a área de contribuição das bacias ou sub-bacias hidrográficas.

3.5.4 TRIGRS

TRIGRS é um método matemático determinístico aplicado na previsão da suscetibilidade a escorregamentos rasos de solo de um determinado local. Desenvolvido por Baum, Savage e Godt (2002) e posteriormente atualizado em 2008, este método calcula a estabilidade de determinada área em diferentes profundidades durante um evento pluviométrico, levando em consideração os efeitos da variação da carga de pressão (Ψ) com o tempo. O TRIGRS foi primeiramente desenvolvido em linguagem FORTRAN, por meio de um arquivo executável no Windows, sendo utilizado em conjunto com softwares SIG. Recentemente, Alvioli e Baum (2016) modificaram a estrutura do método, desenvolvendo-o para a plataforma Linux e minimizando o tempo computacional necessário a aplicação do mesmo.

Diferentemente dos métodos SHALSTAB e SINMAP, o TRIGRS utiliza um modelo hidrológico transiente, combinando um modelo de infiltração (cujas condições iniciais podem ser saturadas ou não saturadas), de difusão de pressão abaixo do nível d'água e de escoamento do fluxo d'água. Destaca-se que este modelo hidrológico tem como base o trabalho de Iverson (2000) tendo sido posteriormente modificado por Baum, Savage e Godt (2002) e Savage, Godt, e Baum (2003, 2004).

O modelo de infiltração é baseado na solução linearizada da equação de Richards (1931). Destaca-se que o modelo de infiltração presente no TRIGRS admite um modelo de estado estacionário (*steady-state*) e um modelo de estado transiente (*transient-state*). O modelo de estado estacionário consiste na determinação das condições iniciais do nível d'água e da taxa de infiltração, que em conjunto com a condutividade hidráulica saturada e o ângulo da inclinação da encosta, definirão a direção do fluxo dentro de um plano x-z, assumindo este como homogêneo e constante. Nestas condições, o gradiente hidráulico vertical no estado estacionário, será função da inclinação da encosta, da taxa de infiltração inicial e da condutividade hidráulica saturada. O modelo de infiltração transiente, por sua vez, assume um fluxo unidimensional de movimento descendente na superfície do solo, cuja intensidade e duração variarão com o tempo.

O modelo de infiltração pode assumir tanto condições iniciais saturadas ou não saturadas. No modelo de infiltração em condições saturadas, assume-se uma difusividade hidráulica constante, onde a lei de Darcy é aplicada em conjunto com as proposições de Iverson (2000). As proposições de Iverson, inicialmente considerando uma chuva de intensidade constante, foram modificadas por Baum, Savage e Godt (2002), de modo a torná-las aplicáveis a chuvas de intensidade e duração variáveis, conforme demonstra a Equação 27.

$$\Psi(z, t) = (z - d)\beta + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_s} \left\{ H(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}} \operatorname{ierfc} \left[\frac{z}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} - 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_s} \left\{ H(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}} \operatorname{ierfc} \left[\frac{z}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \quad 27$$

No qual:

$$\beta = \cos^2 \alpha - (I_{ZLT} - K_S)$$

$$D_1 = \frac{D_0}{\cos^2 \alpha}$$

$$D_0 = \frac{K_S}{S_S}$$

$$\operatorname{ierfc}(\eta) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\eta^2) - \eta \operatorname{erfc}(\eta)$$

Onde: Ψ é a carga de pressão da água subterrânea; t é o tempo; z é a profundidade vertical do solo; d é a profundidade do nível d'água; K_S é a condutividade hidráulica saturada na direção Z; I_{ZLT} é o fluxo de superfície inicial no estado estacionário; I_{nz} é o fluxo de superfície de intensidade x para um intervalo de tempo n ; D_0 é difusividade hidráulica saturada; S_S é o armazenamento específico; N é o número total de intervalos; $H(t - t_n)$ é a função Heaviside, t_n representa o intervalo de tempo n na sequência de infiltração do evento pluviométrico e a função $\operatorname{ierfc}(\eta)$ é definida como a função de erro complementar.

Destaca-se que o primeiro termo da Equação 27 representa a infiltração no estado estacionário, enquanto que os demais termos representam o estado transiente. A equação acima é aplicada exclusivamente em condições onde a condutividade hidráulica é constante com a profundidade (situação hidrogeológica descrita pelos autores como condição basal infinita). Observa-se que as modificações propostas por Baum, Savage e Godt (2002), permitiram ainda a aplicação do TRIGRS em locais onde uma camada superficial mais permeável encontra-se sobreposta a uma camada com condutividade hidráulica reduzida (condição basal finita). Desta forma, a equação acima pode ser modificada de acordo com a condição de contorno analisada, cabendo ao usuário definir qual condição melhor representa a região de estudo.

O modelo de infiltração na condição não saturada, por sua vez, considera o solo como um sistema bifásico, composto por uma zona saturada limitada por uma franja capilar

acima do nível d'água e uma zona não saturada que se estende até a superfície do terreno. Durante um evento pluviométrico, a zona não saturada absorve parte da água que infiltra no solo, enquanto que o restante acumula-se em sua base, elevando o nível d'água, e por consequência, a pressão neutra em profundidade. Partindo dessa premissa, o modelo de infiltração presente no TRIGRS busca computar o fluxo de água, a condutividade hidráulica e a carga de pressão atuante na zona não saturada. O primeiro é obtido pela resolução da equação de Richards (a qual descreve a infiltração no solo em um fluxo vertical através da zona não saturada) linearizada. Para tal, a equação de Richards é modificada de modo a se considerar os efeitos de uma superfície de solo inclinada, conforme Equação 28.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Psi) \left(\frac{1}{\cos^2 \alpha} \frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad 28$$

Onde: θ é o conteúdo volumétrico de água e $K(\Psi)$ é a função da condutividade hidráulica.

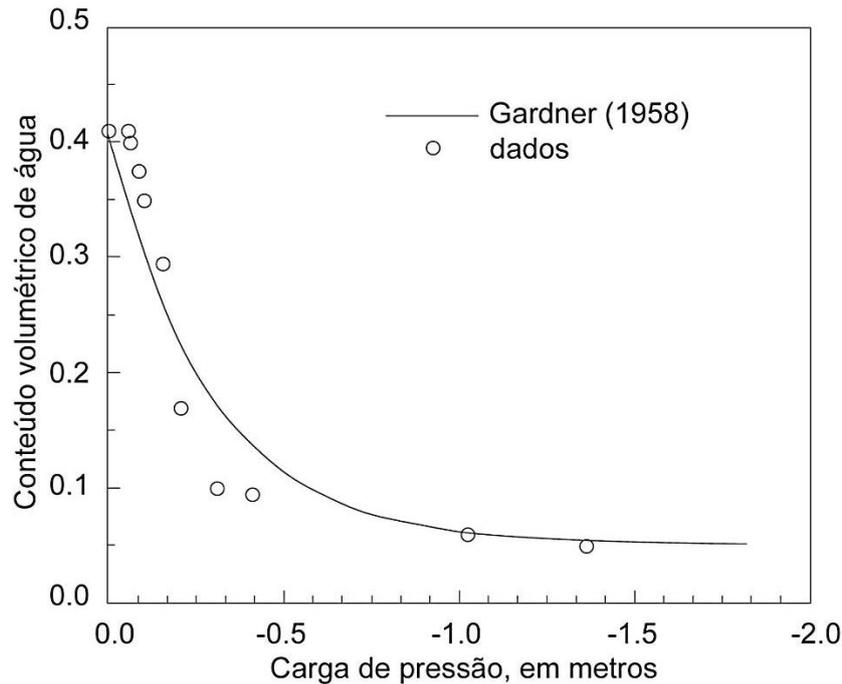
A partir da equação acima se aplica o modelo exponencial de Gardner (1958) de modo a fornecer uma solução analítica para a infiltração transiente na zona insaturada. Este modelo é expresso pela Equação 29, onde se destaca o parâmetro α , obtido pelo ajuste da curva característica do solo, conforme Figura 15:

$$\begin{aligned} K(\Psi) &= K_s \exp(\alpha \Psi^*) \\ \theta &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \exp(\alpha \Psi^*) \\ \Psi^* &= \Psi - \Psi_0 \end{aligned} \quad 29$$

Com $\Psi_0 = \frac{-1}{\alpha}$ no topo da franja capilar

Onde: Ψ é a carga de pressão; Ψ^* é a carga de pressão normalizada; Ψ_0 é a carga de pressão no topo da franja capilar; K_s é a condutividade hidráulica saturada; θ_r é o conteúdo residual de água; θ_s é o conteúdo de água em estado saturado e α é uma constante.

Figura 15 - Gráfico mostrando exemplo de modelos de Gardner (1958). O modelo foi ajustado para dados de retenção de água no solo em material coluvionar oriundo de depósitos glaciais. Parâmetros de Gardner utilizados: $\alpha = 3.5$; $\theta_s = 0.41$ e $\theta_r = 0.05$.



Fonte: Baum, Savage e Godt (2008).

Conforme trabalho de Srivastava e Yeh (1991), a substituição dos termos da Equação 29 na Equação 28 resulta em uma equação diferencial parcial, cuja solução, representando o fluxo na base da zona não saturada, é dada por:

$$q(d_u, t) = \left\{ \begin{array}{l} I_z - 4(I_z - I_{zLT}) \exp\left(\frac{\alpha_1 d_u}{2}\right) \exp\left(-D_\psi \frac{t}{4}\right) \\ \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\Lambda_m \operatorname{sen} \Lambda_m \alpha_1 d_u}{1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u} \exp -\Lambda_m^2 D_\psi t \end{array} \right\} \quad 30$$

No qual:

$$D_\psi = \frac{\alpha_1 K_S}{(\theta_S - \theta_r)} \quad ; \quad \alpha_1 = \alpha \cos^2 \alpha \quad \text{e} \quad \operatorname{tg}(\Lambda \alpha_1 d_u) + 2\Lambda = 0$$

Onde: D_ψ é a difusividade do solo-água (FREEZE; CHERRY, 1979), $D_\psi t$ é equivalente ao tempo não dimensional (SRIVASTAVA; YEH, 1991), d_u é a profundidade vertical do solo no topo da franja capilar, $\alpha_1 d_u$ é equivalente a profundidade não dimensional (SRIVASTAVA; YEH, 1991) e os valores de Λ_m são as raízes positivas da equação pseudoperiódica acima representada, resolvidas pela combinação de processos de iteração.

A condutividade hidráulica na zona não saturada, por sua vez, variará com o tempo e a profundidade. Na condição inicial, a condutividade hidráulica, $K(z, 0)$, é representada por:

$$K(z, 0) = I_{zLT} - [I_{zLT} - K_s \exp(\alpha_1 \Psi_0)] \exp - [\alpha_1 (d_u - z)] \quad 31$$

E a solução da condutividade hidráulica na zona não saturada, valida para fluxos constantes em um tempo t, é dada por:

$$K(z, t) = I_{nz} - [I_{nz} - K_s \exp(\alpha_1 \Psi_0)] \exp - [\alpha_1 (d_u - z)] - (4 I_{nz} - I_{zLT}) \exp \left[\frac{\alpha_1 z}{2} \right] \exp \left(-D_\Psi \frac{t}{4} \right). \quad 32$$

$$\sum_{m=1}^{\infty} \frac{\text{ein}[\Lambda_m \alpha_1 (d_u - z)] (\text{sen } \Lambda_m \alpha_1 d_u)}{1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u} \exp[-\Lambda_m^2 D_\Psi t]$$

Finalmente, a carga de pressão na zona não saturada é obtida como se segue:

$$\Psi(z, t) = \frac{\cos \alpha}{\alpha_1} \ln \left[\frac{K(z, t)}{K_s} \right] + \Psi_0 \quad 33$$

A ascensão do nível freático ocorrerá em resposta ao fluxo descendente de água que percola o solo durante um evento pluviométrico. Nos cálculos de elevação do nível freático, Baum, Savage e Godt (2008) comparam o excesso de fluxo acumulado no nível d'água ou no topo da franja capilar com a capacidade de armazenamento do solo. Desta forma, admitindo uma geometria unidimensional, a vazão máxima de drenagem (q_{zmax}) e o excesso de fluxo (q_{zex}) podem ser expressos pelas Equações 34 e 35.

$$q_{z \max} = K_S(\beta - 1) \quad 34$$

Onde: ($\beta-1$) representa o gradiente hidráulico vertical.

$$q_{zex} = 0, \text{ se: } q(d_u, t) \leq c_d (q_{z \max} - I_{zLT})$$

ou

$$q_{zex} = q(d_u, t) - c_d (q_{z \max} - I_{zLT}), \text{ se } q(d_u, t) > c_d (q_{z \max} - I_{zLT}) \quad 35$$

Onde: $q(d_u, t)$ é o fluxo da base da zona não saturada. A constante c_d é igualada a 1 nas análises na condição basal infinita e 0.1 na condição finita.

Ressalva-se que o modelo de ascensão do nível d'água considera a completa saturação do solo em um determinado tempo t, ainda que se saiba que durante o processo de infiltração bolhas de ar permanecem presas nos vazios do solo. Os autores integram o excesso de fluxo chegando ao lençol freático (q_{zex}) de modo a calcular o volume de água acumulado na base da zona saturada, $V_A(t)$. Os limites da integração variam de $t=0$ até o tempo (t) de interesse. Os poros disponíveis (não preenchidos - $V_f(z, t)$) acima do nível d'água são

computados integrando a porosidade ($\theta_f = \theta_s - \theta$) do topo da zona inicialmente saturada (d_u) por profundidades (z) igualmente espaçadas, até que a superfície do terreno seja atingida, conforme equação abaixo:

$$V_f(z, t) = (\theta_s - \theta_r)d_u - z \frac{1}{K_s} \int_{d_u}^z K(z, t) dz \quad 36$$

Por conveniência, os autores manipulam a equação de modo a obter:

$$T(z, t) = \frac{1}{K_s} \int_{d_u}^z K(z, t) dz \quad 37$$

Na Equação 37, $T(z,t)$ possui unidade em metros (m) e $K_s T(z,t)$ é conceitualmente similar a transmissividade de uma camada situada entre o topo da zona saturada (d_u) e a base de uma profundidade (z) na zona não saturada. As fórmulas para calcular $T(z,0)$ e $T(z,t)$ são obtidas por meio da integração de $K(z,0)/K_s$ e $K(z,t)/K_s$ em relação a z , conforme se segue:

$$T(z, 0) = \frac{1}{K_s} \left\{ \frac{I_{zLT} (d_u - z)}{- [I_{zLT} - K_s \exp(\alpha_1 \Psi_0)]} \frac{1 - \exp[-\alpha_1 (d_u - z)]}{\alpha_1} \right\} \quad 38$$

$$\begin{aligned}
& T(z,t)= \\
& \left. \frac{1}{K_s} \sum_{n=1}^N \left\{ \begin{aligned} & H(t-t_n) \left[I_{nz}(d_u-z) - [I_{nz} - K_s \exp(\alpha_1 \Psi_0)] \frac{1 - \exp[-\alpha_1(d_u-z)]}{\alpha_1} \right] \\ & \left[\frac{2(I_{nz} - I_{zLT})}{\alpha_1} \exp\left(-D_\Psi \frac{(t-t_n)}{4}\right) \right] \\ & \left[\sum_{m=1}^{\infty} \frac{\text{sen}(\Lambda_m \alpha_1 d_u) \exp(-\Lambda_m^2 D_\Psi (t-t_n))}{\left(\Lambda_m^2 + \frac{1}{4}\right) \left(1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u\right)} \right] \\ & \left[\left[\begin{aligned} & 2\Lambda_m \exp\frac{\alpha_1 d_u}{2} - \exp\frac{\alpha_1 z}{2} \\ & \left[\text{sen}(\Lambda_m \alpha_1 (d_u-z)) + 2\Lambda_m \cos(\Lambda_m \alpha_1 (d_u-z)) \right] \end{aligned} \right] \right] \end{aligned} \right\} \right. \\
& \left. - \frac{1}{K_s} \sum_{n=1}^N \left\{ \begin{aligned} & H(t-t_n) \left[I_{nz}(d_u-z) - [I_{nz} - K_s \exp(\alpha_1 \Psi_0)] \frac{1 - \exp[-\alpha_1(d_u-z)]}{\alpha_1} \right] \\ & \left[\frac{2(I_{nz} - I_{zLT})}{\alpha_1} \exp\left(-D_\Psi \frac{(t-t_{n+1})}{4}\right) \right] \\ & \left[\sum_{m=1}^{\infty} \frac{\text{sen}(\Lambda_m \alpha_1 d_u) \exp(-\Lambda_m^2 D_\Psi (t-t_{n+1}))}{\left(\Lambda_m^2 + \frac{1}{4}\right) \left(1 + \frac{\alpha_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \alpha_1 d_u\right)} \right] \\ & \left[\left[\begin{aligned} & 2\Lambda_m \exp\frac{\alpha_1 d_u}{2} - \exp\frac{\alpha_1 z}{2} \\ & \left[\text{sen}(\Lambda_m \alpha_1 (d_u-z)) + 2\Lambda_m \cos(\Lambda_m \alpha_1 (d_u-z)) \right] \end{aligned} \right] \right] \end{aligned} \right\} \right.
\end{aligned} \tag{39}$$

Deste modo, o aumento do nível d'água é primeiramente calculado entre as profundidades mais próximas, z_k e z_{k+1} e os valores intermediários estimados por interpolação linear.

Com a ascensão do nível d'água calculada para um incremento de tempo t , a rotina TRIGRS utiliza fórmulas de difusão de pressão para computar as mudanças na carga de pressão abaixo do nível d'água. Para encostas relativamente homogêneas na condição de fronteira basal infinita, a carga de pressão pode ser expressa por:

$$\begin{aligned}
\Psi(z_w, t) = & \sum_{n=1}^N \Psi_{hn} H(t-t_n) \operatorname{erfc} \left[\frac{z_w}{2\sqrt{D_1(t-t_n)}} \right] \\
& - \sum_{n=1}^N \Psi_{hn} H(t-t_{n+1}) \operatorname{erfc} \left[\frac{z_w}{2\sqrt{D_1(t-t_{n+1})}} \right]
\end{aligned} \tag{40}$$

Onde: z_w é a distância vertical abaixo do lençol freático inicial ($z_w = z - d$) e a carga de pressão aplicada pela água recém-acumulada acima do lençol freático é expressa por $\Psi_{hn} = \beta h_n$.

Finalmente, o TRIGRS utiliza um método relativamente simples no cálculo da capacidade de infiltração de determinada célula e do escoamento superficial de células cuja capacidade tenha atingido o seu limite. Neste modelo, a infiltração (I) é dada pela soma da precipitação (Q) e do escoamento superficial oriundo de células adjacentes (R_u). Ademais, impõe-se que a infiltração não poderá exceder a condutividade hidráulica saturada do solo (K_s), conforme equação abaixo:

$$\begin{aligned} I &= Q + R_u, & \text{se } Q + R_u \leq K_s \\ I &= K_s, & \text{se } Q + R_u > K_s \end{aligned} \quad 41$$

Quando $Q + R_u$ excede o valor de K_s , o excesso de fluxo superficial (R_d) é calculado como se segue:

$$\begin{aligned} R_d &= Q + R_u - K_s, & \text{se } Q + R_u - K_s \geq 0 \\ R_d &= 0, & \text{se } Q + R_u - K_s < 0 \end{aligned} \quad 42$$

O excesso de fluxo superficial (R_d) é então direcionado para células adjacentes situadas em cotas topográficas menos elevadas, repetindo-se o processo. Como forma de controle, a rotina TRIGRS executa cálculos de balanço de massa para cada tempo (t) durante um evento pluviométrico, a fim de verificar se toda a água que entrou no sistema foi contabilizada como infiltração ou escoamento superficial.

Após os cálculos, une-se o modelo hidrológico ao modelo de estabilidade baseado na equação do talude infinito. Os modelos são agrupados por meio da modificação da Equação 7 em função da carga de pressão. Destaca-se que nesse método a profundidade do solo (z) não corresponde a profundidade crítica de ruptura (z_c), uma vez que o mesmo busca superfície crítica de ruptura em toda a camada de solo, em intervalos pré-estabelecidos pelo usuário.

$$F_s(z, t) = \frac{\text{tg}\phi'}{\text{tg}\alpha} + \frac{c' - \Psi(z, t) \cdot \gamma_w \cdot \text{tg}\phi'}{\gamma_s \cdot z \cdot \text{sen}\alpha \cdot \text{cos}\alpha} \quad 43$$

Onde: c' é a coesão do solo, ϕ' é o ângulo de atrito do solo, Ψ é a carga de pressão da água subterrânea em função da profundidade z e do tempo t , α é ângulo de inclinação e γ_w e γ_s são os pesos específicos da água e do solo, respectivamente.

Na Equação 43, os parâmetros de entrada relacionados à topografia, tais quais declividade, direção do fluxo e elevação, são extraídos de um Modelo Digital do Terreno (MDT), enquanto que os parâmetros hidrológicos e geotécnicos são determinados por meio

de mapeamentos e ensaios de campo. A carga de pressão, por sua vez, é obtida por meio das equações apresentadas pelo método, a depender das condições modeladas. Dessa forma, o fator de segurança é calculado para condições transientes de carga de pressão a múltiplas profundidades. A profundidade de ruptura é definida como a primeira profundidade z , para a qual se obtém FS menor que 1.

Destaca-se que para calcular o fator de segurança na zona não saturada, o TRIGRS determina a sucção matricial ($\Psi(z,t)\gamma_w$), multiplicando-a pelo parâmetro de ajuste (χ) da equação de Bishop (1959). O modelo utiliza uma simplificação desse parâmetro, sendo o mesmo expresso por:

$$\chi = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad 44$$

Uma vez que o programa permite a variação espacial dos parâmetros de entrada, Baum, Godt e Savage (2010) afirmam que o TRIGRS tem uma excelente aplicabilidade tanto na análise de sequências complexas de eventos pluviométricos quanto na análise de terrenos com alta complexidade geológica e pedológica. A aplicação do programa ainda permite ao usuário a especificação de um ângulo de inclinação mínimo nos cálculos de modo a minimizar o tempo computacional. Neste caso, células cuja inclinação é menor do que a inclinação mínima estipulada são ignoradas e um valor distinto para o fator de segurança é atribuído (BAUM; GODT; SAVAGE, 2010). Como principais desvantagens, Vieira (2007) e Baum, Savage e Godt (2008) destacam que os resultados da análise são extremamente sensíveis às condições iniciais do modelo, principalmente em relação à profundidade do nível d'água e a taxa de infiltração.

O TRIGRS tem sido aplicado dentro do território norte-americano, destacando-se os trabalhos de Savage, Godt e Baum (2004), Baum et al. (2005) e Baum, Godt e Savage (2010), na Itália por Zizioli et al. 2013 e na Coreia do Sul por Tran et al. (2017). No Brasil, a comparação deste método com o SHALSTAB foi aplicado por Vieira, Fernandes e Augusto Filho (2010) na região da Serra do Mar paulista, assim como Seefelder, Koide e Mergili (2017) nas bacias hidrográficas do Quitite e Papagaio, na cidade do Rio de Janeiro.

3.5.5 Comparação dos Métodos em Relação aos Parâmetros de Entrada

O presente item lista as principais similaridades e diferenças dos parâmetros de entrada requeridos para a utilização de cada método. Estes parâmetros, relacionados às

características pedológicas, climáticas e topográficas da região estudada, encontram-se no Quadro 8.

Quadro 8 – Principais parâmetros de entrada necessários à utilização dos métodos de análise determinísticos.

Dados de entrada	Descrição	Modelo Requerido
c' (kPa)	Coesão do solo em termos de tensões efetivas. Em caso de valor único para toda a região estudada, este dado pode ser digitado manualmente (sem necessidade de criação de arquivo raster).	Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS
c_r (kPa)	Parcela da coesão condicionada à resistência das raízes.	SINMAP
C	Coesão adimensional, conforme equação 23.	SINMAP
ϕ' (°)	Ângulo de atrito do solo, em termos de tensões efetivas. Em caso de valor único para toda região estudada, o dado pode ser digitado manualmente.	Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS
γ_s (kN/m ³)	Peso específico do solo. Em caso de valor único de γ_s para toda a região estudada, o dado pode ser digitado manualmente.	Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS
μ (kPa)	Pressão neutra atuante no solo. Raster a ser utilizado em análises considerando uma condição hidrogeológica saturada (formação do nível d'água). Utilizado apenas em simulações com o método do talude infinito, admitindo a formação de um nível d'água.	Talude Infinito
q (m/s)	Precipitação efetiva da região estudada	SINMAP e TRIGRS
K_s (m/s)	Condutividade hidráulica saturada do solo	SINMAP e TRIGRS
T/R* (m)	Razão entre a transmissividade do solo (função de K_s) e a precipitação efetiva (R). O * destaca que R no modelo SINMAP é considerado q nos demais modelos (precipitação efetiva).	SINMAP
α_{gr} (1/cm)	Parâmetro de ajuste extraído de uma curva de retenção do solo, segundo Gardner (1958).	TRIGRS
θ_r	Umidade volumétrica residual	TRIGRS
θ_s	Umidade volumétrica saturada	TRIGRS
D_0 (m ² /s)	Difusividade hidráulica	TRIGRS
I_z (m/s)	Taxa média de infiltração, a longo prazo, na direção Z. Valores variam entre 0 e K_s (Lui e Wu, 2008).	TRIGRS
z (m)	Espessura do solo da área de estudo, em caso de apenas um valor de z para toda região, admitindo esta como uma das limitações do método, o dado pode ser digitado manualmente. À exceção do método TRIGRS, o valor de z corresponderá à profundidade de ruptura de interesse.	Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS
Modelo Digital do Terreno (m)	Raster contendo as cotas altimétricas de cada célula	SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS
α (°)	Declividade da área estudada. Corresponde a um arquivo raster essencial à utilização de qualquer método. No SHALSTAB e SINMAP é calculado automaticamente.	Talude Infinito e TRIGRS
Direção de fluxo	Raster contendo a direção de fluxo de cada célula. No SHALSTAB e SINMAP é calculado automaticamente.	TRIGRS

Fonte: Autor.

Por intermédio do Quadro 8 observa-se que tanto parâmetros de resistência quanto topográficos se fazem essenciais para a utilização de qualquer método. Ademais, à medida

que se aumenta o grau de elaboração dos mesmos, parâmetros de mais difícil obtenção se fazem necessários. Destaca-se que não há diferenças significativas entre os dados necessários à utilização dos métodos do Talude Infinito e do SHALSTAB. Em contrapartida, o SINMAP, método que partilha o mesmo modelo hidrológico do SHALSTAB, necessita tanto de parâmetros climáticos (q) quanto hidrogeológicos (k_s). Ademais, este método possui uma série de peculiaridades, onde se destacam a utilização da razão T/R (T/q) e o uso da coesão adimensional (C) em suas equações. Sobre a razão T/R frisa-se que o parâmetro R é similar ao parâmetro q , conforme descrito no item 3.5.3.

O método TRIGRS, por sua vez, necessita de parâmetros hidrogeológicos relacionados à dinâmica de infiltração não saturada. Estes parâmetros são extraídos, em sua maioria, de uma curva de retenção (ou curva característica) do solo. Ademais, o TRIGRS se destaca como o único método onde é possível determinar condições de contorno, comumente relacionadas à dinâmica hidrogeológica do local estudado. Estas condições de contorno são detalhadas no Quadro 9.

Quadro 9 – Condições de contorno modeladas no método TRIGRS.

Condição de Contorno - TRIGRS	Descrição
Profundidade do nível d'água (depth)	O método permite determinar a profundidade do nível d'água inicial. Todavia, como limitação do modelo, a profundidade do N.A deve estar situada entre 0 e z, não sendo possível determinar um N.A mais profundo que a camada de solo.
Intervalos de tempo e Intensidade de um evento pluviométrico (nper e cri)	Permite determinar períodos distintos de um evento pluviométrico, tanto em duração (expressa em segundos) quanto em intensidade (m/s).
Método utilizado no cálculo de direção de fluxo (Exponent)	Permite determinar o tipo de método a ser empregado no cálculo da direção de fluxo. Dentre os métodos, destacam-se o D8 e o D ∞ .
Número de incrementos verticais de pesquisa (nzs)	Determina os incrementos de solo onde os cálculos serão computados. Quando maior este número, maior o detalhamento do modelo, todavia maior o tempo computacional gasto.
Solução fronteira basal finita ou infinita (mmax)	Condição de contorno onde se define a camada basal como impermeável (condutividade hidráulica próxima a 0 - finita) ou permeável (condutividade hidráulica homogênea com a profundidade - infinita). Afeta diretamente o tipo de cálculo a ser empregado, conforme item 3.5.4 TRIGRS
Intervalos de tempo (tx)	Determina em quantos intervalos de tempo os cálculos serão efetuados.
α_{gr} (1/cm)	O parâmetro de ajuste α determina se a infiltração ocorrerá em condição saturada ou não saturada. Valores positivos representam a condição de infiltração não saturada.

Fonte: Autor, modificado de Baum, Savage e Godt (2008).

Destaca-se que a mudança de qualquer condição listada no quadro acima afetará o modo como a carga de pressão (Ψ) será obtida, impactando diretamente o resultado final, em

termos de fator de segurança. Isto se torna ainda mais evidente nas condições relacionadas ao tipo de infiltração (saturada ou não saturada) e da condutividade hidráulica da camada situada abaixo da profundidade de interesse. Idealmente, devido à importância destas condições, estas especificações deveriam constar em todos os trabalhos envolvendo o TRIGRS.

3.6 Índices de Validação dos Métodos de Análise de Estabilidade

A validação de métodos determinísticos busca fornecer índices comparativos referentes ao grau de eficiência de cada simulação, permitindo a determinação do método de maior aproveitamento em uma região de estudo. Destaca-se que a validação de um método só é possível efetuando-se a retroanálise de um evento, uma vez que esta é diretamente condicionada ao mapeamento de cicatrizes ocorridas na região alvo. Dentre os índices de validação mais utilizados na literatura especializada pode-se destacar a Concentração de Cicatrizes (CC), o Potencial de Escorregamento (PE) e os Índices de Acerto (IA) e Erro (IE), sendo descritos a seguir:

A concentração de cicatrizes (CC) corresponde à razão entre a quantidade de células afetadas pelos escorregamentos rasos de solo, em cada classe, pelo número total de células afetadas por estes escorregamentos (número total de cicatrizes). Na análise de mapas temáticos, a CC representará a distribuição da área escorregada por condicionante, identificando as classes de condicionantes mais afetadas pelos escorregamentos rasos de solo.

O potencial de escorregamento (PE), por sua vez, representa a razão entre o número de células de cada classe afetadas pelos escorregamentos rasos de solo e o total de células dessa classe presente na área de estudo. Em outras palavras, o potencial de escorregamento representa a razão entre a área escorregada em determinado condicionante pela área total deste condicionante. Desta forma, quanto mais alto o PE, mais propensa determinada classe de condicionante estará para a instabilização.

Os Índice de Acerto (I_A) e Erro (I_E), por sua vez, foram introduzidos por Sorbino et al. (2007). O primeiro é definido como a razão entre a área tida como instável pelo método determinístico e que possui cicatrizes mapeadas, pela área total instabilizada (Equação 45). Destaca-se que o I_A é equivalente ao índice de concentração de cicatrizes (CC) avaliado unicamente para a classe com $FS \leq 1$.

$$I_A = \frac{A_{dentro}}{A_{instável}} * 100 \quad 45$$

Onde: A_{dentro} corresponde a área designada instável pelo método, dentro da cicatriz e $A_{instável}$ corresponde à área total de cicatrizes mapeadas.

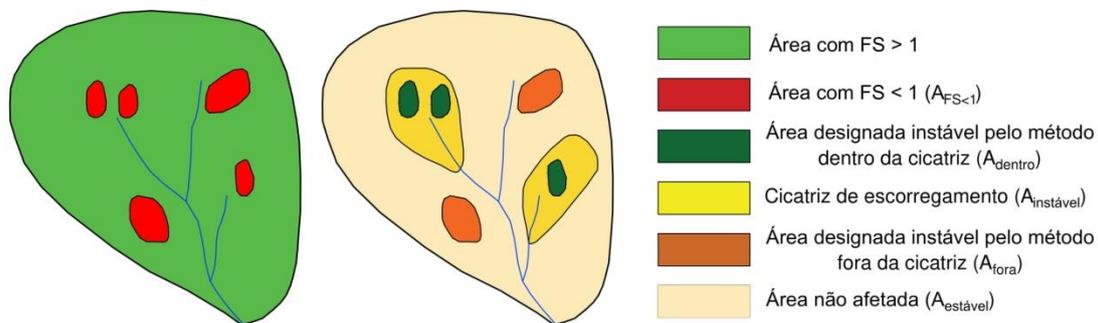
O Índice de Erro (I_E) corresponde à razão entre as áreas tidas como instáveis pelo método determinístico que não possuem escorregamentos mapeados (falso positivo) e a área total da região não afetada por estes escorregamentos (área tida como estável) (Equação 46).

$$I_E = \frac{A_{fora}}{A_{estável}} * 100 \quad 46$$

Onde: A_{fora} representa as áreas designadas com $FS < 1$, mas que não contém cicatrizes e $A_{estável}$ corresponde às áreas não afetadas pelas cicatrizes.

Objetivando a melhor compreensão destes índices, as áreas utilizadas no cálculo dos mesmos encontram-se representadas na Figura 16. Destaca-se que tanto a A_{fora} quanto a $A_{estável}$, empregadas no cálculo do Índice de Erro, podem ser determinadas por meio da Equação 47.

Figura 16 – Áreas utilizadas na definição dos índices de acerto (I_A) e índice de erro (I_E).



Fonte: Modificado de Sorbino et al. (2007) e Michel, Kobiyama e Goerl (2012).

$$A_{fora} = A_{FS < 1} - A_{dentro} \quad 47$$

$$A_{estável} = A_{total} - A_{instável}$$

Segundo Sorbino et al (2007), quanto maior a razão I_A/I_E melhor será a simulação para a região estudada.

Destaca-se que os índices CC e PE vem sendo utilizados com sucesso em estudos na Serra do Mar, destacando-se os trabalhos de Vieira (2007), Nery (2011) e Bonini et al.

(2017). A relação I_A/I_E , por sua vez, encontra-se em trabalhos mais recentes, destacando-se Michel, Kobiyama e Goerl (2012), Seefelder (2017) e Sisto (2018).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a elaboração da presente pesquisa foram utilizados documentos cartográficos, imagens de satélite e programas computacionais (Quadro 10).

Quadro 10 - Materiais utilizados na pesquisa.

Documentos cartográficos	Documentos cartográficos adquiridos frente ao Instituto Geográfico e Cartográfico do estado de São Paulo – IGC, Folhas SG-22-X-B-V-1-NE-C e SG-22-X-B-V-1-NE-E, escala 1:10.000 datadas, respectivamente, de 2000 e 2001.
Mapa geológico	Mapa Geológico Folha Apiaí, SG.22-X-B-V, escala 1:100.000 disponibilizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e datado de 2012.
Mapa Geomorfológico	Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000 produzido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) e datado de 1986.
Imagens de satélite	Imagens disponíveis gratuitamente no banco de imagens do Google Earth Pro [®] , resolução 1:2.000, datadas de outubro/2010, agosto/2014 e abril/2016, imagens disponibilizadas pelo Ministério de Meio Ambiente (MMA) ortorretificadas e com resolução espacial de 5m e imagens adquiridas pelo satélite Pleíades 1A em 28/10/2014 e WorldView-2 em 07/11/2011, com resolução espacial de 50 cm.
Ferramentas Computacionais	ArcView 3.2 [®] , ArcGis 10.2 [®] , Pacote Office [®] e rotinas SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS.

Fonte: Autor

A base metodológica da pesquisa se apoiou nos trabalhos de Montgomery e Dietrich (1994), Baum, Savage e Godt (2002, 2008), Pack et al. (2005) abordando a aplicação de métodos de estabilidade determinísticos na previsão de áreas suscetíveis a deslizamentos rasos de solo em ambiente de sistema de informação geográfica (SIG).

A metodologia geral que embasa a utilização destes métodos consiste na elaboração, em ambiente SIG, de um modelo digital do terreno e na realização de um conjunto de processamento de dados de modo a determinar se dada área é suscetível a escorregamentos rasos de solo. Para tal, são realizadas várias simulações considerando valores de parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos do solo, em conjunto com diferentes condições de contorno,

tais como, profundidade da superfície de ruptura, presença ou não de um nível d'água e intensidade do evento pluviométrico. Objetivando a definição do melhor método de previsão, a retroanálise de um evento conhecido é efetuada comparando as áreas previstas como instáveis com as realmente instabilizadas no evento (cicatrizes de escorregamentos).

Com base nos pressupostos metodológicos gerais descritos anteriormente, foram definidas cinco grandes etapas de trabalho, descritas a seguir:

4.1 Planejamento

O planejamento consistiu na definição do objetivo da pesquisa, dos métodos de análise de estabilidade a serem investigados, na seleção da área de estudo para a aplicação destes métodos e na estruturação das etapas de trabalho, apresentadas nos itens a seguir. Os métodos de análise de estabilidade foram definidos com base em trabalhos anteriores no tema, priorizando-se aqueles que pudessem contribuir na compreensão da dinâmica dos escorregamentos rasos na Serra do Mar. A área de estudo, por sua vez, foi selecionada pela existência de um evento generalizado de escorregamentos rasos de solo bem documentado por imagens aéreas digitais com boa resolução espacial e de fácil acesso, permitindo o procedimento de validação dos métodos de previsão.

4.2 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica abrangeu os seguintes temas: tipologia e classificação de movimentos de encostas, fatores condicionantes, principais métodos e abordagens de previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos de solo e métodos de análise de estabilidade determinísticos. As pesquisas iniciais se desenvolveram por meio da utilização de palavras chaves, tais como escorregamentos rasos de solo, sistemas de informação geográfica, talude infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, em acervos online das universidades e em websites de pesquisa acadêmica, destacando o Sistema Integrado de Bibliotecas – USP, ScienceDirect e SCOPUS – Elsevier. Sempre que possível, optou-se por revistas periódicas de circulação internacional e livros de referência.

Objetivando adquirir dados da região de estudo, buscaram-se ainda trabalhos relacionados ao evento ocorrido, o histórico pluviométrico da área e características do meio físico (geológico/geotécnico e geomorfológico) da região.

4.3 Inventário

4.3.1 Levantamento de dados básicos

Esta etapa abrangeu o levantamento dos parâmetros necessários para a aplicação e análise dos métodos investigados, sendo estes divididos em topográficos, hidrológicos, geológico/geomorfológicos, geotécnicos e pluviométricos.

Dados topográficos foram levantados de folhas topográficas na escala 1:10.000 (curvas de nível de 10m) elaborados pelo Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo – IGC e datadas de 2000 e 2001 (Quadro 10). Parâmetros geológicos e geomorfológicos foram pesquisados no acervo técnico-científico da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), respectivamente. Dados geotécnicos dos solos que recobrem a região de estudo foram extraídos de biografia correlata, onde se destacam os trabalhos de Sandroni (1985), Pinto et al. (1993) e Sbroglia et al. (2016), enquanto que dados pluviométricos foram pesquisados nos acervos da Agência Nacional das Águas (ANA), Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e o Instituto de Águas do Paraná (AGUASPARANÁ).

Ademais, dados politico-administrativos foram extraídos do acervo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), ao passo que imagens de satélite de alta resolução antes e após o evento foram obtidas nos acervos de imagens do Google Earth, do Ministério de Meio Ambiente (MMA) e adquiridas frente aos satélites Pleíades 1A e WorldView-2. Dados referentes ao evento ocorrido na região de estudo foram extraídos dos trabalhos de Gramani (2015), Sohn et al. (2015) e Guimarães (2015).

4.3.2 Elaboração de base cartográfica digital

As folhas topográficas adquiridas no formato matricial foram mosaicadas em ambiente de SIG (*Mosaic to Raster - Raster Dataset - Raster - Data Management Tools - ArcToolBox*), sendo posteriormente georreferenciadas no datum Sirgas 2000 por meio da utilização dos comandos *Define Projection* e *Georeferencing*. As curvas de nível espaçadas em 10m, pontos cotados e linhas de drenagem foram vetorizadas utilizando o módulo ArcScan do programa ArcMap/ArcGis versão 10.2. Posteriormente, a base cartográfica digital foi ampliada por meio da vetorização de feições fora da área da pesquisa. Este processo buscou englobar as bacias de contribuição, essenciais para a correta utilização do método SINMAP.

4.3.3 Elaboração do modelo digital do terreno (MDT)

O Modelo Digital de Terreno (MDT) foi produzido a partir da interpolação dos dados topográficos presentes na base cartográfica digital. Utilizou-se um método de interpolação determinístico hidrológicamente adequado denominado *topo to raster* (*Raster Interpolation - Spatial Analyst Tools*) presente no programa ArcGis (HUTCHINSON; XU; STEIN, 2011). Adotou-se uma célula de terreno (grid) de 2m de lado (4m²) tanto para o MDT quanto para os demais arquivos matriciais produzidos na elaboração dos mapas temáticos e nas análises espaciais subsequentes. Este tamanho de célula foi definido de forma a ser 40% inferior ao critério do erro cartográfico admissível (0.5mm na escala 1:10.000 ou 5m).

Segundo as recomendações do método de interpolação utilizado, aplicou-se um filtro de baixa no MDT produzido (comando *Filter – Neighborhood - Spatial Analyst Tools*). Em seguida, o MDT filtrado foi validado por meio de um procedimento qualitativo, utilizando a rotina *Contour - Raster Surface* também presente no módulo *Spatial Analyst Tools*. Desta forma, curvas de nível foram geradas a partir do MDT filtrado e posteriormente comparadas visualmente com os traçados das curvas originais. Este procedimento buscou assegurar a confiabilidade do MDT dentro da escala de trabalho utilizada (1:10.000).

4.3.4 Seleção e Georreferenciamento das Imagens Aéreas

Imagens de satélite de alta resolução da área de estudo foram extraídas do banco de imagens do Google Earth e do Ministério do Meio Ambiente – MMA (RapidEye). Estas imagens foram adquiridas em datas anteriores e posteriores a deflagração dos movimentos de encostas de forma a se determinar quais cicatrizes foram geradas pelo evento ocorrido em janeiro de 2014. Posteriormente, efetuou-se a compra de duas imagens aéreas datadas de 07/11/2011 e 28/10/2014 dos satélites WorldView-2 e Pleíades 1A.

As imagens obtidas do Google Earth foram georreferenciadas com controle de erro, por meio do comando *Georeferencing* com o auxílio da base cartográfica digital produzida na etapa anterior. Este procedimento não foi efetuado nas demais imagens uma vez que estas imagens já se encontravam ortorretificadas. Após o processo de georreferenciamento, criou-se um mosaico destas imagens por meio da sobreposição de uma imagem com a outra. Utilizou-se para a criação deste mosaico o comando *Mosaic to New Raster* encontrada em *Raster Dataset - Raster - Data Management Tools - ArcToolBox*.

O processo de georreferenciamento resultou em imagens com resolução de 2m, superiores as imagens RapidEye (resolução de 5m), mas inferiores as imagens adquiridas dos

satélites WorldView-2 e Pleíades 1A (resolução de 50cm). Dessa forma, por motivo de melhor visualização das cicatrizes, optou-se pela utilização das imagens compradas, datadas de novembro de 2011 e outubro de 2014. Estas imagens aéreas foram utilizadas na cartografia sistemática das cicatrizes de escorregamentos associadas ao evento analisado e na elaboração do mapa de uso e cobertura da área de estudo.

4.3.5 Elaboração dos mapas temáticos

Esta etapa correspondeu à produção de mapas com os principais condicionantes necessários a compreensão da dinâmica dos escorregamentos na área de estudo e na aplicação dos métodos de análise de estabilidade.

4.3.5.1 Mapa de Sombreamento

Mapa produzido de forma a gerar um efeito 3D e, conseqüentemente, facilitar a visualização dos demais mapas temáticos. Produzido por meio do comando *Hillshade - Surface - Spatial Analyst Tools*, o mapa de sombreamento foi derivado do modelo digital do terreno (MDT), considerando uma fonte de iluminação situada a 315° e com uma inclinação de 45° em relação ao horizonte.

4.3.5.2 Mapa Hipsométrico

Mapa derivado do MDT com cotas variando entre 299 e 1001m, sendo o mesmo reclassificado em 7 classes hipsométricas distintas, com intervalos de 100 metros, por meio do comando *Reclassify (Reclass - Spatial Analyst Tools)*.

4.3.5.3 Mapa de Declividades

Mapa derivado do MDT com valores de inclinação do terreno variando entre 0 e 73°, produzido por meio do comando *Slope - Surface - Spatial Analyst Tools* do programa ArcGis 10.2. Posteriormente, este mapa foi reclassificado em intervalos de 10° por meio do comando *Reclassify (Reclass - Spatial Analyst Tools)* à exceção do último intervalo englobando a faixa de 50 a 73°, agrupado devido ao baixo percentual de áreas com declividades acima de 50°.

4.3.5.4 Mapa de Curvatura de Encostas

Mapa derivado do modelo digital do terreno (MDT), obtido pelo cálculo da 2ª derivada (comando *Curvature - Surface - Spatial Analyst Tools*) resultando em 3 mapas distintos (planta, perfil e planta/perfil). Valores positivos e negativos, respectivamente, indicam concavidade voltada para baixo (superfície convexa / dispersora de fluxo) e para

cima (superfície côncava / coletora de fluxo). As encostas planas, por sua vez, são representadas por valores próximos a 0. Na presente pesquisa, encostas planas foram determinadas após a definição de uma série de intervalos próximos a 0, considerando a amplitude dos valores negativos e positivos encontrados no mapa e observando a convergência do relevo côncavo nos vales das drenagens. A fim de tornar a reclassificação definitiva, um novo *raster* com os intervalos estabelecidos foi gerado por meio do comando *Reclassify (Reclass - Spatial Analyst Tools)*.

4.3.5.5 Mapa de Sentido de Mergulho da Encosta

Mapa derivado do MDT com a identificação dos sentidos de mergulho das encostas considerando oito direções geográficas principais (NW, N, NE, E, SE, S, SW, W), além de identificar as encostas planas (sem mergulho). Produzido por meio do comando *Aspect - Surface - Spatial Analyst Tools*.

4.3.5.6 Mapa de Direção de Fluxo

Mapa derivado do MDT com a identificação da direção do fluxo de água de cada célula. Este mapa foi empregado nas análises utilizando o método TRIGRS. Produzido por meio do comando *Flow Direction - Hydrology - Spatial Analyst Tools*.

4.3.5.7 Mapa de Cicatrizes de Escorregamentos

Mapa com polígonos das cicatrizes do evento do dia 12 e 13 de janeiro de 2014, digitalizados a partir da imagem de satélite Pleíades 1A, datada de 28/10/2014. As cicatrizes foram mapeadas com base em uma análise visual, onde se utilizou a ausência de vegetação e a posição da encosta como critérios de identificação. Definiu-se a zona de ruptura adotando-se às considerações de IPT (1986,1991), a qual considera o terço superior das cicatrizes mapeadas como a zona referente à ruptura do material, enquanto que as demais porções correspondem às zonas de transporte, arraste e deposição da massa mobilizada. O mapa produzido foi empregado nas análises de frequência das cicatrizes pelos condicionantes e nos procedimentos de validação dos métodos determinísticos.

4.3.5.8 Mapa de Unidades Litológicas

Mapa com os polígonos dos compartimentos geológicos abrangendo as principais litologias na área de estudo. O mapa litológico foi confeccionado a partir da digitalização de dados compilados da Folha Apiaí, escala 1:100.000 produzido pela CPRM (2012). A área que

cada unidade ocupa na região de estudo foi calculada por meio da ferramenta *calculate geometry* presente na tabela de atributos.

4.3.5.9 Mapa de Uso e Cobertura

Mapa com os polígonos dos principais tipos de uso e cobertura do solo fotointerpretados a partir da imagem de satélite Pleíades 1A, datada de 28/10/2014. Buscou-se classificar a região em relação a sua cobertura vegetal e feições antrópicas, além de determinar quantitativamente a porção do terreno afetada pelos escorregamentos rasos de solo. Para tal determinação, toda a área impactada pelos escorregamentos foi mapeada, ao invés de apenas o terço superior conforme efetuado no mapa de cicatrizes. A área estudada foi compartimentada em vegetação campo/arbustiva, vegetação arbórea, feições antrópicas, afloramentos rochosos e área escorregada.

4.3.5.10 Estações Pluviométricas e Pluviometria

Mapa com a locação das estações pluviométricas presentes no entorno da área de estudo e as respectivas precipitações registradas no período do evento escorregado, segundo os critérios de Tatizana et al. (1987a, 1987b). As estações pluviométricas foram adicionadas utilizando suas respectivas coordenadas geográficas, enquanto que os limites municipais foram retirados da base de dados digitais do IBGE (2015). O mapa de pluviometria, por sua vez, foi gerado por meio da interpolação dos dados presentes em cada estação pluviométrica, utilizando o inverso do quadrado da distância (*IDW - Interpolation - Spatial Analyst Tools*). Os dados gerados foram aplicados nas simulações com intensidade pluviométrica nos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS.

4.3.6 Levantamentos de Campo

Nesta etapa foi realizada uma série de caminhamentos sistemáticos na área de estudo, visando à confirmação dos modelos de escorregamento utilizados, a caracterização geológica e geotécnica dos perfis de alteração e a checagem de feições presentes nos mapas temáticos. Os pontos observados foram descritos, fotografados e registrados em mapa, este último, com o auxílio de um GPS Garmin eTrex 20x. Ademais, amostras representativas de solo foram coletadas, objetivando a realização de ensaios de granulometria conjunta e a obtenção de índices físicos.

4.3.7 Realização de Ensaios Geotécnicos

Esta etapa consistiu em um conjunto de análises efetuadas em amostras de solo residual representativas das unidades litológicas da área de estudo, visando à obtenção de índices físicos do solo. Deste modo, foram efetuados ensaios granulométricos e determinações da umidade, massa específica natural dos solos e massa específica dos sólidos. Destaca-se que a determinação da massa específica natural dos solos foi efetuada em corpos de prova cilíndricos indeformados, de dimensões aproximadas 8 x 5 cm, enquanto que a umidade destas amostras foi determinada utilizando uma estufa elétrica padrão (EEP). A determinação da massa específica dos sólidos, por sua vez, contou com o auxílio de um picnômetro calibrado e a medição da massa do conjunto água destilada, sólidos e picnômetro para 5 temperaturas distintas. Todos os ensaios supracitados seguiram as normas NBR 7181, NBR 6457 e NBR 6458.

4.4 Análise

4.4.1 Caracterização da Área com Relação aos Mapas Temáticos

Esta etapa consistiu na caracterização da área de estudo em relação à distribuição espacial de cada fator condicionante. Os resultados foram expressos em termos de área percentual, correspondendo à porcentagem de ocorrência de cada condicionante em relação à área total mapeada, ou, em outros termos, à razão entre o número de células de cada condicionante pelo número total de células.

4.4.2 Correlações entre a Distribuição Espacial dos Escorregamentos e Mapas Temáticos.

Nesta etapa investigou-se a influência dos fatores condicionantes mapeados de forma isolada e combinada na distribuição dos escorregamentos do evento analisado. Por meio do comando *Tabulate Area (Zonal - Spatial Analyst Tools)* geraram-se índices quantitativos da distribuição espacial das cicatrizes do evento mapeado em relação às áreas de cada fator condicionante presente nos mapas temáticos. Esta abordagem é conhecida como determinação da suscetibilidade aos movimentos de encosta com base em sua probabilidade inicial ou espacial (EINSTEIN, 1988). Os resultados da análise foram expressos utilizando os índices de validação CC e PE, descritos no item 3.6.

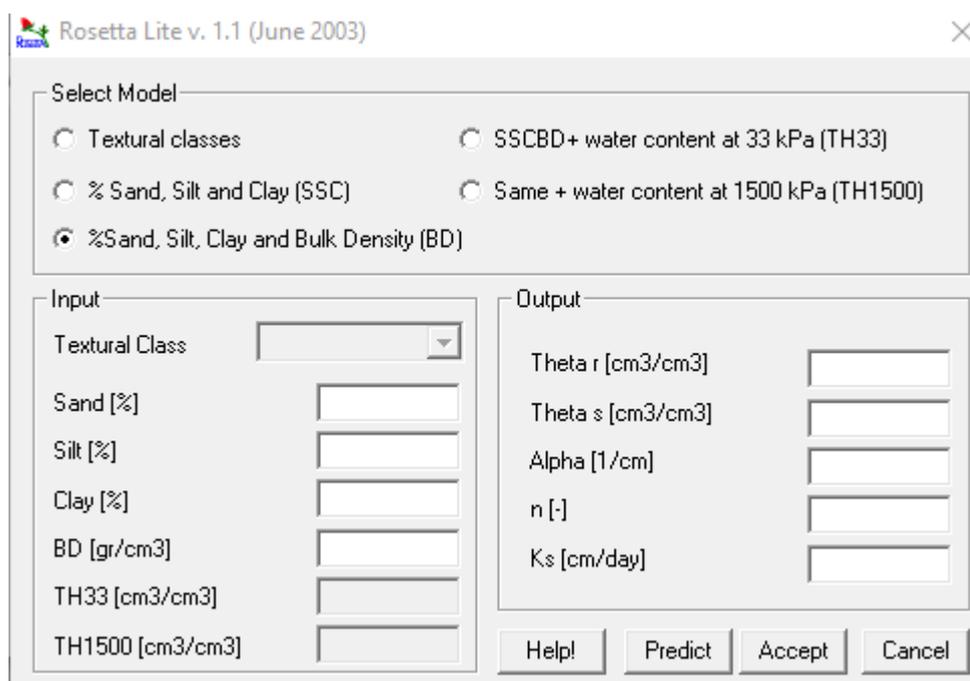
4.4.3 Integração dos Dados de Campo e Ensaios Geotécnicos

Este grupo de análises consistiu na integração dos dados obtidos nos levantamentos de campo. Desta forma, incorporou-se a pesquisa considerações referentes ao modelo de

deflagração de escorregamentos nas unidades, a profundidade das rupturas, a influência ou não do nível d'água, assim como se adquiriu, por meio de ensaios e correlações, parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos dos solos residuais maduros da região de estudo.

Dentre as correlações efetuadas, destaca-se a utilização da rotina Rosetta Lite, presente no software Hydrus-1D[®]. Essa rotina possui 5 módulos de interpolação de dados, conforme demonstra a Figura 17. Utilizou-se o módulo III onde, por meio de dados referentes à granulometria e ao peso específico do solo, podem-se obter parâmetros da curva de retenção do solo (θ_r , θ_s , n , α e k_s), essenciais na utilização dos métodos de análise determinísticos mais elaborados. Destaca-se que a fração pedregulhosa dos solos foi incorporada ao percentual de areia, assumindo esta premissa como uma das limitações do programa.

Figura 17 – Rotina Rosetta Lite, presente no software Hydrus 1D. Atentar para os 5 módulos de interpolação permitidos no modelo.



Fonte: Autor.

4.4.4 Definição dos Modelos de Escorregamento para as Simulações

A definição dos modelos de escorregamento abrangeu diferentes combinações dos dados de entrada coletados nas etapas anteriores, como a profundidade da ruptura, a intensidade do evento pluviométrico e valores dos parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos das unidades geológico-geotécnicas presentes na área de estudo. Desta forma, definiu-se as espessuras de ruptura a serem analisadas, assim como os parâmetros

geomecânicos do solo, optando-se pela utilização do menor par de resistência (coesão e ângulo de atrito efetivo) obtidos na literatura especializada. Conforme descrito nos itens anteriores, os demais parâmetros foram definidos por meio de ensaios efetuados no solo e correlações entre os mesmos.

4.4.5 Simulações com os Métodos de Análise de Estabilidade

Esta etapa consistiu no desenvolvimento das simulações utilizando os métodos determinísticos de análise de estabilidade em ambiente de SIG (Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS) com a obtenção de fatores de segurança (FS) correspondentes. Os cenários das análises foram definidos em função da consideração ou não dos valores de chuva encontrados na área de estudo. Destaca-se que cada simulação ocorreu em espessuras de ruptura estimadas em 1,0, 1,5 e 2,0 m:

1) Sem considerar a chuva

- Utilização do Talude Infinito para todos os solos residuais, sem nível d'água (condição não saturada);
- Simulação sem nível d'água para os métodos do SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS nos solos residuais de granito e filito;
- Presença de um nível d'água 20% acima da profundidade de ruptura do solo (z) nos métodos do Talude Infinito e TRIGRS nos solos residuais de granito e filito.

2) Considerando a chuva

- Simulação da chuva nos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS para uma precipitação média nos solos residuais de granito e filito;
- Simulação da chuva no método TRIGRS para uma precipitação total distribuída em 4 dias nos solos residuais de granito e filito;
- Simulação da chuva considerando a intensidade de 210mm/2h no método TRIGRS no solo residual de granito.

Os resultados obtidos foram reclassificados em 5 intervalos distintos, relativos aos valores de FS encontrados (≤ 1 ; $1 - 1,2$; $1,2 - 1,5$; $1,5 - 2$ e ≥ 2).

Em relação às particularidades na comparação de cada método, nas simulações sem a intensidade da chuva apenas a classe de instabilidade crônica no SHALSTAB foi utilizada de modo comparativo com os demais métodos. Esta classe foi considerada como $FS < 1$, uma vez que as demais classes necessitam da formação de um nível d'água, o que alteraria as condições de contorno da simulação (ver Quadro 6, pg.71).

Em relação ao SINMAP, destaca-se que a utilização de valores de chuva modificam os resultados obtidos: este método determina como instável não somente áreas cujos deslizamentos ocorrem em função de sua declividade, independente dos valores de precipitação, como também aquelas que necessitam da formação de uma coluna d'água (h/z) para que fatores de segurança abaixo de 1 possam ser atingidos. Uma vez que esta coluna d'água é formada unicamente por meio de um evento pluviométrico, adotaram-se valores muito pequenos de precipitação (q), de forma que a mesma não influenciasse os resultados obtidos.

Ademais, os valores de precipitação foram adotados de modo a comparar as classes instáveis do SINMAP com as do SHALSTAB. Observa-se que esta comparação é problemática, uma vez que os resultados do SHALSTAB são dados em termos de $\log q/T$, enquanto que os resultados do SINMAP são gerados em termos de índice de estabilidade (*Stability Index* - SI), podendo ser convertidos para FS, uma vez anulada a abordagem probabilística do mesmo. Desta forma, sabendo-se que a classe incondicionalmente instável do SHALSTAB possui valores em termos de \log de q/T abaixo de -9,9, a transmissividade (T) do solo foi calculada e valores de q cuja razão logarítmica q/T resultasse em -9,9 foram adotados.

Ainda sobre o SINMAP, a coesão adimensional (C) foi calculada adotando valores nulos de coesão de raízes ($c_r = 0$) e o cosseno da inclinação média de cada litologia (Equação 23, pg. 74). Da mesma forma, calculou-se a transmissividade (T) do solo (Equação 13, pg. 70) utilizando os valores de condutividade hidráulica do solo residual obtidas pelo programa Hydrus-1D. A transmissividade do solo foi empregada na obtenção da razão T/R (T/q). De modo a anular a abordagem probabilística do método, valores únicos para os limites inferiores e superiores dos parâmetros de entrada foram adotados. Finalmente, devido às limitações citadas no item 3.5.3, a rotina SINMAP foi utilizada no MDT ampliado: após as simulações o produto cartográfico gerado foi recortado, em ambiente SIG, de modo que o mesmo se equiparasse aos demais métodos utilizados, abrangendo, desta forma, apenas a área de interesse da pesquisa.

No método TRIGRS, os mesmos valores de precipitação (q) utilizados no SINMAP foram adotados na simulação sem chuva e sem N.A. Ademais, destaca-se que este método, diferente dos demais, necessita da especificação da espessura do solo, ao invés da profundidade de ruptura, assim como a posição do nível d'água. Uma vez que os escorregamentos rasos são restritos ao solo residual maduro, comumente movimentando toda

a camada de solo, as simulações ocorreram com espessuras iguais a 1,0m, 1,5m e 2,0m. A posição do N.A, por sua vez, estará limitada desde a superfície do terreno ($N.A = 0$) até a base da camada de solo ($N.A = z$). Desta forma, o N.A foi posto na base de cada camada ($N.A = z$), em cada uma das espessuras pré-estabelecidas. Além disso, estabeleceu-se a solução aritmética para a condição basal infinita, ou seja, a análise fora efetuada considerando uma condutividade hidráulica crescente com a profundidade, assim como a infiltração ocorrendo na condição não-saturada. A pesquisa contou ainda com incrementos verticais (nzs) da ordem de 10cm, ou seja, a cada 10cm de solo FS eram calculados em cada célula, até que a profundidade pré-estabelecida fosse atingida.

As simulações considerando a presença de um N.A 20% acima da profundidade de ruptura do solo ocorreram no Talude Infinito e no TRIGRS, uma vez que estes são os únicos métodos que permitem a definição de um N.A específico. No método do Talude Infinito, uma vez definida a altura da coluna d'água (h), os valores de μ foram calculados em ambiente SIG, conforme Equação 6. O TRIGRS, por sua vez, utilizou os mesmos parâmetros de entrada e condições de contorno descritas acima.

Nas simulações considerando a intensidade do evento pluviométrico, reclassificou-se a área do SHALSTAB em relação ao $\log q/T$, onde qualquer valor abaixo da razão obtida foi considerado como instável ($FS < 1$). Os demais métodos contaram com os valores originais de precipitação efetiva (q) determinadas para cada simulação.

Finalmente, os resultados das simulações foram avaliados em relação à área percentual de cada intervalo de FS e por intermédio dos índices de validação CC, PE e a relação I_A/I_E , descritos no item 3.6.

4.5 Síntese

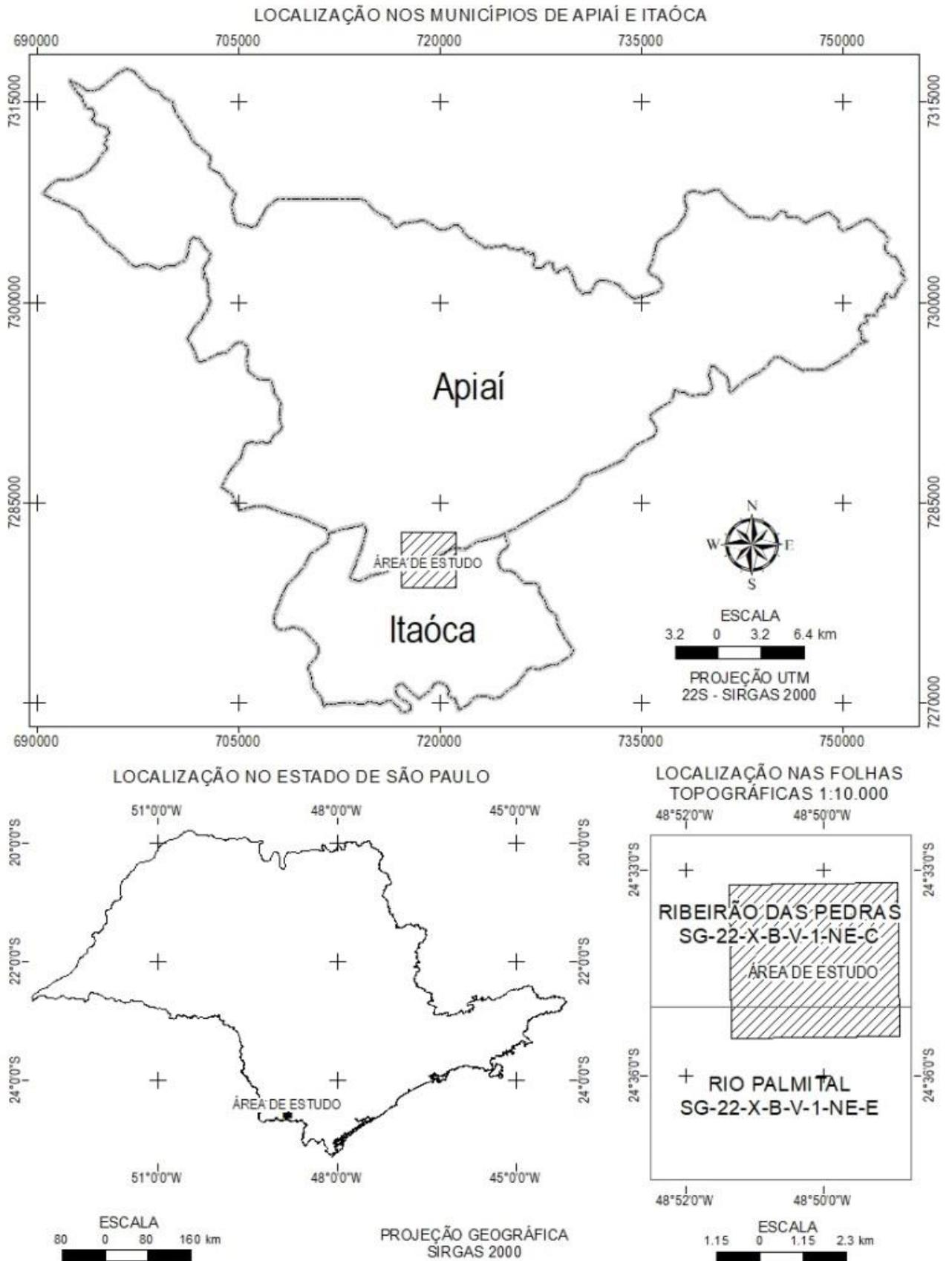
Integração e análise dos resultados obtidos nas etapas anteriores com a sistematização das conclusões obtidas com a pesquisa, principalmente no que se refere à eficiência, às vantagens e às desvantagens de cada método de análise de estabilidade estudado e os diferentes cenários considerados. Em seguida, realizou-se a redação da dissertação.

5 ÁREA DE ESTUDO

5.1 Aspectos Gerais

A pesquisa se desenvolveu em uma região localizada entre as coordenadas $48^{\circ}49'$ e $48^{\circ}52'$ longitude oeste e $24^{\circ}33'$ e $24^{\circ}36'$ latitude sul, de área total estimada em 16,9 km² e situada na divisa dos municípios de Itaóca e Apiaí (SP), região da Serra do Mar (Figura 18). Ambos os municípios localizam-se na região do Vale do Ribeira, extremo sul do Estado de São Paulo, distando aproximadamente 300 km da Capital paulista (IBGE, 2018). Chuvas intensas ocorridas nos dias 12 e 13 de janeiro de 2014 desencadearam uma série de escorregamentos, alguns destes evoluindo para corridas de massa, além de inundações expressivas nesta área. Destaca-se que estes deslizamentos ocorreram, em sua maioria, em trechos preservados das encostas, em cotas elevadas (Figura 19). As corridas de detritos, por sua vez, atingiram a sede do município de Itaóca e alguns bairros adjacentes (SOHN et al., 2015). Os danos na região incluíram a destruição de vias de acesso, moradias e plantações, resultando em 25 mortos e 2 pessoas desaparecidas, além de um prejuízo financeiro estimado em 13,5 milhões de reais (GRAMANI, 2015). Este evento foi utilizado como referência para a retroanálise e a consequente validação das simulações com os métodos de análise de estabilidade determinísticos.

Figura 18 - Área de estudo



Fonte: Autor.

Figura 19 – Foto das cicatrizes ocorridas na região de estudo, tirada em setembro de 2018. Fotografia tirada a norte do Rio Palmital. Vista para sul (unidades de metarenito e calcário). UTM: 22S 718507, 7282828



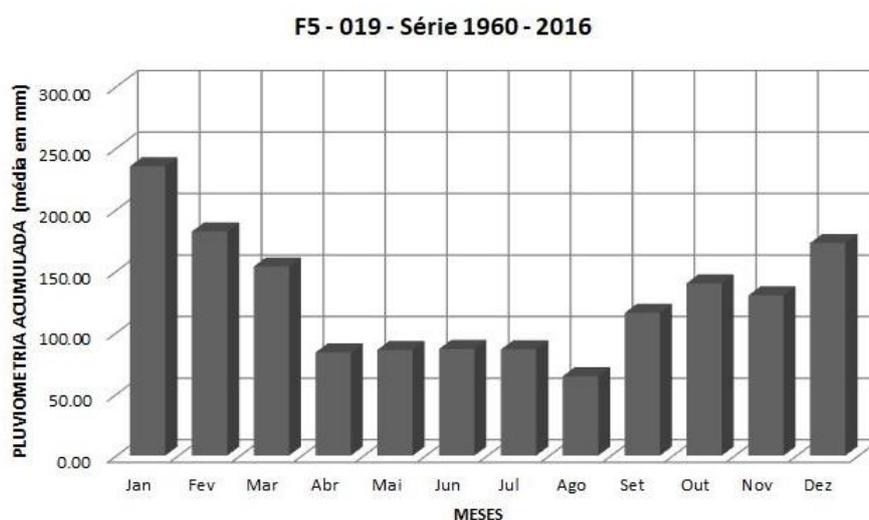
Fonte: Autor.

O município de Itaóca possui uma área territorial de 183,015 km², altitude média de 150m e população total estimada em 3.341 habitantes (IBGE, 2018). Segundo o Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas a Agricultura – CEPAGRI (2018), a região de Itaóca é classificada pelo sistema Koppen como Af, o que equivale a um clima tropical, cuja temperatura média do mês mais frio é maior que 18°C, e a precipitação média é, no mínimo, 60 mm em todos os meses do ano.

O município de Apiaí, por sua vez, possui área territorial de 974,322 km², altitude média de 1.040 m e uma população estimada em 24.945 habitantes (IBGE, 2018). Esta região é classificada pelo sistema Koppen como Cfb, o que equivale a um clima temperado subtropical oceânico, com chuvas abundantes e bem distribuídas ao longo do ano e um verão úmido, caracterizado por temperaturas amenas (CEPAGRI, 2018).

No que tange a distribuição de chuvas, de acordo com os dados da estação FS-019, localizada em Apiaí (lat -24° 30' 18"; lon -48° 50' 51") e disponibilizados pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), pode-se observar que os meses do verão são os mais chuvosos, com as três maiores médias (172mm, 235mm e 182mm) ocorrendo nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente (Figura 20).

Figura 20 –Precipitações médias mensais na estação F5 -019 (1960-2016).



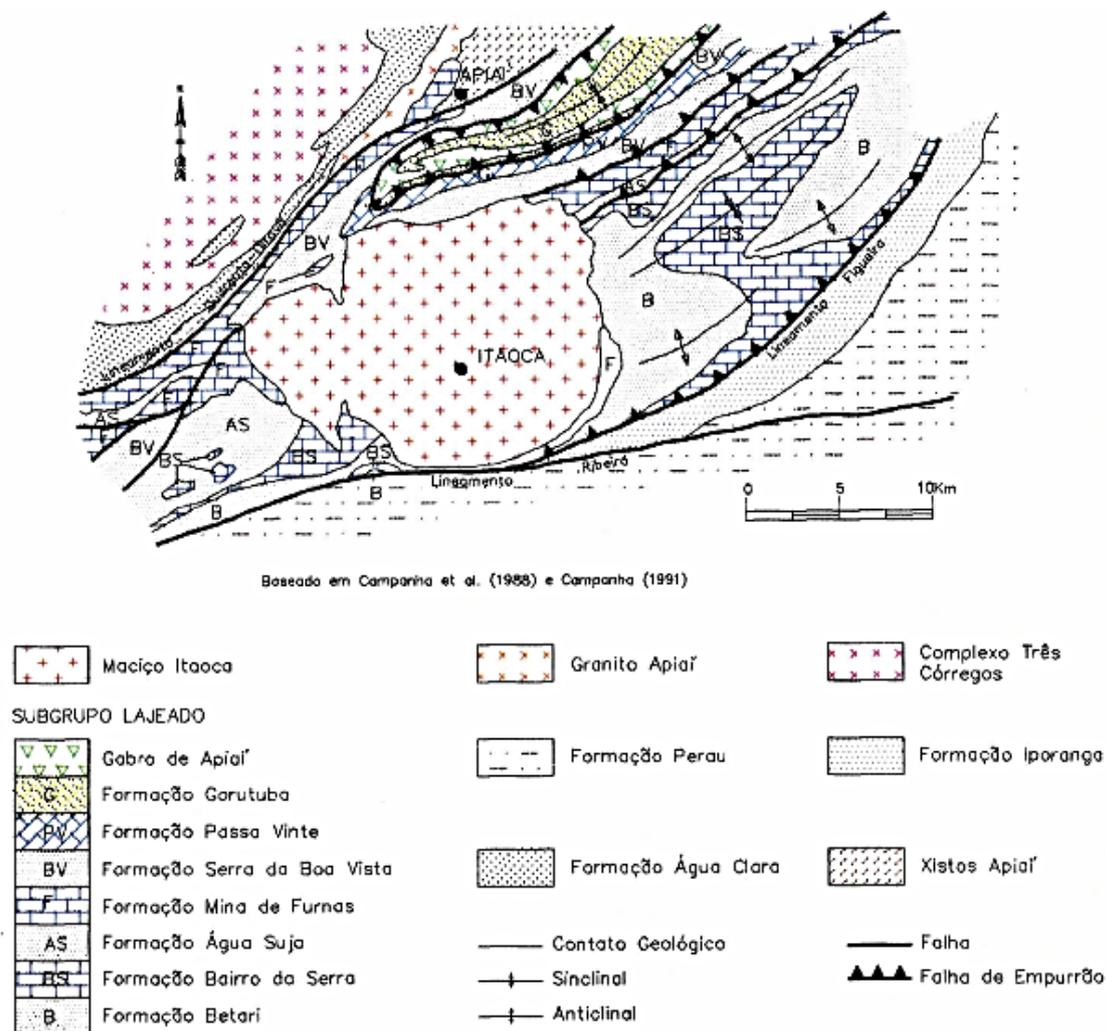
Fonte: Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE (2018).

5.2 Características Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas

Segundo Mello (1995), a área de estudo encontra-se inserida no contexto geológico dos terrenos pré-cambrianos do Cinturão Ribeira, aflorantes na região sul-sudeste do estado de São Paulo, e constituído predominantemente por rochas pré-cambrianas (ainda que rochas intrusivas mesozoicas e unidades sedimentares fanerozóicas façam-se presentes). Segundo Campanha e Brito Neves (2004) e Fuck, Brito Neves e Schobbenhaus (2008) este cinturão, compreendendo um segmento crustal paralelo à linha de costa do sudeste brasileiro, representa um complexo orógeno colisional relacionado às colisões entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à formação do continente Gondwana Ocidental.

Como seguimento do Cinturão Ribeira Meridional, encontra-se o Terreno Apiaí, aflorante na região de estudo, e correspondendo a uma sequência de rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico com idades variando entre 1450-1500 Ma até 580-630 Ma (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999; CAMPANHA et al., 2008, 2010; FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2011). Na área de estudo, o terreno Apiaí pode ser subdividido em rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Lajeado e uma suíte intrusiva de idade neoproterozóica denominada Maciço Itaóca (Figura 21).

Figura 21 - Mapa geológico regional da área de estudo.



Fonte: Mello (1995).

Conforme figura acima, o Grupo Lajeado é constituído por oito formações distintas, cuja sedimentação ocorreu em ambiente siliciclástico à carbonático, sendo compatível com ambiente de plataforma de margem continental passiva. Posteriormente, as rochas formadas foram metamorizadas em fácies xisto-verde (CPRM, 2012). Em mapa, o Grupo Lajeado encontra-se limitada por zonas de cisalhamento transcorrentes, com zonas de cavalgamento de direção NW observadas nos contatos de suas formações (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999, 2002; FALEIROS, 2000). Das formações presentes neste Grupo, apenas as Formações Serra da Boa Vista, Passa Vinte e Gorutuba ocorrem na área de estudo, sendo descritas como se segue:

A Formação Serra da Boa Vista é composta predominantemente por metarenitos finos dispostos em camadas de espessura decimétrica à métrica, intercalados com metassiltitos e metarenitos de granulometria média à conglomerática (CPRM, 2012).

Estratificações planoparalelas, cruzadas e gradacionais, além de estruturas de sobrecarga e turboglifos são as principais estruturas sedimentares encontradas nesta formação, evidenciando um ambiente deposicional marinho raso do tipo leque aluvial (PIRES, 1988). A Formação Serra da Boa Vista apresenta contato erosivo com a formação sobreposta (Passa Vinte) e contato estrutural com a formação sotoposta (Mina de Furnas).

A Formação Passa Vinte é composta por mármore bandados calcíticos, de coloração cinza-escuro, e dolomíticos, de coloração cinza-claro a branco. Esta formação possui contato concordante e interdigitado com a Formação Serra da Boa Vista, na base, e contato tectônico com a Formação sobreposta (Gorutuba). De acordo com Pires (1988), a Formação Passa Vinte representa um evento transgressivo em ambiente de deposição plataformal de águas rasas, tendo como principais estruturas sedimentares laminações cruzadas, ondas truncadas e wavys.

A Formação Gorutuba compreende metarritmitos de coloração cinza-escuro a cinza-médio esverdeado, apresentando como principais estruturas laminação planoparalela e cruzada de baixo ângulo e dobras atectônicas (PIRES, 1988).

O Maciço Itaóca é a unidade litológica com a maior área de ocorrência, tendo sido estudada em detalhe por Mello (1995). Nesta suíte, o supracitado autor identificou 5 fácies magmáticas distintas (representadas pelas letras A a E), agrupando-as em 3 unidades principais (Itaóca, Milonítica e Saltinho). A unidade Itaóca, única presente na área de pesquisa, corresponde a aproximadamente 70% da área do batólito, aflorando na região central e leste deste maciço. Esta unidade é constituída por monzogranitos e quartzomonzonitos de coloração cinza à levemente amarronzada, tendo como minerais essenciais feldspato, biotita, hornblenda e quartzo e como minerais acessórios apatita, titanita, alanita e zircão (MELLO, op. cit.). As rochas desta unidade apresentam estrutura maciça e textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico distribuídos em uma matriz composta por feldspato, quartzo e minerais máficos de granulação média. De acordo com Salazar et al. (2008), a idade de cristalização deste maciço é estimada em cerca 623 ± 10 Ma.

Geomorfologicamente, predomina na área de estudo um relevo de transição, marcado por escarpas com topos angulosos, vales fechados, vertentes com perfis retilíneos e drenagens de alta densidade, com padrão variando do subparalelo ao dendrítico (IPT, 1981b). Ao sul, na região onde aflora o Maciço Itaóca, o relevo é caracterizado por serras alongadas com topos angulosos e vertentes de perfil côncavo-convexo (MELLO, 1994).

De maneira geral, esta área se insere no contexto geomorfológico da Serrania do Ribeira, sendo esta serrania caracterizada por um relevo profundamente dissecado, drenagens direcionadas diretamente para o mar, declividades médias acima de 15% e amplitudes acima de 300m (ALMEIDA, 1964). As rochas desta serrania são recobertas, ainda que parcialmente, por depósitos coluvionares. IPT (1986b) divide os solos recobrando esta região em dois grupos distintos, quanto ao relevo:

- a) depósitos de constituição argilosa, podendo apresentar concreções ferruginosas e espessuras atingindo até 8 metros em relevos suaves;
- b) depósitos ocorrendo no sopé e nos trechos médios das vertentes, em relevos acidentados, subdivididos em rampas de colúvio, corpos de tálus e solos superficiais das litologias aflorantes na região. Estes depósitos possuem composição, forma e espessura variada.

Informações referentes ao perfil de alteração dos solos da área de estudo foram detalhadas nos levantamentos de campo, e são apresentadas no item 6.4.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

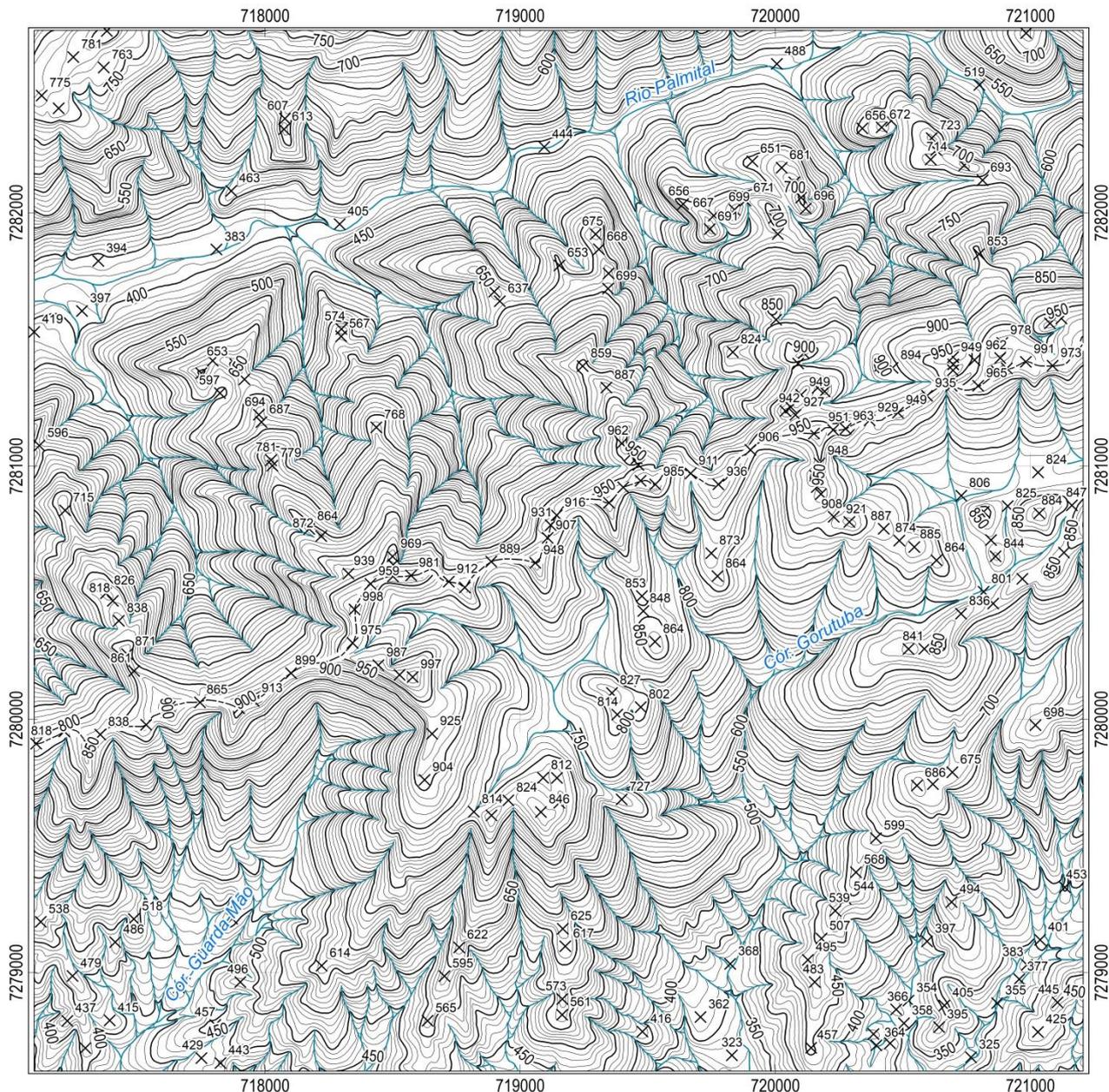
6.1 Base Cartográfica Digital, MDT e Imagens Aéreas

Foram vetorizadas mais de 400 curvas de nível, espaçadas em 10m, e cerca de 250 pontos cotados. A base cartográfica digital delimitou um local de relevo acentuado, com drenagem dendrítica na porção sul do terreno e plano-paralela na porção norte (Figura 22). Ademais, foram delimitados 3 cursos d'água principais, sendo eles o rio Palmital e as bacias dos córregos Guarda-Mão e Gorutuba. De modo geral, não se observam muitas opções de vias de acesso, excetuando uma estrada na porção norte do terreno, dando acesso às Formações Passa Vinte e Serra da Boa Vista e outra na porção sul, por onde é possível acessar o maciço Itaóca. Ambas as estradas possuem direção leste-oeste.

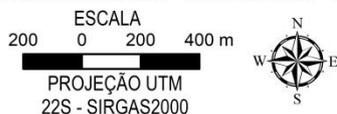
Curvas de nível geradas a partir do MDT conforme processo descrito no item 4.3.5.2 sobrepuseram o traçado das curvas originais. Desta forma, determinou-se que o MDT foi elaborado corretamente e, por meio dele, observou-se que as cotas desta região encontram-se entre 299 a 1001 metros de altitude. Ademais, conforme esperado, as menores cotas do terreno encontram-se nos entornos do Rio Palmital, a oeste da área de estudo, e nas porções inferiores das bacias dos córregos Guarda-Mão e Gorutuba. As cotas mais altas, por sua vez, encontram-se no divisor que define os limites dos municípios de Apiaí e Itaóca.

A imagem aérea utilizada, obtida pelo satélite Pleíades com resolução espacial de 50cm e datada de outubro de 2014, demonstra a extensão dos danos provocados pelos deslizamentos nesta região (Figura 23). O mapa de cicatrizes da área de estudo, por sua vez, encontra-se na Figura 24. Determinou-se que estes escorregamentos ocorreram majoritariamente em locais com alto grau de preservação, onde predominam uma vegetação de grande porte. Ademais, ressalta-se a ausência de estruturas antrópicas na área, à exceção de pequenas residências e galpões nas proximidades do Rio Palmital. Ao sul da área de estudo observam-se áreas de vegetação campo-arbustiva, comumente utilizadas para a prática pecuária na região.

Figura 22 – Base cartográfica digital da área de estudo.

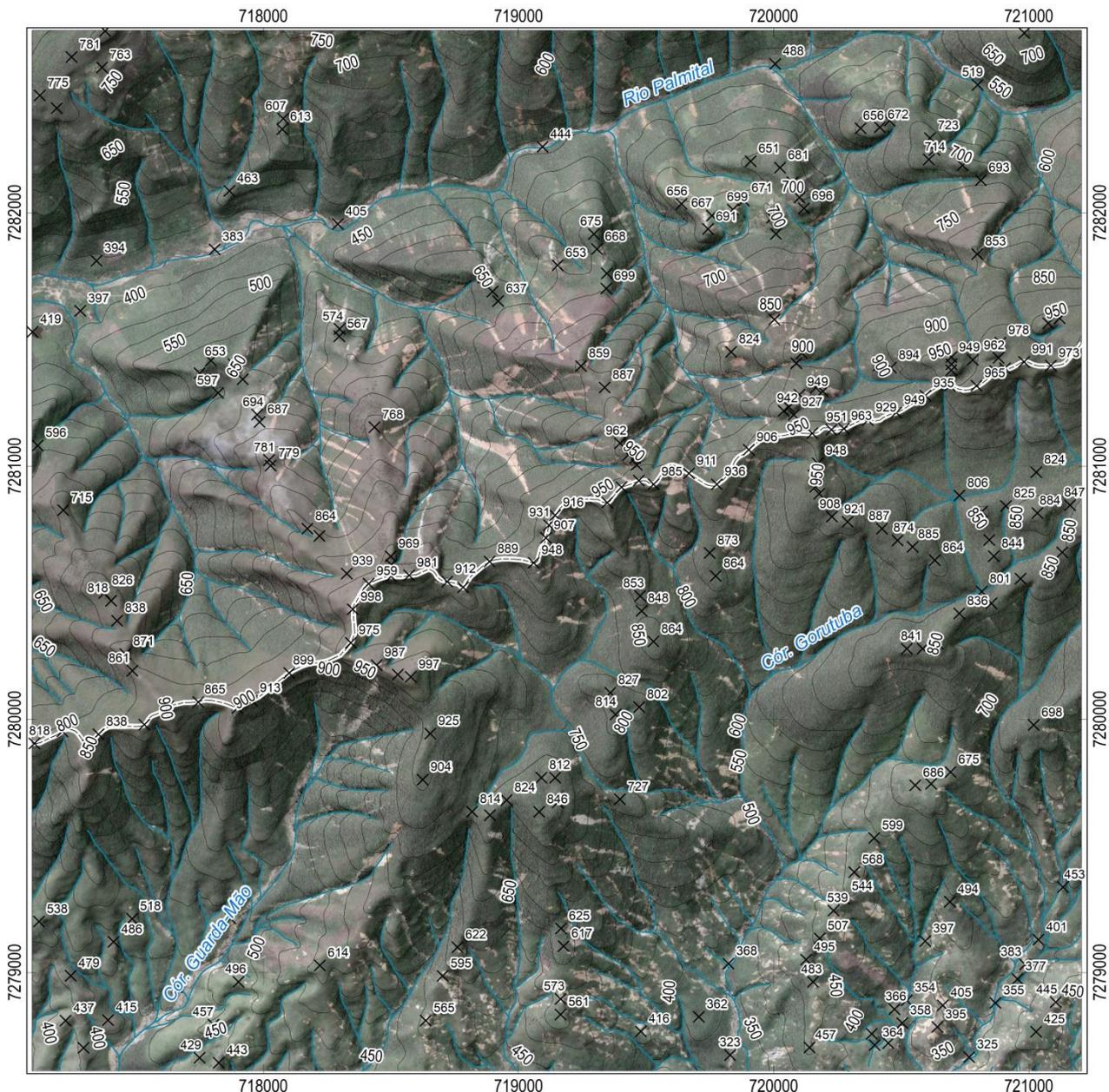


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%

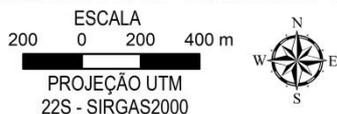


Fonte: Autor.

Figura 23 – Imagem aérea da área de estudo da época dos eventos generalizados.

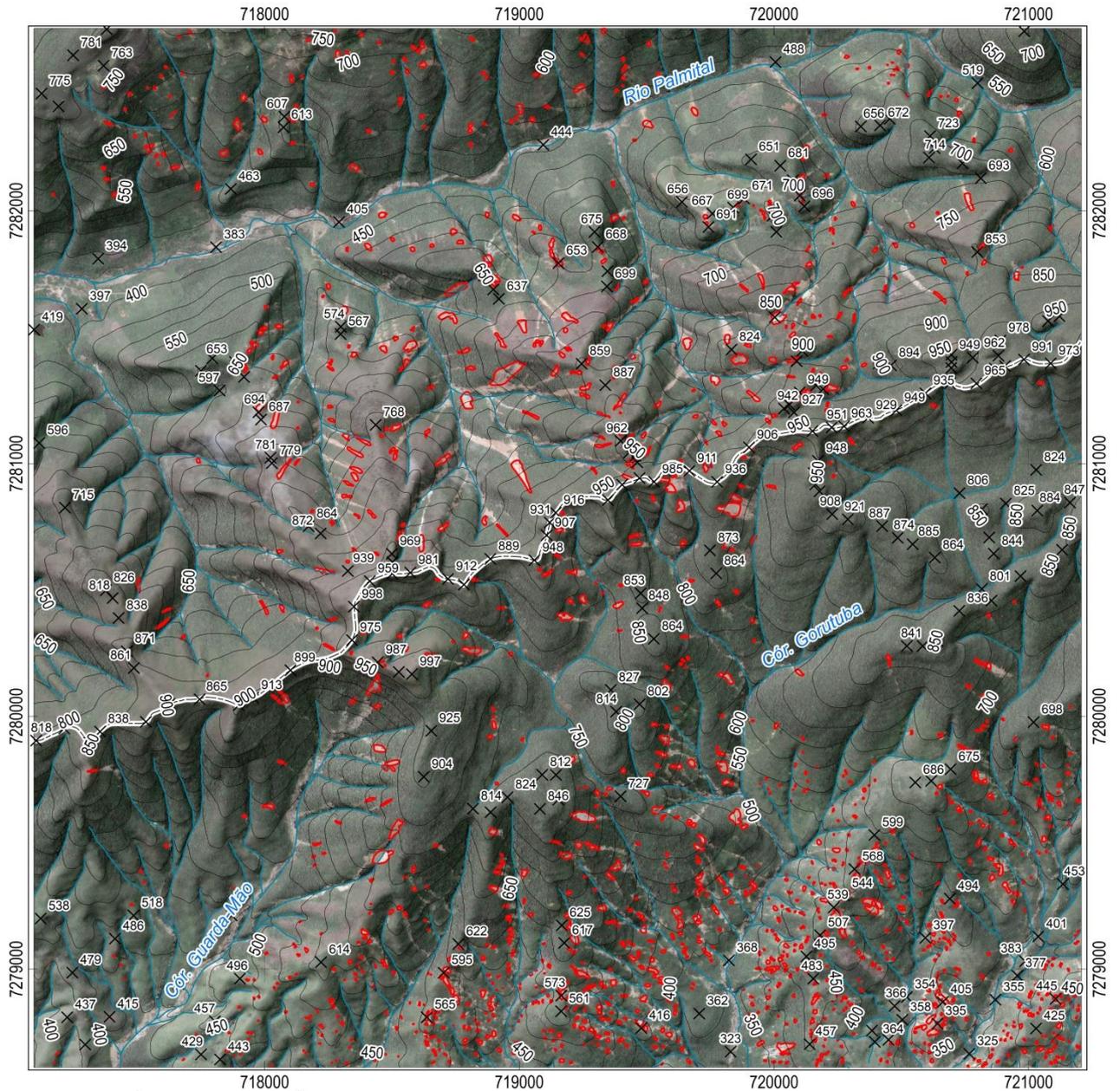


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

Figura 24 – Mapa de cicatrizes (terço superior).



BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



LEGENDA

-  CICATRIZES TERÇO SUPERIOR
-  DRENAGENS NATURAIS
- CURVAS DE NÍVEL
 -  50 m
-  PONTOS COTADOS
-  DIVISA MUNICIPAL
-  FOTO AÉREA (28/10/2014)

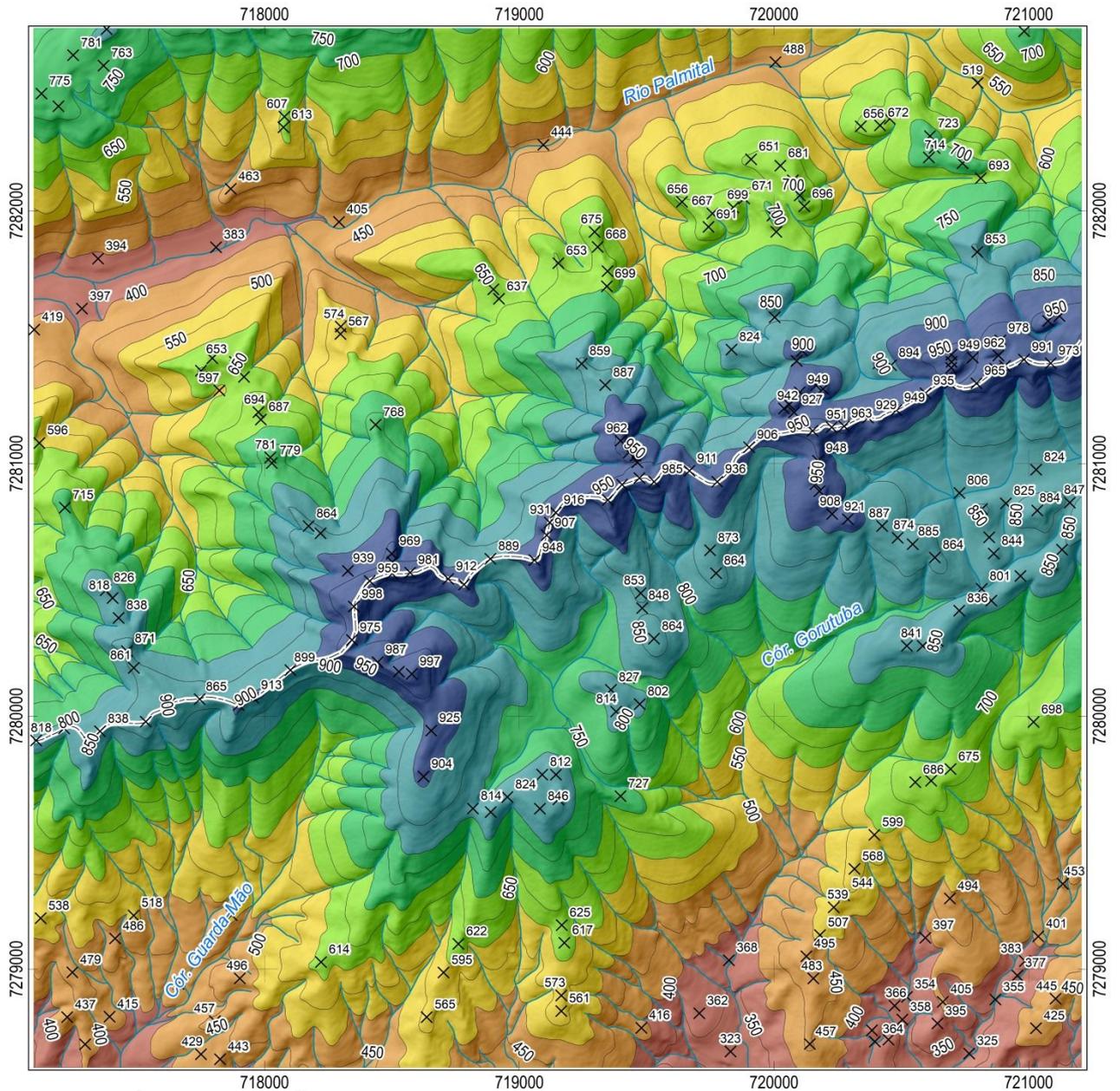
Fonte: Autor.

6.2 Área de Estudo com Base nos Mapas Temáticos

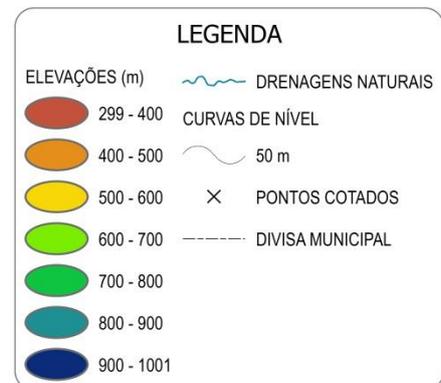
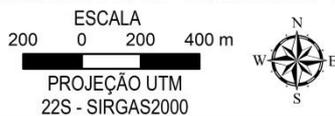
6.2.1 Altimetria e Declividade

A Figura 25 apresenta o mapa hipsométrico da área de estudo enquanto que a Figura 26 apresenta a distribuição espacial das classes de elevações altimétricas. Delimitou-se que as áreas mais elevadas da região ocorrem na divisa entre os municípios de Apiaí e Itaóca, na porção central da área de estudo e orientada sentido NE-SW. Os terrenos mais baixos situam-se nos entornos do Rio Palmital e a sul das bacias dos córregos Guarda-Mão e Gortuba. Observa-se uma distribuição relativamente equitativa entre terrenos ocupando cotas de 400 a 900m, com áreas percentuais variando de 15% a 19%. As classes de 500 a 600m e 600 a 700m apresentam pequeno predomínio em relação às demais (19% da área total). A menor e a maior classe altimétrica (299 a 400m e 900 a 1001m) representam apenas cerca de 5% a 6% da área total. A amplitude das classes hipsométricas é similar a demais trabalhos na Serra do Mar, onde destacam-se Araujo (2004) e Sisto (2018) no Município de São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo.

Figura 25 - Mapa hipsométrico da área de estudo.

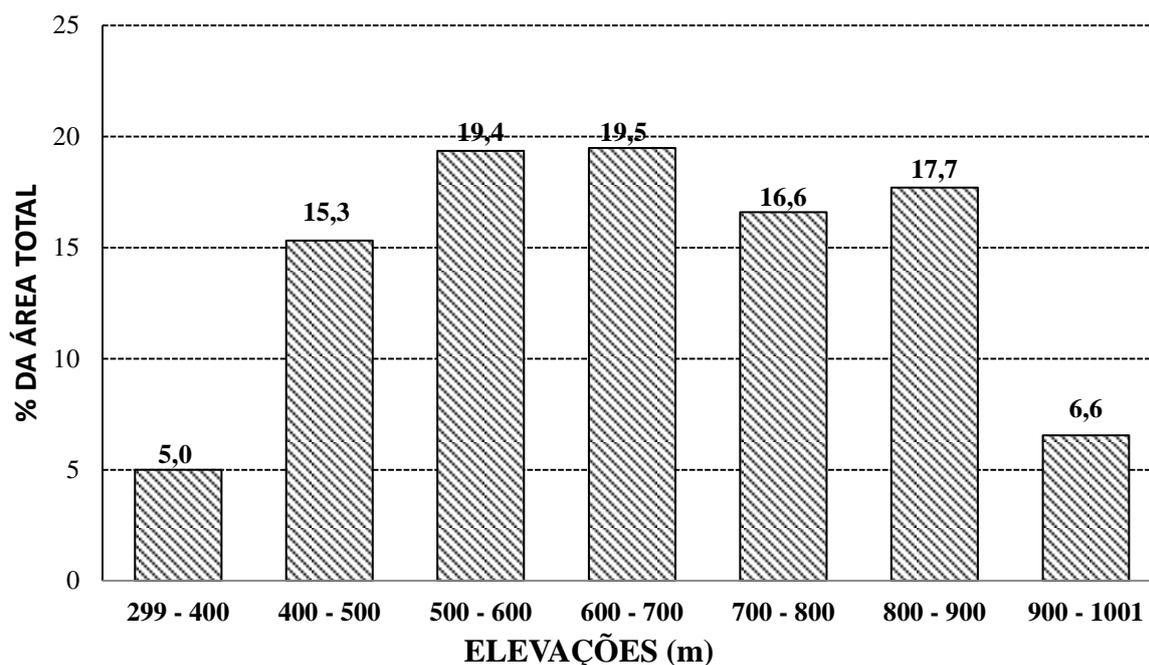


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

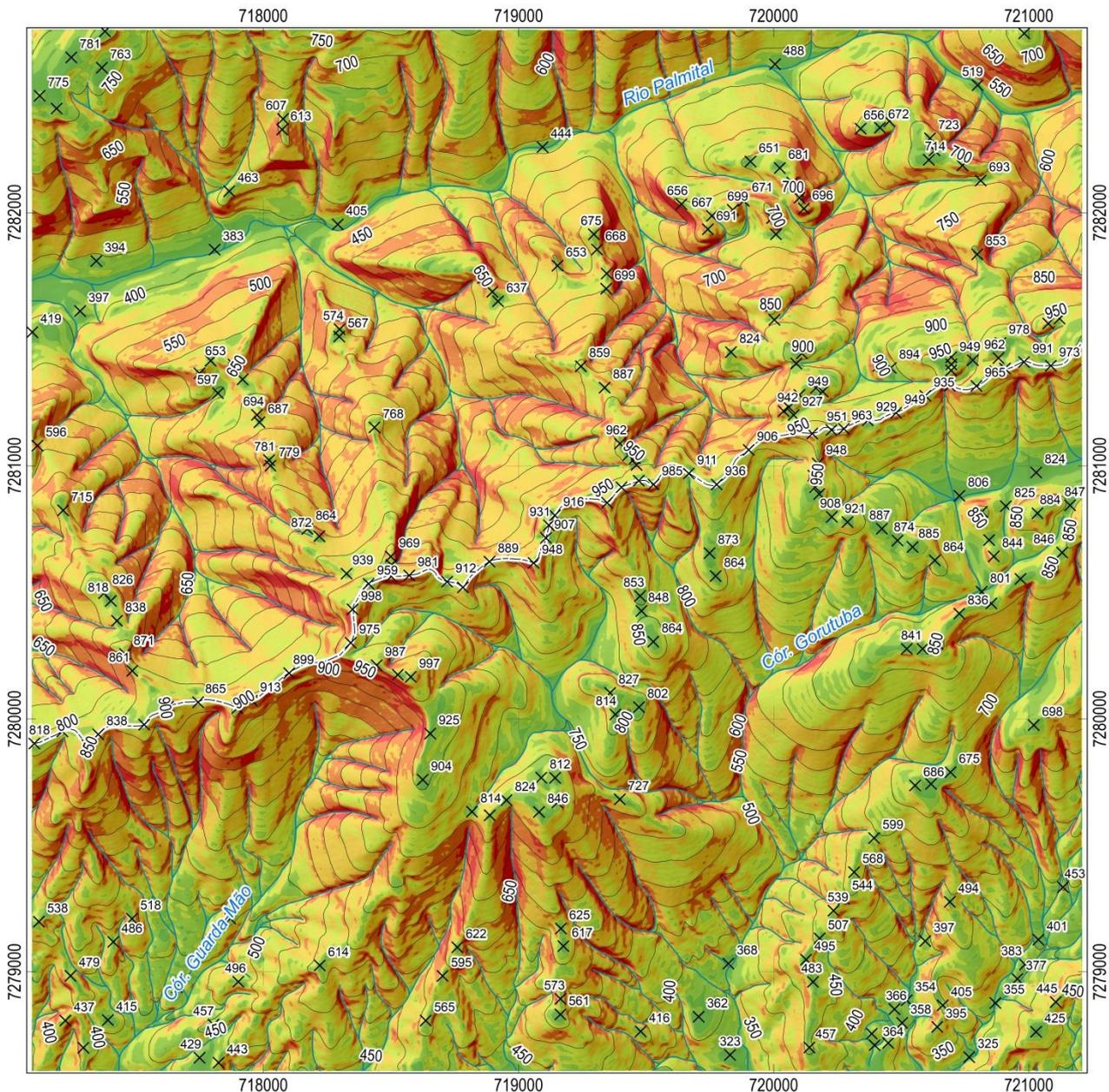
Figura 26 - Distribuição das classes altimétricas em termos de área percentual.



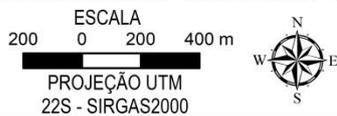
Fonte: Autor.

A Figura 27 apresenta o mapa de declividades. Delimitou-se que mais de 60% da área estudada apresenta declividades entre 20 e 40°, destacando-se o predomínio da classe entre 30 a 40°, ocorrendo em 35,4% da área total. Isto evidencia o relevo serrano desta região (Escarpas Festonadas), com inclinações máximas encontradas na ordem de 73°. Inclinações abaixo dos 20°, por sua vez, correspondem a apenas 15% dessa área, ocorrendo majoritariamente ao redor do Rio Palmital e, eventualmente, nos topos dos morros do Maciço Itaóca. Finalmente, declividades acima de 40° ainda perfazem mais 20% da área de estudo (Figura 28).

Figura 27 – Mapa de declividades da área de estudo

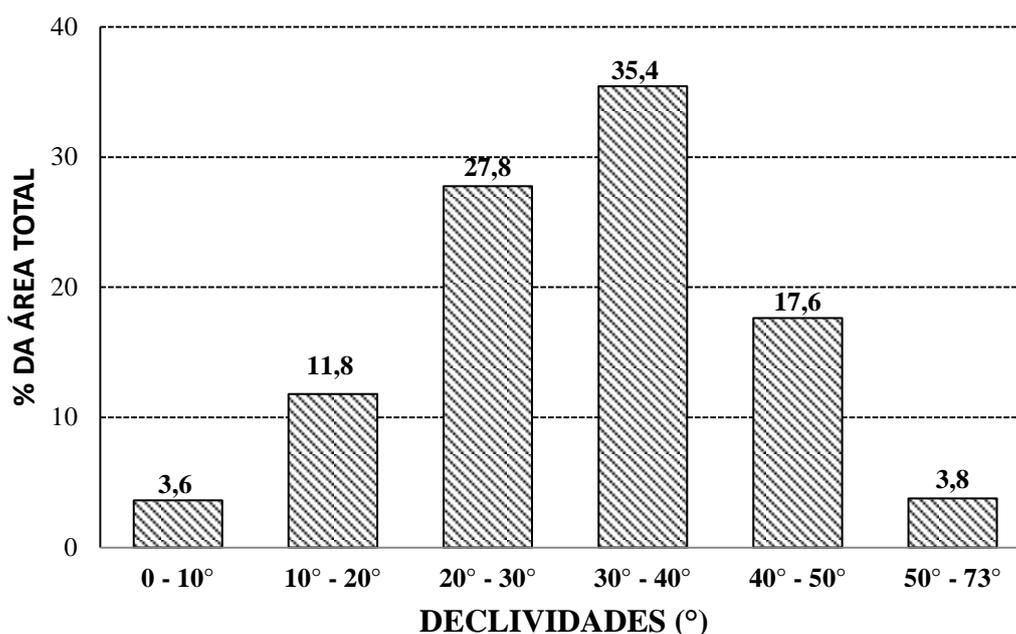


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

Figura 28 - Distribuição das classes de declividade em termos de área percentual.



Fonte: Autor.

A maior frequência das classes próximas a 30°, as quais favorecem a deflagração dos escorregamentos rasos de solo, são corroboradas por diversos estudos na região da Serra do Mar, destacando-se IPT (1986), Lopes (2006), Vieira (2007) e Bonini et al. (2017).

A Tabela 2 apresenta a distribuição da declividade pela hipsometria da área estudada. Observa-se que as inclinações de até 20° ocupam, majoritariamente, as porções mais baixas do terreno: aproximadamente 40% das inclinações entre 0 a 10° e 35% das inclinações entre 10 a 20° são encontradas em cotas de até 500m. Isto é justificado, uma vez que estes intervalos altimétricos estão associados aos arredores do Rio Palmital e às porções a sul das bacias dos córregos do Guarda-mão e Gorutuba. Em contrapartida, 60% a 70% das declividades acima de 30° são encontradas em cotas entre 500 a 800m.

Tabela 2 - Declividade versus altimetria.

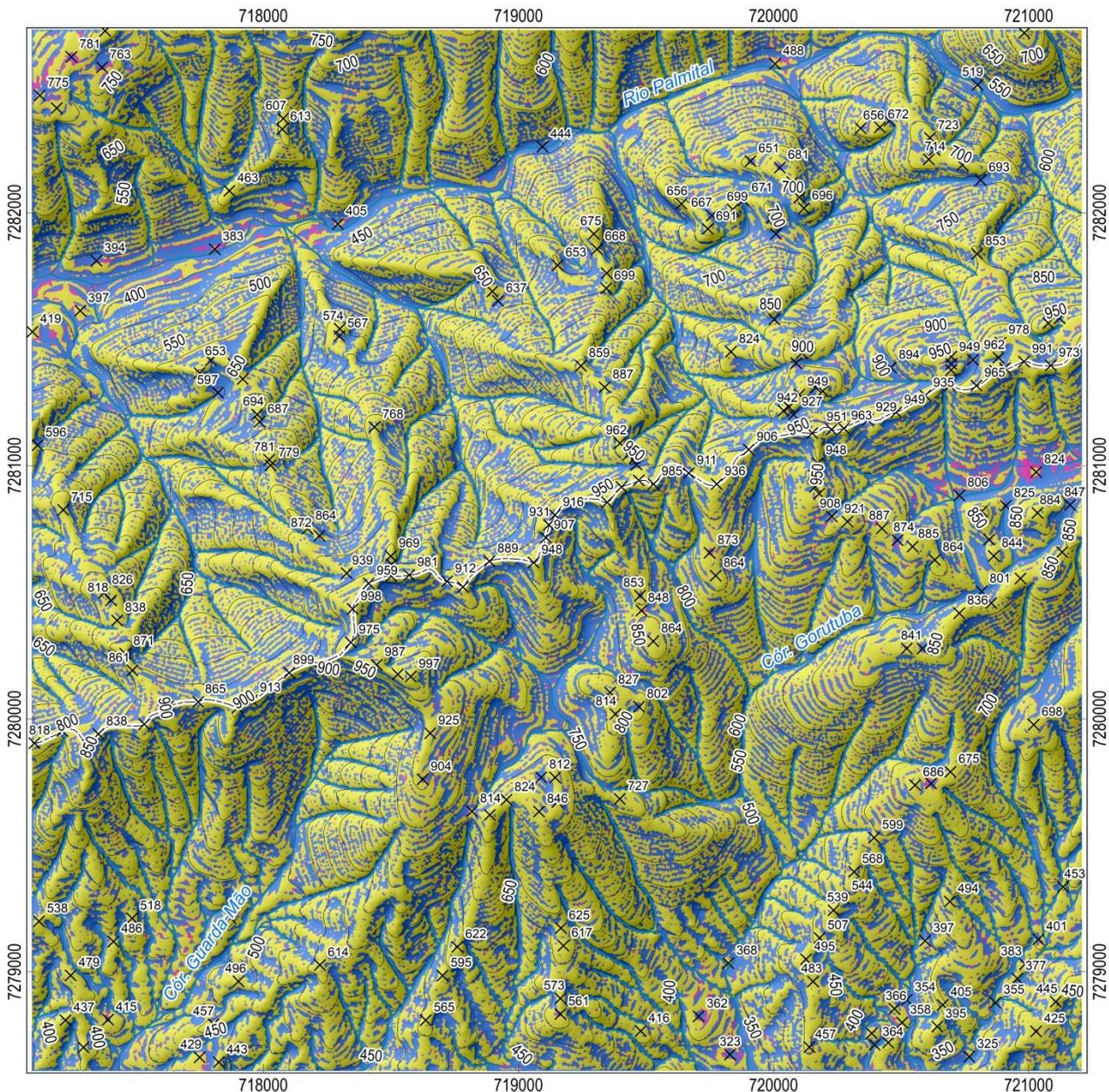
		COTAS (m)						
		299 - 400	400 - 500	500 - 600	600 - 700	700 - 800	800 - 900	900 - 1001
Declividade (°)	0 - 10	24,4	21,1	5,7	6,2	11,6	22,9	8,0
	10 - 20	12,8	23,4	9,6	10,9	11,8	22,8	8,6
	20 - 30	5,3	18,6	17,8	15,9	13,9	20,2	8,3
	30 - 40	2,6	13,2	23,0	21,7	17,8	16,1	5,5
	40 - 50	1,1	9,7	23,3	26,3	21,3	14,0	4,3
	50 - 73	0,2	6,0	21,3	32,6	23,1	11,1	5,8

Fonte: Autor.

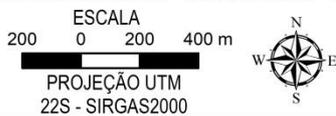
6.2.2 Curvatura e Sentido de Mergulho das Encostas

Na Figura 29 é ilustrado o mapa de curvatura de encosta. Uma vez que o mapa de curvatura original apresentou valores entre -84 a 35, delimitou-se o intervalo de -0,2 a 0,1 como representativo de encostas planas. A análise do mapa em conjunto com a distribuição em área percentual das formas de relevo revela o baixo percentual de encostas retilíneas, perfazendo apenas 5% da área estudada (Figura 30). Estas encostas situam-se em terrenos com declividades de até 20°, destacando-se uma pequena porção nos arredores do rio Palmital, a noroeste da área de estudo. As formas côncavas, por sua vez, encontram-se associadas principalmente aos canais de fluxo superficial e aos vales das drenagens, correspondendo a aproximadamente 40% desta área. Finalmente, as formas convexas correspondem a mais de 55% da área em estudo, distribuídas por todo o terreno e, em especial, nos divisores de drenagem, destacando-se o situado no limite dos municípios de Itaóca e Apiaí, na porção central da área de estudo.

Figura 29 – Mapa de curvatura das encostas na região de estudo.

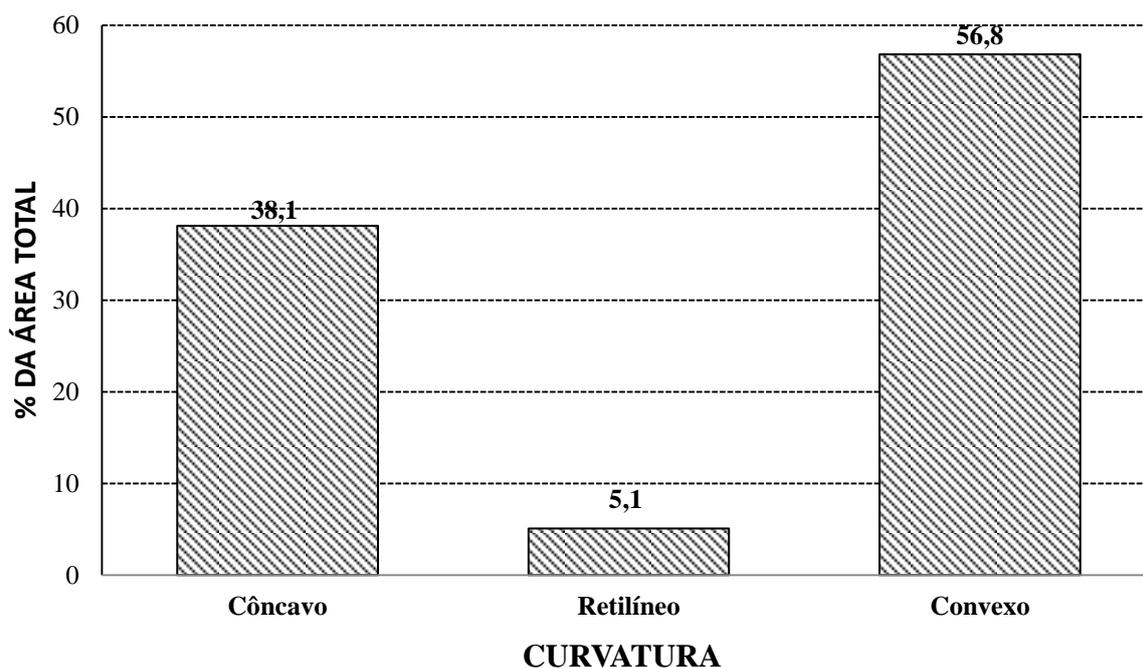


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

Figura 30 - Distribuição das classes de curvatura das encostas em termos de área percentual.

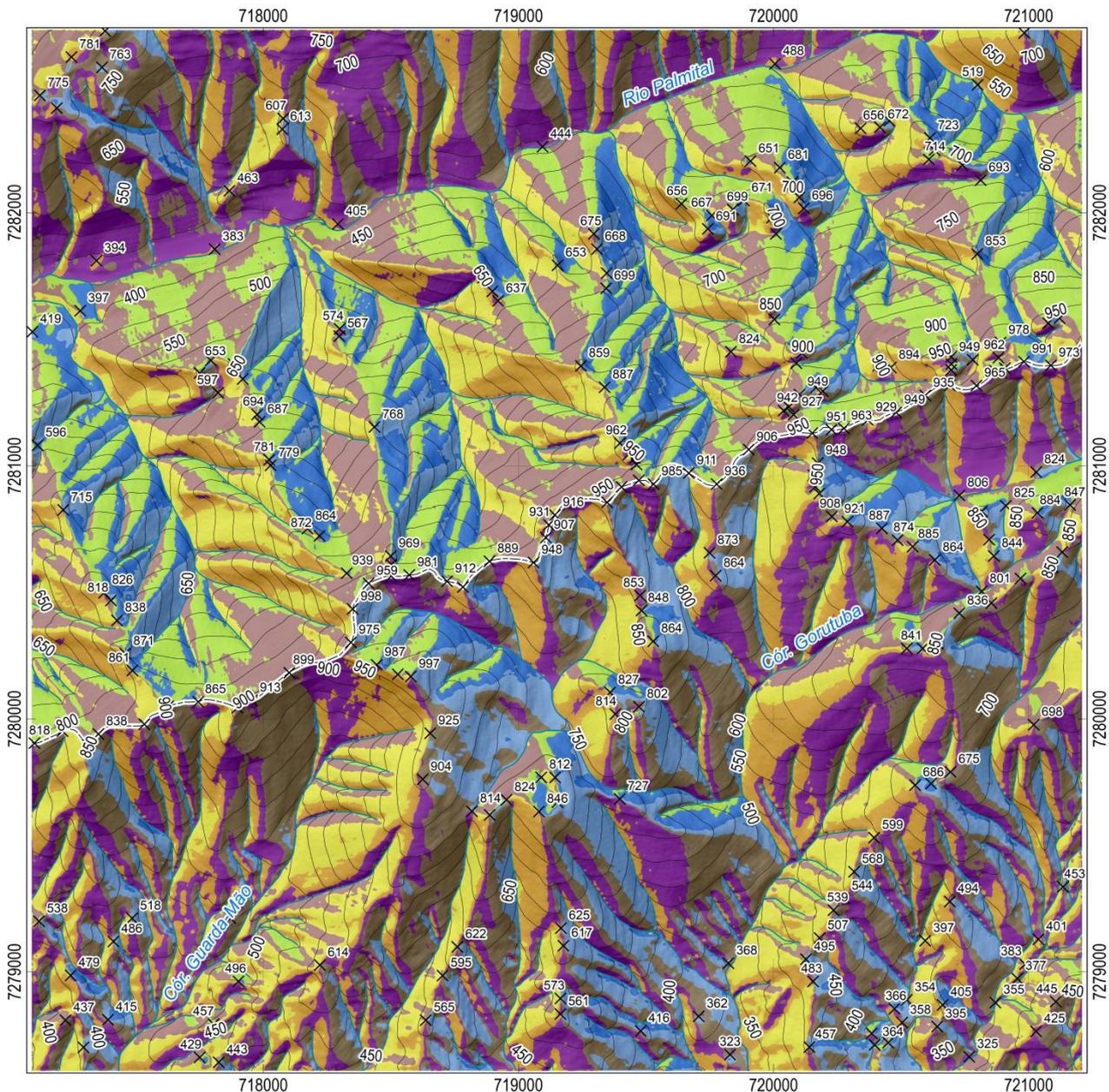


Fonte: Autor.

A Figura 31 apresenta o mapa de sentido de mergulho da encosta. Visualmente, observa-se que o sentido de mergulho para o quadrante sul associa-se diretamente às encostas da Formação Gorutuba (filitos) e do Maciço Itaóca (granitos), ausentando-se nas demais formações. Este sentido corrobora com o sentido geral das escarpas da Serra do Mar, sendo estas orientadas para sul e sudeste. Em contrapartida, sentidos de mergulho para norte, em direção ao Rio Palmital, associam-se às Formações Passa Vinte (mármore) e Serra da Boa Vista (metarenitos).

A Figura 32, por sua vez, apresenta o gráfico com a distribuição dos sentidos de mergulho em termos de área percentual. Observa-se que o sentido de mergulho para sul predomina na área de estudo, englobando 16,1% da área total, enquanto que o sentido para nordeste é o menos frequente, com apenas 6,9%. Os sentidos para sudeste e sudoeste também se destacam, com 15,9% e 14,3% da área total, respectivamente. Juntas, as vertentes orientadas para estas três direções correspondem a mais de 45% da região estudada. Destaca-se que as encostas planas correspondem a menos de 0,1% da área estudada.

Figura 31 – Mapa de sentido de mergulho das encostas da área de estudo.



BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%

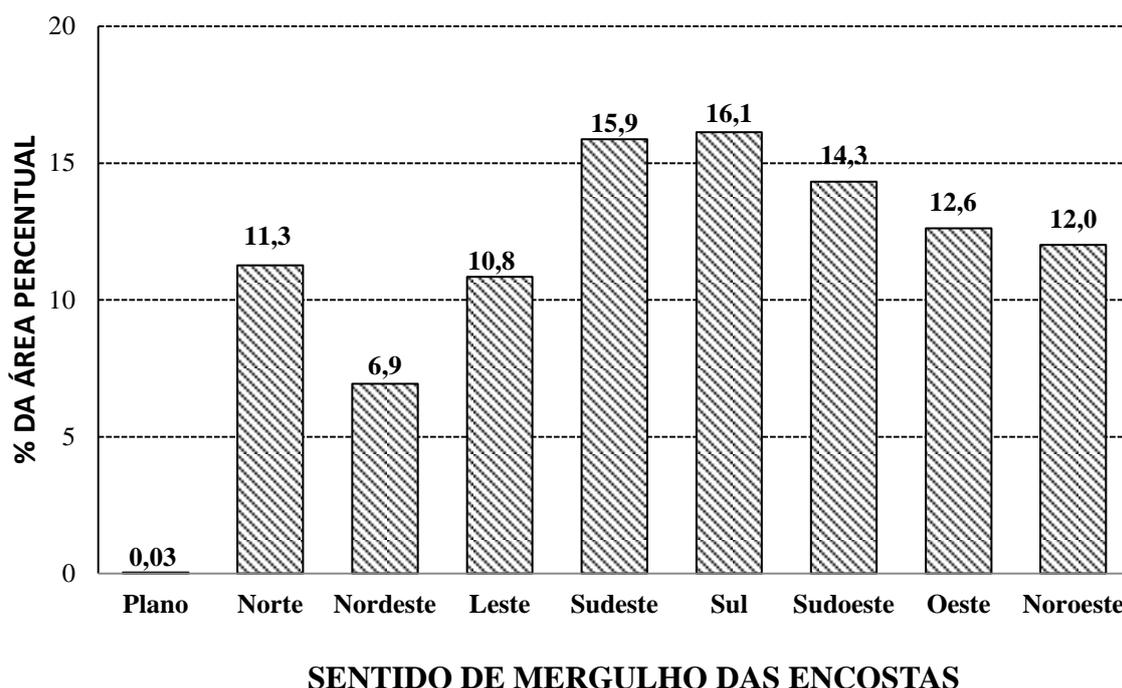


LEGENDA

MERGULHO DAS ENCOSTAS	DRENAGENS NATURAIS
Plano	CURVAS DE NÍVEL
Norte	50 m
Nordeste	×
Leste	-----
Sudeste	DIVISA MUNICIPAL
Sul	
Sudoeste	
Oeste	
Noroeste	

Fonte: Autor.

Figura 32 - Distribuição das classes referentes ao sentido de mergulho da encosta em termos de área percentual.



Fonte: Autor.

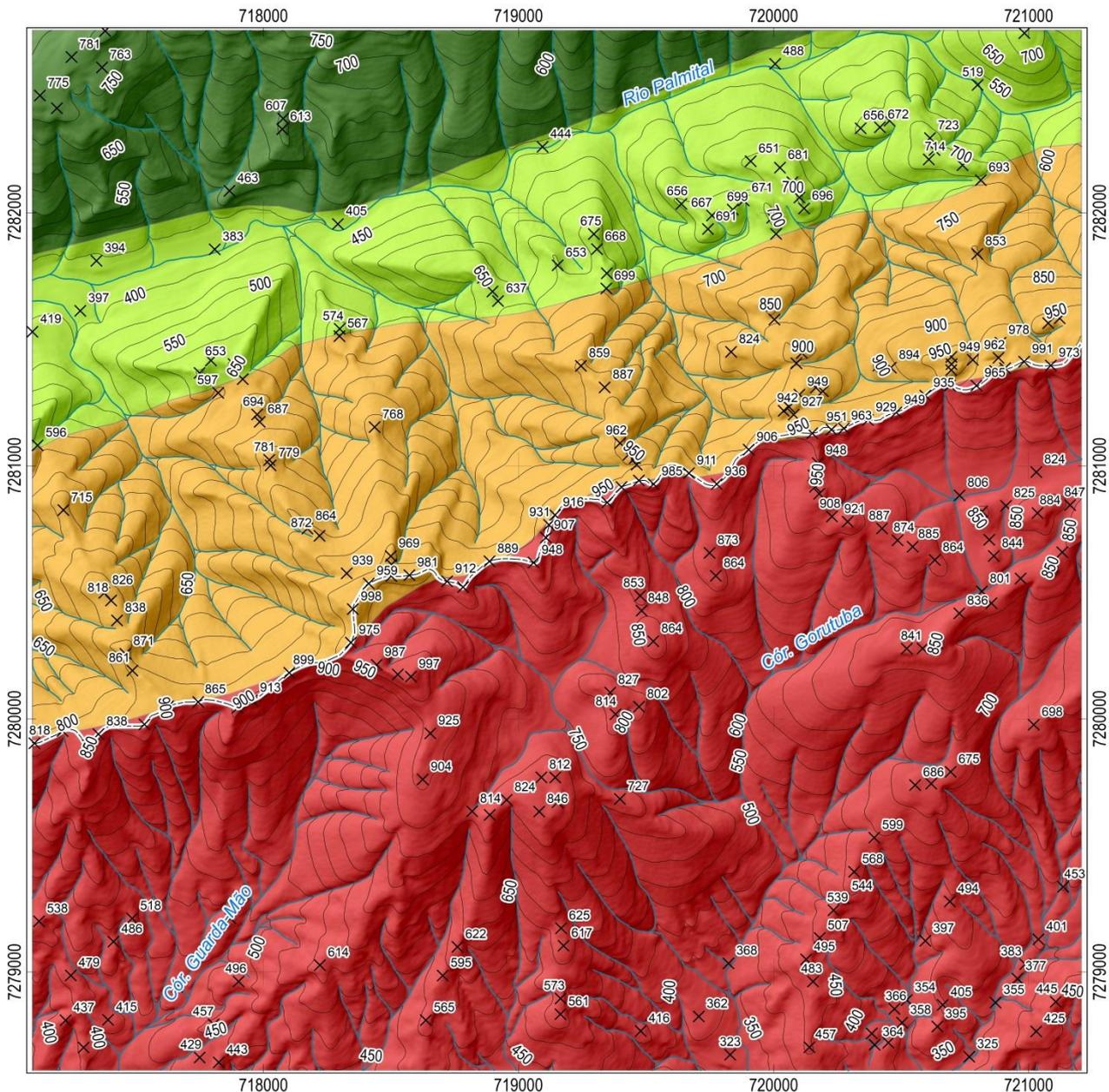
6.2.3 Unidades Litológicas

A Figura 33 apresenta um mapa contendo os 4 grupos litológicos de principal ocorrência na área de estudo. Delimitou-se que os granitos ocorrem na porção sul desta área, enquanto que os metarenitos e mármore ocorrem como uma faixa de direção NE-SW desde a porção central até o norte da área de estudo, entre o divisor de água situado na divisa dos municípios e o rio Palmital. Os filitos da Fm. Gorutuba, por sua vez, restringem-se a porção norte/noroeste desta área. Destaca-se a ocorrência de aluviões nas margens do rio Palmital. Todavia, devido à baixa suscetibilidade dos mesmos a escorregamentos, estes não foram contemplados no mapeamento.

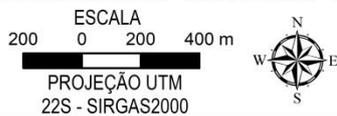
A Figura 34, por sua vez, apresenta a distribuição em área percentual das litologias consideradas. De acordo com o gráfico, os granitos do Maciço Itaóca perfazem aproximadamente 50% da área de estudo. Em seguida, em termos de área total, encontram-se os metarenitos da Fm. Serra da Boa Vista (23,7%), os mármore da Fm. Passa Vinte (16%) e os filitos da Fm. Gorutuba (9,4%).

Dessa forma, pode-se afirmar que a região estudada é dividida quase que homoganeamente entre rochas ígneas (granitos e granodioritos) pertencentes ao Maciço Itaóca e rochas metassedimentares do Grupo Lajeado. As mesmas considerações são válidas para os solos residuais desta área.

Figura 33 – Mapa litológico da área de estudo

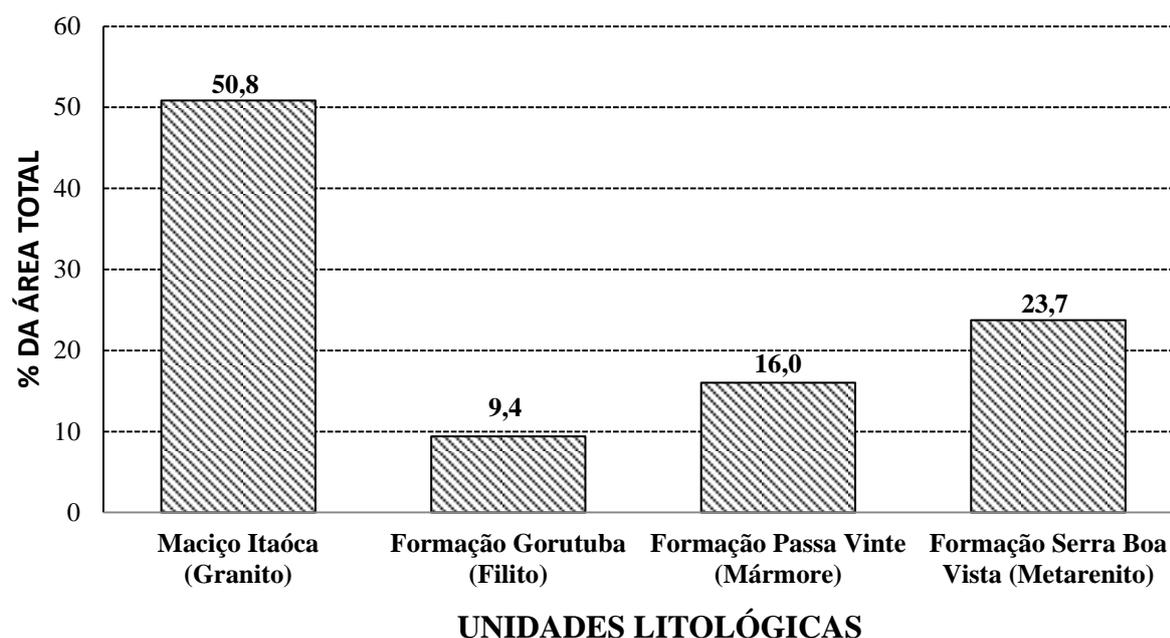


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

Figura 34 - Distribuição dos litotipos em termos de área percentual.

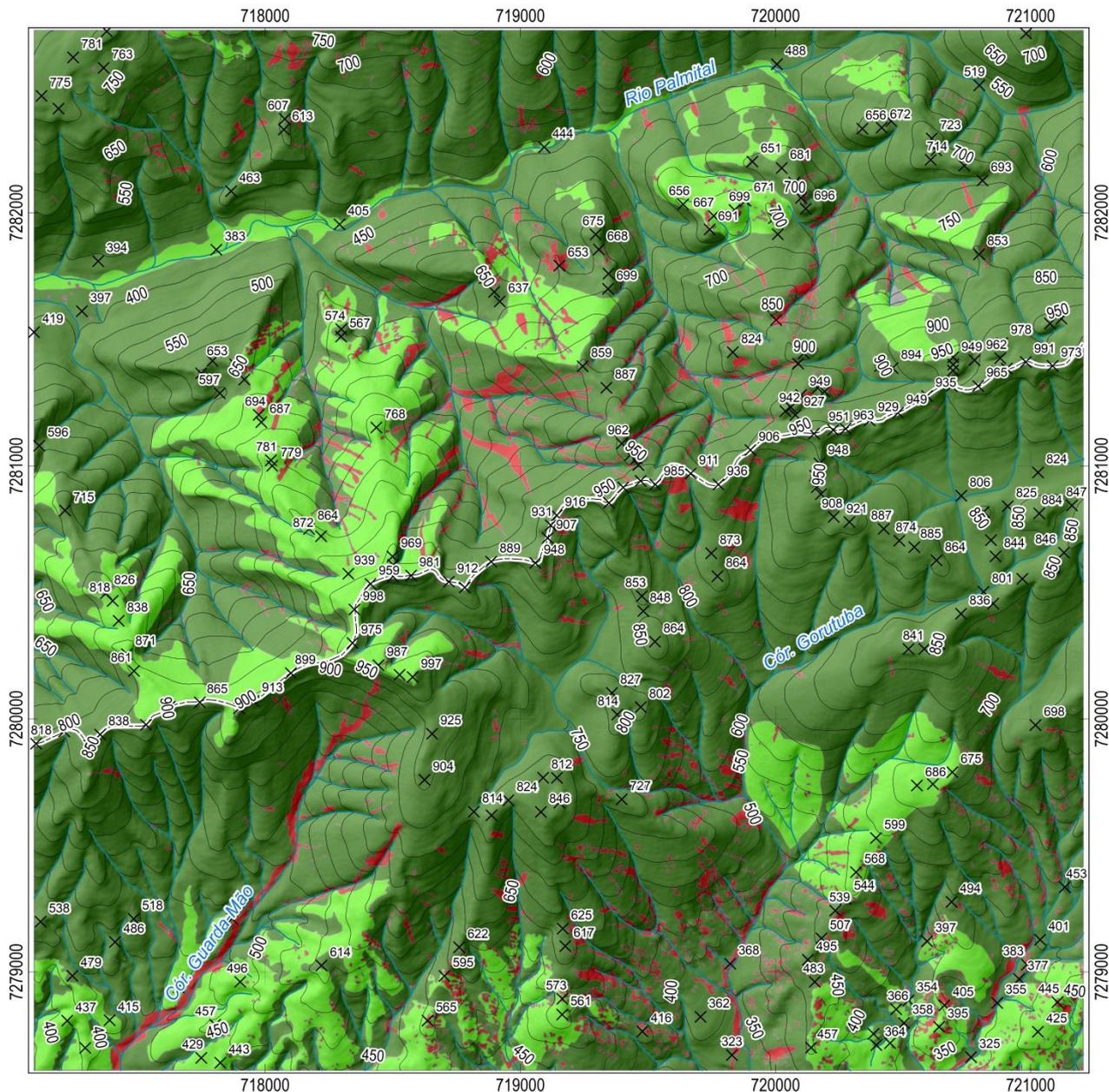


Fonte: Autor.

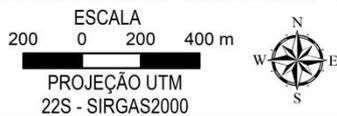
6.2.4 Uso e Cobertura

A Figura 35 apresenta o mapa de uso e cobertura da área de estudo enquanto que a Figura 36 apresenta a distribuição em área percentual das classes consideradas. Destaca-se que a pesquisa se desenvolveu nos arredores do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira – PETAR, região de elevado grau de preservação. Desta forma, observa-se que 78,4% da área de estudo é recoberta por vegetação arbórea (vegetação de grande porte) enquanto que 16,5% é recoberta por vegetação campo/arbustiva. O alto grau de preservação também se justifica pelo relevo extremamente acidentado da região, o que, por sua vez, limita o avanço antrópico. Assim sendo, áreas com edificações equivalem a apenas 0,01% do local. Ademais, paredões rochosos expostos na superfície correspondem a 0,02% dessa área, estando os mesmos restritos a apenas um local de ocorrência, na região da Fm. Serra da Boa Vista. Finalmente, a área escorregada no evento de janeiro de 2014, incluindo a zona de passagem das instabilizações, corresponde a um pouco mais de 5% da área total, ou 0,55 km².

Figura 35 – Mapa de uso e cobertura da região estudada.

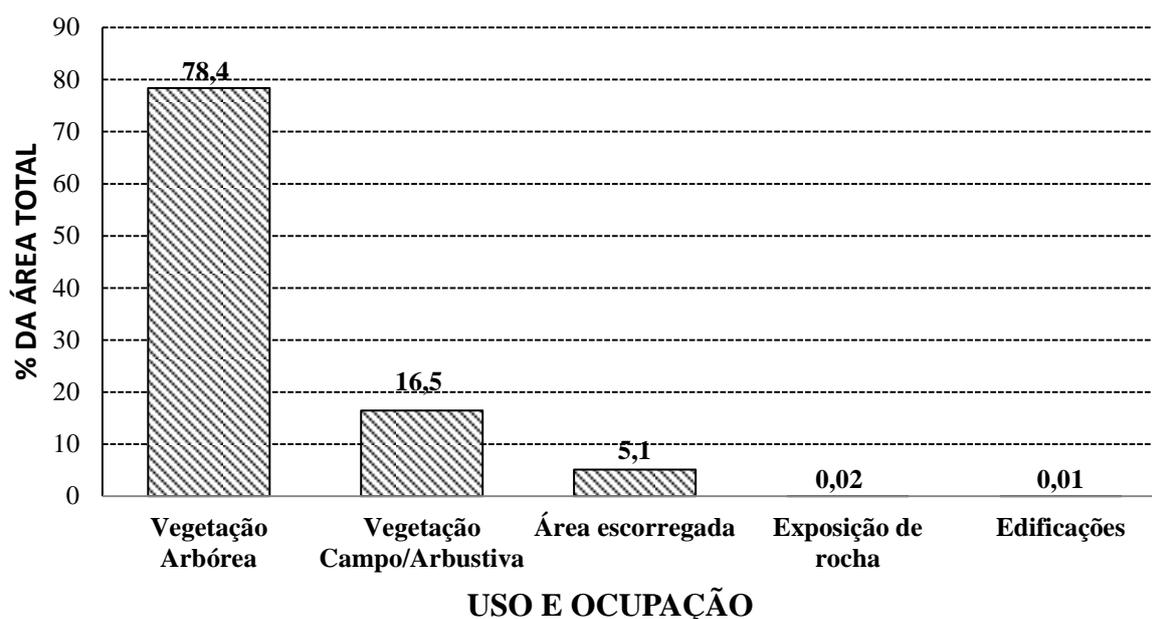


BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC
 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E
 SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 60%



Fonte: Autor.

Figura 36 - Distribuição dos tipos de uso e cobertura em termos de área percentual.



Fonte: Autor.

6.2.5 Pluviometria

A pluviometria foi obtida de postos pluviométricos pertencentes ao Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE), da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto das Águas do Paraná (ÁGUASPARANÁ). Considerando a localização geográfica dos postos pluviométricos em relação à área de estudo, 10 estações foram encontradas, ainda que nenhuma localizada no município de Itaóca.

Na análise dos dados, utilizou-se as considerações de Tatizana et al. (1987a, 1987b), o qual afirmam que os dados pluviométricos acumulados nos últimos 3 a 4 dias são efetivos no processo de escorregamento na região da Serra do Mar. Ressalta-se que as alturas diárias de chuva são acumuladas entre as 7h do dia anterior até às 7h do dia considerado. A fim de exemplificação, um dado referente ao dia 12/01 representa a chuva acumulada a partir das 7h da manhã do dia 11/01 até às 7h da manhã do referido dia. Desta forma, considerando que o evento ocorreu nos dias 12 e 13 de janeiro de 2014, computou-se dados pluviométricos referentes ao período de 10/01 a 13/01. A pluviometria acumulada nestas estações encontra-se na Tabela 3.

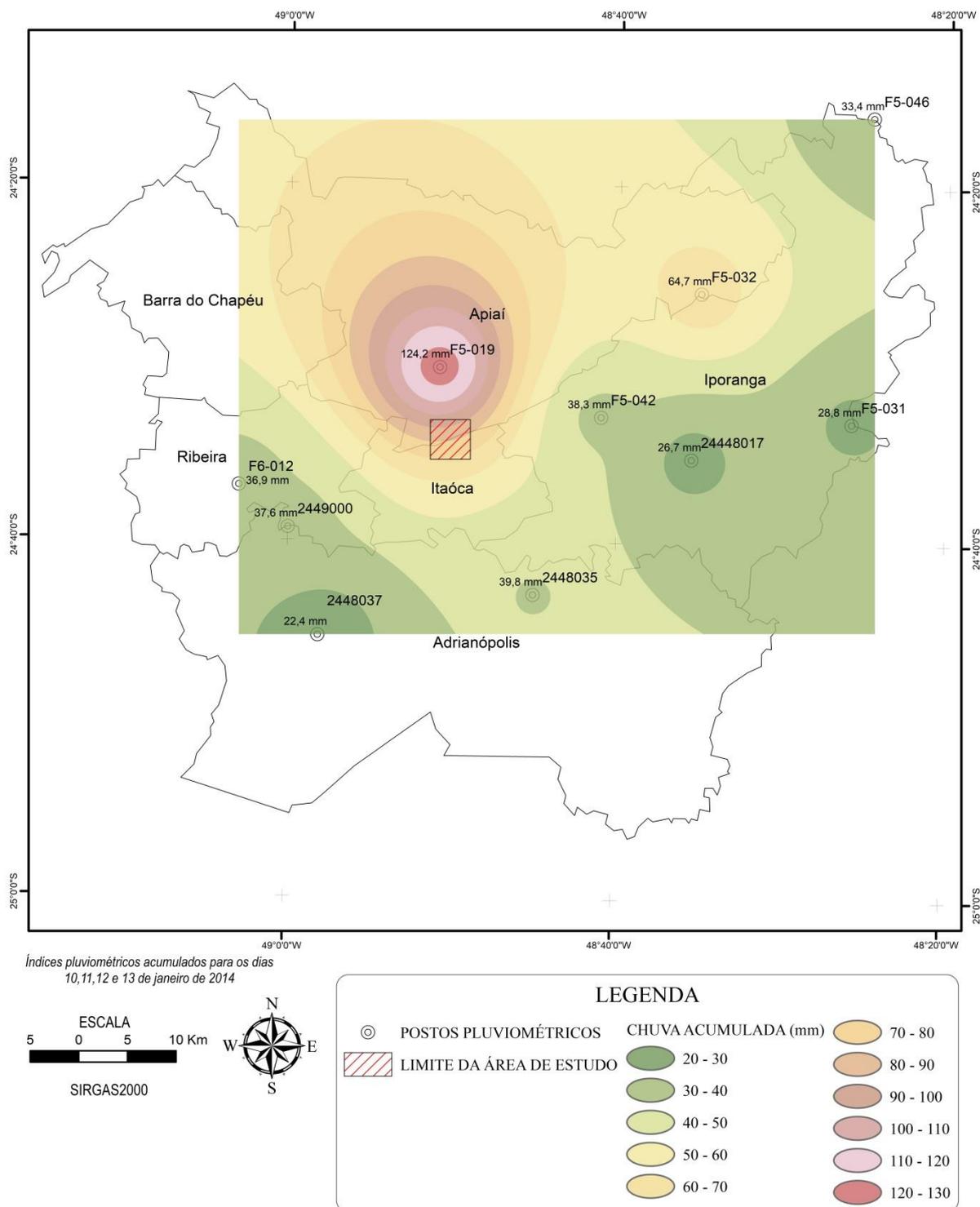
Tabela 3 - Valores de precipitação obtidos em postos próximos a área de estudo.

Nome da Estação	Fonte	Município	Chuva Acumulada 10/01 – 13/01 (mm)	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Capela da Ribeira	ANA	Adrianópolis/PR	37,6	-24.65	-48.99	180
Fazenda Boa Vista	AGUAS PARANA	Adrianópolis/PR	22,4	-24.75	-48.96	227
Tatupeva	AGUAS PARANA	Adrianópolis/PR	39,8	-24.71	-48.75	230
Apiáí	DAEE	Apiáí/SP	124,2	-24.50	-48.84	800
Iporanga	ANA	Iporanga/SP	26,7	-24.58	-48.59	61
Barra dos Pilões	DAEE	Iporanga/SP	28,8	-24.55	-48.42	80
Caboclos	DAEE	Iporanga/SP	64,7	-24.43	-48.58	580
Serra dos Motas	DAEE	Iporanga/SP	38,3	-24.55	-48.68	240
Intervales	DAEE	Iporanga/SP	33,4	-24.26	-48.41	790
Catas Altas	DAEE	Ribeira/SP	36,9	-24.61	-49.05	180

Fonte: DAEE (2018), ANA (2018) e AGUASPARANA (2018).

Os dados presentes nas estações pluviométricas foram interpolados de modo a se obter um mapa pluviométrico durante o período do evento da área de estudo, conforme Figura 37.

Figura 37 – Mapa pluviométrico regional com valores acumulados entre os dias 10 a 13 de janeiro de 2014.



Fonte: Autor.

Observa-se que a área ao redor de Apiaí concentra os maiores índices pluviométricos, situando-se a norte da área de estudo. Aliás, a estação de Apiaí (F5-019) é a única com mais de 100 mm de chuva acumulados no intervalo dos dias 10 a 13 de janeiro. Uma hipótese a respeito dessa concentração pluviométrica relaciona-se diretamente à altitude

do local: a estação pluviométrica encontra-se a 800 metros de altitude, enquanto que as demais estações concentram-se, em sua maioria, em altitudes abaixo dos 300 metros. Esta premissa levanta a hipótese de uma chuva orográfica, extremamente comum na região da Serra do Mar. Os dados obtidos da estação Caboclos corroboram esta hipótese, uma vez que a mesma registra a segunda maior precipitação acumulada na região, encontrando-se a 580 metros de altitude. Outra hipótese é que a massa de ar úmido teria se aproximado da área de estudo por NW, entretanto, não se dispõem de dados de estações pluviométricas a noroeste de Apiaí para que a mesma possa ser confirmada.

Por meio do mapa de pluviometria obtiveram-se valores médios de chuvas para cada unidade litológica. Desta forma, estimou-se uma chuva média acumulada de 66,6 mm na região do Maciço Itaóca, aumentando gradativamente até atingir 93,4 mm nos filitos da Fm. Gorutuba, a norte (Tabela 4). Estes valores foram utilizados em análises subsequentes. Todavia, destaca-se que os dados de precipitação obtidos encontram-se abaixo dos descritos por Gramani (2015), o qual estima uma precipitação de 210 mm/2h na deflagração dos eventos de corrida de massa ocorridos nesse local.

Tabela 4 – Valores médios de chuva acumulada entre os dias 10/01 e 13/01 por litotipo da área de estudo.

Litologia	Chuva Acumulada 10/01 – 13/01
Granito	66,6 mm
Filitos	93,4 mm
Mármore	89,0 mm
Metarenito	83,2 mm

Fonte: Autor.

6.3 Distribuição dos Escorregamentos em relação aos Mapas Temáticos

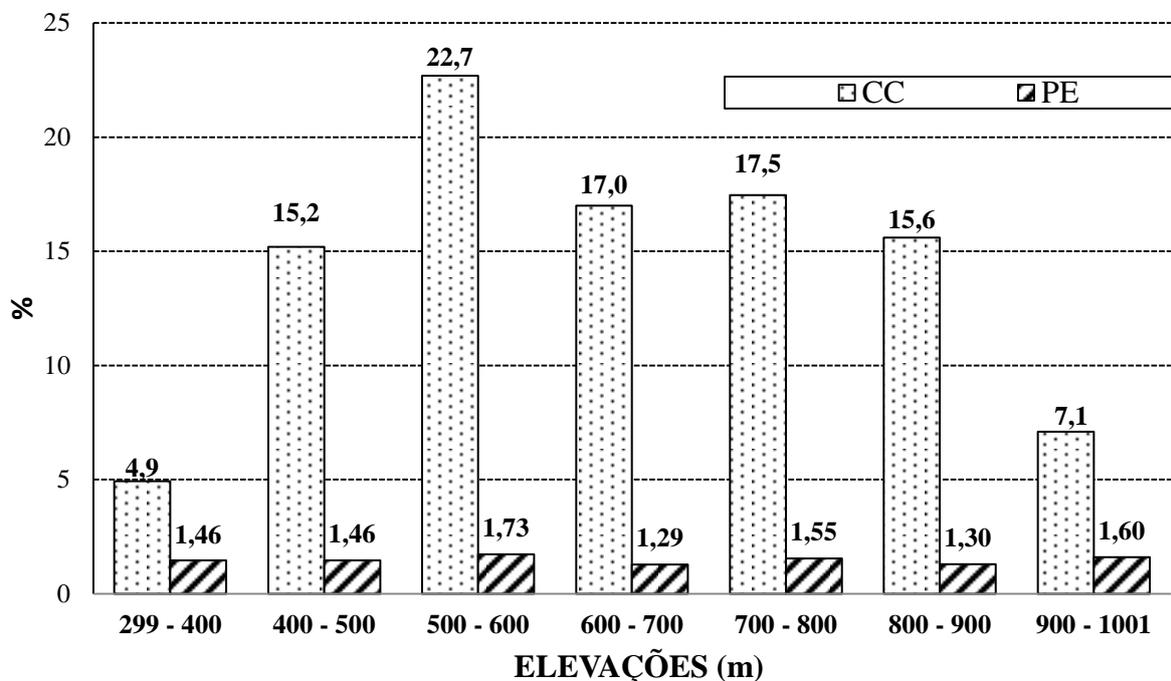
A análise da distribuição espacial dos escorregamentos em relação aos condicionantes dos mapas temáticos utilizou dois índices numéricos distintos: concentração de cicatrizes (CC) e potencial de escorregamento (PE) (ver item 3.6).

Em relação à altimetria, observa-se uma distribuição relativamente equitativa das áreas das cicatrizes de escorregamento nos terrenos ocupando de 400 a 800m (CC variando de 15% a 23%), com o maior valor de CC ocorrendo na classe altimétrica de 500 a 600m, com quase 23% da área total das cicatrizes (Figura 38). A classe altimétrica de 500 a 600m também apresenta o maior PE, tendo 1,73% de sua área total afetada por escorregamentos.

O segundo maior valor de PE, por sua vez, ocorre na classe altimétrica de 900 a 1001m. Todavia, este intervalo, em conjunto com a classe altimétrica de 299 – 400m,

apresentou um dos índices CC mais baixos (7,1%). Em contrapartida, o menor valor de PE ocorre na classe de 600 a 700m, ainda que a mesma apresente um dos maiores índices de CC na região estudada (17%).

Figura 38 - Distribuição dos percentuais de CC e PE para as classes altimétricas.



Fonte: Autor.

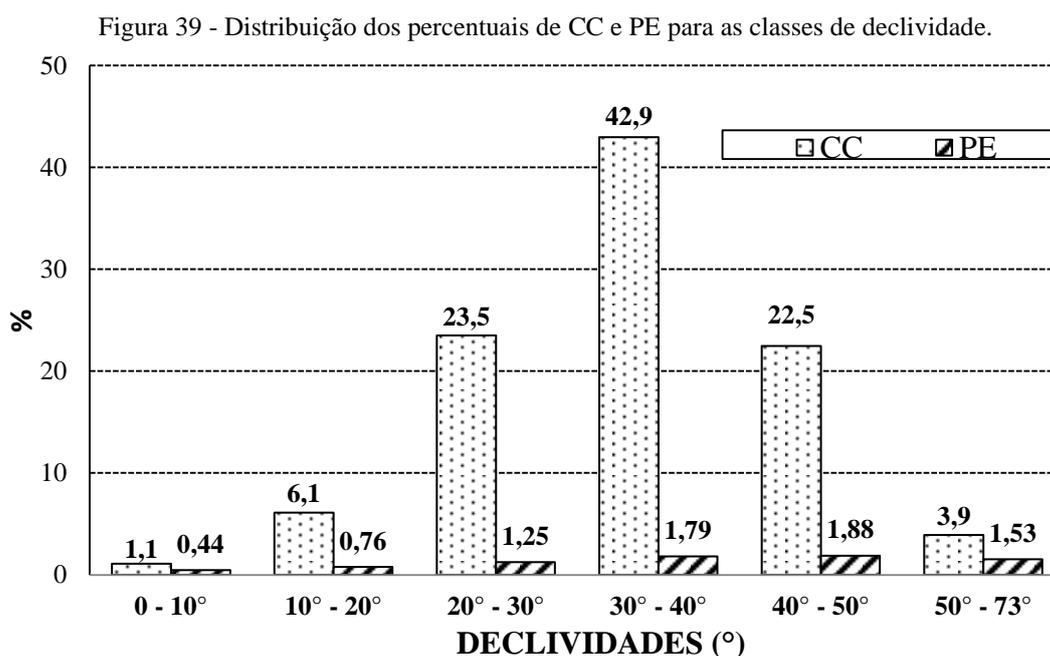
As considerações acima descritas exemplificam a importância de se considerar os dois índices de forma combinada nas análises de suscetibilidade a deslizamentos. Acredita-se que a altimetria dos terrenos influencie de forma indireta suas suscetibilidades a deslizamentos, podendo estar associada a dois outros condicionantes importantes na deflagração dos mesmos: intensidade de chuva e declividade. Em regiões serranas é comum o comportamento orográfico das precipitações, as quais tendem a aumentar sua intensidade com o aumento das elevações.

Em áreas de relevo serrano também é comum a ocorrência de declividades mais acentuadas em terrenos mais elevados devido a maior intensidade dos processos de modelamento de relevo (maior energia potencial gravitacional). Aliás, esta condição também foi verificada na área de estudo, onde quase 68% da área total dos terrenos com elevações de 500 a 600m apresentam declividades acima de 30° (ver Tabela 2, pg.121).

Os resultados obtidos com os índices de CC e PE para o condicionante altimetria convergem com outros trabalhos em áreas com relevo semelhante, como os apresentados por

Vieira (2007) e Bonini et al. (2017). Já Sisto (2018) obteve valores mais elevados de CC para terrenos com cotas entre 100 e 300m.

A Figura 39 apresenta os valores de CC e PE para as classes de declividade consideradas no mapa temático correspondente. Combinando-se os valores de CC e PE, a classe mais crítica é definida como aquela com inclinações entre 30° a 40°, com aproximadamente 43% da área escorregada ocorrendo neste intervalo e 1,8% de sua área total sendo afetada pelos deslizamentos. Em sequência, a classe de 40° a 50° corresponde à segunda região mais crítica, com CC acima dos 20% e o maior índice PE da região estudada (1,88%). Para declividades abaixo de 20° observam-se baixos valores de CC e PE. Destaca-se o intervalo de declividade de 20° a 30°, o qual possui um valor de CC relativamente elevado (23,5%, o segundo maior observado) em conjunto com um PE relativamente baixo (1,25%). Esta situação indica mais uma vez a importância da análise conjugada dos dois índices, a qual, neste caso, demonstra uma condição intermediária de suscetibilidade a escorregamentos para esta faixa de declividades.



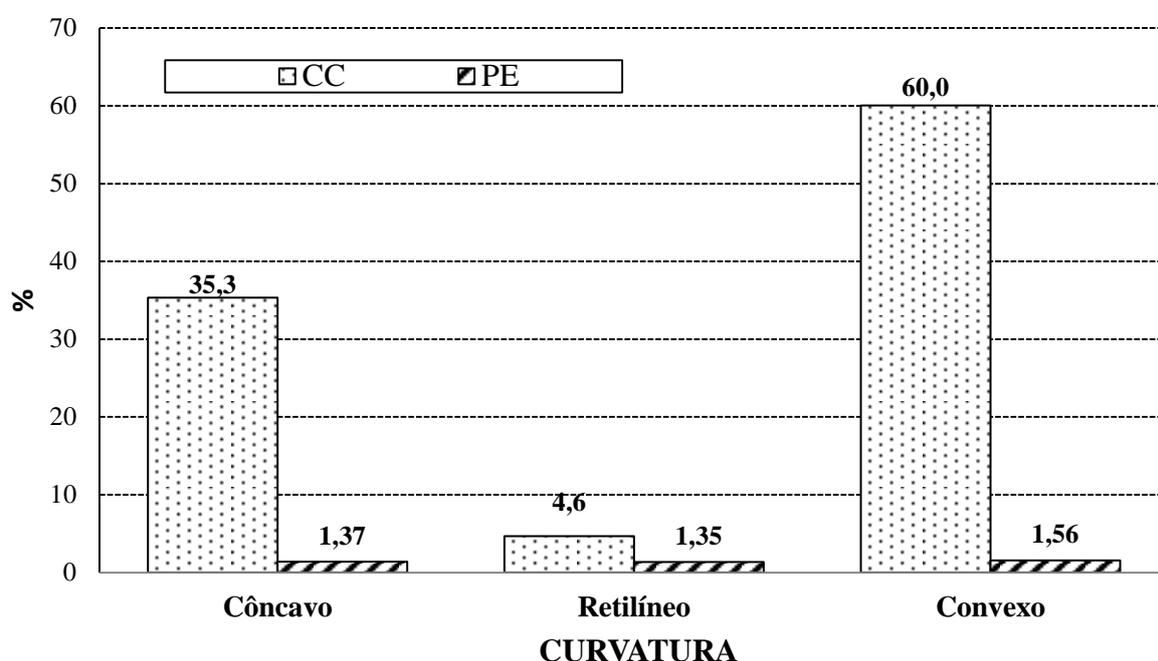
Fonte: Autor.

Os baixos valores de CC e PE em encostas até 20° já eram esperados, uma vez que escorregamentos rasos de solo necessitam de inclinações razoáveis para que possam se deflagrar. A diminuição de CC em declividades mais elevadas, por sua vez, pode ser justificada pela ausência de solos disponíveis para a movimentação (presença de afloramentos rochosos) ou pelas pequenas espessuras dos mesmos (WOLLE; CARVALHO, 1989; LOPES, 2006). Um índice CC elevado no intervalo entre 30 a 40°, seguido por uma

diminuição do mesmo em intervalos acima de 50° corroboram os dados de Nery (2011), obtidos na Bacia da Ultrafértil/SP, Bonini et al (2017) e Sisto (2018).

A Figura 40 apresenta os índices CC e PE para o condicionante curvatura de encostas. Observa-se que os maiores índices de CC e PE ocorrem para encostas com curvatura convexa, ou dispersora de fluxos superficiais (CC = 60% e PE = 1,56). As encostas coletoras apresentaram um CC de 35,3% e um PE próximo das encostas retilíneas, que por sua vez, apresentaram um CC de apenas 4,6%. Desta forma, 60% da área escorregada abrange encostas classificadas como dispersoras de fluxo superficial (convexas).

Figura 40 - Distribuição dos percentuais de CC e PE em relação às classes de curvatura das encostas.



Fonte: Autor.

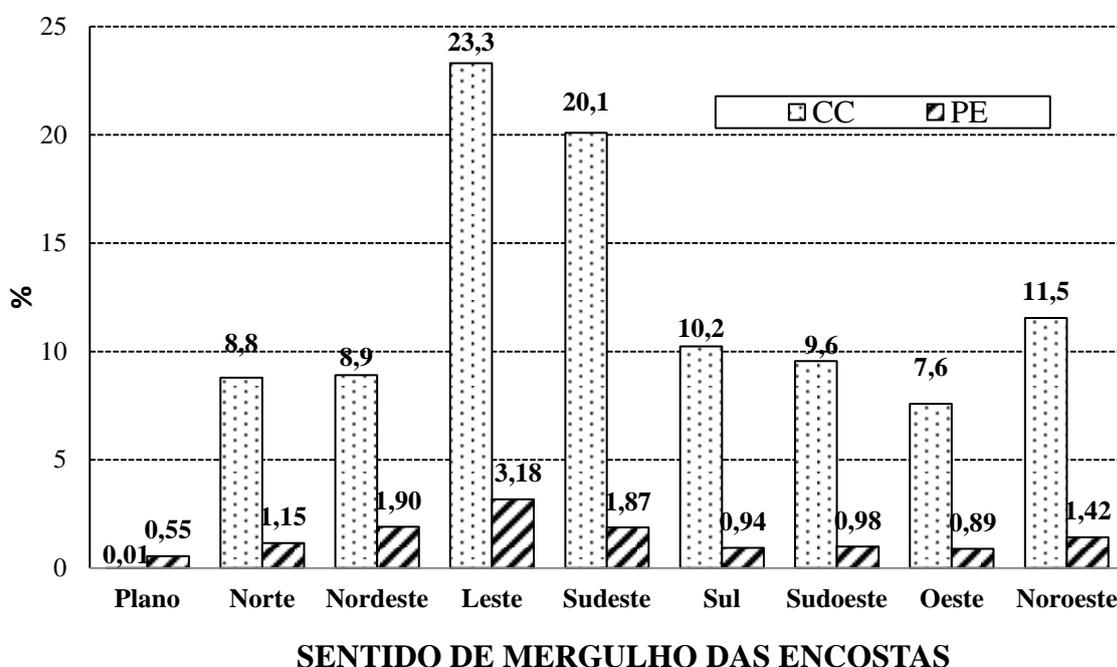
Estes resultados são contrastantes aos observados por Araújo (2004), Vieira (2007), Nery (2011) e Bonini et al. (2017) os quais encontram os maiores percentuais de CC em encostas retilíneas. Na presente pesquisa estas encostas apresentaram percentuais reduzidos tanto em termos de área quanto de concentração de cicatrizes, o que pode ser explicado pelos valores limiares adotados na classificação das curvaturas das encostas (item 4.3.5.4).

Em relação às similaridades, assim como no trabalho de Vieira (2007), um maior índice PE foi observado em encostas convexas em relação às encostas côncavas. Todavia, este resultado é contraditório ao amplamente divulgado na literatura especializada, onde as encostas coletoras de fluxo superficial (côncavas) apresentam maior potencial para a deflagração de escorregamentos, uma vez que sua condição geométrica facilita a saturação do

solo. Novamente, esta contradição pode ser explicada tanto pelos valores adotados na classificação das curvaturas das encostas quanto por particularidades do relevo serrano.

A Figura 41 apresenta a distribuição dos índices CC e PE para os sentidos de mergulho das encostas considerados. Combinando-se estes índices, observa-se que as encostas com sentido de mergulho para leste são as mais críticas nesta região. Esta classe concentra aproximadamente $\frac{1}{4}$ de todos os escorregamentos ocorridos (CC = 23,3%), em 3,2% de sua área total. Além das encostas com sentido de mergulho para leste, as classes sudeste e nordeste também se destacam: a primeira possui o segundo maior índice CC (20,1%) em conjunto com o terceiro maior PE (1,87%) na região de estudo, enquanto que a última possui o segundo maior PE (1,90%).

Figura 41 - Distribuição dos percentuais de CC e PE em relação ao sentido de mergulho da encosta.



Fonte: Autor.

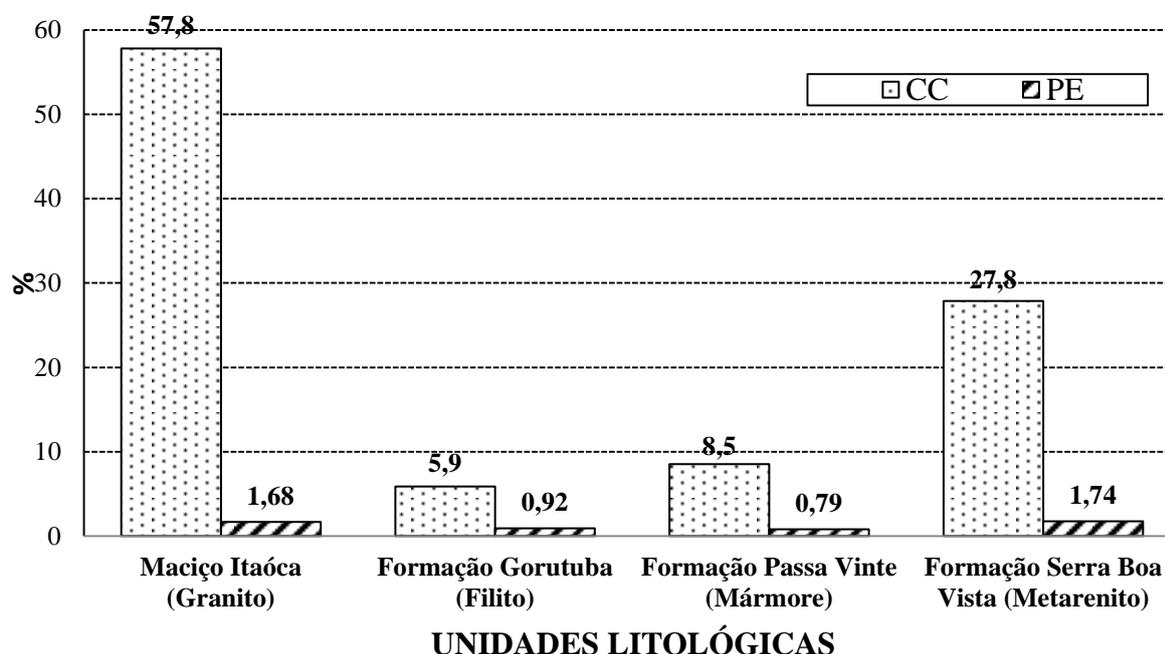
Em contrapartida, excetuando-se as encostas planas, a classe com sentido de mergulho para oeste é considerada a menos crítica, apresentando o segundo menor índice CC e PE (7,6% e 0,89%, respectivamente). Também se destacam as classes S e SW: ainda que estas possuam, respectivamente, a primeira e a terceira maior área percentual na região estudada, as mesmas possuem um dos mais baixos PE (aproximadamente 0,9%) em conjunto com índices CC abaixo dos 10%.

Os resultados obtidos para este condicionante são similares aos trabalhos de Vieira (2007) e Bonini et al. (2017), os quais constataam altos índices de CC e PE em encostas com

sentido de mergulho para o quadrante leste. Ademais, do mesmo modo que a presente pesquisa, Bonini et al. (2017) encontra as maiores taxas de concentração de cicatrizes em encostas com sentido de mergulho para leste e sudeste.

Em relação às unidades litológicas na área de estudo, destacam-se os granitos do Maciço Itaóca e os metarenitos da Fm. Serra da Boa Vista, como as formações mais propensas à instabilização (Figura 42). Enquanto que o Maciço Itaóca apresentou mais da metade dos escorregamentos da área de estudo (CC=57,8%), os metarenitos da Fm. Serra da Boa Vista apresentaram o maior índice PE (1,74%).

Figura 42 - Distribuição dos percentuais de CC e PE para as classes litológicas.



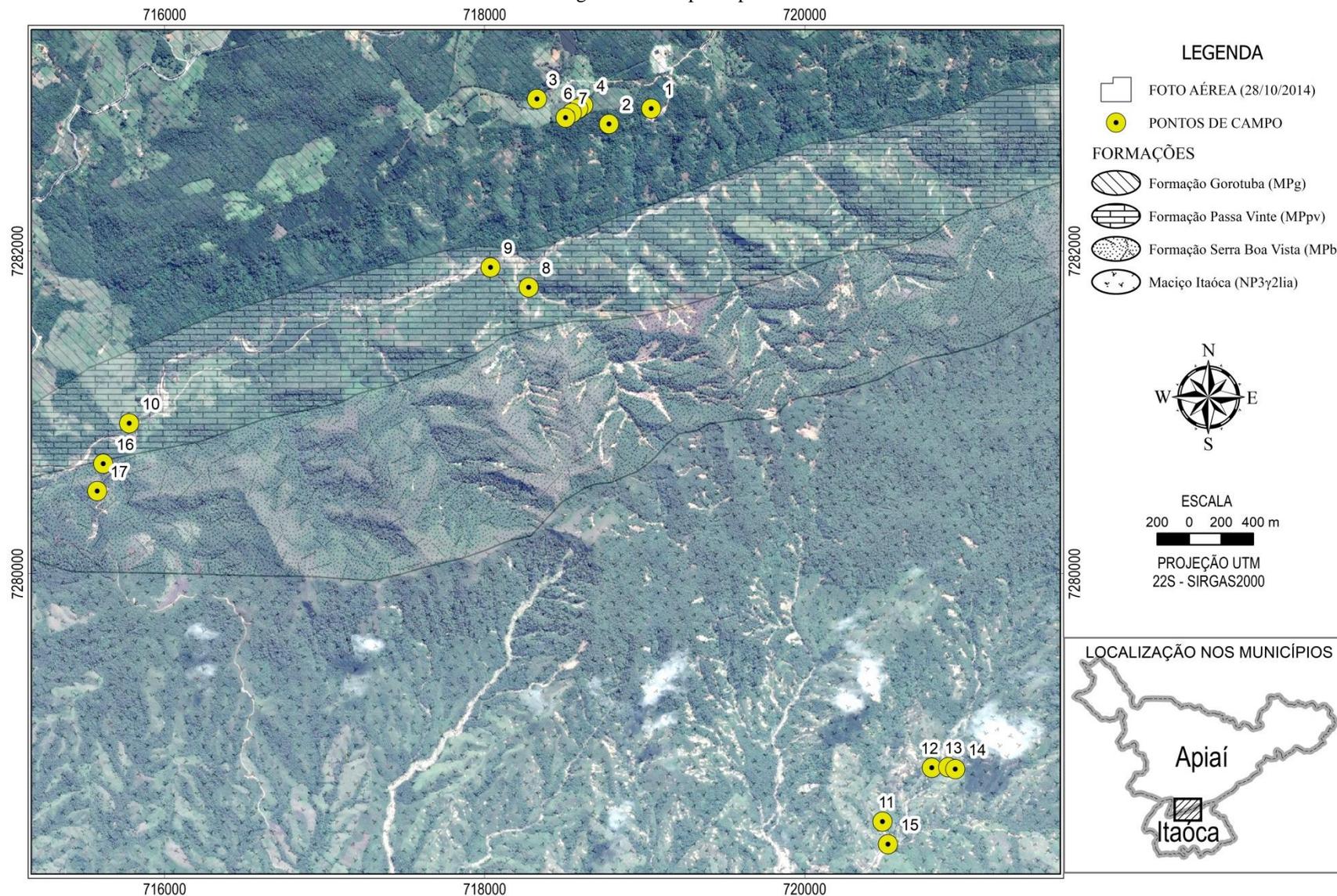
Fonte: Autor.

De uma maneira geral, observou-se que os valores do índice CC apresentaram uma relação diretamente proporcional à distribuição em área percentual destas litologias (Figura 34, pg.128), ou seja, maiores CC para litotipos com as maiores áreas percentuais (tamanho da área de amostragem). A concentração de cicatrizes acompanhando as tendências da distribuição da área percentual evidencia que a litologia exerceu pouco controle na deflagração de movimentos de encostas na região de estudo. Isto se justificaria em parte pelo fato dos deslizamentos envolverem principalmente a camada de solo residual maduro destas formações, com parâmetros de resistência mais baixos e relativamente homogêneos.

6.4 Dados de Campo, Ensaio e Parâmetros Geomecânicos e Hidrológicos

Os levantamentos de campo permitiram averiguar condições de contorno essenciais para a utilização dos métodos de estabilidade determinísticos. Uma vez que a região apresenta formações geológicas distintas, foi admitida, e posteriormente confirmada por meio de verificações de campo, a presença de quatro solos residuais oriundos da litologia predominante de cada formação (Figura 43). Desta forma, os quatro solos residuais puderam ser caracterizados em relação ao perfil de alteração. Observaram-se assim, solos residuais maduros com pedregulhos centimétricos e espessuras variando entre 1 e 1,5m nos mármores da Fm. Passa Vinte e nos metarenitos da Fm. Serra da Boa Vista. Devido à alta preservação das encostas, estes solos encontram-se comumente recobertos por uma fina camada de matéria orgânica, de espessura em torno de 5 a 10 cm.

Figura 43 – Mapa de pontos.



Fonte: Autor

O perfil de alteração dos filitos da Formação Gorutuba corresponde a uma camada silto-argilosa, de espessura média variando entre 1 e 1,5m, cor vermelho-amarelada acima de uma camada de solo residual jovem de coloração amarela, espessura média de até 4 metros e fragmentos líticos centimétricos em contato com o filito bastante alterado (Figura 44). Este perfil é recoberto por uma fina camada orgânica de aproximadamente 10cm. A rocha possui mergulho sub-horizontal. Em trechos mais acentuados, observa-se a presença de um solo coluvionar, silto-argiloso com fragmentos centimétricos a métricos rotacionados de meta-argilitos de coloração cinza envoltos por uma matriz argilosa tanto em contato com o solo residual maduro quanto o solo residual jovem.

Figura 44 - Foto de talude de corte expondo o perfil de alteração dos filitos (Fm. Gorutuba), próximo à cidade de Apiaí. UTM: 22S 715779 7280934.



Fonte: Autor.

O perfil de alteração do granito, por sua vez, é constituído por um solo residual maduro areno-siltoso, de cor marrom clara e com pedregulhos quartzosos finos a médios, de espessura em torno de 1m superposto a um solo residual jovem de cor marrom, com fragmentos líticos centimétricos a métricos e com espessura estimada entre 4 e 5 metros (Figura 45). A rocha granítica encontra-se medianamente alterada na base do solo residual jovem. Observa-se um fino horizonte orgânico recobrendo estes solos, de aproximadamente 5cm. Guimarães (2015) atenta para solos superficiais recobertos por uma camada de material coluvionar de espessura variando entre 15 a 70 cm. No perfil de alteração estudado esta camada não pôde ser encontrada.

Figura 45 - Foto de talude de corte expondo o perfil de alteração do granito do Maciço Itaóca. UTM: 22S 720521, 7278326.



Fonte: Autor.

As cicatrizes de escorregamentos rasos na área de estudo também foram descritas nos levantamentos de campo. À exceção dos mármoreos da Fm. Passa Vinte, estas cicatrizes foram identificadas e caracterizadas em todas as unidades, conforme descrito a seguir:

A cicatriz presente nos filitos (Fm. Gorutuba), a norte da área de estudo, possui profundidade estimada em 1,6 metros, 12 metros de largura e 10 metros de comprimento (Figura 46). Observou-se tanto a movimentação do solo residual maduro quanto de uma camada de solo coluvionar (evidenciada pela presença de blocos rotacionados na zona de ruptura). À esquerda da cicatriz ocorre uma zona de drenagem, podendo contribuir para a saturação do solo (amostras coletadas com grau de saturação em torno de 96%). Todavia, não se observaram indícios da formação de um nível d'água neste local.

Figura 46 – Foto de cicatriz de um escorregamento raso de solo nos filitos (Fm. Gorutuba). Presença de material coluvionar e elevado grau de saturação em canal de drenagem não perene (canto inferior esquerdo da foto).
UTM: 22S 718778, 7282789.



Fonte: Autor.

A cicatriz no solo residual de granito encontra-se a sudeste da região de estudo, na bacia de drenagem do córrego Gorutuba. Neste local, de relevo levemente ondulado e topos arredondados em padrão meia laranja, observou-se uma série de escorregamentos rasos de solo, conforme Figura 47. A cicatriz selecionada possui profundidade de ruptura entre 1,10 – 1,20m, 6 metros de largura e 8 metros de comprimento, encontrando-se no topo de um morrote, região de vegetação campo/arbustiva (Figura 48). Destaca-se que apenas solo residual maduro foi movimentado. A presença de um nível d'água não foi observada, assim como qualquer indicio de formação do mesmo durante o evento de ruptura.

Figura 47 – Foto de cicatrizes de deslizamentos nos granitos (Maciço Itaóca). UTM: 22S 720898, 7278803.



Fonte: Autor.

Figura 48 – Foto de cicatriz no solo residual maduro de granito com amostragem. UTM: 22S 720942, 7278791.



Fonte: Autor.

Devido às dificuldades de acesso, as cicatrizes no solo residual de metarenito (Fm. Serra da Boa Vista) não puderam ser caracterizadas dentro dos limites da área de estudo. Todavia, caracterizou-se uma cicatriz de escorregamento raso de solo nesta Formação nas proximidades da estrada SP-165 (Estrada Apiaí – Iporanga). A cicatriz estudada possui aproximadamente 1 metro de profundidade, 5 metros de altura e 8 metros de largura (Figura 49). Observa-se apenas a movimentação da camada de solo residual maduro, sendo esta

identificada como uma areia argilosa. Não se verifica no local estudado qualquer indício da formação de um nível de água.

Figura 49 – Foro de cicatriz no solo residual maduro dos metarenitos com amostragem (Fm. Serra da Boa Vista). UTM: 22S 730247, 7286315.



Fonte: Autor.

Em resumo, as cicatrizes observadas em campo possuem profundidades variando entre 1 e 1,6 metros e afetam principalmente o trecho superior do perfil de alteração, associado ao horizonte de solo residual maduro ou eluvial. Na maioria das cicatrizes observadas em detalhe também não se verificaram indícios da influência de um nível d'água na deflagração dos deslizamentos, corroborando com estudos anteriores que propõem a ruptura em condição não saturada (linhas de fluxo sub-verticais, frente de umedecimento e perda da parcela de coesão aparente) como mecanismo principal de deflagração destes deslizamentos rasos de solo na Serra do Mar.

Na cicatriz localizada nos filitos da Formação Gorutuba também foi identificada a presença de solos coluvionares associados a um canal natural de fluxo superficial não perene no trecho da encosta afetada pelo deslizamento, indicando que estes processos também podem mobilizar este tipo de material. O trecho da cicatriz associado ao canal de drenagem também apresentava um grau elevado de saturação, o que também sugere a possibilidade da

formação e atuação de um nível d'água suspenso na deflagração de deslizamentos nestas condições topográficas específicas (ver Figura 46).

Amostras deformadas e indeformadas de solos residuais maduros foram recolhidas nos levantamentos de campo (Figura 50). Estas amostras foram utilizadas em ensaios de granulometria e na obtenção de índices físicos, sendo estes essenciais na aquisição de parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos.

Figura 50 – Retirada de um bloco indeformado de solo residual maduro de metarenito, ponto P17. UTM 22S 715579, 7280514.



Fonte: Autor.

Destaca-se que as amostras coletadas nos granitos do Maciço Itaóca, assim como nos filitos e metarenitos das Formações Gorutuba e Serra da Boa Vista, foram recolhidas nos locais das cicatrizes estudadas. Ademais, amostras representativas das porções superiores e inferiores da cicatriz foram coletadas no Maciço Itaóca, representando, respectivamente, o solo residual maduro (SRM) e o solo residual jovem (SRJ) do granito. Os resultados da análise granulométrica conjunta encontram-se na Tabela 5.

Tabela 5 – Porcentagens granulométricas dos solos amostrados. Onde SRM corresponde a Solo Residual Maduro e SRJ corresponde ao Solo Residual Jovem.

Unidade	Solo Residual	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)			Pedregulho (%)		
				Fina	Média	Grossa	Fino	Médio	Grosso
Maciço Itaóca	Granito (SRM)	8	20	17	15	21	18	1	0
	Granito (SRJ)	8	20	11	13	23	24	1	0
Fm. Gortuba	Filitos (SRM)	16	63	1	3	4	9	4	0
Fm. Passa Vinte	Mármore (SRM)	19	57	13	3	3	5	0	0
Fm. Serra da Boa Vista	Metarenitos (SRM)	38	20	22	11	8	1	0	0

Fonte: Autor.

Uma vez definidas as porcentagens granulométricas, estes materiais foram classificados de acordo com sua textura, conforme Tabela 6.

Tabela 6 – Classificação granulométrica dos solos amostrados.

Solo Residual	Classificação Granulométrica
Granito (SRM)	Areia grossa siltosa com pedregulhos finos
Granito (SRJ)	Areia grossa siltosa com pedregulhos finos
Filitos	Silte argiloso com pedregulhos finos a médios
Mármore	Silte argiloso com pedregulhos finos
Metarenitos	Areia fina argilosa

Fonte: Autor.

Os solos residuais de granito possuem percentuais de areia acima de 40%, além de uma alta porcentagem de pedregulhos (aproximadamente 20%). Destaca-se que a análise granulométrica apresentou resultados semelhantes em ambas às posições na cicatriz, especialmente em relação ao percentual de finos (28%). Este solo foi classificado como uma areia grossa siltosa com pedregulhos finos.

Os solos residuais maduros de filito e mármore, por sua vez, são ambos classificados como solos silte-argilosos, além de possuírem granulometria bastante parecida, com alto teor de finos (acima de 75%) e uma pequena fração de pedregulhos, sendo 13% para o solo

residual de filito e 5% para o solo residual de mármore. Ambos os solos são classificados como silte argilosos.

No que tange ao solo residual maduro de metarenito, o alto teor de finos merece destaque, representando 58% dessa amostra. Todavia, uma vez que a fração granulométrica predominante ainda é a fração arenosa (41%), este solo é classificado como uma areia fina argilosa. Diferentemente dos demais solos analisados, o solo residual de metarenito não possui porcentagens significativas de pedregulhos.

A Tabela 7 apresenta os resultados referentes aos ensaios de determinação do teor de umidade, massa específica natural dos solos e massa específica dos sólidos em conjunto com demais índices físicos, obtidos por meio de correlações.

Tabela 7 – Índices físicos dos solos amostrados. Onde ρ_{nat} , ρ_d e ρ_{sat} equivalem, respectivamente, a massa específica dos solos em seu estado natural, seco e saturado (g/cm^3); ρ_s equivale a massa específica dos sólidos em g/cm^3 , w corresponde ao teor de umidade (%); n , e e S_r correspondem, respectivamente a porosidade, ao índice de vazios e ao grau de saturação do solo (adimensionais).

Solo Residual	ρ_{nat}	ρ_d	ρ_{sat}	ρ_s	w_{nat}	n	e	S_r
Granito (SRM)	1,49	1,30	1,80	2,56	14,0	0,49	0,96	0,37
Granito (SRJ)	1,54	1,42	1,87	2,58	8,8	0,44	0,82	0,25
Filitos	1,93	1,47	1,95	2,78	30,7	0,46	0,88	0,96
Mármore	1,81	1,46	1,95	2,85	23,5	0,48	0,94	0,71
Metarenitos	1,65	1,32	1,83	2,66	24,3	0,52	1,01	0,63

Fonte: Autor.

Como previsto, solos com altos teores de finos como os filitos e os mármore apresentam valores mais elevados de massa específica natural (ρ_{nat}) e dos sólidos (ρ_s) quando comparados a solos com maior percentual de areia. Ademais, merece destaque o elevado grau de saturação da amostra representativa do solo residual de filito, evidenciando que a mesma encontrava-se próxima a saturação durante sua amostragem.

A comparação entre os solos residuais de granito, por sua vez, evidencia um SRJ com valores menores em termos de índices de vazios, porosidade e umidade, quando comparado ao solo residual maduro. Isto é condizente, uma vez que se espera que horizontes de solo residual próximos da rocha mãe sejam mais compactos, o que influencia diretamente a porosidade e os vazios do solo. Em contrapartida, o SRJ possui valores ligeiramente mais elevados de massa específica, seja ela natural ou dos sólidos. Ainda que estas diferenças

sejam perceptíveis, observa-se que ambos os solos possuem características gerais bem semelhantes. Isto faz com que sejam esperadas condutividades hidráulicas muito próximas, o que por si, descartaria a formação de um nível d'água suspenso na interface destes materiais.

Devido à dificuldade de acesso da região, amostras em dimensões e quantidades suficientes para a obtenção dos parâmetros de resistência e hidrogeológicos dos solos não puderam ser obtidas. Desta forma, uma vez confirmada a presença de quatro solos residuais distintos na região de estudo, parâmetros geomecânicos foram obtidos para todas as litologias estudadas por meio da compilação de trabalhos anteriores em áreas correlatas, utilizando-se, preferencialmente, valores em termos de tensões efetivas de ensaios de compressão triaxial drenados (CD) e não drenados (CU) (Tabela 8). Na ausência de valores médios, ao invés de médias ponderadas, utilizaram-se valores reais presentes na literatura.

Tabela 8 - Parâmetros geotécnicos extraídos da literatura. Onde: c' equivale a coesão efetiva (kPa); ϕ equivale ao ângulo de atrito efetivo($^{\circ}$).

Solo Residual	c'_{\max}	c'_{med}	c'_{\min}	ϕ'_{\max}	ϕ'_{med}	ϕ'_{\min}
Granito	11	10	2,1	36,7	30	27
Filitos	60	46	5	32	27	24
Mármore	41	-	12	32,6	-	31,6
Metarenitos	60	40	31	25	22,5	19

Fonte: Sandroni (1985); Pinto et al (1993); Cruz (1996); Silva (2003); Sbroglia et al. (2016).

Desta forma, dados de solos residuais de granito e filito provenientes das regiões da Bacia do Rio Ribeira e da Bacia do Rio Mogi-Guaçu foram extraídos de Pinto et al. (1993), representando as máximas, médias e mínimas de uma série de ensaios de compressão triaxial drenados e ensaios não drenados, com medida de pressões neutras, realizados nestes solos. Com o avanço da pesquisa, utilizou-se ainda dados compilados por Sbroglia et al. (2016) para solos residuais de granito da região de Balneário Camboriú - SC.

Não sendo possível obter parâmetros de resistência para solos residuais de metarenitos e mármore, dados obtidos por Cruz (1996) e Sandroni (1985) em solos residuais de quartzito e Silva (2003) em solos residuais de calcário foram utilizados. Os solos residuais de quartzito são oriundos da barragem de Tucuruí (PA) e dos quartzitos Câmara e Nova Lima (MG), enquanto que o solo residual de calcário foi obtido na região de Paulista-PE. No que se refere a este último, uma vez que ensaios de cisalhamento direto foram aplicados na obtenção destes parâmetros geotécnicos, estes dados devem ser empregados com ressalvas.

Conforme anteriormente explicitado, os dados hidrogeológicos foram obtidos por meio de correlações entre a granulometria e os índices físicos dos solos residuais maduros coletados, utilizando o programa Hydrus 1D (Tabela 9). À exceção se dá aos valores de difusividade hidráulica (D_0), extraídos de Alvioli e Baum (2016) e Villarreal et al. (2016) para os solos residuais de granito e filito.

Tabela 9 – Parâmetros hidrogeológicos utilizados na pesquisa. Onde K_s equivale a condutividade hidráulica (m/s); α_{gr} corresponde ao parâmetro de ajuste extraído de uma curva de retenção do solo (1/cm), θ_r corresponde a umidade volumétrica residual, θ_s corresponde a umidade volumétrica saturada e D_0 equivale a difusividade hidráulica (m^2/s).

Solo Residual	K_s	α_{gr}	θ_r	θ_s	D_0
Granito	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,25e^{-4}$
Filitos	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$
Mármore	$3,20e^{-7}$	0,01	0,048	0,312	-
Metarenito	$4,90e^{-7}$	0,02	0,074	0,380	-

Fonte: Autor.

6.5 Modelos de Instabilização e Simulações com os Métodos Investigados

6.5.1. Sem considerar a precipitação

6.5.1.1 Sem Nível D'água (Condição Não-Saturada)

A primeira fase das simulações utilizou o método do Talude Infinito, sem considerar os valores de chuva associados ao evento de deslizamentos generalizados (ver Tabela 4) e assumindo um modelo de ruptura na condição não saturada, ou sem nível d'água. Este mecanismo de ruptura é identificado como o mais frequente para a deflagração de deslizamentos rasos de solo na região da Serra do Mar. Esta simulação inicial também considerou os quatro grupos de solos residuais identificados na área de estudo e três profundidades distintas de ruptura: 1,0, 1,5 e 2,0m. Destaca-se que foram adotados os parâmetros de resistência mínimos obtidos de trabalhos anteriores (ver Tabela 8). Os parâmetros geomecânicos e as condições de contorno utilizadas nesta simulação inicial encontram-se na Tabela 10.

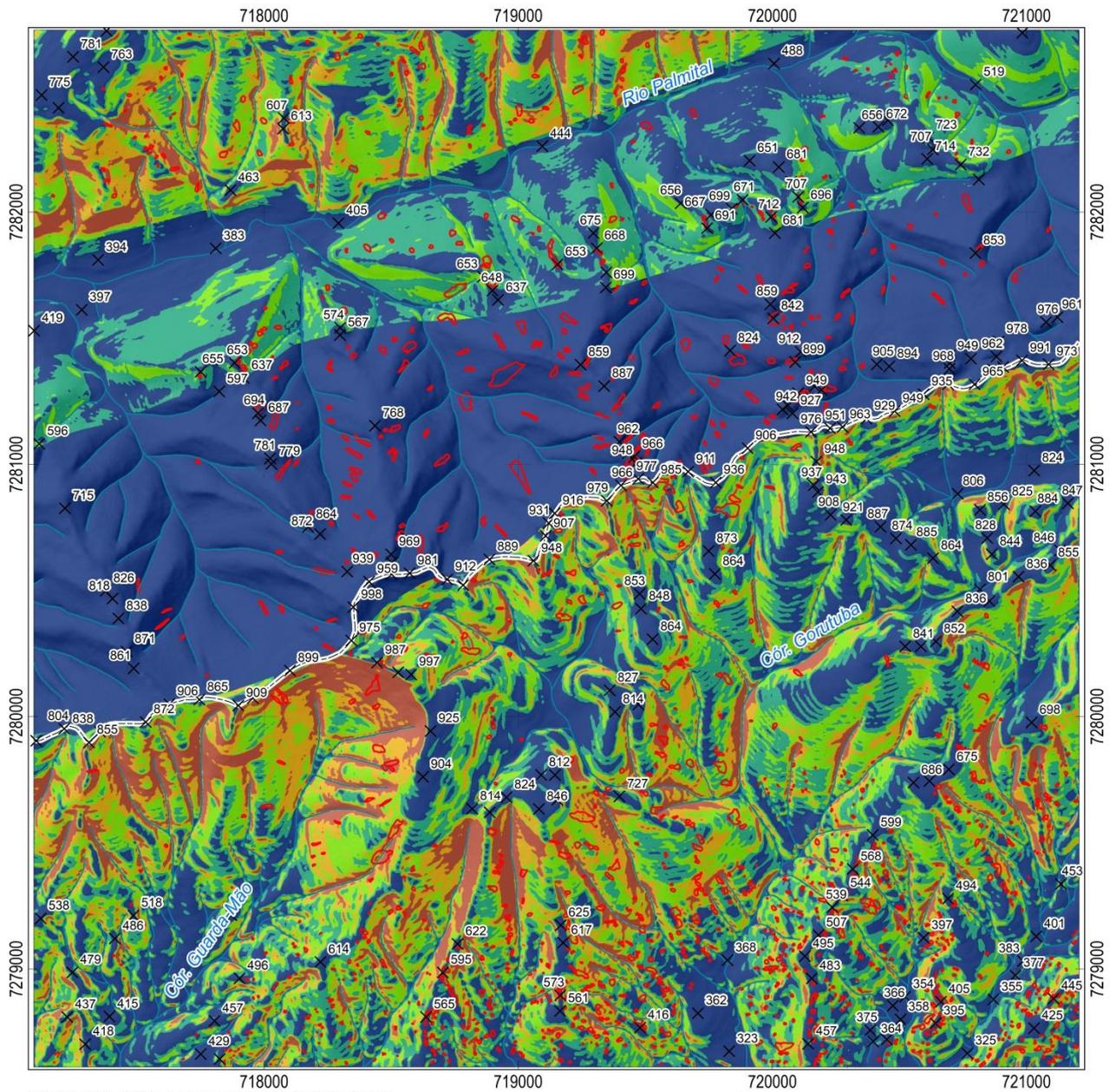
Tabela 10 – Parâmetros utilizados na simulação inicial com o método do Talude Infinito. Destacam-se os valores de q (precipitação efetiva) iguais a 0.

Solo Residual	γ (kN/m ³)	c' (kPa)	ϕ' (°)	μ (kPa)	z (m)	q^* (mm/d)
Granito	14,9	2,1	36,7	0	1,0; 1,5 e 2,0	0
Filitos	19,3	5	32	0	1,0; 1,5 e 2,0	0
Mármore	18,1	12	32,6	0	1,0; 1,5 e 2,0	0
Metarenito	16,5	31	25	0	1,0; 1,5 e 2,0	0

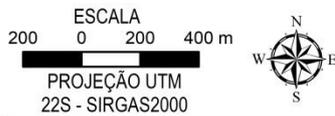
Fonte: Autor.

A Figura 51 ilustra o resultado cartográfico desta simulação inicial para a profundidade de ruptura de 1,5m com os Fatores de Segurança (FS) classificados em cinco níveis (<1,0; 1,0 a 1,2; 1,2 a 1,5; 1,5 a 2,0 e >2,0). A Tabela 11, por sua vez, apresenta a distribuição percentual em área considerando cada unidade de solo residual separadamente, os cinco intervalos de FS e as três profundidades de ruptura simuladas.

Figura 51 - Mapa de suscetibilidade obtido com a simulação sem chuva e sem N.A. para $z = 1,5m$ (Talude Infinito).



BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IGC 1:10.000 (2001) SG-22-X-B-V-1-NE-C E SG-22-X-B-V-1-NE-E SOMBREAMENTO 315°/45° - TRANSPARÊNCIA = 80%



CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE

MÉTODO DO TALUDE INFINITO
PROFUNDIDADE DE RUPTURA: 1,5m



Tabela 11 – Área percentual dos fatores de segurança (FS) encontrados para diferentes simulações. Onde P.R. corresponde à profundidade de ruptura analisada.

		ÁREA PERCENTUAL (%)				
		FATOR DE SEGURANÇA (FS)				
Solo Residual	P.R.	< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
	1,0 m	1,4	15,3	30,0	32,1	21,2
Filitos	1,5 m	14,1	20,7	29,0	21,8	14,5
	2,0 m	23,0	21,7	25,8	17,3	12,2
Granitos	1,0 m	5,7	11,5	22,2	28,0	32,6
	1,5 m	10,5	13,7	22,9	24,9	28,1
	2,0 m	13,3	14,7	22,8	23,2	26,1
Mármore	1,0 m	0,0	0,0	0,0	14,4	85,5
	1,5 m	0,0	0,0	9,7	39,6	50,6
	2,0 m	0,0	4,1	25,5	34,5	35,8
Metarenitos	1,0 m	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
	1,5 m	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
	2,0 m	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

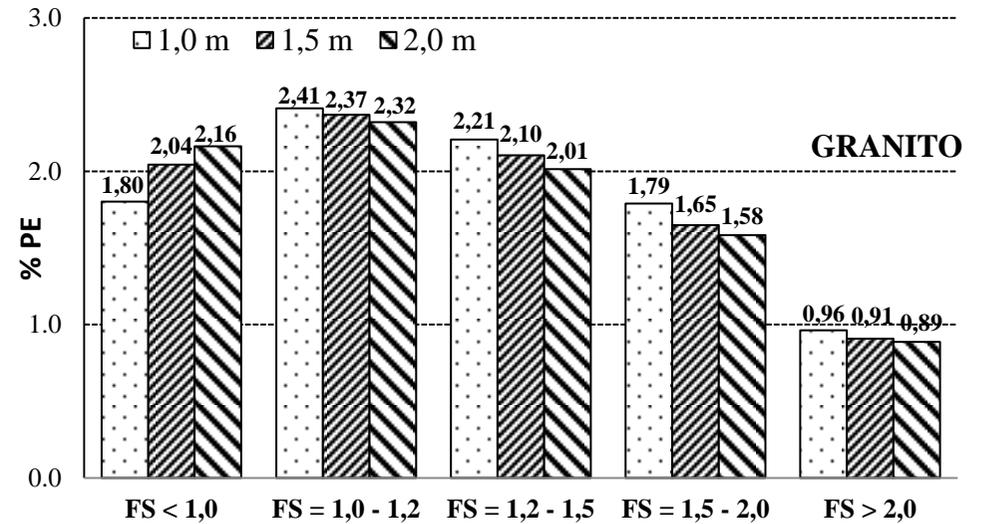
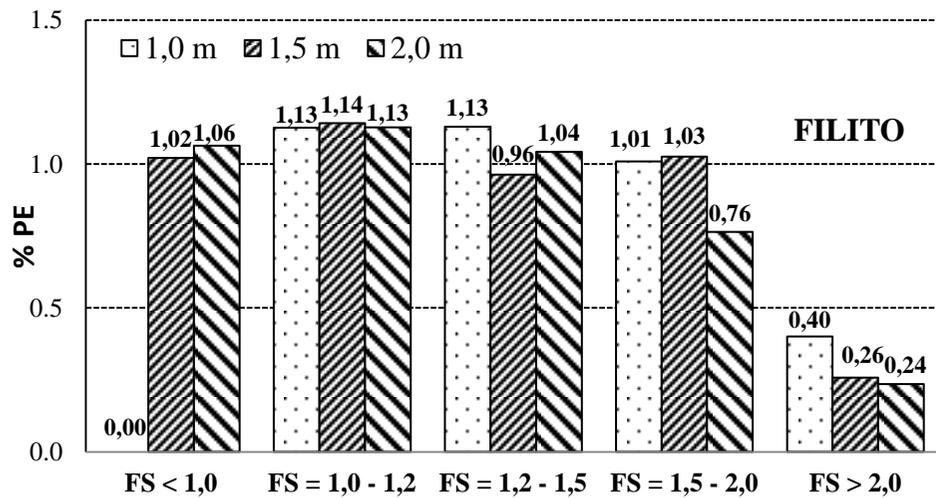
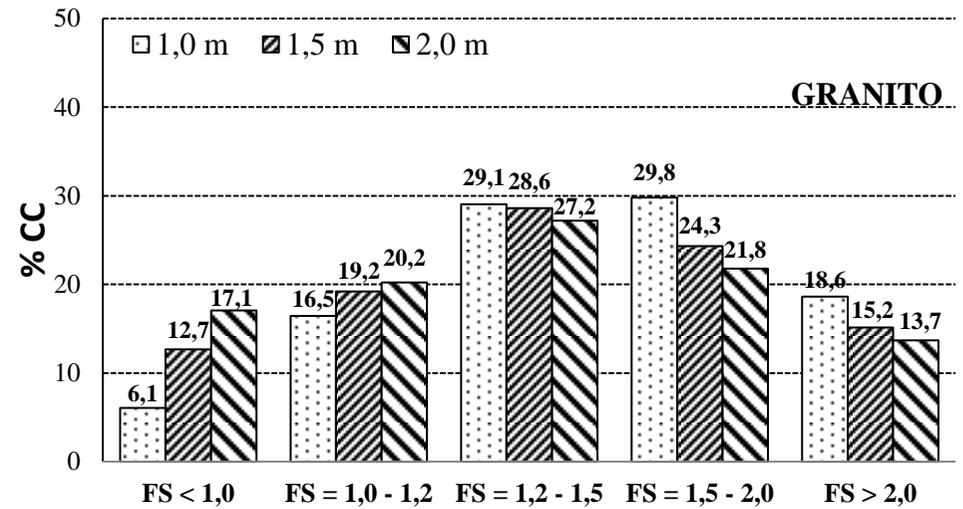
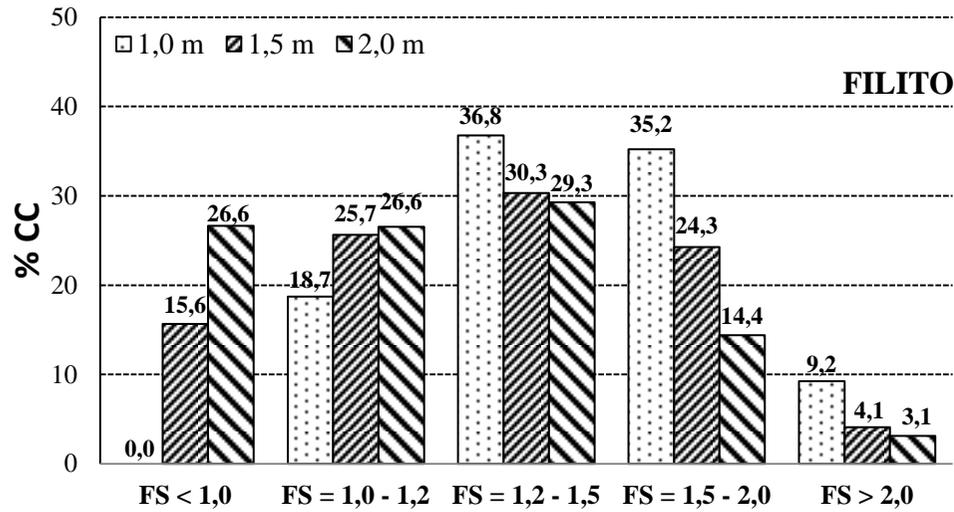
Fonte: Autor.

Observa-se que apenas os solos residuais de filito, a norte, e de granito, a sul da área de estudo, apresentaram FS abaixo de 1,0. Para profundidades de ruptura de 1,5m o solo residual de mármore possui a classe mais baixa com FS variando entre 1,2 e 1,5, enquanto que todo o solo residual de metarenito apresenta FS acima de 2,0.

Conforme esperado, a área percentual relativa à FS < 1,0 aumenta substancialmente à medida que as profundidades de ruptura tornam-se maiores. Além disso, quando comparados os dados relativos a profundidades de ruptura de 1,0 m e 2,0 m, constata-se que FS acima de 2,0 são reduzidos em 9% da área total no solo residual de filito, enquanto que na unidade do granito ocorre redução na ordem de 6%.

Em contrapartida, independente da profundidade de ruptura analisada, todas as simulações efetuadas nos solos residuais de mármore e metarenito resultaram em FS acima de 1,0, evidenciando que os parâmetros de resistência adotados não são representativos destes solos. Desta forma, optou-se por realizar as demais simulações considerando apenas os solos residuais de filito e granito. Ademais, para estes solos foram calculados a concentração de cicatrizes - CC e o potencial de escorregamento - PE, conforme Figura 52.

Figura 52 – CC e PE segundo método do Talude Infinito para diferentes profundidades de ruptura nos solos residuais de granito e filito.



Fonte: Autor.

Destaca-se que nenhuma cicatriz foi encontrada na classe $FS < 1$ ($CC = 0,0\%$) na profundidade de ruptura estimada em 1 m no solo residual de filito. Assim como o índice CC , esta classe também apresenta PE igual a $0,0\%$. Salienta-se que a área total de $FS < 1,0$ obtida nas condições de contorno da simulação inicial também é muito pequena, totalizando apenas $1,4\%$ da área total da ocorrência de filitos e concentrando-se unicamente em trechos com declividades muito elevadas ($>50^\circ$) (ver Tabela 11, p.153). Isto pode indicar que os parâmetros de resistência adotados para o solo residual do filito são maiores do que os que realmente ocorrem na área de estudo, ou que as rupturas nesta unidade tendem a ter mais de 1,0m de profundidade.

Os maiores índices CC e PE na classe $FS < 1$ são encontrados à medida que as profundidades de ruptura aumentam. Desta forma, na profundidade de 2m, cerca de 27% de todas as cicatrizes no solo residual de filito encontra-se em locais com FS abaixo de 1 ($CC = 26\%$), enquanto que no solo residual de granito, este índice atinge aproximadamente 17% . O índice PE para a profundidade de ruptura de 2,0m atinge $1,1\%$ no solo residual de filito e $2,2\%$ no solo residual de granito. Este comportamento dos índices CC e PE está associado ao aumento de áreas com $FS < 1,0$ para as unidades de filito e granito a medida que a profundidade de ruptura aumenta. Todavia, observa-se que o CC na classe $FS < 1$ para diferentes profundidades de ruptura aumenta em proporção muito menor nos granitos quando comparados ao solo residual de filito: enquanto o primeiro possui aumento total de 11% , o segundo cresce aproximadamente 27% .

Um aspecto a se destacar é a ocorrência de elevados índices de CC e PE para classes de FS acima de 1,0. Os maiores CC obtidos para os filitos e granitos ocorrem na classe de FS entre 1,2 e 1,5 (condição de 20 a 50% acima da condição de ruptura), ou seja, locais onde não deveriam ocorrer escorregamentos. Destaca-se que a classe de granito ainda apresenta valores de CC elevados (14 a 19%) para a classe de $FS > 2,0$ (100% acima da condição de ruptura) nas três profundidades analisadas.

Os índices de PE , por sua vez, apresentaram resultados um pouco melhores, onde os maiores valores ocorrem na classe de FS entre 1,0 e 1,2 (até 20% acima da condição de ruptura) para os filitos e granitos. Todavia, este resultado contraria o que seria esperado, onde os maiores índices PE seriam encontrados na classe de $FS < 1$.

Em seguida, foram calculados os índices de acerto (I_A), erro (I_E) e a relação I_A/I_E destas análises (Tabela 12). Conforme descrito no item 3.6, a concentração de cicatrizes na classe $FS < 1$ corresponde ao índice de acerto (I_A) do modelo.

Tabela 12 – Relação entre os índices de acerto e erro pelo método do Talude Infinito.

Solo Residual	Profundidade de Ruptura	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
Filito	1,0 m	0,0	1,5	0,0
	1,5 m	15,6	14,1	1,11
	2,0 m	26,6	23,0	1,16
Granito	1,0 m	6,1	5,6	1,07
	1,5 m	12,7	10,4	1,22
	2,0 m	17,1	13,2	1,29

Fonte: Autor.

A tabela acima revela uma tendência na utilização dos métodos de estabilidade determinísticos em ambiente SIG: à medida que o índice de acerto aumenta, em função da maior área percentual de $FS < 1,0$, aumenta-se também o índice de erro. Desta forma, uma vez que não há o interesse em métodos que resultem em elevados percentuais de falsos positivos, a relação I_A/I_E auxilia na determinação do melhor método para a região estudada.

De modo geral, excetuando a profundidade de ruptura de 1m, o solo residual de granito apresentou índices de acerto e índices de erro menores em relação ao solo residual de filito. Ademais, esta unidade apresentou uma maior relação I_A/I_E , o que evidencia um melhor ajuste dessas simulações.

A tabela acima ainda indica que os resultados obtidos com o método do Talude Infinito não podem ser considerados muito bons na previsão dos locais mais suscetíveis a deslizamentos considerando as condições de contorno adotadas nesta simulação: Como era de se esperar, as maiores relações foram obtidas para a profundidade de 2,0m nos filitos (1,16) e granitos (1,29), indicando que os parâmetros de resistência utilizados nas simulações podem estar acima dos que realmente ocorrem na área de estudo, ou que nesta área predominam deslizamentos com profundidades de ruptura entre 1,5 a 2,0m.

Embasando-se nos resultados do Talude Infinito, as simulações utilizando os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS foram efetuadas apenas no solo residual de filito da Fm. Gortuba e do solo residual de granito, na unidade do Maciço Itaóca. Os parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos utilizados nos métodos SHALSTAB e SINMAP encontram-

se, respectivamente, na Tabela 13 e 14. No TRIGRS, além dos parâmetros supracitados (Tabela 15), são apresentadas as condições de contorno utilizadas na análise (Tabela 16). Conforme sugestão de Lui e Wu (2008), os valores de I_z adotados correspondem aos valores de condutividade hidráulica (K_s) multiplicados por 0,01.

Tabela 13 – Parâmetros geomecânicos utilizados no método SHALSTAB.

Solo	Υ	c'	ϕ'	z	q	T
Residual	(kN/m ³)	(kPa)	(°)	(m)	(m/s)	(m/s)
Filitos	19,3	5	32	1,0; 1,5 e 2,0	Não especificado	Não especificado
Granitos	14,9	2,1	36,7	1,0; 1,5 e 2,0	Não especificado	Não especificado

Fonte: Autor.

Tabela 14 – Parâmetros utilizados no método SINMAP. De modo a anular a abordagem probabilística do método, foram adotados valores únicos para os parâmetros C , ϕ' e T/R (T/q).

Solo	z	Υ	C	ϕ'	q	T	Log	T/R
Residual		(kN/m ³)		(°)	(m/d)	(m ² /d)	(q/T)	(m)
	1,0 m	19,3	0,31	32	$2,45e^{-12}$	0,019	-9,9	$7,88e^{+9}$
Filitos	1,5 m	19,3	0,16	32	$3,65e^{-12}$	0,029	-9,9	$7,93e^{+9}$
	2,0 m	19,3	0,20	32	$4,90e^{-12}$	0,039	-9,9	$7,88e^{+9}$
	1,0 m	14,9	0,11	36,7	$7,20e^{-11}$	0,569	-9,9	$7,90e^{+9}$
Granitos	1,5 m	14,9	0,15	36,7	$1,07e^{-10}$	0,853	-9,9	$7,97e^{+9}$
	2,0 m	14,9	0,08	36,7	$1,44e^{-10}$	1,137	-9,9	$7,90e^{+9}$

Fonte: Autor.

Tabela 15 – Parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos utilizados no método TRIGRS. Onde z^* corresponde à espessura do solo residual maduro, em metros.

Solo	z^*	Υ	c'	ϕ'	K_s	α_{gr}	θ_r	θ_s	D_0	I_z
Residual	(m)	(kN/m ³)	(kPa)	(°)	(m/s)				(m ² /s)	(m/s)
	1,0	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
Filitos	1,5	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
	2,0	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
	1,0	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$
Granitos	1,5	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$
	2,0	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$

Fonte: Autor.

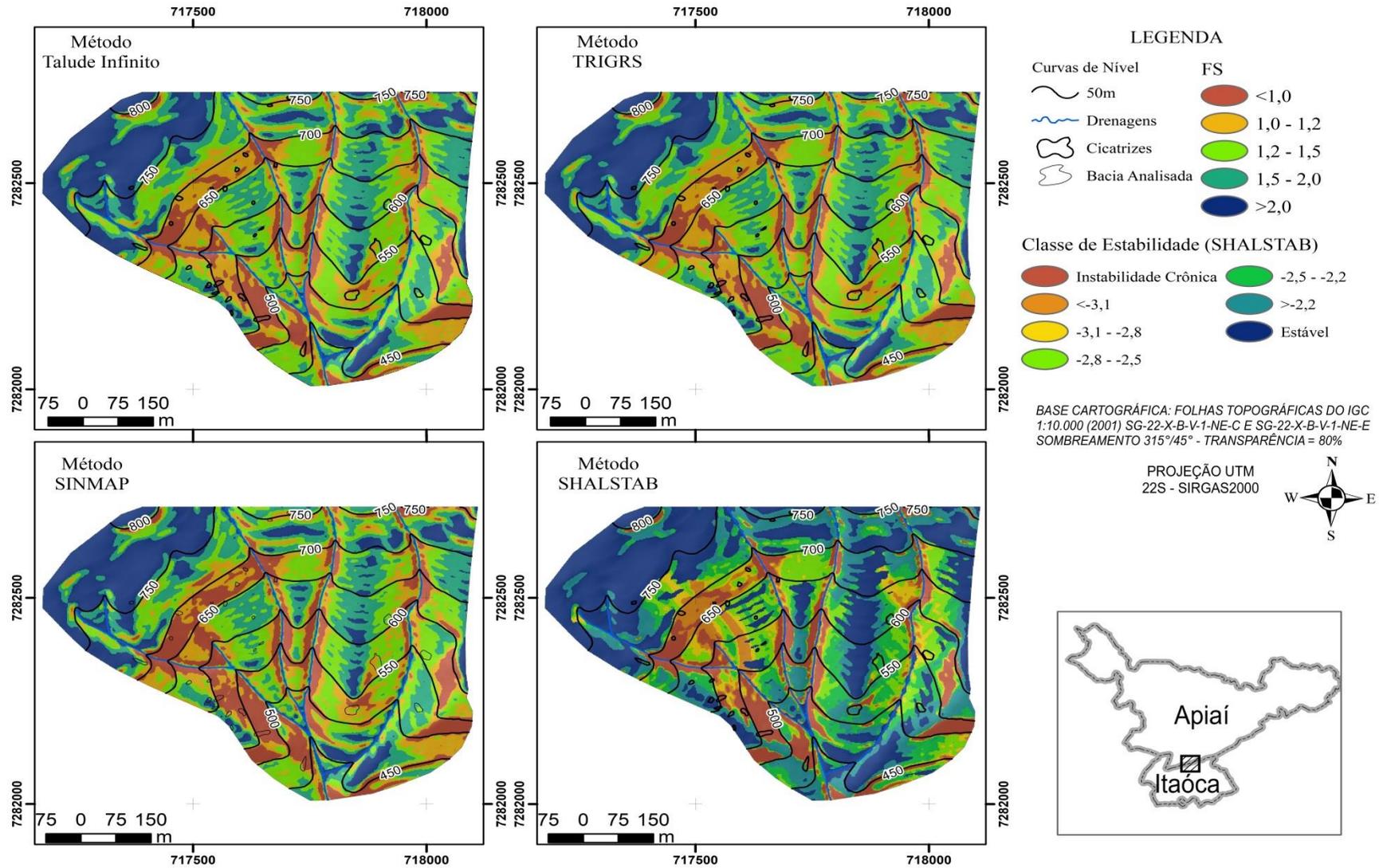
Tabela 16 - Condições de contorno definidas na utilização método TRIGRS. Onde N.A corresponde à posição do nível d'água; q corresponde a intensidade pluviométrica; tx corresponde aos intervalos de tempo nos quais os cálculos serão efetuados, nzs corresponde ao número de incrementos verticais; mmax corresponde à condição basal infinita; nper corresponde ao período do evento pluviométrico, partindo de 0s (Capt 1) até 86400s ou 1 dia (Capt 2).

Solo	z*	N.A	q	tx	nzs	mmax	nper	Capt 1	Capt 2
Residual	(m)	(m)	(m/s)					(s)	(s)
	1,0	1,0	$2,8e^{-17}$	2	10	-100	1	0	86400
Filitos	1,5	1,5	$4,2e^{-17}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	2,0	$5,7e^{-17}$	2	20	-100	1	0	86400
	1,0	1,0	$8,3e^{-16}$	2	10	-100	1	0	86400
Granitos	1,5	1,5	$1,2e^{-15}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	2,0	$1,6e^{-15}$	2	20	-100	1	0	86400

Fonte: Autor.

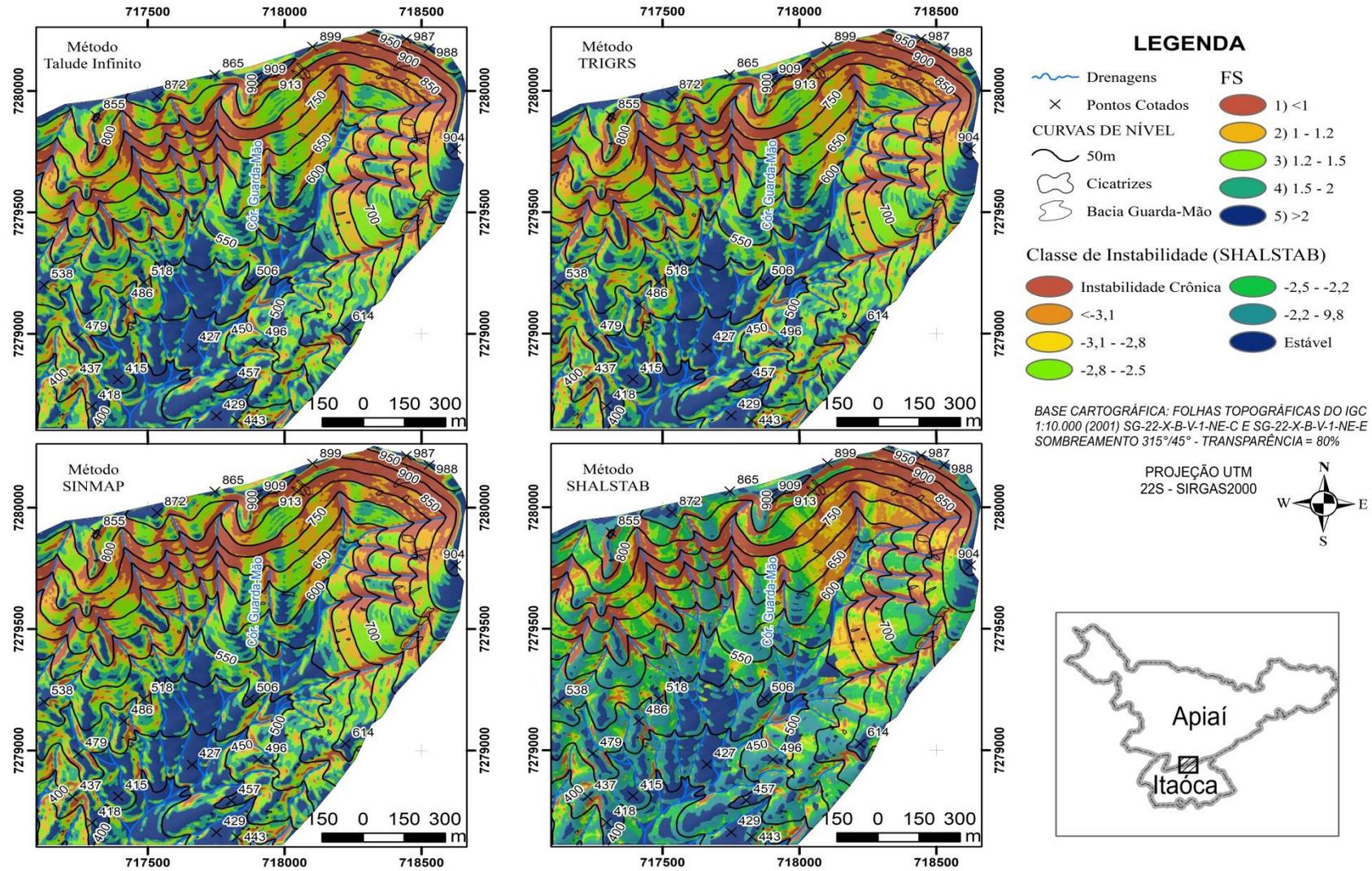
A Figura 53 ilustra o resultado cartográfico obtido com as simulações sem considerar a chuva, na condição não saturada (sem N.A.) e para a profundidade de 1,5m no solo residual de filito com os métodos do Talude Infinito, SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS. A Figura 54, por sua vez, apresenta o produto cartográfico obtido para a profundidade de ruptura de 1,5m no solo residual de granito. Destaca-se que de modo a facilitar a visualização simultânea e a comparação dos mapas gerados, estes foram recortados e individualizados em duas bacias distintas, locais onde se encontram presentes os solos residuais de granito e de filito.

Figura 53 - Mapas de suscetibilidade gerados nas simulações sem chuva e sem N.A. para z = 1,5m no solo residual de filito.



Fonte: Autor.

Figura 54 – Mapas de suscetibilidade gerados nas simulações sem chuva e sem N.A. para $z = 1,5\text{m}$ no solo residual de granito.



Fonte: Autor.

A comparação visual dos mapas acima evidencia que os métodos geraram resultados muito semelhantes, principalmente em termos de áreas instáveis ($FS < 1$). Fica destacado, em especial no solo residual de granito, que o método SINMAP gera um pouco mais de áreas instáveis ($FS < 1$) em relação aos demais. O método SHALSTAB, por sua vez, apresenta distribuição de paleta de cores diferente uma vez que o mesmo é dividido em 7 classes. Todavia, observa-se que a classe instável é correspondente visual a classe de $FS < 1$ nos demais métodos, enquanto que a classe estável corresponde a FS maiores que 1,5.

Em seguida efetuou-se a análise em termos de área percentual de classe de instabilidade. A Tabela 17 demonstra essa comparação para o solo residual de filito. Por possuir um número maior de classes, o método SHALSTAB encontra-se em uma tabela distinta (Tabela 18). Da mesma forma, as Tabelas 19 e 20 apresentam a distribuição em área percentual das classes de instabilidade no solo residual de granito. Novamente, ressalta-se que no método TRIGRS, z corresponderá a profundidade do solo residual maduro, uma vez que o mesmo busca, dentro dos incrementos de profundidade propostos (nzs), a profundidade com o menor FS . Em outras palavras, diferentemente dos demais métodos, a profundidade de ruptura pode não ser correspondente a espessura total proposta para o solo residual maduro.

Tabela 17 – Área percentual dos FS obtidos pela utilização dos métodos Talude Infinito, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito. Onde P.R. equivale à profundidade de ruptura, à exceção do método TRIGRS.

ÁREA PERCENTUAL (%)						
FATOR DE SEGURANÇA (FS) - FILITOS						
Método	P.R.	< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
Talude Infinito	1,0 m	1,4	15,3	30,0	32,1	21,2
	1,5 m	14,1	20,7	29,0	21,8	14,5
	2,0 m	23,0	21,7	25,8	17,3	12,2
SINMAP	1,0 m	7,6	14,4	25,2	30,0	22,8
	1,5 m	19,1	18,5	26,2	21,4	14,8
	2,0 m	26,4	19,7	24,3	17,4	12,2
TRIGRS	1,0 m	1,5	15,3	30,0	32,1	21,1
	1,5 m	14,2	20,6	29,0	21,7	14,5
	2,0 m	23,1	21,6	25,9	17,3	12,1

Fonte: Autor.

Tabela 18 - Área percentual das classes de instabilidade obtidas pela utilização do método SHALSTAB sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito. Onde P.R. equivale à profundidade de ruptura.

ÁREA PERCENTUAL (%)								
CLASSE DE INSTABILIDADE - FILITOS								
Método	P.R.	Instabilidade Crônica	< -3,1	-3,1 – -2,8	-2,8 – -2,5	-2,5 – -2,2	> -2,2	Estável
SHALSTAB	1,0m	1,1	2,1	2,0	5,4	12,6	19,5	57,3
	1,5m	13,5	6,3	5,3	12,5	16,7	16,4	29,3
	2,0m	22,5	7,7	7,1	13,8	15,1	13,8	19,9

Fonte: Autor.

Tabela 19 - Área percentual dos FS obtidos pela utilização dos métodos Talude Infinito, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito. Onde P.R. equivale à profundidade de ruptura, à exceção do método TRIGRS.

ÁREA PERCENTUAL (%)						
FATOR DE SEGURANÇA (FS) - GRANITOS						
Método	P.R.	< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
Talude Infinito	1,0 m	5,7	11,5	22,2	28,0	32,6
	1,5 m	10,5	13,7	22,9	24,9	28,1
	2,0 m	13,3	14,7	22,8	23,2	26,1
SINMAP	1,0 m	8,4	11,4	20,9	26,6	32,7
	1,5 m	12,2	13,2	21,9	24,3	28,4
	2,0 m	14,9	14,4	22,0	22,7	26,0
TRIGRS	1,0 m	5,7	11,5	22,3	28,0	32,6
	1,5 m	10,5	13,6	23,0	24,8	28,1
	2,0 m	13,3	14,6	22,8	23,2	26,0

Fonte: Autor.

Tabela 20 - Área percentual das classes de instabilidade obtidas pela utilização do método SHALSTAB sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito. Onde P.R. equivale à profundidade de ruptura.

ÁREA PERCENTUAL (%)								
CLASSE DE INSTABILIDADE - GRANITOS								
Método	P.R.	Instabilidade Crônica	< -3,1	-3,1 – -2,8	-2,8 – -2,5	-2,5 – -2,2	> -2,2	Estável
SHALSTAB	1,0m	5,4	4,6	5,0	12,1	20,9	26,1	26,0
	1,5m	10,3	6,3	6,5	14,4	21,6	22,7	18,2
	2,0m	13,1	7,4	7,2	15,3	21,1	20,8	15,1

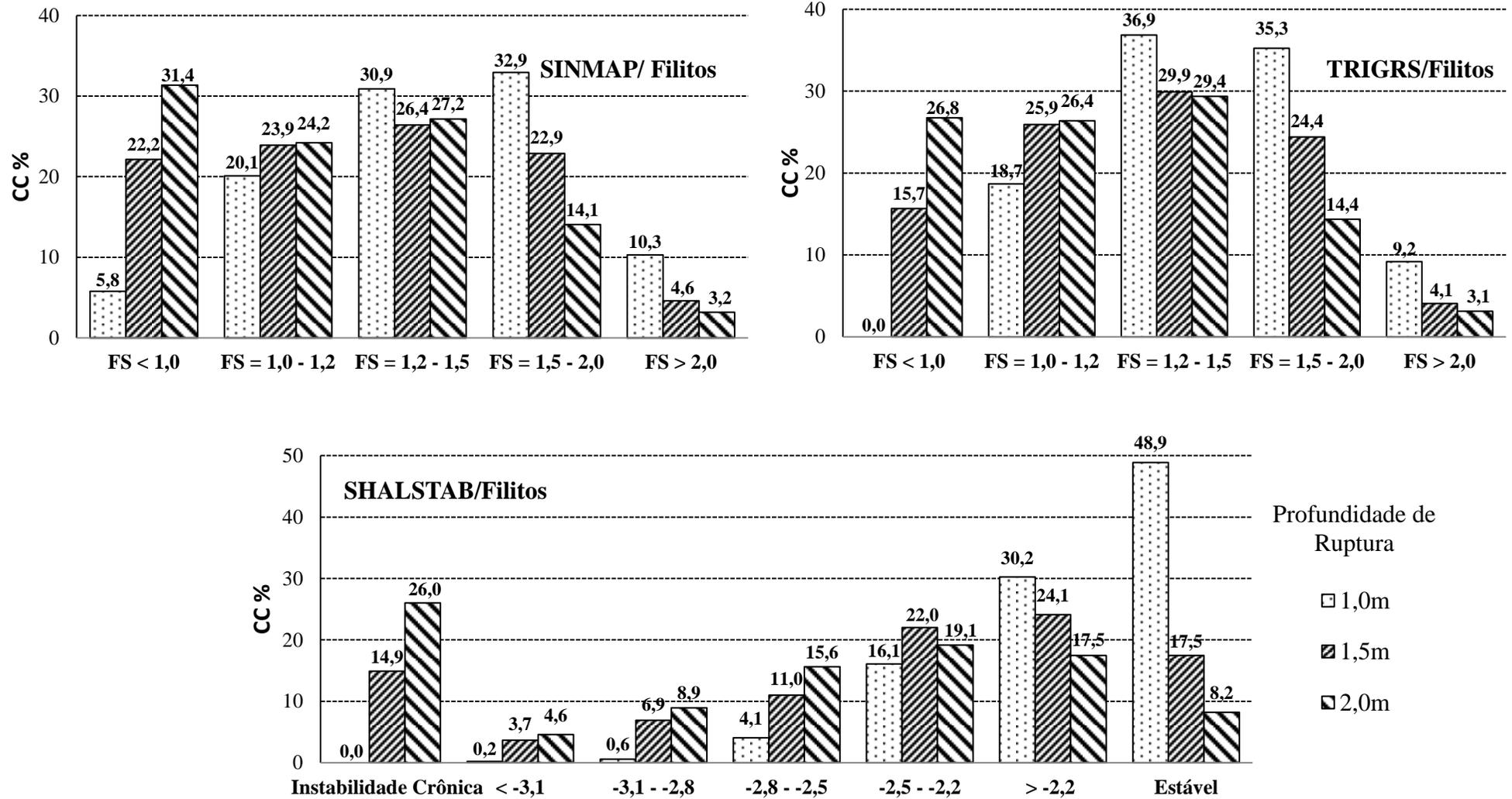
Fonte: Autor.

De modo geral, observa-se que as áreas percentuais das classes instáveis ($FS < 1,0$ e instabilidade crônica) obtidas pelos quatro métodos são realmente muito próximas, confirmando a observação visual. O método SINMAP resultou em áreas percentuais ligeiramente superiores aos demais nas três profundidades para o solo residual de filito e de granito: as áreas percentuais de $FS < 1$ nos filitos variam desde 7,6% para 1m de espessura até 26,4% para 2m, enquanto que nos granitos esta classe varia desde 8,4% até 14,9%. O SHALSTAB, por sua vez, apresentou as menores áreas percentuais de classe instável, para todas as profundidades analisadas, tanto nos filitos quanto nos granitos.

Os métodos do Talude Infinito e o TRIGRS apresentaram áreas percentuais praticamente iguais nas três profundidades e nas duas litologias analisadas. Nestes métodos, a maior área percentual da classe $FS < 1$ se faz presente nos filitos para a espessura de 2m (23,1%), enquanto que a maior área percentual de $FS < 1$ encontrada nos granitos é de 13,3%.

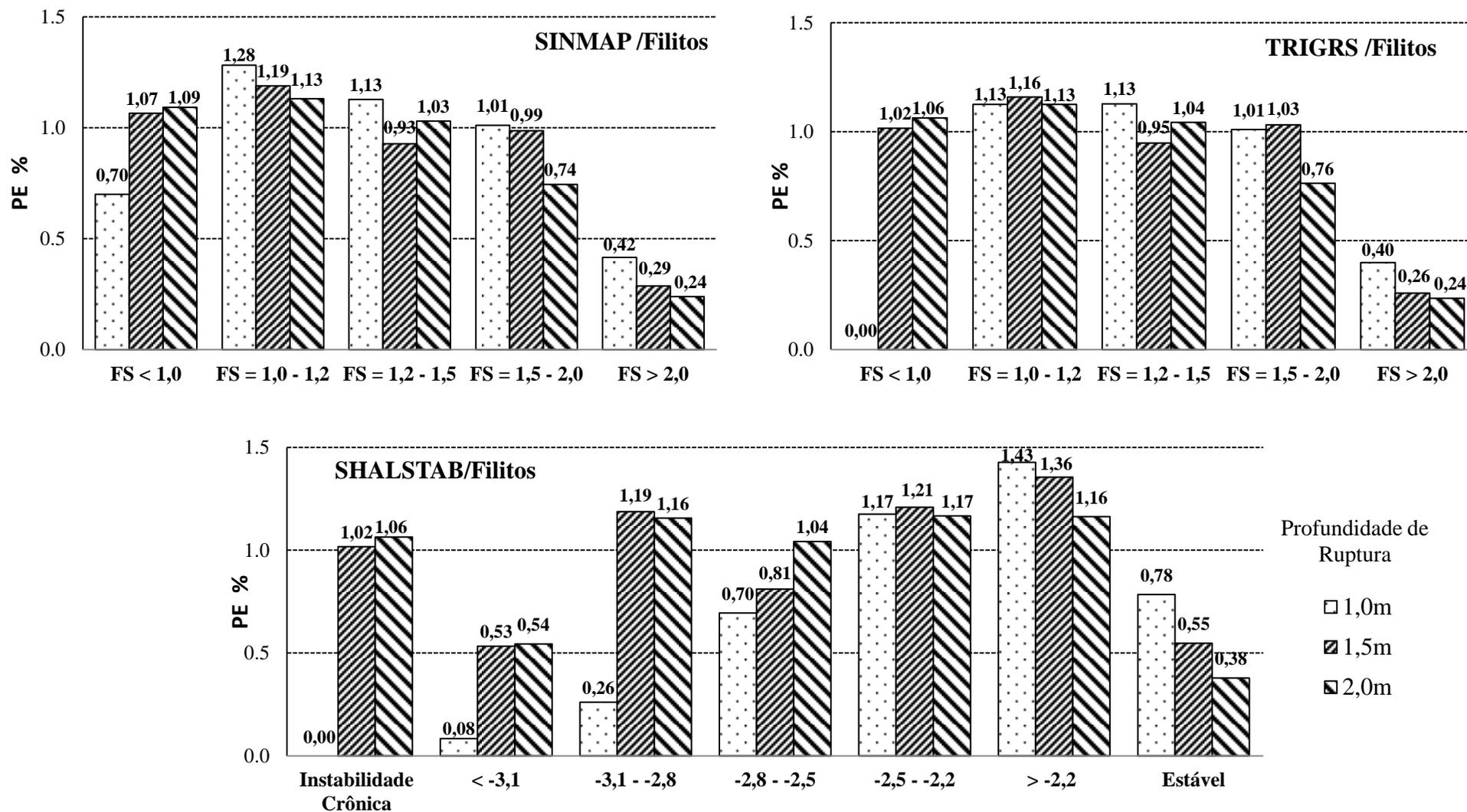
Em seguida estas litologias foram analisadas em termos de CC e PE. As Figuras 55 e 56 evidenciam, respectivamente, os índices CC e PE para o solo residual de filito. Nas Figuras 57 e 58, por sua vez, encontram-se estes mesmos índices para o solo residual de granito.

Figura 55 – Índice CC para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito.



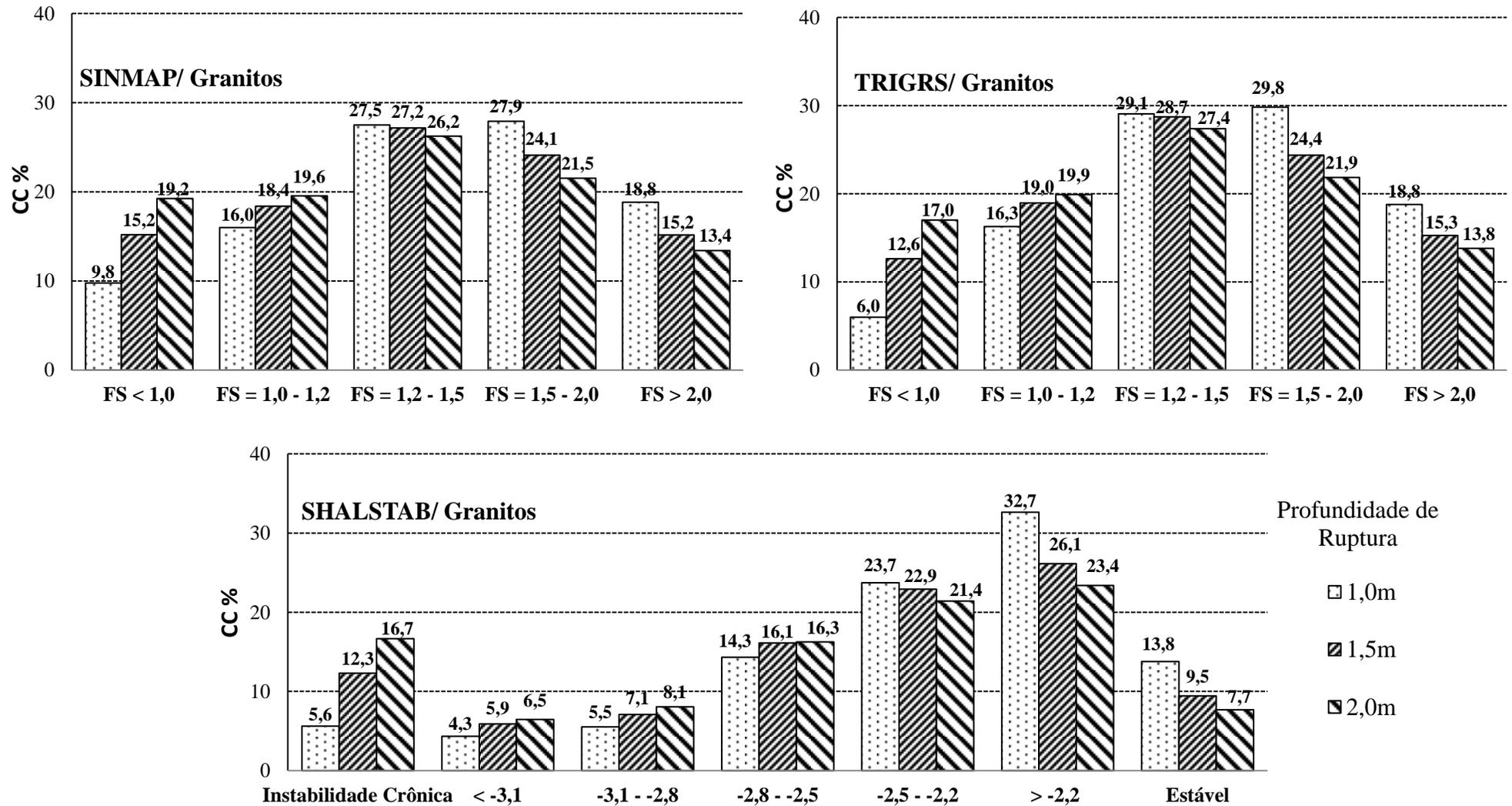
Fonte: Autor.

Figura 56 – Índice PE para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de filito.



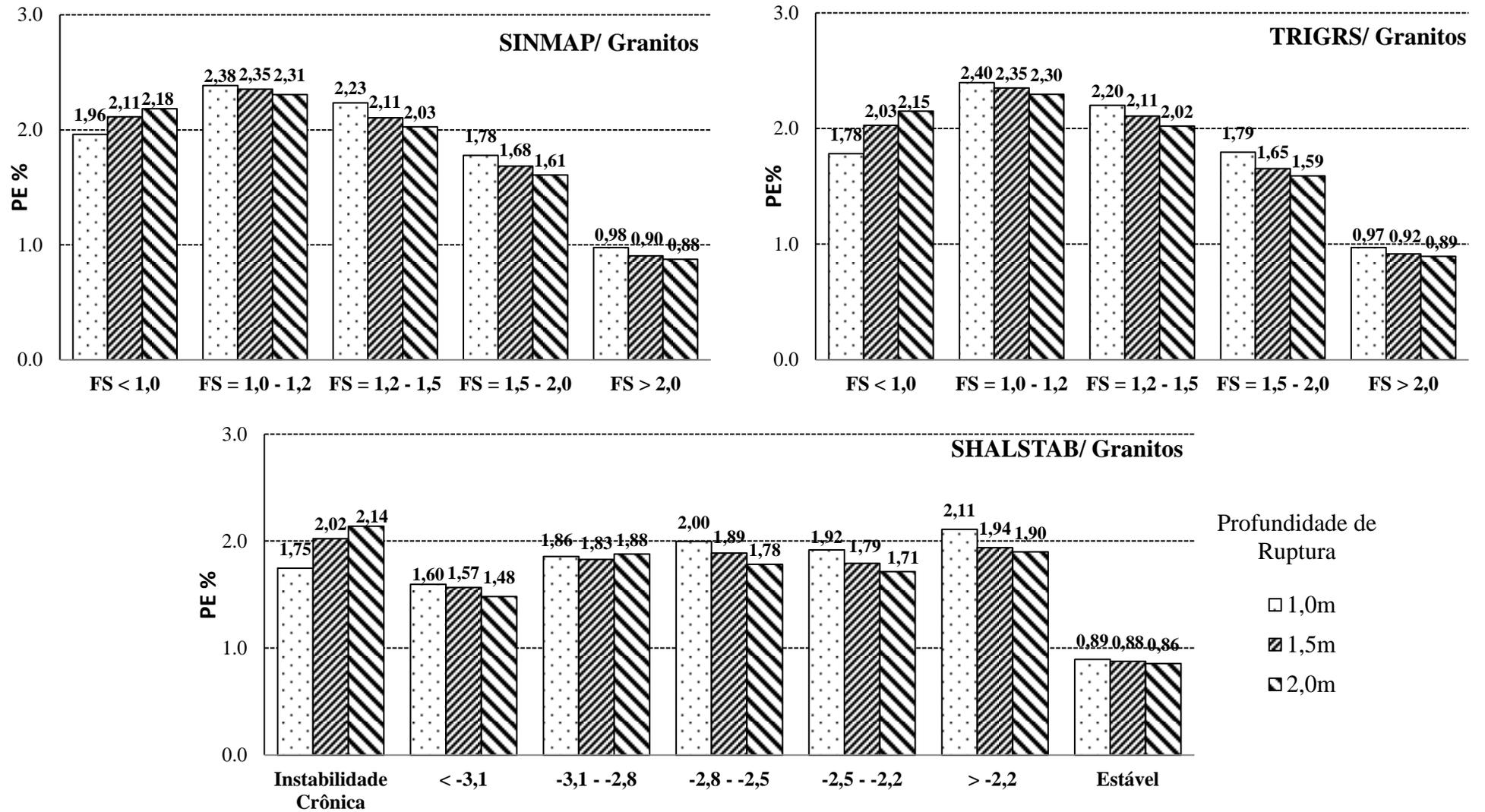
Fonte: Autor.

Figura 57 – Índice CC para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito.



Fonte: Autor.

Figura 58 – Índice PE para os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS sem chuva e sem N.A. no solo residual de granito.



Fonte: Autor.

Destaca-se que a relação diretamente proporcional entre os valores de CC e as áreas percentuais com $FS < 1,0$, observada no método do Talude Infinito, também é verificada nas simulações utilizando os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS. Da mesma forma, os maiores valores de CC para rupturas a 2,0m de profundidade também se repetem.

O método SINMAP apresenta os maiores valores de CC para todas as condições simuladas. Neste método, observa-se que 5,8% das cicatrizes nos filitos se concentram na classe $FS < 1,0$ para rupturas estimadas em 1m, enquanto que na profundidade de 2m mais de 30% das cicatrizes encontram-se nesta classe de FS. Nos granitos, o maior valor percentual de CC é 19,2%, atingido também na profundidade de ruptura de 2m. Diferentemente dos demais métodos, nenhuma simulação utilizando o SINMAP resultou em valores nulos de CC. Em termos de PE, destaca-se que a classe instável ($FS < 1$) demonstra-se ligeiramente maior quando comparado os percentuais obtidos nos demais métodos. Todavia, a classe $FS < 1,0$ não possuiu o maior índice PE nas simulações envolvendo este método, sendo o mesmo encontrado na classe de FS entre 1,0 e 1,2.

O método SHALSTAB apresenta CC e PE ligeiramente inferiores aos demais métodos. Do mesmo modo que o Talude Infinito, observa-se que nenhuma cicatriz foi encontrada na classe de instabilidade crônica na profundidade de 1m nos filitos ($CC = 0,0\%$). Na profundidade de 2m, por sua vez, 26% de todas as cicatrizes encontram-se nesta classe. Destaca-se que nos solos residuais de filito, os maiores PE ocorreram na classe $\log q/T$ acima de -2,2 (1,16 a 1,43%). Nos granitos o maior valor percentual de CC na classe $FS < 1,0$ é de 16,7%, atingido na profundidade de ruptura de 2m. Os maiores PE, por sua vez, ocorreram na classe $\log q/T$ acima de -2,2 para a profundidade de 1m (2,11%) e na classe de Instabilidade Crônica para profundidades de ruptura entre 1,5 e 2,0m (2,02 a 2,14%).

Os resultados obtidos no método TRIGRS são similares ao método do Talude Infinito (ver Figura 52, pg.154). Nos filitos, nenhuma cicatriz encontra-se na classe $FS < 1$ na profundidade de 1,0 m ($CC = 0,0\%$), enquanto que na profundidade de 2,0m cerca de 27% de todas as cicatrizes perfazem esta classe. O maior valor percentual de CC no granito, por sua vez, é de 17%. O potencial de escorregamento também é similar ao método do Talude Infinito e, do mesmo modo que o SINMAP, a maior porcentagem de PE encontra-se na classe de FS entre 1,0 e 1,2.

A Tabela 21 apresenta os índices de acerto (I_A), de erro (I_E) e suas relações (I_A/I_E) obtidos nestas simulações para os filitos, enquanto que a Tabela 22 apresenta os mesmos índices para o solo residual de granito.

Tabela 21 – Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações sem chuva e sem N.A no filito.

SOLO RESIDUAL DE FILITO				
Método	Profundidade de Ruptura	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
TALUDE INFINITO	1,0 m	0,0	1,5	0,0
	1,5 m	15,6	14,1	1,11
	2,0 m	26,6	23,0	1,16
SHALSTAB	1,0 m	0,0	1,1	0,0
	1,5 m	14,9	13,4	1,11
	2,0 m	26,0	22,5	1,16
SINMAP	1,0 m	5,8	7,6	0,76
	1,5 m	22,2	19,1	1,16
	2,0 m	31,4	26,4	1,19
TRIGRS	1,0 m	0,0	1,5	0,0
	1,5 m	15,7	14,2	1,11
	2,0 m	26,8	23,1	1,16

Fonte: Autor.

Tabela 22 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações sem chuva e sem N.A no granito.

SOLO RESIDUAL DE GRANITO				
Método	Profundidade de Ruptura	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
TALUDE INFINITO	1,0 m	6,1	5,6	1,07
	1,5 m	12,7	10,4	1,22
	2,0 m	17,1	13,2	1,29
SHALSTAB	1,0 m	5,6	5,4	1,04
	1,5 m	12,3	10,2	1,21
	2,0 m	16,7	13,1	1,28
SINMAP	1,0 m	9,8	8,4	1,16
	1,5 m	15,2	12,1	1,25
	2,0 m	19,2	14,9	1,29
TRIGRS	1,0 m	6,0	5,7	1,06
	1,5 m	12,6	10,5	1,21
	2,0 m	17,0	13,3	1,28

Fonte: Autor.

De forma geral, os maiores valores das relações I_A/I_E obtidas nas simulações sem a consideração da chuva e na condição não saturada (sem N.A.) ocorrem para a profundidade de ruptura a 2,0m nas duas litologias e nos quatro métodos analisados.

Destaca-se que o solo residual de granito apresenta maiores relações I_A/I_E quando comparado aos filitos em todas as simulações efetuadas. Nos filitos, os valores máximos desta relação podem ser considerados baixos no geral. Neste solo residual, os métodos do Talude Infinito, SHALSTAB e TRIGRS apresentam resultados idênticos, aonde a maior relação I_A/I_E ocorreu na profundidade estimada em 2,0m ($I_A/I_E = 1,16$), enquanto que o SINMAP apresentou resultado ligeiramente superior (1,19). No solo residual de granito, os valores máximos são maiores no geral (próximo a 1,3), sendo ligeiramente inferiores no SHALSTAB e TRIGRS (1,28) e ligeiramente superiores no Talude Infinito e SINMAP (1,29).

Observa-se ainda que o SINMAP apresenta os maiores índices de acerto e de erro em todas as simulações. Ademais, este método resultou em uma relação I_A/I_E abaixo de 1 (0,76) para a espessura do solo estimada em 1,0m no solo residual de filito, enquanto que os demais métodos resultaram em uma relação nula (0,0). Ambos os resultados evidenciam um erro do método muito maior em relação ao seu acerto.

Na comparação geral entre os métodos, observa-se que a limitação identificada nas simulações com o Talude Infinito, o qual apresentou elevados valores de CC para FS superiores a 1,0, também é verificada nos métodos SINMAP e TRIGRS. A fim de exemplificação, observa-se que as rupturas de 2,0m (as quais possuem as melhores relações I_A/I_E) apresentam CC da ordem de 26% a 29% para áreas com FS de 1,2 a 1,5 (de 20% a 50% acima da condição de ruptura, ver Figura 55 e Figura 57). Para o solo residual do granito, os valores de CC variam de 13% a 14% para áreas com FS > 2,0 (mais de 100% acima da condição de ruptura) em ambos os métodos.

No caso do SHALSTAB, que não retorna especificamente valores de FS, mas sim de $\log q/T$, também se observam elevados valores de CC para áreas que apresentam $\log q/T$ crescente, ou seja, áreas que necessitam de maiores alturas de N.A para se instabilizar (representativas de FS mais elevados) e até em áreas consideradas estáveis (não se instabilizam mesmo quando totalmente saturadas). Para rupturas a 2,0m de profundidade observa-se CC em torno de 8% para áreas consideradas estáveis por este método. Além disso,

para rupturas de 1,0m no filito observa-se um CC muito elevado (aproximadamente 50%) em áreas classificadas como estáveis (ver Figura 55, pg.164).

De maneira geral, os resultados obtidos nas simulações sem a chuva e na condição não saturada podem ser considerados muito semelhantes e relativamente pobres em relação à identificação das áreas mais suscetíveis nos métodos analisados. No caso destas simulações, as pequenas diferenças obtidas entre os métodos deve-se, provavelmente, a forma como eles calculam a declividade, o que resultará em valores um pouco diferentes em cada célula, refletindo diretamente no cálculo do FS. Destaca-se que o SHALSTAB e o SINMAP possuem seus próprios métodos de cálculo de área de contribuição, e consequentemente de declividade (Quinn et al, 1991 e D_{∞} , respectivamente), enquanto que o método do Talude Infinito e o TRIGRS utilizaram mapas de área de contribuição e declividade produzidos pelo método D8.

O método exclusivo de cálculo de declividade pode explicar os índices de acerto e erro ligeiramente menores no SHALSTAB (redução de aproximadamente 0,4% no I_A e 0,2% no I_E) em relação aos demais métodos. Em termos de utilização, o SHALSTAB apresenta como principal vantagem a determinação de áreas incondicionalmente estáveis, ou seja, áreas nas quais os escorregamentos não se propagarão, independentemente da formação ou elevação de um nível d'água. Todavia, estas áreas podem ser determinadas por meio da aplicação de uma das variações do método do Talude Infinito, em função de h/z (Equação 9, pg.68). Por meio desta equação, locais com razão h/z maior que 1,0 são considerados estáveis, pois necessitariam de uma altura de coluna d'água maior que a espessura do solo para que os escorregamentos pudessem ocorrer. Do mesmo modo, locais com uma relação h/z menores ou iguais a 0 serão considerados incondicionalmente instáveis, uma vez que não necessitam da formação de uma coluna d'água para a deflagração dos escorregamentos.

Em contrapartida, devido a sua classificação em termos de \log de q/T , não se pode correlacionar diretamente os resultados obtidos com o SHALSTAB com os demais métodos, cujos resultados são gerados em termos de FS. A única correlação possível, conforme evidenciado pela pesquisa, é a da classe de instabilidade crônica com as classes de FS abaixo de 1, desde que não se considere a chuva nas demais simulações.

O SINMAP foi o método que apresentou as melhores relações I_A/I_E em ambos os solos residuais estudados, com destaque para as profundidades de 1,0 e 1,5m. A utilização do modelo D_{∞} pode ser responsável por esta condição, uma vez que o mesmo gerou

declividades ligeiramente superiores quando comparadas aos demais métodos empregados, aumentando, por sua vez, o percentual de áreas com $FS < 1$. Em relação à utilização dos parâmetros de entrada, deve ser destacado que a profundidade de ruptura não é utilizada diretamente neste método. Esta se faz presente nos cálculos de coesão adimensional (C) e transmissividade do solo (T).

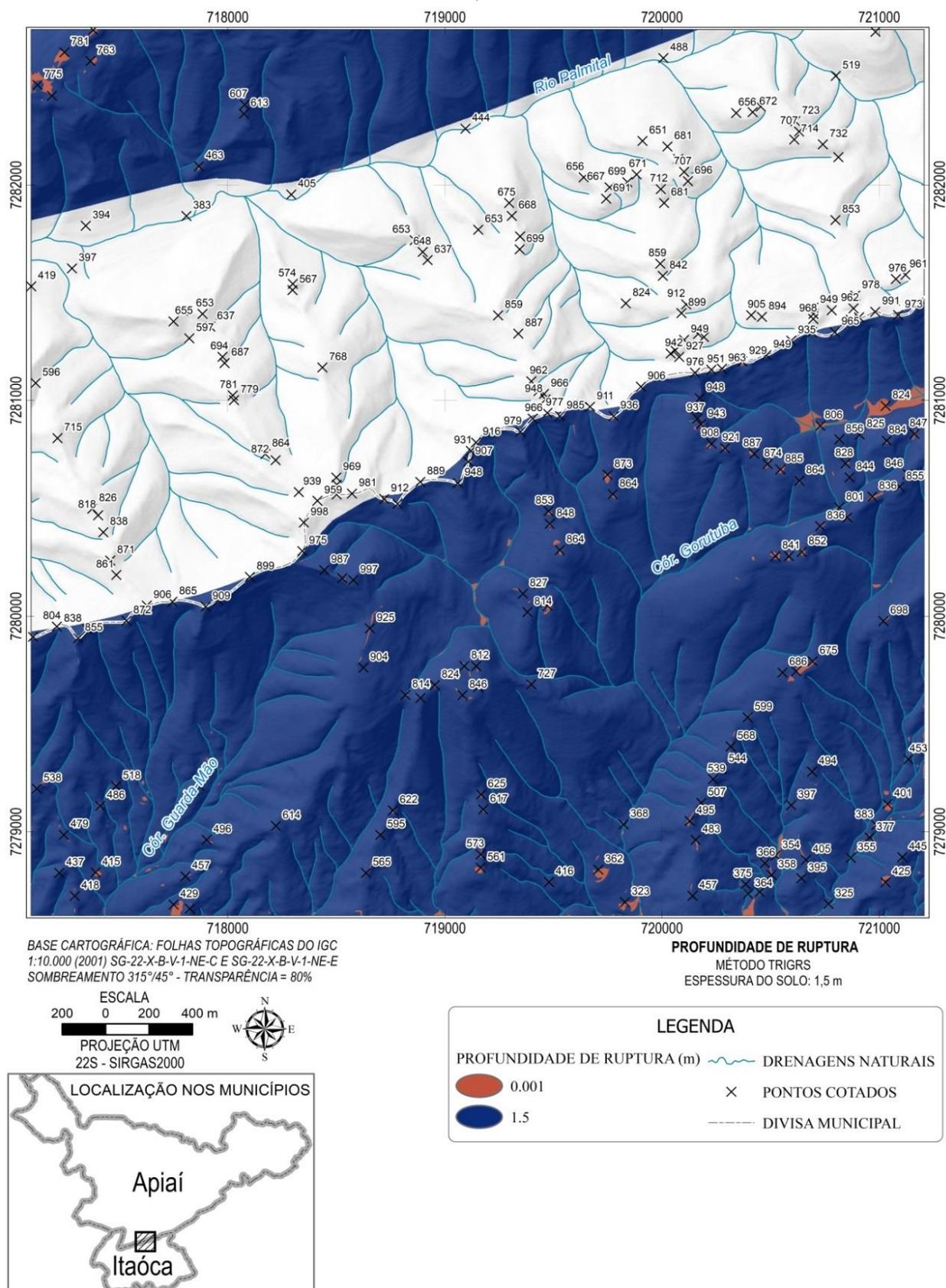
Ressalta-se ainda a similaridade dos métodos do Talude Infinito e do TRIGRS, os quais apresentam, em média, variações de apenas 0,1% no I_A e I_E nos solos residuais analisados. Sobre o método do Talude Infinito, destaca-se que a limitação observada por Craig (2016) não foi verificada no presente trabalho (ver Tabela 1, pg.66). Isto pode ser justificado devido a adoção de menores valores de c' e de maiores espessuras do solo nesta pesquisa em relação à supracitada autora.

Em resumo, os resultados das simulações sem considerar a chuva e na condição não saturada (sem N.A) apontam que, provavelmente, os parâmetros de resistência utilizados nos solos residuais de filito e granito são maiores do que os realmente ocorrem na área estudada. Outra hipótese a ser considerada seria que no evento de deslizamentos estudado predominaram rupturas com profundidades entre 1,5 e 2,0m. Todavia, os levantamentos de campo não corroboram com esta premissa, uma vez que indicam cicatrizes de escorregamento com profundidades predominantes de 1,0 a 1,5m no solo residual dos granitos.

As incoerências relacionadas às profundidades de ruptura dos deslizamentos observadas nos resultados das simulações nos quatro métodos e o descrito em trabalhos anteriores na Serra do Mar, incluindo os dados obtidos nas levantamentos de campo realizados no presente estudo, apontam para a limitação de se considerar uma profundidade única de superfície de ruptura em cada simulação realizada.

Neste aspecto o método TRIGRS é o que apresenta a maior vantagem, pois permite a pesquisa da profundidade de ruptura mais crítica em cada situação analisada. Esta abordagem é interessante, uma vez que se considera os efeitos da sucção do solo, por meio do cálculo de cargas de pressão negativas (Ψ) em todo o perfil, elevando os fatores de segurança (FS) nestas espessuras. A fim de se investigar essa condição, elaborou-se um produto cartográfico ilustrando as espessuras do solo onde o FS mínimo é encontrado, em cada célula analisada, considerando os incrementos verticais (nzs) pré-estabelecidos. Este produto é apresentado na Figura 59 considerando uma espessura de solo de 1,5 m.

Figura 59 – Mapa com as profundidades de ruptura obtidas pelo método TRIGRS (simulação sem chuva e sem N.A.).



Fonte: Autor.

A Figura 59 demonstra que os menores FS são encontrados na profundidade de 1,5m e, eventualmente, a 0,001m. Destaca-se que 0,001m corresponde à profundidade mínima de pesquisa, onde, segundo as recomendações do programa, esta deve ser necessariamente próxima a 0. Desta forma, o mapa evidencia que a profundidade referente à espessura total do solo é definitivamente a mais propícia à deflagração dos escorregamentos, muito em função de um FS reduzido devido à influência da componente vertical peso (W) destas camadas.

De modo a compreender a resposta do método em relação à FS mais baixos em espessuras de 0,001m, fez-se uso dos arquivos de texto produzidos pelo TRIGRS. Estes arquivos correspondem a listas com os fatores de segurança e as cargas de pressão hidráulica (Ψ) encontrados nas profundidades de pesquisa, em cada célula, no início e no fim do evento analisado. Desta forma, duas células foram selecionadas e investigadas em detalhe, conforme a Tabela 23 e a Tabela 24.

Tabela 23 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS. Observar que devido à baixa inclinação, FS iguais a 10 são encontrados em todo o perfil.

Célula nº 35			Inclinação: 3,8°		
t = 0 s			t = 86400 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	-1,48	10	0,001	-1,43	10
0,10	-1,38	10	0,10	-1,38	10
0,20	-1,28	10	0,20	-1,28	10
0,30	-1,18	10	0,30	-1,18	10
0,40	-1,08	10	0,40	-1,08	10
0,50	-0,98	10	0,50	-0,98	10
0,60	-0,89	10	0,60	-0,89	10
0,70	-0,79	10	0,70	-0,79	10
0,80	-0,69	10	0,80	-0,69	10
0,90	-0,59	10	0,90	-0,59	10
1,00	-0,49	10	1,00	-0,49	10
1,10	-0,39	10	1,10	-0,39	10
1,20	-0,30	10	1,20	-0,30	10
1,30	-0,20	10	1,30	-0,20	10
1,40	-0,10	10	1,40	-0,10	10
1,50	0,00	10	1,50	0,00	10

Fonte: Autor.

Tabela 24 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS. Observar que os menores valores de FS são encontrados na profundidade mais elevada (1,5 m).

Célula nº 397829			Inclinação: 34,6°		
t = 0 s			t = 86400 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	-1,00	10	0,001	-0,94	10
0,10	-0,93	10	0,10	-0,93	10
0,20	-0,87	7,12	0,20	-0,87	7,12
0,30	-0,80	4,88	0,30	-0,80	4,88
0,40	-0,73	3,76	0,40	-0,73	3,76
0,50	-0,67	3,08	0,50	-0,67	3,08
0,60	-0,60	2,63	0,60	-0,60	2,63
0,70	-0,53	2,31	0,70	-0,53	2,31
0,80	-0,47	2,07	0,80	-0,47	2,07
0,90	-0,40	1,88	0,90	-0,40	1,88
1,00	-0,33	1,73	1,00	-0,33	1,73
1,10	-0,27	1,61	1,10	-0,27	1,61
1,20	-0,20	1,51	1,20	-0,20	1,51
1,30	-0,13	1,42	1,30	-0,13	1,42
1,40	-0,07	1,35	1,40	-0,07	1,35
1,50	0,00	1,28	1,50	0,00	1,28

Fonte: Autor.

Por meio das tabelas acima, observa-se que profundidades críticas de 0,001m ocorrem unicamente em locais onde não há a probabilidade de ruptura, devido a altos fatores de segurança relacionados a declividades muito baixas. Desta forma, uma vez que todo o perfil possui FS igual a 10, o modelo define automaticamente a profundidade crítica como a menor profundidade encontrada. Já em locais com inclinações mais altas, conforme esperado, os FS mais baixos serão encontrados na base desta camada.

Observa-se que embora o Talude Infinito e o TRIGRS tenham resultados bastante similares nas análises efetuadas, o único local onde estes métodos possuirão FS idênticos será justamente na base da camada de solo. Isto ocorre devido à necessidade de imposição do nível d'água abaixo da camada de solo no método TRIGRS, constituindo uma das limitações do método. Devido à posição do N.A. não ocorrerão forças de sucção nesta profundidade (carga de pressão igual a 0), igualando a fórmula matemática empregada no Talude Infinito.

Ainda que o SINMAP tenha apresentado as melhores resultados, especialmente para espessuras de 1,0m e 1,5m, observa-se que os métodos utilizados possuem relações I_A/I_E muito similares. Desta forma, uma vez que são comparados métodos distintos quanto à necessidade de parâmetros de entrada, observou-se que a análise utilizando o Talude Infinito, o qual representa o método mais simples estudado, pode ser aplicada sem muita distinção

entre os demais, desde que para tal, não se considere a intensidade pluviométrica e a ruptura ocorra em uma condição não saturada.

6.5.1.2 Sem Chuva e Com Nível D'água

Nestas simulações foram consideradas as mesmas profundidades de ruptura e parâmetros de resistência dos solos residuais de filito e granito utilizados nas simulações na condição não saturada. Adotou-se uma altura de nível d'água correspondente a 20% acima das profundidades de rupturas investigadas. No Talude Infinito, as condições da análise foram definidas conforme Tabela 25. No TRIGRS, os parâmetros de entrada são os mesmos presentes na Tabela 15 (pg.157). As condições de contorno, por sua vez, estão presentes na Tabela 26.

Tabela 25 - Parâmetros de entrada do método do Talude Infinito para simulações sem chuva e com N.A.

Solo Residual	γ (kN/m ³)	c' (kPa)	ϕ' (°)	z (m)	h (m)	q^* (mm/d)
Filito	19,3	5	32	1,0; 1,5 e 2,0	0,2; 0,3 e 0,4	0
Granito	14,9	2,1	36,7	1,0; 1,5 e 2,0	0,2; 0,3 e 0,4	0

Fonte: Autor.

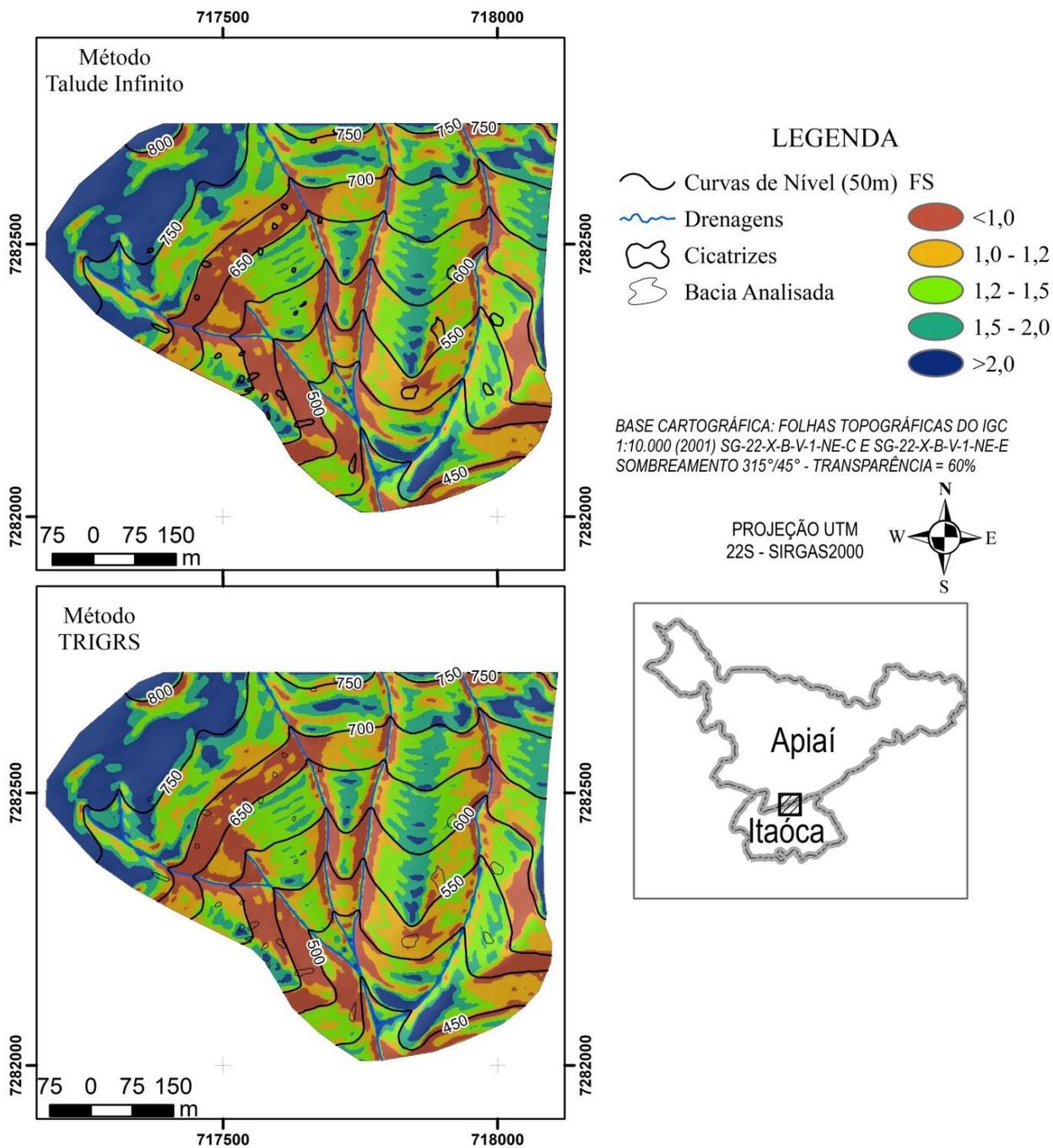
Tabela 26 – Condições de contorno utilizadas no método TRIGRS para simulações sem chuva e com N.A.

Solo Residual	z^* (m)	N.A (m)	q (m/s)	t_x	n_zs	m_{max}	n_{per}	Capt 1 (s)	Capt 2 (s)
Filito	1,0	0,8	$2,8e^{-17}$	2	10	-100	1	0	86400
	1,5	1,2	$4,2e^{-17}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	1,6	$5,7e^{-17}$	2	20	-100	1	0	86400
Granito	1,0	0,8	$8,3e^{-16}$	2	10	-100	1	0	86400
	1,5	1,2	$1,2e^{-15}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	1,6	$1,6e^{-15}$	2	20	-100	1	0	86400

Fonte: Autor.

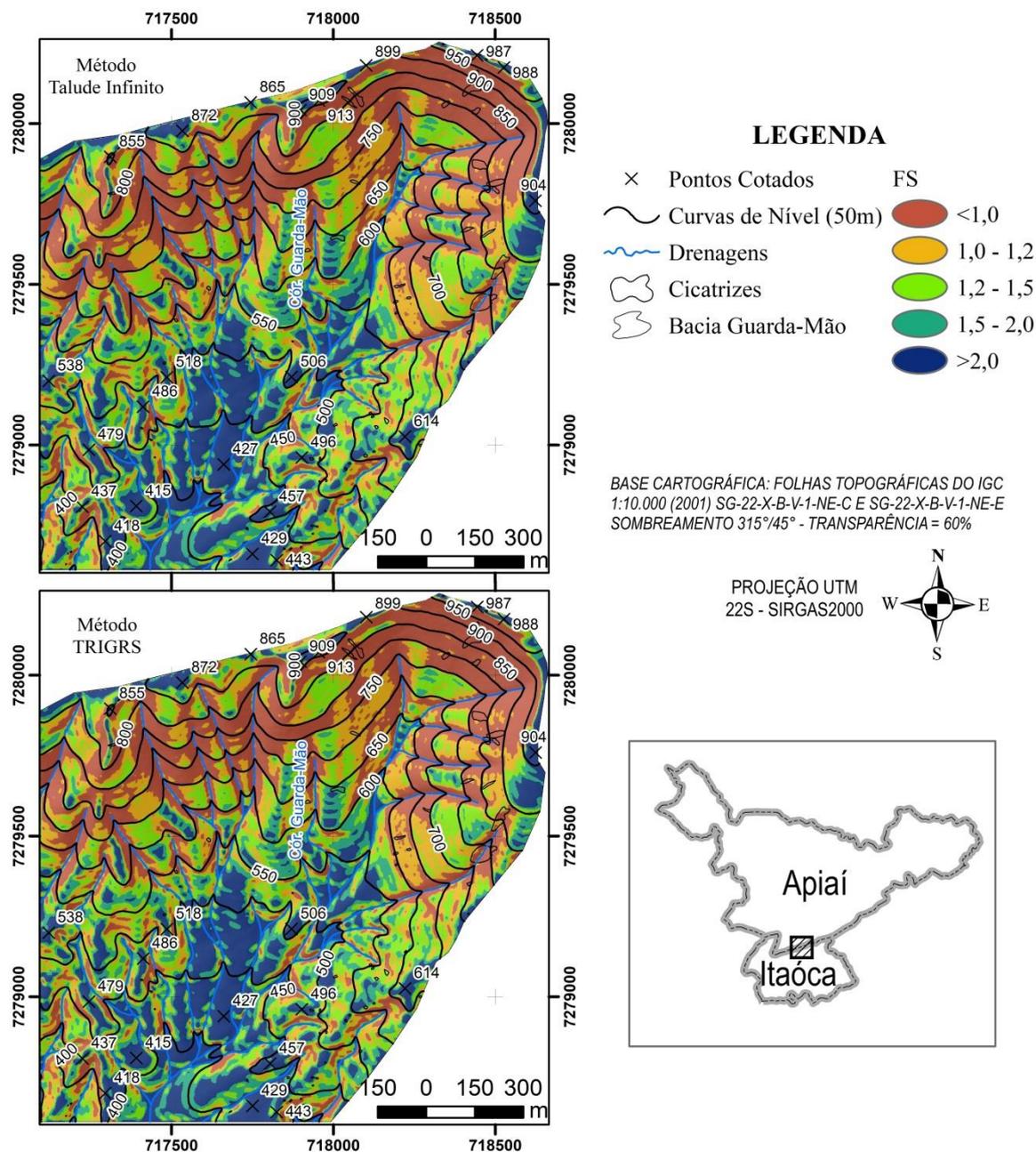
As Figuras 60 e 61 ilustram o resultado cartográfico obtido com as simulações sem considerar a chuva na condição saturada (com N.A.), para a profundidade de 1,5m nos solos residuais maduros de filito e granito, respectivamente.

Figura 60 - Mapa de suscetibilidade obtido pelos métodos do Talude Infinito e TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m no filito. Considerou-se a formação de um N.A 20% acima da espessura da camada de solo residual.



Fonte: Autor.

Figura 61 - Mapa de suscetibilidade obtido pelos métodos do Talude Infinito e TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m no granito. Considerou-se a formação de um N.A 20% acima da espessura da camada de solo residual.



Fonte: Autor.

A comparação visual evidencia que os mapas de suscetibilidade obtidos são similares em ambos os métodos. Ademais, as classes de FS <math>< 1,0</math> concentram-se, majoritariamente, nas áreas de talvegue. Em seguida, deu-se continuidade as análises destas simulações, comparando-as em termos de área percentual das classes de FS obtidas. Os resultados encontram-se nas Tabelas 27 e 28 para o solo residual de filito e granito, respectivamente.

Tabela 27 - Áreas percentuais das classes de FS nas simulações sem chuva e com N.A no solo residual de filito.

ÁREA PERCENTUAL (%) - FILITOS						
Método	Profundidade	FATOR DE SEGURANÇA (FS)				
		< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
Talude Infinito	1,0 m	4,1	20,3	31,9	26,9	16,8
	1,5 m	21,6	23,2	26,7	16,9	11,6
	2,0 m	31,9	23,5	22,1	12,7	9,8
TRIGRS	1,0 m	4,0	20,2	32,0	27,0	16,8
	1,5 m	21,5	23,1	26,8	16,9	11,6
	2,0 m	31,8	23,4	22,3	12,7	9,9

Fonte: Autor.

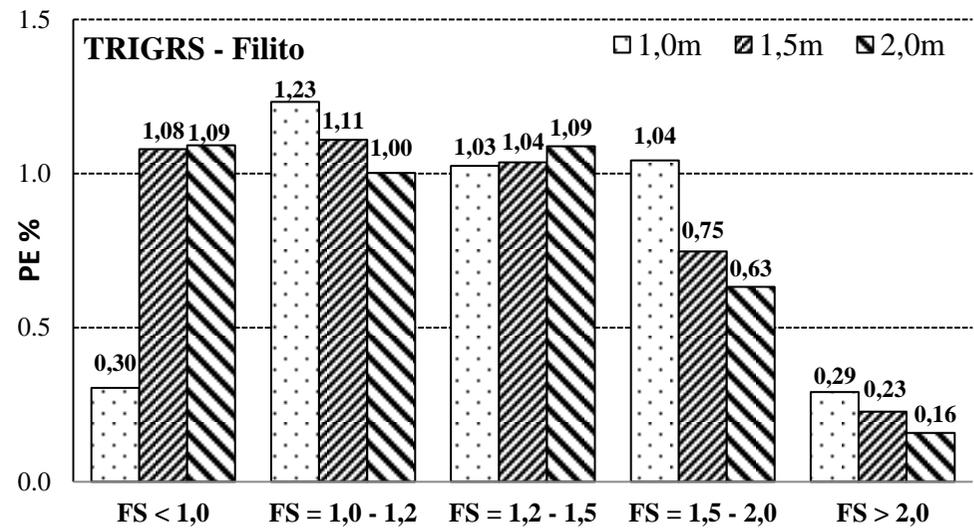
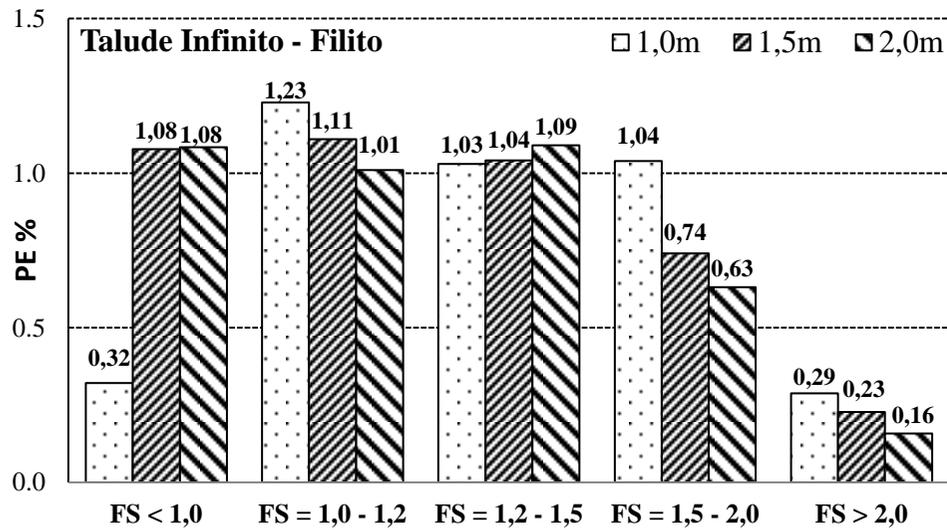
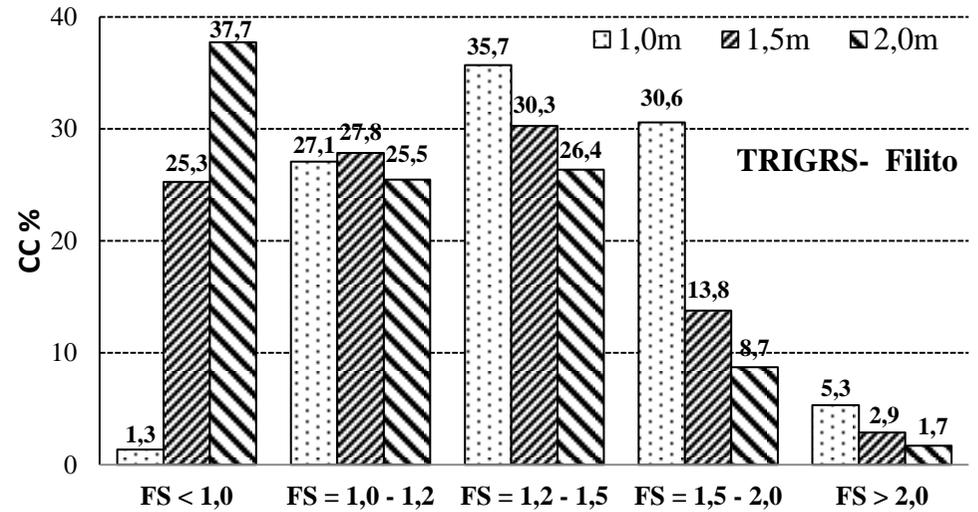
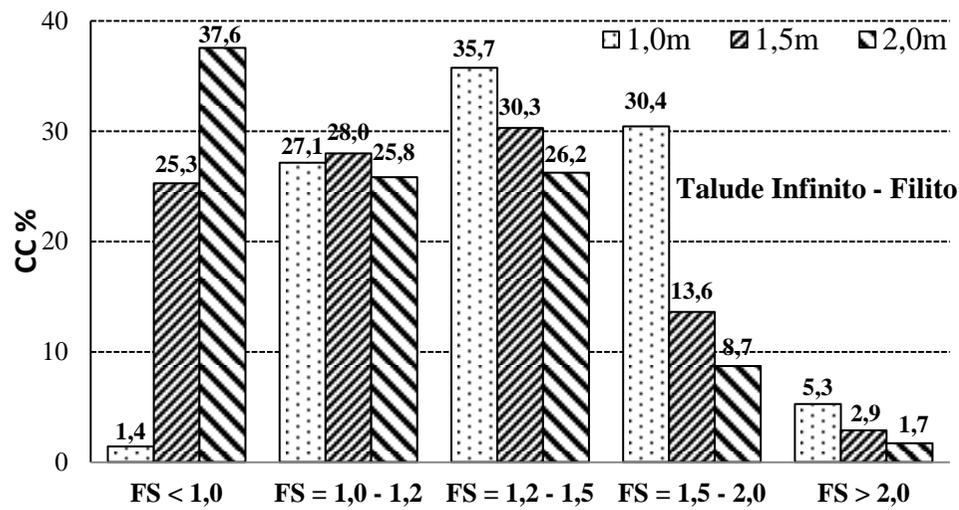
Tabela 28 – Áreas percentuais das classes de FS nas simulações sem chuva e com N.A no solo residual de granito.

ÁREA PERCENTUAL (%) - GRANITOS						
Método	Profundidade	FATOR DE SEGURANÇA (FS)				
		< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
Talude Infinito	1,0 m	11,3	15,7	24,4	23,6	24,9
	1,5 m	18,4	17,4	23,0	20,0	21,2
	2,0 m	22,5	18,0	21,8	18,3	19,5
TRIGRS	1,0 m	11,2	15,6	24,5	23,7	25,0
	1,5 m	18,3	17,3	23,1	20,1	21,2
	2,0 m	22,4	17,9	21,9	18,3	19,5

Fonte: Autor.

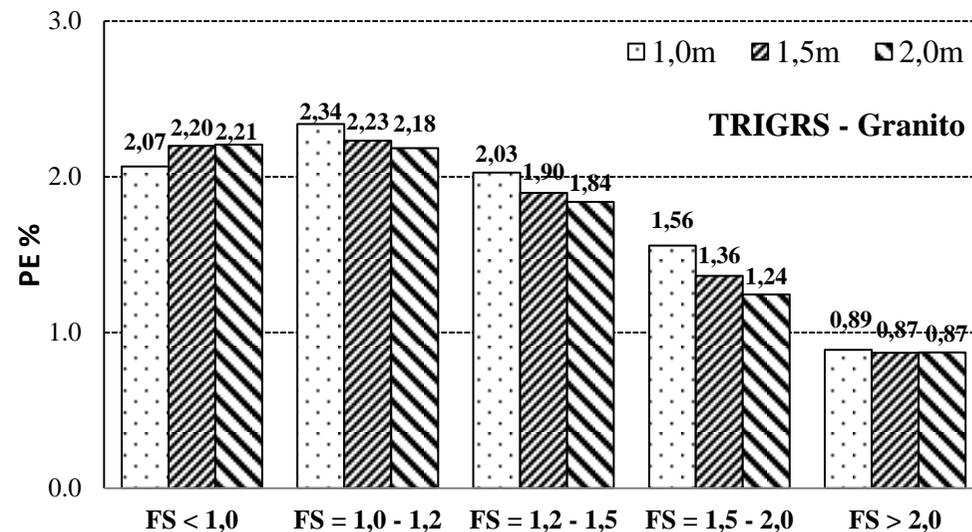
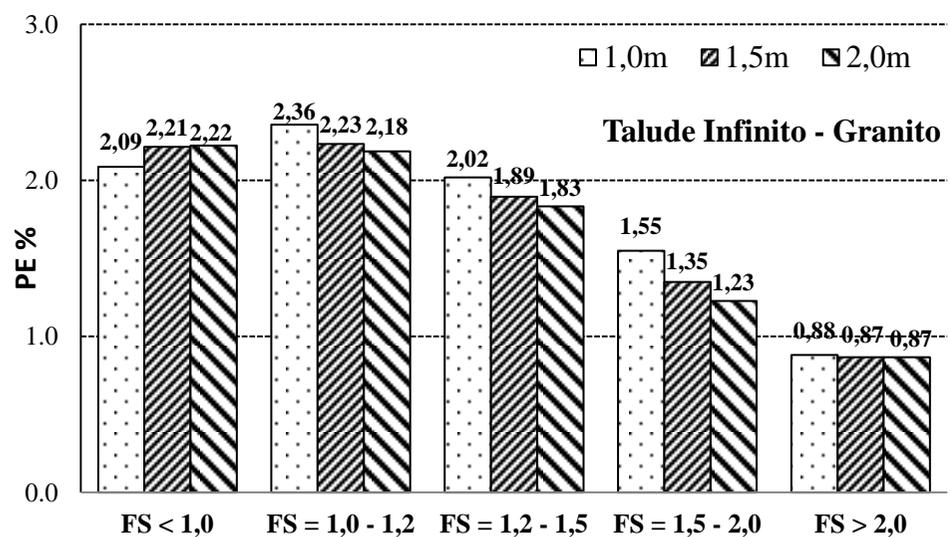
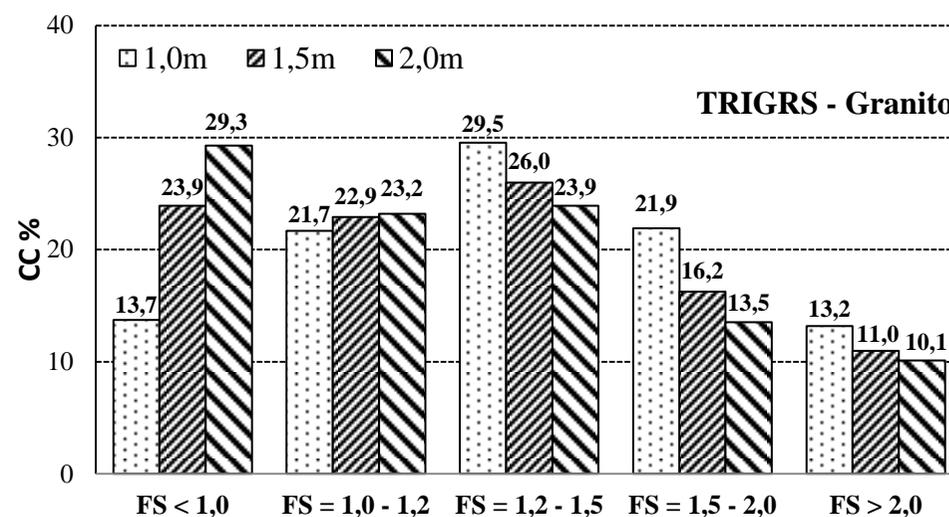
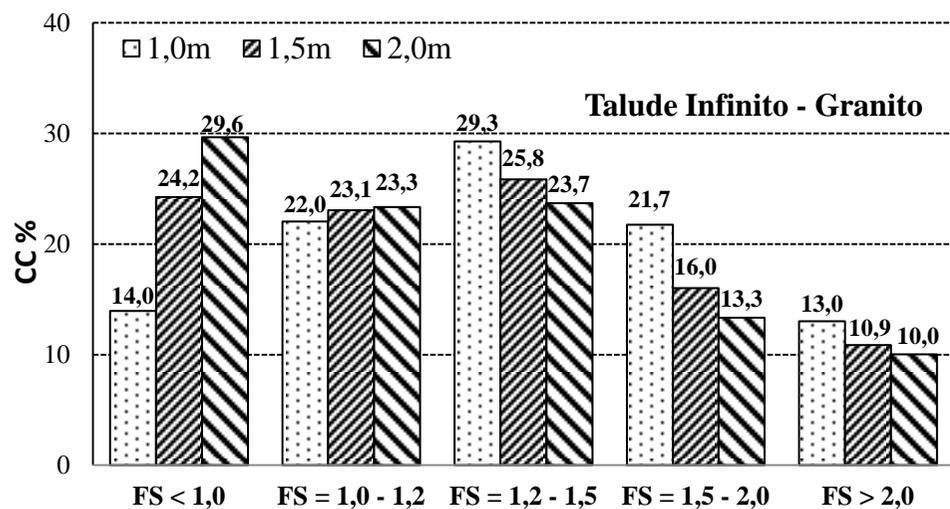
Assim como nas análises sem a formação de um N.A, observam-se valores semelhantes entre os dois métodos, ocorrendo, de maneira geral, redução de apenas 0,1% entre o método do Talude Infinito e o TRIGRS na classe instável ($FS < 1$) em ambos os solos residuais. Comparando os resultados das tabelas acima com os obtidos nas simulações anteriores (Tabelas 17 e 19, pg.161), observa-se que as áreas com $FS < 1,0$ aumentaram para todas as profundidades na simulação com a condição saturada, chegando a dobrar para rupturas a 1,0m de profundidade. Este resultado era esperado uma vez que a presença de um N.A tende a reduzir os valores de FS. Em seguida, estas simulações foram comparadas em termos de CC e PE. A Figura 62 apresenta os índices CC e PE pra o solo residual de filito, enquanto que a Figura 63 apresenta os mesmos índices para o solo residual de granito.

Figura 62 – Índices de CC e PE para o solo residual de filito nas simulações sem chuva e com N.A.



Fonte: Autor.

Figura 63 – Índices de CC e PE para o solo residual de granito nas simulações sem chuva e com N.A.



Fonte: Autor.

Destaca-se que os resultados entre os dois métodos são bastante similares. No índice CC observa-se uma variação máxima de 0,3% entre o Talude Infinito e o TRIGRS em análises no solo residual de granito. Nestas análises, o mais alto CC foi atingido na espessura de solo de 2,0m considerando o método do Talude Infinito (29,6%). A variação de PE, por sua vez, corresponde a no máximo 0,02%, onde o melhor índice foi novamente encontrado no método do Talude Infinito (2,22). No solo residual de filito, o TRIGRS apresenta o melhor resultado, com um índice CC de 37,7% e um índice PE de 1,09%.

No que tange a comparação entre as simulações com e sem N.A., de modo geral, observa-se que tanto o índice CC quanto PE apresentaram melhoras em relação às análises na condição não saturada. A fim de exemplificação, considerando o método TRIGRS no solo residual de granito, observa-se que o índice CC cresce de 12,6% na espessura estimada em 1,5m para 23,9% em uma condição considerando a formação de um nível d'água. O PE, por sua vez, vai de 2,03 em um cenário sem a formação de um N.A para 2,20.

Ainda que maiores percentuais de PE tenham sido atingidos, destaca-se que os valores mais elevados ainda são observados na classe FS entre 1,0 e 1,2, considerando análises com espessura do solo de 1,0 e 1,5m em ambas as litologias. Da mesma forma que nas simulações em uma condição não saturada, os maiores valores de CC para FS < 1,0 também ocorreram na profundidade de 2,0m. Ademais, apesar desse aumento dos índices de CC nas áreas com FS < 1,0 nas simulações com N.A., os valores destes índices continuaram elevados e semelhantes aos obtidos na condição não saturada para áreas com FS > 1,0.

Em seguida, efetuou-se a análise comparativa destas simulações em termos de I_A e I_E , para os solos residuais de filito e de granito (Tabelas 29 e 30, respectivamente).

Tabela 29 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações sem chuva e com N.A no filito.

SOLO RESIDUAL DE FILITO				
Método	Profundidade de Ruptura	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
TALUDE INFINITO	1,0 m	1,4	4,1	0,35
	1,5 m	25,3	21,5	1,18
	2,0 m	37,6	31,8	1,18
TRIGRS	1,0 m	1,3	4,1	0,33
	1,5 m	25,3	21,5	1,18
	2,0 m	37,7	31,8	1,19

Fonte: Autor.

Tabela 30 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações sem chuva e com N.A no granito.

SOLO RESIDUAL DE GRANITO				
Método	Profundidade de Ruptura	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
TALUDE INFINITO	1,0 m	14,0	11,2	1,24
	1,5 m	24,2	18,3	1,32
	2,0 m	29,6	22,4	1,33
TRIGRS	1,0 m	13,7	11,1	1,23
	1,5 m	23,9	18,2	1,31
	2,0 m	29,3	22,2	1,32

Fonte: Autor.

Com relação aos índices de acerto (I_A), erro (I_E) e as relações I_A/I_E observa-se que os dois métodos apresentaram resultados praticamente iguais nas simulações sem precipitação e na condição saturada (com N.A.). O método TRIGRS em relação ao Talude Infinito apresentou redução de 0,01 nas relações I_A/I_E para as três profundidades de ruptura na unidade de solo residual de granito. Assim como na condição sem a presença de um N.A., a similaridade dos métodos Talude Infinito e TRIGRS se deve à anulação do modelo hidrológico do método TRIGRS, pela aplicação de uma intensidade pluviométrica muito reduzida, assim como a utilização de um mapa de declividade produzido pelo mesmo método (método D8).

Comparando estes resultados com os obtidos nas simulações na condição não saturada, observa-se um aumento nos índices de acerto (I_A) e nas relações I_A/I_E em todas as simulações na condição saturada em relação a não saturada. Este aumento é mais significativo para os solos residuais de granito e profundidades de ruptura de 1,0m. Também se observa que as melhores relações I_A/I_E passam a ser muito próximos para as profundidades de 1,5 e 2,0m em ambos os solos residuais analisados. Na profundidade de 1,0m no solo residual de filito observa-se que as relações I_A/I_E deixam de ser nulas em ambos os métodos na condição saturada, todavia estas continuam inferiores a 1.

Assim como na análise na condição não saturada, a célula analisada na Tabela 24 (pg.175) foi isolada, objetivando uma investigação em detalhe dos efeitos causados pela presença de um nível d'água na profundidade de 1,2 m no método TRIGRS. Esta célula encontra-se na Tabela 31.

Tabela 31 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para 1,5m, considerando um N.A a 1,2 m de profundidade.

Célula nº 397829			Inclinação: 34,6°		
t = 0 s			t = 86400 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	-0,80	10,0	0,001	-0,74	10
0,10	-0,73	10,0	0,10	-0,73	10
0,20	-0,67	6,07	0,20	-0,67	6,07
0,30	-0,60	4,18	0,30	-0,60	4,18
0,40	-0,53	3,23	0,40	-0,53	3,23
0,50	-0,47	2,66	0,50	-0,47	2,66
0,60	-0,40	2,28	0,60	-0,40	2,28
0,70	-0,33	2,01	0,70	-0,33	2,01
0,80	-0,27	1,81	0,80	-0,27	1,81
0,90	-0,20	1,65	0,90	-0,20	1,65
1,00	-0,13	1,52	1,00	-0,13	1,52
1,10	-0,07	1,42	1,10	-0,07	1,42
1,20	0,00	1,33	1,20	0,00	1,33
1,30	0,07	1,26	1,30	0,07	1,26
1,40	0,13	1,20	1,40	0,13	1,20
1,50	0,20	1,14	1,50	0,20	1,14

Fonte: Autor.

Observa-se a presença de cargas de pressão positivas no perfil a partir da profundidade do nível d'água. Acima do mesmo, cargas negativas são responsáveis por elevar, ainda que de maneira muito reduzida, os fatores de segurança do local. Conforme esperado, a tabela acima demonstra que os mais baixos FS são encontrados na base desta camada.

Finalmente, pode-se concluir que a inclusão de um nível d'água nas simulações não resulta em um ganho significativo de acuidade nas previsões das áreas mais suscetíveis aos deslizamentos rasos de solo, em especial na unidade de filito. Estas afirmações se baseiam não apenas nas relações I_A/I_E , as quais tiveram um acréscimo relativamente interessante no solo residual de granito em profundidades de 1,0 e 1,5m, mas também nos elevados índices de CC em classes com $FS > 1,0$ em todas as profundidades e solos residuais analisados (ver Figuras 62 e 63). Estes resultados possivelmente confirmam trabalhos anteriores na Serra do Mar, os quais apontam a deflagração dos deslizamentos rasos de solo principalmente na condição não saturada.

6.5.2 Considerando a Precipitação

6.5.2.1 Média de chuva diária calculada pela interpolação dos dados pluviométricos

Neste cenário, foram utilizadas as mesmas profundidades de superfície de ruptura e parâmetros geomecânicos e hidrológicos dos solos residuais das simulações anteriores. Consideraram-se as precipitações médias diárias para estas unidades litológicas, obtidas da interpolação dos valores de precipitação acumulados no período de 10 a 13/01/2014 (Tabela 32).

Tabela 32 – Precipitação acumulada e média diária, para os filitos e granitos.

Solo Residual	Chuva Acumulada 10/01 – 13/01	Média Diária
Granito	66,6 mm	16,7 mm
Filito	93,4 mm	23,4 mm

Fonte: Autor.

Destaca-se que o método do Talude Infinito não foi utilizado uma vez que não permite a consideração de valores de precipitação nas modelagens. No método SINMAP, por sua vez, os valores de precipitação diária obtidos foram utilizados na definição dos parâmetros de entrada, conforme Tabela 33. Observa-se que os valores da razão T/R (T/q) decaíram bastante em relação às simulações anteriores devido à incorporação da chuva na modelagem.

Tabela 33 - Parâmetros utilizados no método SINMAP. De modo a anular a abordagem probabilística do método, foram adotados valores únicos para os parâmetros C , ϕ' e T/R (T/q).

Solo Residual	z	γ (kN/m ³)	C	ϕ' (°)	q (m/d)	T (m ² /d)	Log (q/T)	T/R (m)
	1,0 m	19,3	0,31	32	$2,34e^{-2}$	0,019	0,08	0,83
Filito	1,5 m	19,3	0,20	32	$2,34e^{-2}$	0,029	-0,09	1,24
	2,0 m	19,3	0,15	32	$2,34e^{-2}$	0,039	-0,22	1,65
	1,0 m	14,9	0,16	36,7	$1,67e^{-2}$	0,569	-1,53	34,15
Granito	1,5 m	14,9	0,11	36,7	$1,67e^{-2}$	0,853	-1,71	51,22
	2,0 m	14,9	0,08	36,7	$1,67e^{-2}$	1,137	-1,83	68,29

Fonte: Autor.

Uma vez que os resultados do SHALSTAB são gerados em termos de $\log q/T$, efetuou-se a reclassificação das classes encontradas utilizando os valores da tabela acima. Desta forma, a área de estudo foi dividida em apenas duas classes, representando áreas estáveis, com valores acima dos logs de q/T encontrados, e áreas instáveis, com valores

abaixo. Destaca-se que em análises envolvendo uma precipitação conhecida, a reclassificação em termos de $\log q/T$ é a forma mais comum de comparação destes métodos.

No método TRIGRS, os parâmetros geotécnicos e as condições de contorno encontram-se, respectivamente, nas Tabelas 34 e 35.

Tabela 34 – Parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos utilizados no método TRIGRS. Onde z^* corresponde à espessura do solo residual maduro, em metros.

Solo	z^*	Υ	c'	ϕ'	K_s	α_{gr}	θ_r	θ_s	D_0	I_z
Residual	(m)	(kN/m ³)	(kPa)	(°)	(m/s)				(m ² /s)	(m/s)
	1,0	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
Filito	1,5	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
	2,0	19,3	5	32	$2,65e^{-7}$	0,01	0,040	0,287	$9,5e^{-3}$	$2,65e^{-9}$
Granito	1,0	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$
	1,5	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$
	2,0	14,9	2,1	36,7	$7,52e^{-6}$	0,036	0,041	0,384	$1,2e^{-4}$	$7,52e^{-8}$

Fonte: Autor.

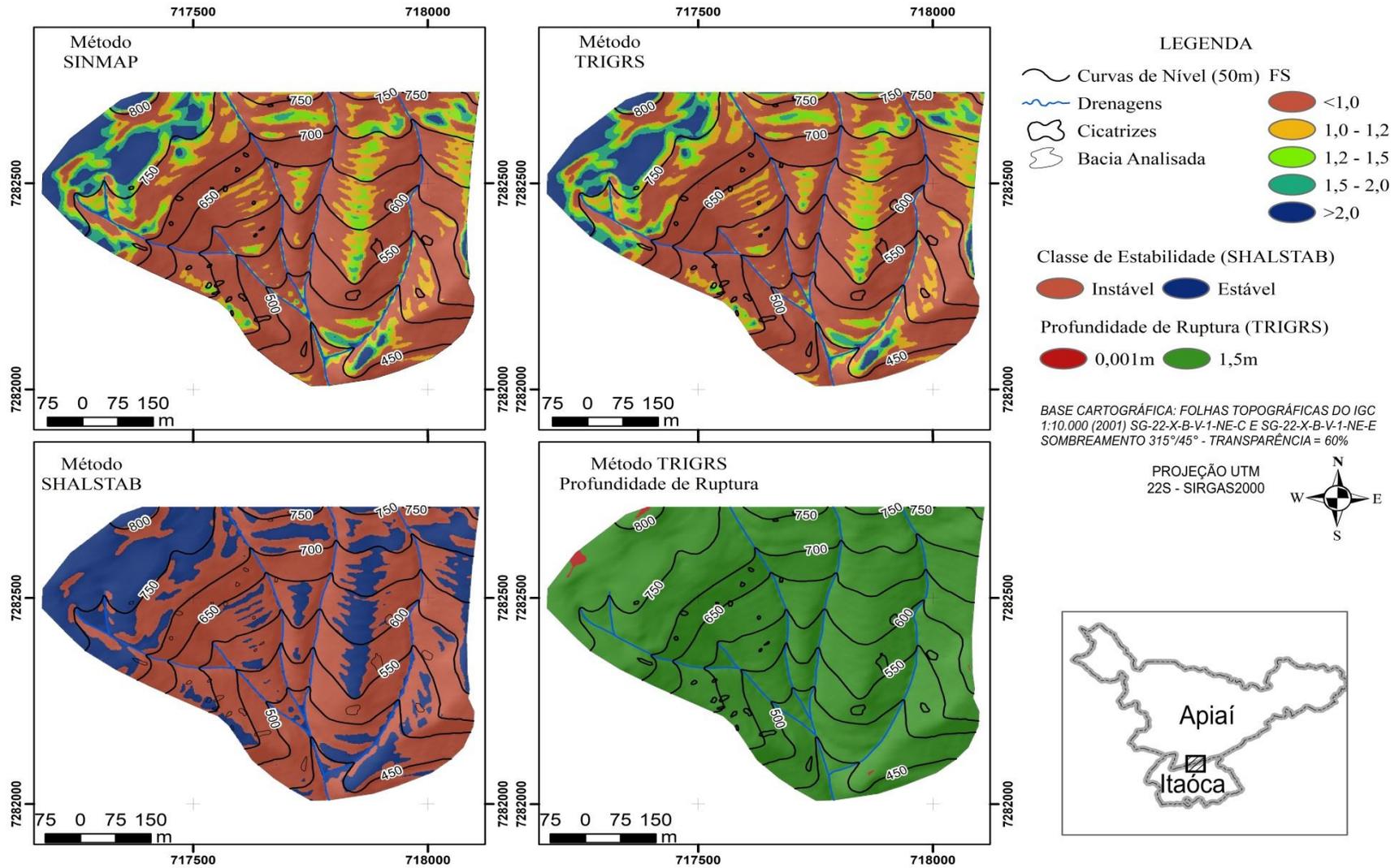
Tabela 35 - Condições de contorno definidas na utilização do método TRIGRS.

Solo	z^*	N.A	q	tx	nzs	mmax	nper	Capt 1	Capt 2
Residual	(m)	(m)	(m/s)					(s)	(s)
	1,0	1,0	$2,7e^{-7}$	2	10	-100	1	0	86400
Filito	1,5	1,5	$2,7e^{-7}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	2,0	$2,7e^{-7}$	2	20	-100	1	0	86400
Granito	1,0	1,0	$1,9e^{-7}$	2	10	-100	1	0	86400
	1,5	1,5	$1,9e^{-7}$	2	15	-100	1	0	86400
	2,0	2,0	$1,9e^{-7}$	2	20	-100	1	0	86400

Fonte: Autor.

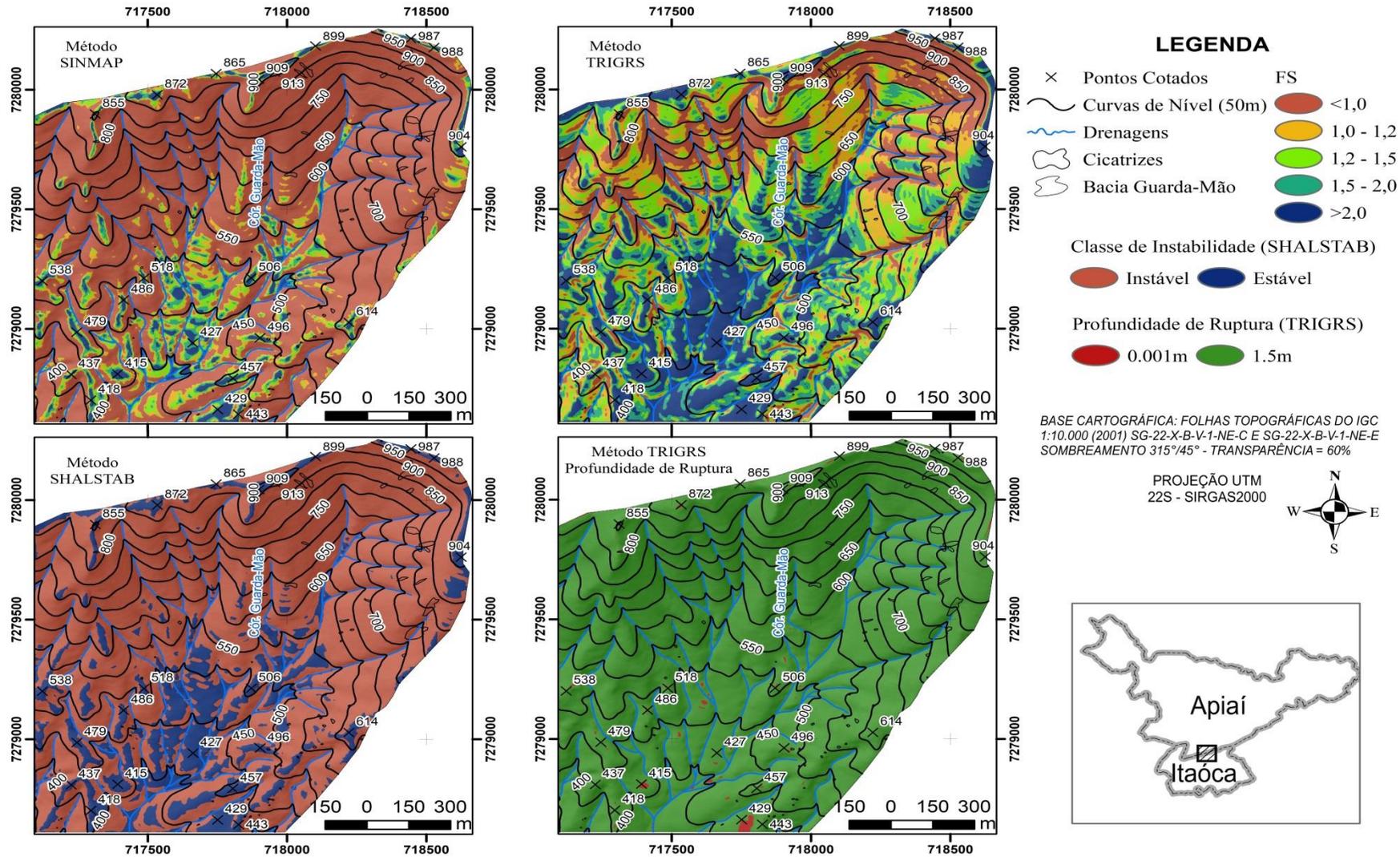
A Figura 64 e ilustra os resultados cartográficos obtidos com as simulações utilizando os métodos SINMAP, SHALSTAB e TRIGRS considerando as chuvas médias diárias para o filito na profundidade de 1,5m. A Figura 65, por sua vez, ilustra os resultados obtidos para o solo residual de granito, nas mesmas condições consideradas. Da mesma forma que as análises sem chuva, estes mapas foram individualizados em duas bacias representativas destes solos residuais.

Figura 64 - Mapa de suscetibilidade no solo residual de filito obtido pelos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS para espessura do solo de 1,5m, considerando a precipitação média ocorrida em um dia na região estudada.



Fonte: Autor.

Figura 65 - Mapa de suscetibilidade no solo residual de granito obtido pelos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS para espessura do solo de 1,5m, considerando a precipitação média ocorrida em um dia na região estudada.



Fonte: Autor.

A observação visual destas figuras deixa claro que os resultados obtidos para as simulações com os métodos SINMAP e SHALSTAB são pouco realistas, classificando quase a totalidade dos terrenos de filito e granito como instáveis.

Já o método TRIGRS apresentou resultados distintos para os filitos e granitos. Nos filitos, ocorreu um aumento significativo das áreas instáveis quando comparadas às simulações anteriores (sem chuva, com e sem N.A.). Este aumento foi praticamente idêntico ao observado nos demais métodos, evidenciando o caráter pouco realista destas simulações. Nos granitos, o método TRIGRS apresenta um percentual da classe $FS < 1$ muito menor em relação aos demais métodos. Desta forma, seu resultado visual se assemelha ao resultado obtido na condição sem chuva e com um N.A a 20% acima da profundidade de ruptura. Destaca-se que a profundidade de ruptura no método TRIGRS encontra-se majoritariamente na maior espessura do solo (1,5m) e, eventualmente, na menor espessura analisada (0,001m).

Em sequencia, estas simulações foram analisadas em termos de área percentual. Uma vez que o processo de reclassificação do SHALSTAB resulta, unicamente, em regiões consideradas instáveis ou estáveis, apenas as classes com FS abaixo de 1 (instáveis) foram comparadas entre si. As Tabelas 36 e 37 apresentam os resultados para os solos residuais de filito e granito, respectivamente.

Tabela 36 – Áreas percentuais de terrenos instáveis ($FS < 1,0$) e estáveis ($FS > 1,0$) obtidas para simulações considerando a chuva no solo residual de filito.

SOLO RESIDUAL DE FILITO			
Método	Profundidade de Ruptura	Classe Instável / $FS < 1$ (%)	Classe Estável / $FS > 1$ (%)
SINMAP	1,0 m	45,6	54,4
	1,5 m	70,8	29,2
	2,0 m	79,7	20,3
SHALSTAB	1,0 m	42,7	57,3
	1,5 m	70,7	29,3
	2,0 m	80,1	19,9
TRIGRS	1,0 m	41,8	58,2
	1,5 m	69,6	30,4
	2,0 m	79,0	21,0

Fonte: Autor.

Tabela 37 – Áreas percentuais de terrenos instáveis ($FS < 1,0$) e estáveis ($FS > 1,0$) obtidas para simulações considerando a chuva no solo residual de granito.

SOLO RESIDUAL DE GRANITO			
Método	Profundidade de Ruptura	Classe Instável / FS < 1 (%)	Classe Estável / FS > 1 (%)
SINMAP	1,0 m	71,9	28,1
	1,5 m	76,7	23,3
	2,0 m	77,4	22,6
SHALSTAB	1,0 m	73,2	26,8
	1,5 m	79,3	20,7
	2,0 m	80,4	19,6
TRIGRS	1,0 m	11,0	89,0
	1,5 m	12,9	87,1
	2,0 m	14,7	85,3

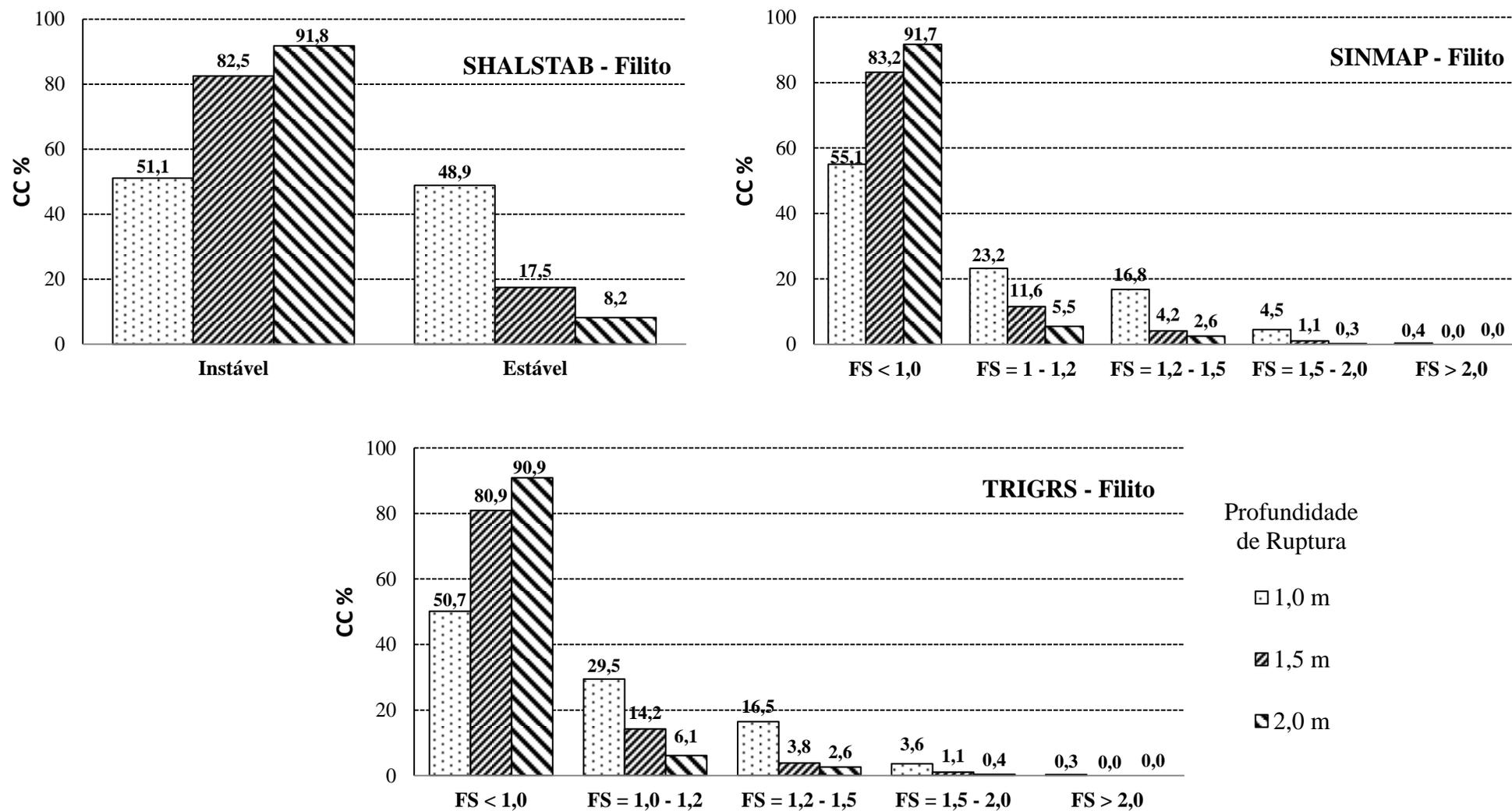
Fonte: Autor.

A análise das áreas percentuais dos terrenos classificados como instáveis ($FS < 1,0$) e estáveis ($FS > 1,0$) confirmam os resultados distintos para os filitos e granitos nas simulações considerando a intensidade do evento pluviométrico. No solo residual de filito são observados resultados semelhantes entre os três métodos. De modo geral, mais de 70% da área total é considerada instável nas espessuras de solo de 1,5 e 2,0 m. Na espessura de 1,0 m as áreas instáveis perfazem aproximadamente 40% desta área. Assim como nas análises sem o evento pluviométrico, o SINMAP apresenta resultados ligeiramente maiores em termos de áreas instáveis. À exceção ocorre apenas na profundidade de ruptura de 2,0 m, onde o SHALSTAB apresenta o maior percentual de áreas instáveis (80,1%).

No granito, apenas os métodos SHALSTAB e SINMAP apresentaram resultados semelhantes em termos de percentuais de áreas instáveis e estáveis. Ao contrário dos filitos, o percentual de áreas instáveis obtidos pelo SHALSTAB é aproximadamente 3% maior em relação ao SINMAP em todas as simulações. Acredita-se que esta inversão seja consequência de uma menor área total obtida pelo uso do SINMAP, devido à sua incapacidade de calcular a área de contribuição em sub-baciais cuja extensão total não pode ser mapeada.

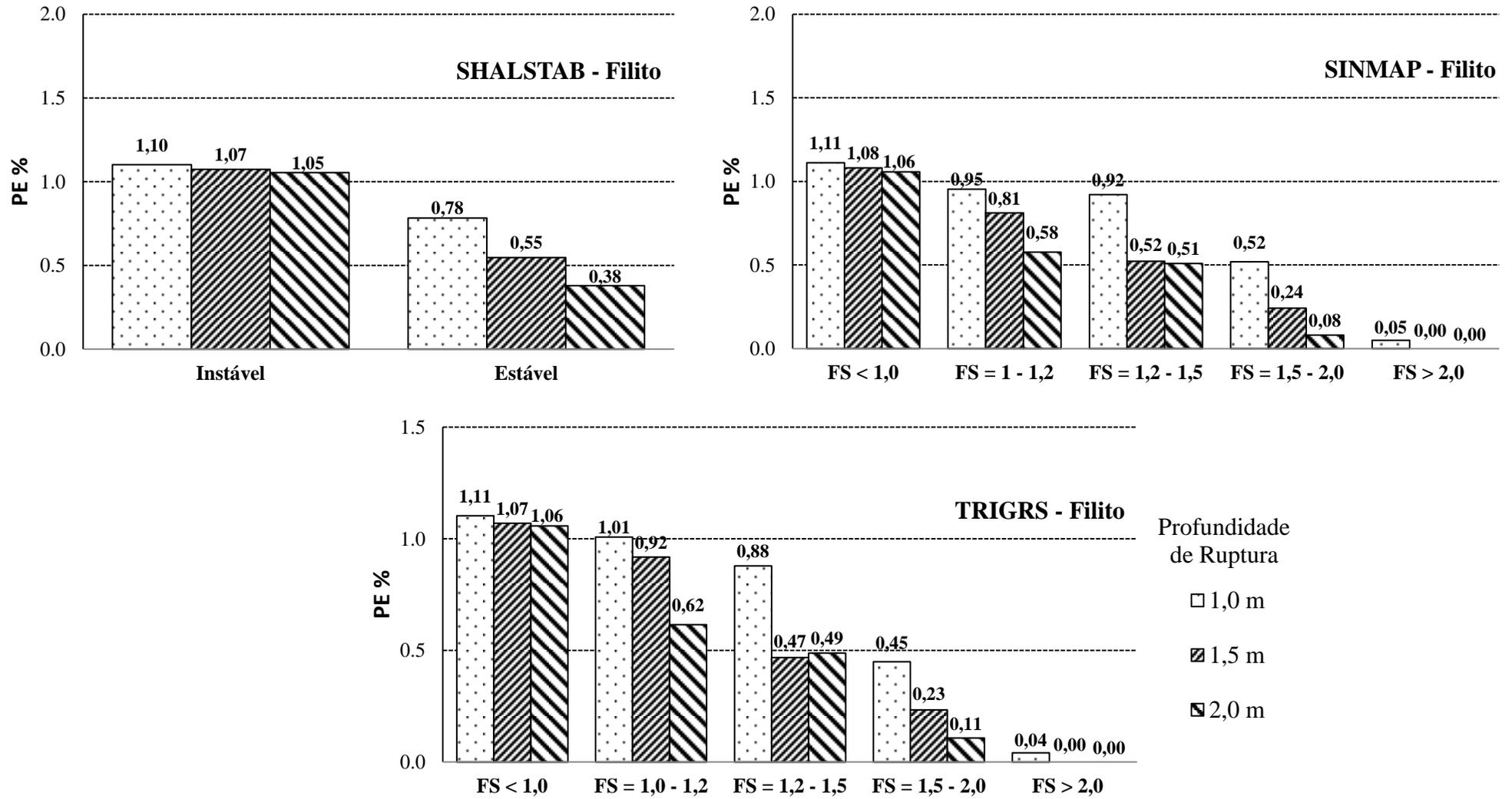
O método TRIGRS, por sua vez, apresenta percentuais de áreas instáveis muito menores, não atingindo 20% da área total, porém mais realísticos. Novamente, o maior percentual de áreas instáveis ocorre na profundidade de 2,0m. Uma vez esclarecido estes resultados, deu-se continuidade as análises em termos de CC e PE (Figura 66 a Figura 69).

Figura 66 – Índices CC obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de filito.



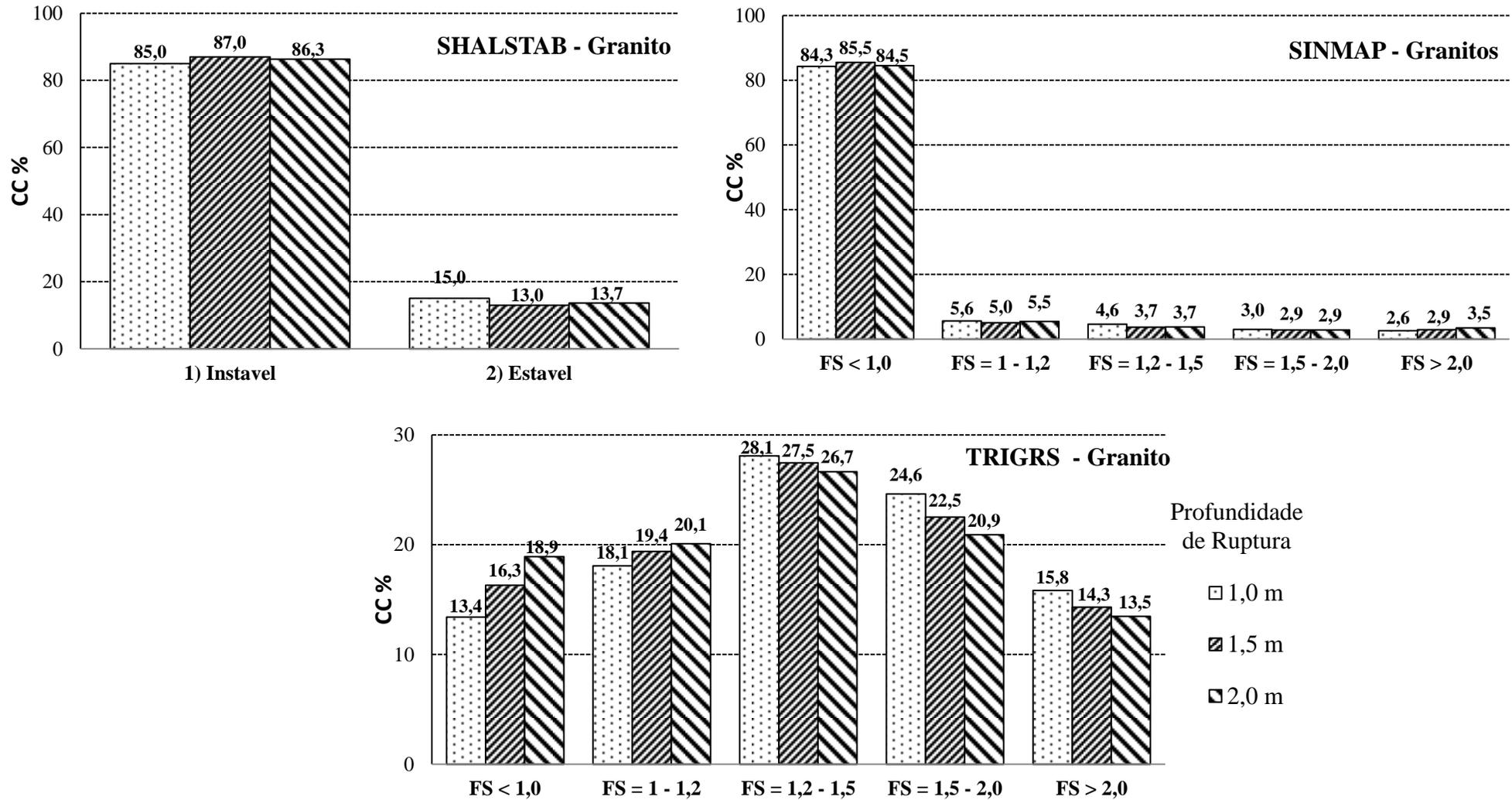
Fonte: Autor.

Figura 67 - Índices PE obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de filito.



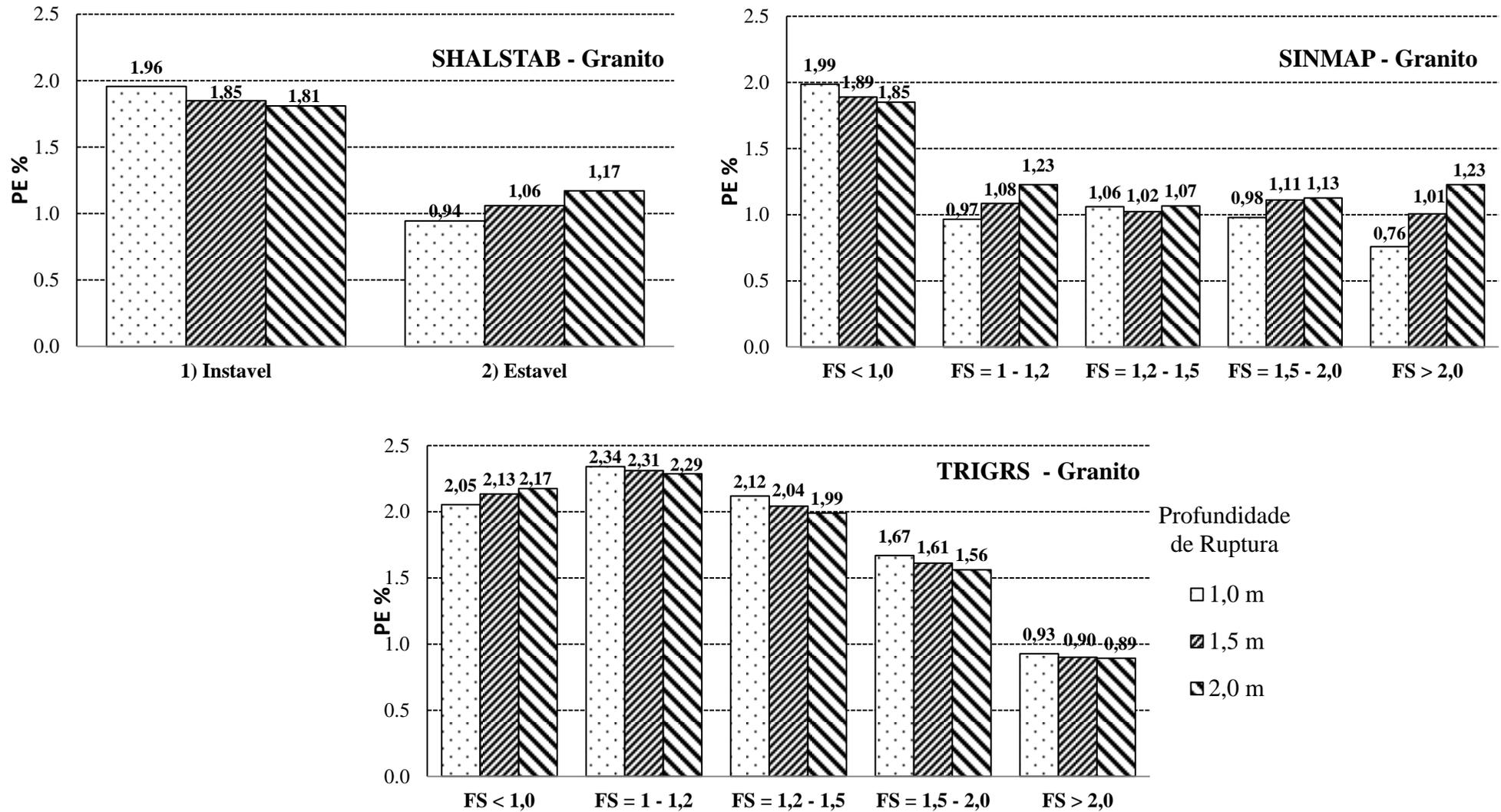
Fonte: Autor.

Figura 68 - Índices CC obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito.



Fonte: Autor.

Figura 69 - Índices PE obtidos com os métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito.



Fonte: Autor.

No solo residual de filito, observa-se que o índice CC segue a tendência da área percentual. Desta forma, a maior concentração de cicatrizes na classe instável foi obtida no método SHALSTAB, para a espessura do solo de 2,0m (91,8%), ainda que os demais métodos apresentem resultados bastante similares. O maior PE, por sua vez, foi obtido nos métodos SINMAP e TRIGRS na profundidade de 1,0m (1,11%).

Nos granitos, os métodos SINMAP e SHALSTAB apresentam o maior índice CC na classe instável na profundidade de 1,5m (87% e 85,5%, respectivamente). Em contrapartida, os maiores índices CC no TRIGRS encontram-se na classe de FS entre 1,2 e 1,5 (26 a 28%), enquanto que os maiores índices PE (em torno de 2,3%) são obtidos na classe de FS entre 1,0 e 1,2.

Na comparação entre as simulações, observa-se um aumento de mais de 50% na concentração total de cicatrizes no solo residual de filito. A fim de exemplificação, para profundidades de 1,5m, o CC na classe de FS < 1,0 vai de 15,7% na simulação sem chuva para 83,2% na simulação com o evento pluviométrico. Todavia, ressalta-se mais uma vez que estes resultados são irrealísticos, uma vez que estes foram obtidos, unicamente, devido às altas percentagens de áreas na classe FS < 1,0. O PE, por sua vez, apresentou ligeira melhora nas simulações com chuva para profundidades de 1,0m (deixando de ser nulo) e 1,5m (aumento médio de 0,05%).

Nos granitos, observa-se um aumento considerável do índice CC na classe FS < 1,0 para os métodos SHALSTAB e SINMAP. Isto se justifica pelos mesmos motivos explicitados no solo residual de filito. Já no método TRIGRS observou-se que a maior variação do índice CC ocorreu na profundidade de 1,0m (de 5,6% para 13,4%), enquanto que a menor variação ocorreu na profundidade de 2,0m (17,0% para 18,9%). O PE para FS < 1,0, por sua vez, apresentou significativa melhora em 1,0m, partindo de 1,78% para 2,05%, enquanto que nas demais profundidades este índice apresentou aumento médio de 0,06%.

Ainda que o método TRIGRS no solo residual de granito exponha resultados muito mais realísticos em comparação aos demais métodos, os maiores percentuais de CC ainda são encontrados na classe de FS entre 1,2 e 1,5. Assim como nas análises sem a consideração da intensidade pluviométrica, os altos índices de CC em classes de FS acima de 1,0 corroboram para a hipótese de que os valores de resistência utilizados encontram-se acima dos que realmente ocorrem na região de estudo.

Finalmente, estes métodos foram analisados em termos de I_A e I_E . Os resultados para o solo residual de filito e de granito encontram-se, respectivamente, na Tabela 38 e na Tabela 39.

Tabela 38 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva no solo residual de filito.

SOLO RESIDUAL DE FILITO				
Método	Profundidade de Ruptura / Espessura da Camada	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
SINMAP	1,0 m	55,1	45,5	1,21
	1,5 m	83,2	70,7	1,18
	2,0 m	91,7	79,6	1,15
SHALSTAB	1,0 m	51,1	42,6	1,20
	1,5 m	82,5	70,6	1,17
	2,0 m	91,8	80,0	1,15
TRIGRS	1,0 m	50,7	41,7	1,21
	1,5 m	80,9	69,4	1,17
	2,0 m	90,9	78,9	1,15

Fonte: Autor.

Tabela 39 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva no solo residual de granito.

SOLO RESIDUAL DE GRANITO				
Método	Profundidade de Ruptura / Espessura da Camada	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
SINMAP	1,0 m	84,3	71,7	1,17
	1,5 m	85,5	76,6	1,12
	2,0 m	84,5	77,3	1,09
SHALSTAB	1,0 m	85,0	73,0	1,16
	1,5 m	87,0	79,2	1,10
	2,0 m	86,3	80,2	1,08
TRIGRS	1,0 m	13,4	11,0	1,22
	1,5 m	16,3	12,8	1,27
	2,0 m	18,9	14,6	1,30

Fonte: Autor.

De modo geral, confirma-se a similaridade dos resultados obtidos com os métodos SINMAP e SHALSTAB uma vez que estes utilizam modelos hidrológicos análogos,

refletindo diretamente no cálculo de FS. Destaca-se que nas simulações envolvendo estes métodos a relação I_A/I_E variou em torno de 0,01.

O TRIGRS, por sua vez, demonstrou que a depender dos parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos do solo, os resultados gerados podem ser idênticos ou completamente distintos dos demais métodos determinísticos. Desta forma, para o solo residual de filito foram obtidos resultados virtualmente idênticos aos métodos SINMAP e SHALSTAB, enquanto que para os granitos os resultados foram muito inferiores em termos de área percentual e concentração de cicatrizes na classe instável. Entretanto, a melhor relação I_A/I_E ocorreu nesta litologia (1,30), para uma espessura de 2,0m. Estes valores foram semelhantes aos obtidos pelo TRIGRS na simulação sem chuva e sem N.A. para as profundidades de 1,5 e 2,0m, além de demonstrar um aumento considerável na profundidade de 1,0m (de 1,06 para 1,22).

O aumento demasiado da classe $FS < 1,0$ nos solos residuais de filito nos métodos SHALSTAB e SINMAP podem ser explicados pelos baixos valores de condutividade hidráulica saturada deste solo. A fim de exemplificação, baixos valores de k_s resultarão em uma baixa taxa de transmissividade do solo, utilizada como parâmetro de entrada do método SINMAP, por meio da razão T/R (T/q). Conforme descrito no item 3.5.3, esta razão é empregada unicamente neste método e, segundo os autores, quando a razão T/R é multiplicada pelo seno da inclinação da encosta, esta pode ser interpretada como o comprimento médio da encosta necessário para que a saturação possa se desenvolver. Desta forma, quanto mais baixo os valores de condutividade hidráulica, mais facilmente uma área tenderá a saturação e, respeitando os demais parâmetros das simulações, mais áreas serão classificadas como instáveis. Possuindo o mesmo modelo hidrológico do SINMAP, é de se esperar que o SHALSTAB apresente a mesma resposta a valores relativamente baixos de condutividade hidráulica.

Já no método TRIGRS observa-se que a presença desse evento pluviométrico, considerando os parâmetros hidrogeológicos do solo residual de filito, é suficiente para criar cargas de pressão positivas em todo o perfil analisado e, conseqüentemente, diminuir consideravelmente os FS encontrados (Tabela 40).

Tabela 40 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS no solo residual de filito para uma profundidade de 2,0m.

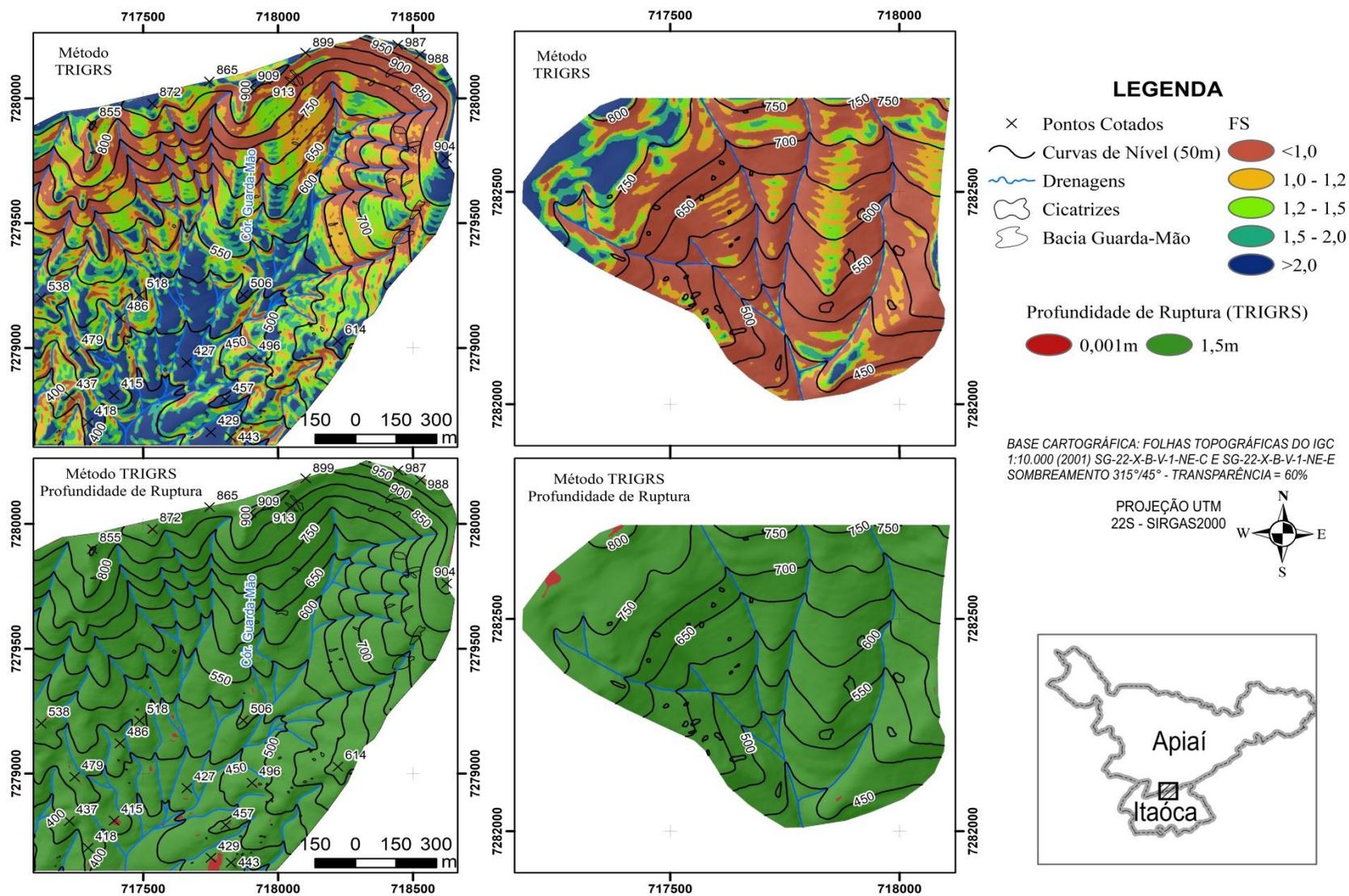
Célula nº 111603 $\alpha = 30,8^\circ$ t = 0s			Célula nº 111603 $\alpha = 30,8^\circ$ t = 86400s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	-1,45	10	0,001	0,00	10
0,10	-1,38	10	0,10	0,07	6,35
0,20	-1,31	8,66	0,20	0,15	3,45
0,30	-1,24	5,96	0,30	0,22	2,47
0,40	-1,16	4,60	0,40	0,29	1,99
0,50	-1,09	3,79	0,50	0,36	1,69
0,60	-1,02	3,24	0,60	0,44	1,50
0,70	-0,94	2,85	0,70	0,51	1,36
0,80	-0,87	2,56	0,80	0,58	1,25
0,90	-0,80	2,33	0,90	0,65	1,17
1,00	-0,73	2,15	1,00	0,73	1,11
1,10	-0,65	2,00	1,10	0,80	1,05
1,20	-0,58	1,88	1,20	0,87	1,01
1,30	-0,51	1,78	1,30	0,95	0,97
1,40	-0,44	1,69	1,40	1,02	0,94
1,50	-0,36	1,61	1,50	1,09	0,91
1,60	-0,29	1,54	1,60	1,16	0,89
1,70	-0,22	1,48	1,70	1,24	0,86
1,80	-0,15	1,43	1,80	1,31	0,84
1,90	-0,07	1,38	1,90	1,38	0,83
2,00	0,00	1,34	2,00	1,45	0,81

Fonte: Autor.

6.5.2.2 Chuva acumulada em 4 dias no método TRIGRS.

O método TRIGRS, conforme anteriormente descrito, permite estabelecer não apenas a intensidade, mas também a duração de um evento pluviométrico. Desta forma, optou-se pela utilização apenas deste método nesta nova simulação uma vez que este apresenta melhores recursos para fazer as modelagens considerando a duração de um evento pluviométrico e porque apresentou resultados semelhantes aos métodos SINMAP e SHALSTAB para as análises nos filitos e as melhores relações de índices de acerto e de erro (I_A/I_E) para os granitos. Assim sendo, simularam-se os efeitos de uma chuva acumulada para um evento com duração de 4 dias (Tabela 32). Os parâmetros hidrogeológicos e as condições de contorno são os mesmos descritos na Tabela 34 e Tabela 35, excetuando-se a duração do evento (Capt 2 = 345600s ou 4 dias). O produto cartográfico obtido para os solos residuais de filito e granito encontra-se na Figura 70.

Figura 70 - Mapa de suscetibilidade obtido pelo método TRIGRS para espessura do solo de 1,5 m, considerando uma precipitação acumulada em 4 dias.



Fonte: Autor.

Visualmente, observa-se um ligeiro aumento da classe de $FS < 1,0$ no solo residual de granito quando comparada ao evento de apenas um dia. Em contrapartida, no solo residual de filito destaca-se que o aumento temporal do evento não foi suficiente para que mais áreas se tornassem instáveis. Estas observações são corroboradas pela Tabela 41, a qual ilustra as áreas percentuais das classes de FS obtidas nas simulações.

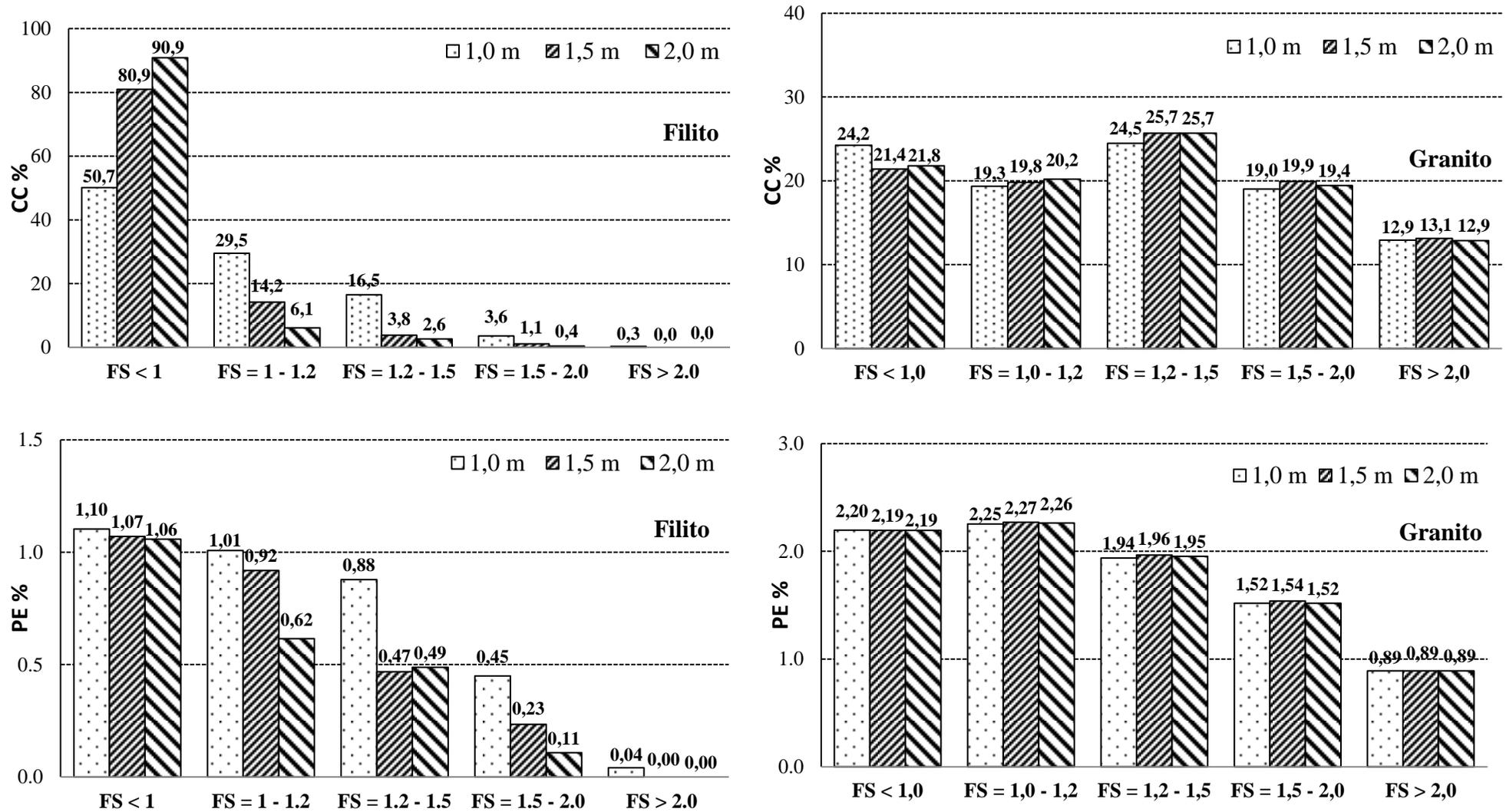
Tabela 41 – Áreas percentuais das classes de (FS) considerando uma precipitação acumulada em 4 dias.

Solo Residual	Espessura do solo	ÁREA PERCENTUAL (%)				
		FATOR DE SEGURANÇA (FS)				
		< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
	1,0 m	41,8	26,9	17,2	7,3	6,7
Filito	1,5 m	69,6	14,2	7,5	4,2	4,6
	2,0 m	79,0	9,1	4,9	3,3	3,7
Granito	1,0 m	18,6	14,5	21,3	21,1	24,5
	1,5 m	16,4	14,7	22,1	21,9	24,9
	2,0 m	16,7	15,1	22,2	21,6	24,4

Fonte: Autor.

Além da manutenção dos percentuais de $FS < 1,0$ nos filitos, se observa uma tendência de inversão da profundidade de ruptura associada ao maior percentual de áreas instáveis nos granitos. Comumente, o maior percentual é encontrado à medida que as espessuras do solo tornam-se maiores. Nestes, o maior percentual ocorre na espessura do solo estimada em 1,0m (18,6%), tendência totalmente oposta às demais simulações. Acompanhando esta tendência, observa-se que maior aumento de áreas instáveis nos granitos ocorreu na profundidade de ruptura de 1,0m, seguida pela profundidade de 1,5 (de 12,9% para 16,4%) e de 2,0m (de 14,7% para 16,7%). A análise dos solos residuais em termos de PE e CC, por sua vez, encontra-se na Figura 71.

Figura 71 – CC e PE no solo residual de filito e de granito, utilizando o método TRIGRS e considerando uma precipitação acumulada de 4 dias.



Fonte: Autor.

Observa-se que os mesmos percentuais de CC e PE no solo residual de filito são obtidos em relação às demais análises. Já nos granitos, observa-se um aumento no índice CC para a classe de FS < 1,0, onde se destaca um crescimento total de cerca de 10% na profundidade de 1,0m (de 13,4% para 24,2%). Todavia, o maior índice CC ainda encontra-se na classe de FS entre 1,2 e 1,5. O PE nos granitos, por sua vez, segue a tendência do índice CC, onde se destaca um aumento de 2,05% para 2,20% na profundidade de 1,0m, enquanto que o maior índice PE ocorre na classe de FS entre 1,0 e 1,2.

A Tabela 42 apresenta os resultados em termos de IA, IE e na relação entre os mesmos para a simulação com chuva acumulada em 4 dias. De uma forma geral, a comparação entre os cenários de pluviometria utilizando o método TRIGRS resultam em relações similares de I_A/I_E no solo residual de filito. Desta forma, observa-se um índice de acerto máximo de 1,21 para a espessura do solo estimada em 1,0m, enquanto que uma relação de 1,17 é obtida para uma espessura de solo de 1,5m, espessura descrita em uma cicatriz ocorrida neste solo residual.

Tabela 42 - Índices de acerto, erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva acumulada em 4 dias.

Solo Residual	Espessura do Solo	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
	1,0 m	50,7	41,7	1,21
Filito	1,5 m	80,9	69,4	1,17
	2,0 m	90,9	78,9	1,15
	1,0 m	24,2	18,5	1,31
Granito	1,5 m	21,4	16,4	1,31
	2,0 m	21,8	16,6	1,31

Fonte: Autor.

De maneira geral, os granitos apresentam a melhor relação I_A/I_E (1,31) independente da espessura analisada. Destaca-se que estes valores são semelhantes aos obtidos pelo método TRIGRS nas simulações sem chuva e com N.A. nas profundidades de 1,5 e 2,0m, além de demonstrar uma boa correlação para profundidades de 1,0m.

Destaca-se que a maior intensidade pluviométrica em conjunto função de um aumento temporal do evento não foi suficiente para que mais áreas no solo residual de filito tornassem instáveis. Estes resultados reforçam as considerações referentes ao valores de condutividade hidráulica apresentadas na simulação anterior. O método TRIGRS, por sua vez, apresenta ligeira melhora nas simulações, atingido a mais alta relação I_A/I_E nas

profundidades de 1,0 e 1,5m, verificadas em campo. Todavia, o índice CC ainda demonstra maior índice CC na classe FS entre 1,2 e 1,5 (até 50% acima da condição de ruptura), reforçando as observações sobre os parâmetros de resistência utilizados na análise.

A fim de compreender a inversão dos percentuais da classe FS < 1,0 evidenciada no método TRIGRS (ver Tabela 41, pg.200), foi realizada a análise de células com profundidades de 1,0 e 2,0m ao término do evento pluviométrico ($t= 345600s$). Estas células encontram-se nas Tabelas 43 e 44.

Tabela 43 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com profundidade de 1,0m.

Célula nº 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ $t = 345600$ s			Célula nº 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ $t = 345600$ s			Célula nº 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ $t = 345600$ s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,11	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	0,155	1,22	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	0,207	0,98	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	0,241	0,88	0,50	0,177	0,79	0,50	0,146	0,79
0,60	0,205	0,92	0,60	0,213	0,69	0,60	0,175	0,69
0,70	0,194	0,92	0,70	0,248	0,62	0,70	0,205	0,62
0,80	0,199	0,89	0,80	0,283	0,57	0,80	0,234	0,56
0,90	0,215	0,87	0,90	0,290	0,56	0,90	0,263	0,52
1,00	0,237	0,84	1,00	0,290	0,56	1,00	0,292	0,49

Fonte: Autor.

Tabela 44 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 2,0m.

Célula nº 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ t = 345600 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,10	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	-0,032	1,83	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	-0,198	1,97	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	-0,276	1,89	0,50	0,073	1,00	0,50	0,146	0,79
0,60	-0,312	1,77	0,60	0,004	1,04	0,60	0,142	0,75
0,70	-0,322	1,64	0,70	-0,035	1,03	0,70	0,089	0,79
0,80	-0,317	1,53	0,80	-0,056	1,00	0,80	0,057	0,80
0,90	-0,302	1,43	0,90	-0,064	0,96	0,90	0,038	0,79
1,00	-0,279	1,34	1,00	-0,064	0,92	1,00	0,029	0,77
1,10	-0,251	1,27	1,10	-0,057	0,88	1,10	0,027	0,74
1,20	-0,220	1,20	1,20	-0,045	0,85	1,20	0,030	0,72
1,30	-0,185	1,14	1,30	-0,030	0,81	1,30	0,037	0,70
1,40	-0,147	1,09	1,40	-0,012	0,78	1,40	0,047	0,67
1,50	-0,108	1,05	1,50	0,009	0,75	1,50	0,060	0,65
1,60	-0,067	1,00	1,60	0,031	0,73	1,60	0,075	0,63
1,70	-0,025	0,97	1,70	0,055	0,70	1,70	0,091	0,61
1,80	0,018	0,93	1,80	0,080	0,68	1,80	0,109	0,60
1,90	0,062	0,90	1,90	0,106	0,66	1,90	0,129	0,58
2,00	0,107	0,88	2,00	0,133	0,64	2,00	0,149	0,56

Fonte: Autor.

De modo geral, a análise evidenciou duas condições distintas referentes à anulação das forças de sucção (cargas de pressão negativas). Nas duas primeiras células selecionadas (nº 2431140 e nº 1546391) observa-se a anulação destas forças e a consequente formação de cargas de pressão positivas na simulação com espessura do solo em 1,0m. Todavia, o mesmo não ocorre na simulação com espessura igual a 2,0m, onde forças de sucção em profundidades intermediárias no perfil do solo são observadas. A presença destas forças de sucção evidencia o avanço máximo da frente de umedecimento durante o evento pluviométrico considerado.

A total anulação das forças de sucção na análise com 1,0m é função do avanço da frente de umedecimento em conjunto com o nível d'água situado na base desta camada. A menor espessura do solo, em conjunto com um N.A mais raso, é responsável pela saturação total do perfil, culminando na redução dos FS encontrados. Em espessuras maiores, a frente de umedecimento não é capaz de umedecer todo o perfil do solo, em virtude também de um

N.A mais profundo. Em ambas as simulações, observa-se a formação de cargas de pressão positivas na proximidade do N.A, evidenciando uma região de franja capilar.

Conforme evidenciado na célula n° 1788502, há locais onde as forças de sucção são anuladas em todo o perfil, independente da espessura do solo analisada. Todavia, devido à distribuição das pressões neutras no mesmo, FS mais baixos são encontrados na menor espessura simulada (1,0m). Convém observar que em ambas as simulações, os menores FS fazem-se presentes na espessura do solo de 1,0m, demonstrando o porquê do aumento do percentual de áreas instáveis nesta simulação.

Ainda em relação ao método TRIGRS, acredita-se que a diferença em termos de área percentual em comparação aos demais métodos, ocorra devido à condição de contorno utilizado na análise (condutividade hidráulica crescente com a profundidade). Desta forma, a fim de comparação, a mesma análise foi realizada considerando uma fronteira basal impermeável, ou seja, a ascensão do N.A foi condicionada unicamente a área de contribuição de cada célula e a taxa de infiltração no solo do local. Os resultados encontram-se na Tabela 45 em termos de área percentual.

Tabela 45 – Áreas percentuais relativas a regiões instáveis e estáveis obtidas com o método TRIGRS, considerando um evento pluviométrico no solo residual de granito e uma condição basal impermeável.

SOLO RESIDUAL DE GRANITO			
Método	Profundidade de Ruptura	FS < 1,0 (%)	FS > 1,0 (%)
TRIGRS	1,0 m	72,0	28,0
	1,5 m	61,9	38,1
	2,0 m	44,8	55,2

Fonte: Autor.

Observou-se um aumento da classe de FS < 1,0 em relação à mesma simulação efetuada com uma fronteira basal permeável. Assim como nesta simulação, observou-se que à medida que as espessuras tornam-se maiores, a área percentual de classe instável decresce. Novamente, recorreu-se a planilha listando célula por célula das simulações, de modo a comparar as duas condições de contorno. As células analisadas encontram-se nas Tabelas 46 e 47 para uma profundidade de 1,0m e 2,0m, respectivamente.

Tabela 46 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 1,0m e uma condição basal impermeável.

Célula nº 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ t = 345600 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,11	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	0,155	1,22	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	0,207	0,98	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	0,259	0,84	0,50	0,177	0,79	0,50	0,146	0,79
0,60	0,310	0,75	0,60	0,213	0,69	0,60	0,175	0,69
0,70	0,362	0,68	0,70	0,248	0,62	0,70	0,205	0,62
0,80	0,414	0,63	0,80	0,283	0,57	0,80	0,234	0,56
0,90	0,465	0,59	0,90	0,319	0,53	0,90	0,263	0,52
1,00	0,517	0,56	1,00	0,354	0,50	1,00	0,292	0,49

Fonte: Autor.

Tabela 47 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 2,0m e uma condição basal impermeável.

Célula nº 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ t = 345600 s			Célula nº 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ t = 345600 s		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,10	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	0,155	1,22	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	0,207	0,98	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	0,259	0,84	0,50	0,177	0,79	0,50	0,146	0,79
0,60	0,310	0,75	0,60	0,213	0,69	0,60	0,175	0,69
0,70	0,362	0,68	0,70	0,248	0,62	0,70	0,205	0,62
0,80	0,414	0,63	0,80	0,284	0,57	0,80	0,234	0,56
0,90	0,465	0,59	0,90	0,319	0,53	0,90	0,263	0,52
1,00	0,517	0,56	1,00	0,354	0,50	1,00	0,292	0,49
1,10	0,569	0,54	1,10	0,390	0,47	1,10	0,321	0,46
1,20	0,620	0,51	1,20	0,425	0,45	1,20	0,351	0,43
1,30	0,672	0,50	1,30	0,461	0,43	1,30	0,380	0,41
1,40	0,724	0,48	1,40	0,496	0,41	1,40	0,409	0,40
1,50	0,775	0,47	1,50	0,531	0,40	1,50	0,438	0,38
1,60	0,827	0,46	1,60	0,567	0,39	1,60	0,467	0,37
1,70	0,879	0,45	1,70	0,602	0,38	1,70	0,497	0,36
1,80	0,930	0,44	1,80	0,638	0,37	1,80	0,526	0,35
1,90	0,982	0,43	1,90	0,673	0,36	1,90	0,555	0,34
2,00	1,034	0,42	2,00	0,708	0,35	2,00	0,584	0,33

Fonte: Autor.

As forças de sucção não mais ocorrem no perfil do solo em nenhuma das células estudadas. Os menores FS, por sua vez, encontram-se na base da camada de solo, em função das elevadas cargas de pressão que ocorrem neste local. Quando comparadas as duas condições de contorno, observa-se que os menores FS são encontrados na condição com fronteira basal impermeável. À exceção ocorre na célula n° 1788502, para a espessura de solo estimada em 1,0m, apresentando resultados semelhantes em ambas às condições. Ademais, observa-se que $FS < 1,0$ são encontrados a partir da profundidade de 0,40m. Esta condição ocorre nas duas profundidades de ruptura (1,0m e 2,0m) nas células analisadas na condição com fronteira basal impermeável, assim como na profundidade de 1,0m na fronteira basal permeável (Tabela 43, pg.203).

Ao contrário da condição basal infinita (ou permeável), os FS obtidos para dada profundidade são os mesmos, independente da espessura do solo analisada. A fim de exemplificação, observa-se que na célula n° 1546391 um FS de 0,5 é encontrado na profundidade de 1,0m, em ambas as espessuras de solo consideradas. Todavia, isto não explica o porquê de maiores áreas percentuais de $FS < 1,0$ serem obtidas na simulação com 1,0m de solo. Com base nesta premissa, selecionaram-se novas células para análise, conforme as tabelas abaixo.

Tabela 48 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 1,0m e uma condição basal impermeável.

Célula n° 109398			Célula n° 109402		
$\alpha = 30,6^\circ \quad t = 345600 \text{ s}$			$\alpha = 32,3^\circ \quad t = 345600 \text{ s}$		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,001	10,0
0,10	0,074	3,63	0,10	0,071	3,51
0,20	0,147	2,04	0,20	0,142	1,97
0,30	0,220	1,51	0,30	0,212	1,45
0,40	0,293	1,24	0,40	0,282	1,19
0,50	0,366	1,08	0,50	0,353	1,04
0,60	0,439	0,98	0,60	0,423	0,93
0,70	0,511	0,90	0,70	0,494	0,86
0,80	0,584	0,84	0,80	0,564	0,80
0,90	0,657	0,80	0,90	0,634	0,76
1,00	0,730	0,76	1,00	0,705	0,73

Fonte: Autor.

Tabela 49 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS para diferentes profundidades em três células distintas com espessura do solo de 2,0m.

Célula n° 109398			Célula n° 109402		
$\alpha = 30,6^\circ$ t = 345600 s			$\alpha = 32,3^\circ$ t = 345600 s		
z (m)	z (m)	Ψ (kPa)	FS	Ψ (kPa)	FS
0,001	-0,694	10,0	0,001	-0,616	10,0
0,10	-0,624	10,0	0,10	-0,548	10,0
0,20	-0,553	5,94	0,20	-0,480	5,33
0,30	-0,482	4,12	0,30	-0,412	3,70
0,40	-0,411	3,21	0,40	-0,344	2,89
0,50	-0,340	2,66	0,50	-0,275	2,40
0,60	-0,269	2,30	0,60	-0,207	2,07
0,70	-0,198	2,03	0,70	-0,138	1,84
0,80	-0,127	1,84	0,80	-0,069	1,66
0,90	-0,055	1,68	0,90	0,000	1,53
1,00	0,017	1,56	1,00	0,069	1,42
1,10	0,088	1,46	1,10	0,138	1,33
1,20	0,160	1,38	1,20	0,208	1,25
1,30	0,232	1,31	1,30	0,277	1,19
1,40	0,305	1,25	1,40	0,347	1,13
1,50	0,377	1,19	1,50	0,416	1,09
1,60	0,449	1,15	1,60	0,486	1,05
1,70	0,522	1,10	1,70	0,556	1,01
1,80	0,594	1,07	1,80	0,626	0,98
1,90	0,667	1,04	1,90	0,697	0,95
2,00	0,740	1,01	2,00	0,767	0,92

Fonte: Autor.

Nestas células, os menores FS foram encontrados na simulação com espessura de solo de 1,0m, o que justifica a maior área percentual de $FS < 1,0$. Isto fica evidente na análise da primeira célula (n° 109893) onde para a espessura de solo de 1,0 m, obtém-se um FS de 0,76, enquanto que para 2,0m o FS mais baixo obtido é de 1,01. Exemplos como o desta tabela são encontrados em muitos locais analisados, com declividades relativamente parecidas (abaixo de 40°). A observação mais atenta revela ainda um fato curioso: FS menores são obtidos na espessura do solo de 1,0m, ainda que as cargas de pressão na profundidade de 1,0 e 2,0m sejam praticamente idênticas (0,730 e 0,740, respectivamente).

Maiores FS obtidos em menores espessuras ocorrem devido à equação utilizada nestas simulações (Eq.43, pg.86). De forma geral, esta equação pode ser dividida em dois termos distintos: o primeiro, constituindo a razão entre o ângulo de atrito do solo e a inclinação da célula analisada e o segundo representando a razão entre os parâmetros de resistência e a carga de pressão, em função da inclinação do talude e a espessura do solo.

Admitindo a primeira parcela como constante em uma célula, caso a subtração da coesão efetiva com a carga de pressão resulte em um valor negativo, uma maior profundidade do solo tenderá a diminuir este valor, uma vez que esta espessura encontra-se no denominador.

A fim de exemplificação, a Tabela 50 detalha a formulação matemática utilizando o exemplo real da célula n° 109398 para ambas as espessuras:

Tabela 50 - Cálculo do FS para duas diferentes espessuras pelo método TRIGRS. Onde: $c' = 2,1\text{kPa}$; $\phi' = 36,7^\circ$; $\alpha = 30,6^\circ$; $\gamma_w = 9,8\text{kN/m}^3$; $\gamma_s = 14,9\text{ kN/m}^3$ e $\Psi(z, t) = 0,740\text{kPa}$.

CÉLULA N° 109398			
Espessura do solo (z)	$\frac{tg\phi'}{tg\alpha}$	$\frac{c' - \Psi(z, t)\gamma_w tg\phi'}{\gamma_s z \sin\alpha \cos\alpha}$	FS
1,0m	1,26	-0,506	0,76
2,0m	1,26	-0,253	1,01

Fonte: Autor.

Desta forma, observou-se que fatores de segurança elevados encontrados em maiores espessuras do solo, estão condicionados a situações onde o segundo termo da equação resulte em valores negativos, devido a uma coesão efetiva do solo relativamente pequena ou a altos valores computados para a carga de pressão. Isto evidencia o porquê de uma área percentual de $FS < 1$ menor na espessura de 2,0m, quando comparada as demais espessuras.

Finalmente, destaca-se que forças de sucção foram geradas nas camadas superiores do solo nas células 109398 e 109402 (Tabelas 48 e 49), condição não esperada durante um evento pluviométrico de moderada intensidade, uma vez que este evento associa-se ao processo de infiltração e avanço da frente de umedecimento.

6.5.2.2 Chuva calculada segundo GRAMANI (2015) no método TRIGRS.

Nesta simulação utilizou-se a intensidade de chuva relatada por GRAMANI (2015) para o evento de deslizamentos generalizados estudado (210 mm/2h) e os mesmos parâmetros geomecânicos e hidrogeológicos das simulações anteriores. Novamente, por permitir uma melhor modelagem dos eventos pluviométricos, o método TRIGRS foi utilizado. Uma vez que os resultados no solo residual de filito não se modificaram na análise anterior, optou-se por simular esta intensidade pluviométrica unicamente no solo residual de granito. As condições de contorno utilizadas encontram-se na Tabela 51. Desta tabela, destacam-se a alta intensidade pluviométrica (q) e o curto intervalo de tempo (Capt 2) desta análise.

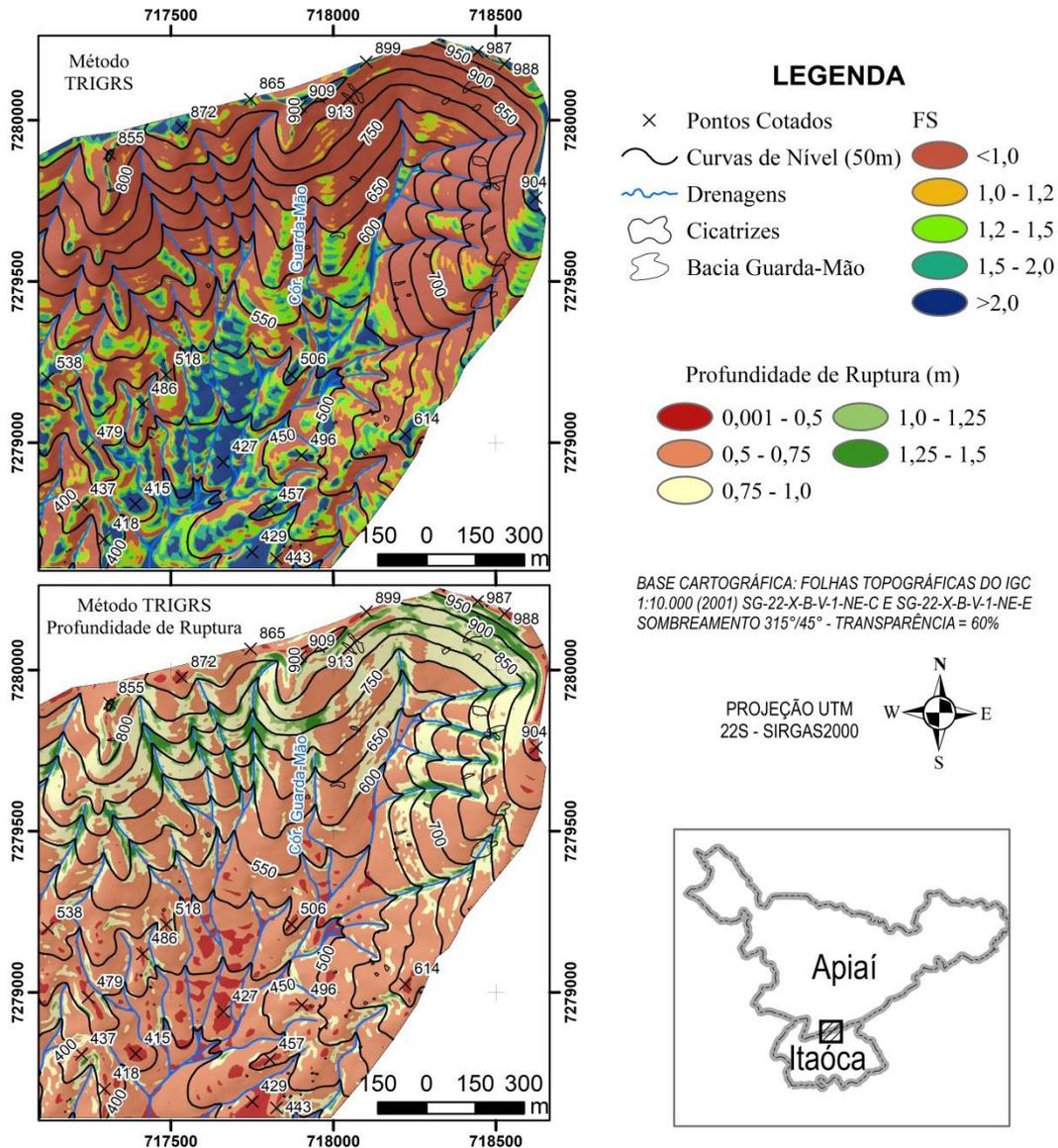
Tabela 51 - Condições de contorno definidas na utilização método TRIGRS.

Solo	z*	N.A	q	tx	nzs	mmax	nper	Capt 1	Capt 2
Residual	(m)	(m)	(m/s)					(s)	(s)
	1,0	1,0	$2,92e^{-5}$	2	10	-100	1	0	7200
Granito	1,5	1,5	$2,92e^{-5}$	2	15	-100	1	0	7200
	2,0	2,0	$2,92e^{-5}$	2	20	-100	1	0	7200

Fonte: Autor.

O produto cartográfico obtido com as simulações utilizando o método TRIGRS considerando a intensidade de chuva de 210 mm/2h e a profundidade de 1,5 m encontra-se na Figura 72.

Figura 72 - Mapa de suscetibilidade da simulação com chuva de 210mm/2h e z =1,5m (TRIGRS).



Fonte: Autor.

Visualmente, a nova intensidade pluviométrica resultou em um aumento significativo de áreas com $FS < 1,0$. Ademais, destacam-se as diferentes profundidades onde o FS mais baixo foi encontrado na bacia do córrego Guarda-mão: ao contrário das demais análises onde os menores FS ocorreram majoritariamente na espessura máxima do solo (1,5m), os menores FS nesta simulação ocorrem, em grande maioria, entre 0,5m e 0,75m.

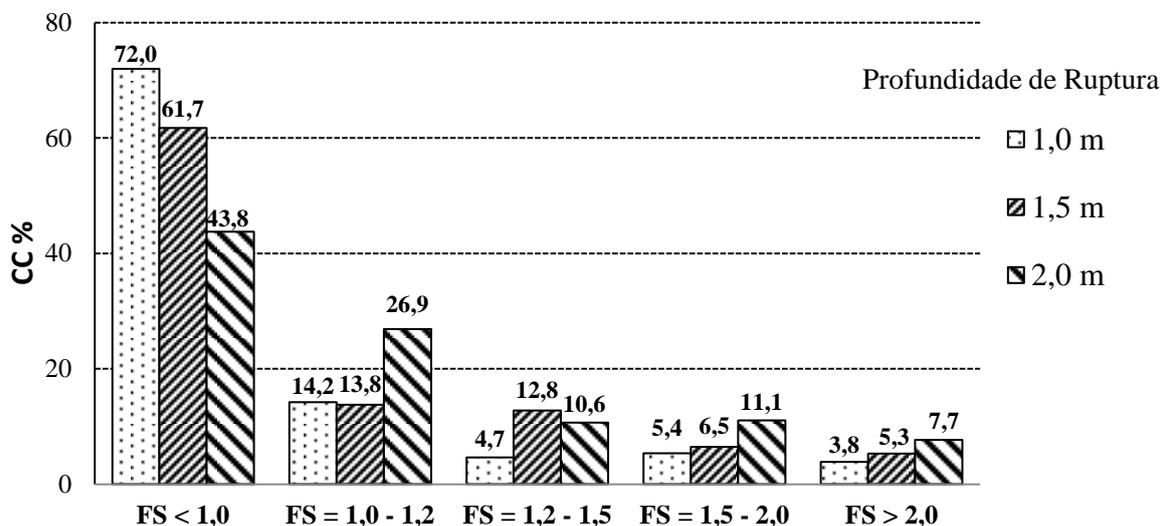
A análise, em termos de área percentual encontra-se na Tabela 52, enquanto que os índices CC e PE desta simulação encontram-se, respectivamente, nas Figuras 73 e 74.

Tabela 52 – Áreas percentuais das classes de (FS) na simulação considerando uma precipitação de 210mm/2h.

Solo Residual	Profundidade	ÁREA PERCENTUAL (%)				
		FATOR DE SEGURANÇA (FS)				
		< 1,0	1,0 – 1,2	1,2 – 1,5	1,5 – 2,0	> 2,0
Granito	1,0 m	57,9	16,0	8,3	8,9	8,9
	1,5 m	48,3	12,9	16,1	11,4	11,4
	2,0 m	33,2	23,5	10,8	17,4	15,1

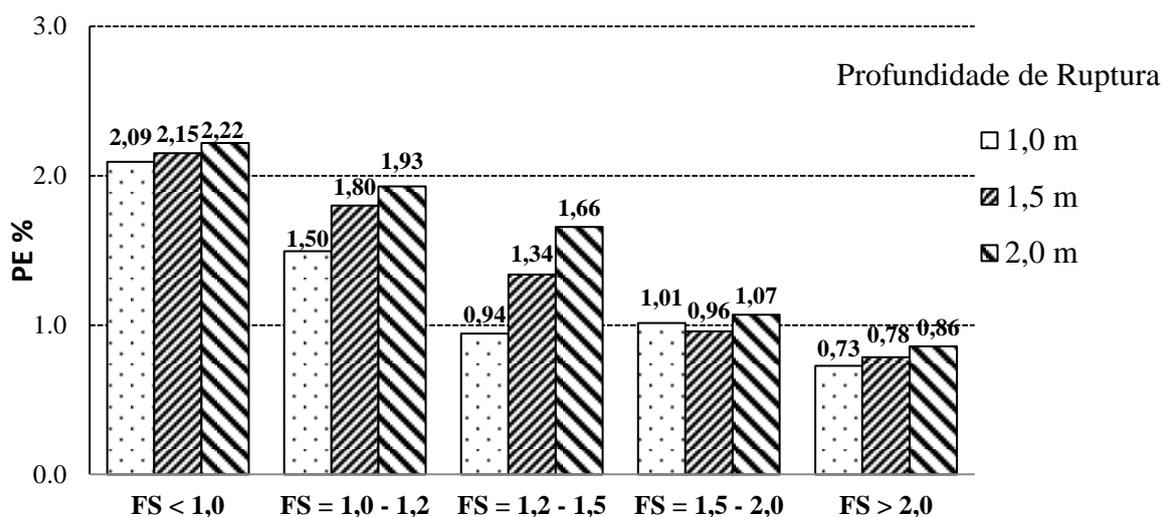
Fonte: Autor.

Figura 73 - CC versus FS na simulação com chuva de 210mm/2h nos granitos.



Fonte: Autor.

Figura 74 – PE versus FS na simulação com chuva de 210mm/2h nos granitos.



Fonte: Autor.

Observa-se que o granito apresentou um aumento significativo de áreas instáveis, resultando em mais de 50% de terrenos com $FS < 1,0$ para rupturas a 1,0m de profundidade. Seguindo a tendência da área percentual, estas simulações apresentaram as maiores CC em todas as análises efetuadas com o método TRIGRS, onde também se destaca a significativa redução dos índices CC para áreas com $FS > 1,0$. Além disso, o maior PE foi determinado também na classe de $FS < 1,0$, variando entre 2,09% e 2,22%. Estas relações indicam uma melhora significativa na acuidade das simulações com este método.

Da mesma forma que a análise anterior, os maiores índices CC ocorrem em rupturas com profundidade de 1,0m, seguidas pelas profundidades de 1,5m e 2,0m. Estes resultados são mais compatíveis com trabalhos anteriores na Serra do Mar, assim como os dados obtidos nos levantamentos de campo do presente estudo. Finalmente, os índices de acerto, erro e a relação entre os mesmos encontram-se na Tabela 53.

Tabela 53 – Índice de Acerto, de Erro e relação I_A/I_E obtidos nas simulações com chuva de 210 mm/2h (TRIGRS).

Solo Residual	Espessura do Solo	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	Relação I_A/I_E
Granito	1,0 m	72,0	57,7	1,25
	1,5 m	61,7	48,1	1,28
	2,0 m	43,8	33,0	1,33

Fonte: Autor.

No solo residual de granito, as simulações levando em consideração um evento pluviométrico mais intenso, de curta duração, apresentaram relações I_A/I_E ligeiramente menores ao cenário de chuva acumulada em 4 dias, excetuando a profundidade de 2,0m.

Estes resultados mostram a importância da consideração destes índices de modo conjunto. Uma vez que a relação I_A/I_E foi menor na espessura de 1,0m, este ainda pode ser indicado como um dos melhores cenários destas análises, corroboradas pela tendência exposta pelo gráfico CC versus FS e o aumento visual de áreas com $FS < 1,0$ concentradas majoritariamente nos talwegues. Destaca-se que esta profundidade de ruptura é tanto condizente com trabalhos anteriores na região da Serra do Mar, quanto com os levantamentos de campo efetuados nesta pesquisa.

Por fim, de modo a compreender os efeitos de uma precipitação mais intensa, recorreu-se a análise de células individuais. Desta forma, os FS calculados em 3 células distintas na espessura de 1,0m e 2,0m encontram-se nas Tabelas 54 e 55.

Tabela 54 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 1,0m, considerando uma precipitação de 210mm/2h.

Célula n° 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ $t = 7200s$			Célula n° 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ $t = 7200s$			Célula n° 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ $t = 7200s$		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,11	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	0,155	1,22	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	0,207	0,98	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	0,259	0,84	0,50	0,177	0,79	0,50	0,146	0,79
0,60	0,310	0,75	0,60	0,213	0,69	0,60	0,175	0,69
0,70	0,362	0,68	0,70	0,248	0,62	0,70	0,205	0,62
0,80	0,414	0,63	0,80	0,283	0,57	0,80	0,234	0,56
0,90	0,465	0,59	0,90	0,319	0,53	0,90	0,263	0,52
1,00	0,517	0,56	1,00	0,354	0,50	1,00	0,292	0,49

Fonte: Autor.

Tabela 55 - Fatores de segurança calculados pelo método TRIGRS em três células distintas com espessura do solo de 2,0m, considerando uma precipitação de 210mm/2h.

Célula n° 2431140 $\alpha = 43,5^\circ$ $t = 7200s$			Célula n° 1546391 $\alpha = 52,9^\circ$ $t = 7200s$			Célula n° 1788502 $\alpha = 56,7^\circ$ $t = 7200s$		
z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS	z (m)	Ψ (kPa)	FS
0,001	0,001	10,0	0,001	0,000	10,0	0,001	0,000	10,0
0,10	0,052	3,08	0,10	0,036	3,10	0,10	0,029	3,22
0,20	0,104	1,68	0,20	0,071	1,66	0,20	0,059	1,71
0,30	0,155	1,22	0,30	0,107	1,18	0,30	0,088	1,20
0,40	0,207	0,98	0,40	0,142	0,93	0,40	0,117	0,94
0,50	0,259	0,84	0,50	0,177	0,79	0,50	0,146	0,79
0,60	0,310	0,75	0,60	0,213	0,69	0,60	0,175	0,69
0,70	0,362	0,68	0,70	0,248	0,62	0,70	0,205	0,62
0,80	0,392	0,66	0,80	0,284	0,57	0,80	0,234	0,56
0,90	0,260	0,82	0,90	0,319	0,53	0,90	0,263	0,52
1,00	0,168	0,90	1,00	0,354	0,50	1,00	0,292	0,49
1,10	0,106	0,95	1,10	0,390	0,47	1,10	0,321	0,46
1,20	0,066	0,97	1,20	0,405	0,46	1,20	0,351	0,43
1,30	0,042	0,97	1,30	0,343	0,52	1,30	0,380	0,41
1,40	0,032	0,97	1,40	0,298	0,56	1,40	0,409	0,40
1,50	0,032	0,95	1,50	0,265	0,58	1,50	0,390	0,42
1,60	0,040	0,94	1,60	0,242	0,59	1,60	0,353	0,45
1,70	0,056	0,92	1,70	0,228	0,60	1,70	0,325	0,47
1,80	0,076	0,90	1,80	0,221	0,60	1,80	0,305	0,48
1,90	0,102	0,88	1,90	0,220	0,60	1,90	0,292	0,49
2,00	0,131	0,86	2,00	0,223	0,60	2,00	0,284	0,49

Fonte: Autor.

De modo geral, observa-se que as células encontram-se saturadas (cargas de pressão positivas). Destaca-se que na primeira célula analisada (célula n° 2431140), os valores de carga de pressão estão distribuídos ao longo do perfil de 2,0m, o que resulta em FS maiores nesta espessura do solo quando comparadas com a espessura de 1,0m. Nas demais células, os valores de carga de pressão e FS são idênticos tanto para profundidades de 1,0m quanto para 2,0m.

Ao contrário da análise com 1,0m, o menor FS para profundidades de 2,0m não foi encontrado na base da camada, mas sim em espessuras intermediárias, como 0,8m (FS = 0,66), 1,2m (FS = 0,46) e 1,4m (FS = 0,40) nas células n° 2431140, n° 1546391 e n° 1788502, respectivamente. Nestes pontos, também foram observados os maiores valores de carga de pressão (Ψ).

Na comparação entre eventos pluviométricos, observa-se uma elevação nos valores de carga de pressão em algumas áreas, como na célula n° 2431140. Todavia, evidencia-se um

limite na elevação destas cargas, uma vez que valores de Ψ idênticos foram gerados nas demais células analisadas, ainda que em eventos de intensidade muito menor. Finalmente, $FS < 1,0$ são observados a partir de 0,40m de solo, do mesmo modo que a análise com chuva acumulada em 4 dias.

Analisando as simulações efetuadas, observaram-se, de maneira geral, relações I_A/I_E relativamente baixas quando comparados com demais autores. Acredita-se que isto tenha ocorrido devido à utilização de parâmetros hidrogeológicos e de resistência extraídos da literatura, além da definição de uma profundidade única de ruptura. A fim de exemplificação, Listo (2018) encontrou uma relação I_A/I_E entre 0,05 até 2,75 em sua área de estudo, enquanto que Sorbino et al. (2007) obtiveram relações I_A/I_E entre 1,9 e 4,0, valores estes muito acima da maior relação encontrada na pesquisa (1,33). Todavia, estes resultados reforçam as considerações apresentadas, uma vez que os melhores resultados obtidos por Sorbino et al. (2007) são encontrados no método TRIGRS ajustando a espessura do solo por meio da interpolação de dados coletados em campo, enquanto Listo (2018) varia os cenários estudados em relação ao ângulo de atrito e a coesão dos solos.

Ainda sobre o parágrafo anterior, vale destacar que o presente estudo objetivou a comparação dos métodos de análise de estabilidade determinísticos entre si e sob duas condições hidrogeológicas distintas, esta última, considerando 3 cenários pluviométricos. Não se buscou, desta forma, a variação dos parâmetros e condições de contorno de modo a obter o melhor ajuste destas simulações. Nestes termos, a pesquisa se assemelha aos resultados de Seefelder (2017), aonde, excetuando o método SHALSTAB ($I_A/I_E = 2,12$), os demais métodos analisados obtiveram relações I_A/I_E entre 1,15 e 1,63, incluindo o método TRIGRS (1,63). Assim como no presente estudo, a autora utilizou cenários únicos de coesão (0kPa), ângulo de atrito (45°) e condutividade hidráulica saturada (10^{-5} m/s).

Finalmente, uma ressalva feita sobre a utilização da relação I_A/I_E encontra-se no trabalho de Seefelder (2017). Conforme a autora, boas relações I_A/I_E podem ser obtidas apenas devido a um índice de erro (I_E) consideravelmente inferior ao acerto, não expressando assim, o quão realística é esta simulação. A fim de exemplificação, a autora encontra a maior relação I_A/I_E no método SHALSTAB, método o qual apresentou o índice de acerto (I_A) mais baixo em comparação aos demais métodos empregados. Desta forma, conforme Seefelder (op. cit) ainda que a relação I_A/I_E seja um bom índice de desempenho dos métodos de análise de estabilidade determinísticos, este índice deve ser utilizado com ressalvas de modo a não se

considerar simulações com baixos percentuais de acerto como os melhores cenários da pesquisa.

7 CONCLUSÕES

Estudou-se uma área fortemente impactada por escorregamentos rasos de solo, localizada na divisa entre Apiaí e Itaóca, na região do Vale do Ribeira, extremo sul do Estado de São Paulo. A área total afetada por estes escorregamentos corresponde a 5,1% desta região, ou seja, 0,9 km². Os mapas temáticos desenvolvidos na área de estudo mostraram-se coerentes com as informações obtidas e verificadas nos trabalhos de campo. Constatou-se uma região de relevo serrano, altamente preservada e com declividades elevadas, o que contribuiu para o difícil acesso à área de estudo.

Observou-se que as cicatrizes estão bem distribuídas entre as cotas do terreno, com destaque para a cota de 500 a 600m (CC = 23%), sendo esta também a classe com maior potencial para instabilizações (PE = 1,73%). Estas cicatrizes concentram-se em declividades entre 30° a 40° (CC = 42,9%), ainda que percentuais significativos de CC possam ser encontrados entre 20° a 30° e 40° a 50° (23,5% e 22,5%, respectivamente). O maior índice PE, por sua vez, ocorre na faixa de declividade entre 40° e 50°. Além disso, estas cicatrizes concentram-se majoritariamente em encostas direcionadas para leste e sudeste, apresentando índices CC de 23,3% e 20,1%, respectivamente, enquanto que o maior PE também é encontrado em encostas direcionadas para leste (PE = 3,18%), sendo este o maior PE obtido nas análises. Finalmente, os granitos do Maciço Itaóca e os metarenitos da Fm. Serra da Boa Vista são as litologias mais propensas à instabilização: os granitos apresentaram mais da metade dos escorregamentos da área de estudo (CC = 57,8%) enquanto que os metarenitos apresentam o maior índice PE (1,74%).

No que tange aos índices utilizados nos mapas temáticos, observou-se a importância da análise da concentração de cicatrizes (CC) e do potencial de escorregamento (PE) de maneira conjunta na definição das classes mais propensas a instabilizações. Isto ocorre, pois o índice CC é altamente influenciado pela área da classe do condicionante. A depender do tamanho desta área, esta pode concentrar o maior número de cicatrizes, mas não necessariamente ser a classe mais propensa aos escorregamentos. Ao contrário do CC, o PE possui como principal vantagem o fato de ser ponderado pelo tamanho da área, determinando com maior precisão as classes de condicionantes mais críticas. Como principal desvantagem, este índice pode ser empregado unicamente de modo comparativo, uma vez que não há valores de referência para determinar a propensão de uma classe à instabilização, variando conforme o cenário estudado.

Em relação ao evento pluviométrico, estimou-se uma chuva média acumulada de 66,6mm na região dos granitos, aumentando gradativamente até atingir 93,4mm nos filitos da Fm. Gorutuba, a norte. Estes valores pluviométricos foram utilizados em análises subsequentes, assim como uma intensidade pluviométrica de 210mm/2h, descrita por demais autores como responsável pela deflagração dos eventos de corrida de massa ocorridos no local.

A primeira fase de simulações contou com a utilização do método do Talude Infinito sem considerar o evento pluviométrico para 3 profundidades de ruptura distintas. De modo geral, a área percentual relativa ao $FS < 1,0$ aumentou substancialmente à medida que as profundidades de ruptura tornaram-se maiores. Os maiores CC obtidos para os filitos e granitos ocorreram na classe de FS entre 1,2 e 1,5 (condição de 20 a 50% acima da ruptura) enquanto que os maiores PE ocorreram na classe de FS entre 1,0 e 1,2. Logo, os resultados obtidos na simulação utilizando o método do Talude Infinito não podem ser considerados muito bons na previsão de locais mais suscetíveis a deslizamento nas condições de contorno adotadas. Esta conclusão é ainda corroborada pelas relações I_A/I_E , onde as maiores relações foram obtidas para a profundidade de 2,0m nos filitos e nos granitos.

As mesmas condições de contorno foram simuladas nos métodos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS. Nestas simulações os métodos geraram respostas bastante parecidas, com o SINMAP resultando em áreas percentuais de $FS < 1,0$ ligeiramente superiores aos demais métodos e, conseqüentemente, maiores percentuais de CC. Destaca-se ainda que os métodos do Talude Infinito e TRIGRS apresentaram resultados praticamente iguais nas três profundidades e nas duas litologias analisadas. Novamente, os maiores valores das relações I_A/I_E obtidas nas simulações sem a consideração da chuva e na condição não saturada (sem N.A.) ocorreram para a profundidade de ruptura a 2,0m nas duas litologias e nos quatro métodos estudados.

As simulações sem considerar a intensidade do evento pluviométrico e a formação de um N.A. 20% acima da profundidade de ruptura ocorreram nos métodos do Talude Infinito e TRIGRS. Comparando estes resultados com os obtidos na condição não saturada, observa-se um ligeiro aumento nos índices de acerto (I_A) e nas relações I_A/I_E em todas as simulações, sendo este aumento mais significativo tanto nas profundidades de 1,0m quanto no solo residual de granito. Todavia, os maiores percentuais de CC em ambos os solos continuam ocorrendo na classe de FS entre 1,2 e 1,5. Concluiu-se que a inclusão de um N.A.

nestas simulações não resultou num ganho significativo de acuidade nas previsões das áreas mais suscetíveis aos deslizamentos rasos de solo.

As simulações com um evento pluviométrico foram efetuadas considerando três cenários distintos, relacionadas à intensidade e a duração do evento pluviométrico. No primeiro cenário, observou-se que os resultados nos métodos SINMAP e SHALSTAB são pouco realistas, classificando quase a totalidade dos terrenos como instáveis. Uma das hipóteses levantadas em relação ao aumento exorbitante das áreas instáveis nos filitos relaciona-se aos baixos valores de condutividade hidráulica saturada deste solo, os quais afetam diretamente as áreas que tenderão a se instabilizar nestes métodos. O TRIGRS, por sua vez, apresentou resultados distintos para os solos residuais. Nos filitos, ocorreu um aumento significativo de áreas instáveis quando comparadas com as simulações sem consideração da chuva e condições não saturada e saturada (com N.A.). Este aumento foi correspondente aos métodos SINMAP e SHALSTAB. Nos granitos, o aumento de áreas instáveis não é tão significativo, ficando muito próximo aos resultados obtidos nas simulações sem considerar a intensidade pluviométrica. Nas relações I_A/I_E , observou-se novamente que as melhores relações foram obtidas na profundidade de 2,0m.

No segundo cenário, observou-se que o aumento temporal do evento não foi suficiente para que mais áreas no filito se tornassem instáveis, reforçando as considerações referentes aos parâmetros hidrogeológicos adotados nestas simulações. Nos granitos, o maior percentual de áreas instáveis ($FS < 1,0$) ocorre na profundidade estimada em 1,0m, tendência totalmente oposta às demais simulações, onde o maior percentual é encontrado à medida que as profundidades de ruptura tornam-se maiores. As investigações demonstraram que esta inversão ocorre devido à distribuição das cargas de pressão positivas em todo o perfil do solo na profundidade de 1,0m, sendo estas cargas de pressão geradas devido ao avanço da frente de umedecimento em conjunto com o nível d'água situado na base desta camada. Em espessuras maiores, a frente de umedecimento não é capaz de umedecer todo o perfil do solo, em virtude também de um N.A mais profundo, o que resultará em valores menores de carga de pressão e, conseqüentemente, em FS ligeiramente mais elevados.

No terceiro cenário, utilizando unicamente o método TRIGRS no solo residual de granito, observou-se um aumento significativo das porcentagens de áreas instáveis. Pela primeira vez nestas simulações, os maiores índices de CC nos granitos ocorreram na classe de $FS < 1,0$. Destaca-se que os cenários com profundidades de 1,0m e 1,5m foram considerados os mais representativos dentre as simulações: ainda que tenha se obtido uma menor relação

I_A/I_E , estes apresentaram uma melhor tendência de distribuição de cicatrizes por classe de FS, além do aumento de áreas com $FS < 1,0$ se concentrar, visualmente, nas regiões próximas aos talwegues. Destaca-se que estas espessuras são condizentes com trabalhos anteriores na região da Serra do Mar, assim como nos levantamentos de campo efetuados na área de estudo.

No que se refere aos resultados obtidos, as incoerências observadas em relação às profundidades de ruptura dos deslizamentos e os resultados das simulações nos quatro métodos apontam para a limitação de se considerar uma profundidade única de superfície de ruptura em cada simulação realizada. Além disso, as simulações sem chuva na condição não saturada podem ser consideradas muito semelhantes e relativamente pobres com relação à previsão de áreas mais suscetíveis nos métodos analisados. Destaca-se que as pequenas diferenças obtidas entre os métodos neste cenário devem-se, provavelmente, a forma como estes calculam a área de distribuição e a declividade, resultando em valores ligeiramente distintos e, conseqüentemente, refletindo diretamente nos cálculos do FS. Ademais, ressalta-se que um cálculo mais refinado de área de contribuição do SINMAP, necessária à utilização do modelo D_∞ , pode ter favorecido este método no que tange ao maior acerto na previsão de áreas nas análises sem a intensidade do evento pluviométrico. Ainda em relação aos resultados, os dados obtidos indicam que os parâmetros de resistência adotados para os solos residuais devem estar acima dos valores que realmente ocorrem na área de estudo.

No que tange a comparação geral entre os métodos utilizados, destaca-se que o SHALSTAB e o SINMAP consideram a formação de uma coluna d'água (h/z) necessária para a instabilização das encostas, ou seja, estas encostas serão classificadas como instáveis tanto por seus parâmetros de resistência quanto pela formação de pressões neutras causadas pela ascensão de um N.A no terreno. Desta forma, esses métodos não devem ser escolhidos como ferramentas de análise de estabilidade em locais onde não há o conhecimento prévio da dinâmica hidrogeológica ou do mecanismo responsável pela instabilização destes taludes.

Uma vez que os resultados não são apresentados em termos de FS, o processo de reclassificação constitui uma das limitações na comparação do método SHALSTAB com os demais métodos. Ademais, devido à reclassificação, não se faz possível determinar o quão acima do limite de ruptura dado local se encontra. O SINMAP, por sua vez, necessita da anulação de sua abordagem probabilística. Em termos de características operacionais, a utilização do SINMAP também necessita do cálculo prévio de parâmetros de entrada utilizados unicamente neste método (coesão adimensional - C e a razão T/R), sendo estes parâmetros dependentes da profundidade de ruptura e da inclinação do terreno em estudo.

O TRIGRS possui como principais vantagens a possibilidade de modelar o evento pluviométrico, a definição mais precisa de uma série de condições de contorno e a pesquisa da profundidade de superfície de ruptura mais crítica em cada situação analisada. Todavia, a interface de comandos efetuada no formato bloco de notas (*.txt) dificulta a utilização do mesmo. Além disso, este método é o que necessita do maior número de parâmetros de entrada necessários para realizar as simulações.

Na presente pesquisa, o método TRIGRS produziu resultados mais condizentes com as condições em campo: na ausência de um evento pluviométrico, o mesmo computa o acréscimo da parcela de sucção na estabilidade das encostas (cargas de pressão - Ψ negativas). Todavia, sua limitação está na necessidade de assinalar um N.A, no máximo, na base da camada de solo, fazendo com que em análises sem pluviometria esta base sempre possua os menores FS ($\Psi = 0$), igualando este método ao Talude Infinito. Respostas idênticas do método mais simples e do mais complexo fazem com que os benefícios na utilização do TRIGRS sejam questionados em análises sem a consideração da intensidade do evento pluviométrico. Finalmente, observou-se que a depender dos parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos considerados, o método TRIGRS pode gerar resultados similares aos demais métodos, ou até mesmo respostas completamente distintas, conforme evidenciado no solo residual de granito.

Conforme parágrafos anteriores, ainda que o índice PE seja importante nos mapas temáticos, este não é tão usual em análises que têm como objetivo a comparação entre os métodos, uma vez que o maior potencial de escorregamento deve ocorrer na classe instável. Desta forma, na comparação das simulações, destaca-se o uso de CC, o qual na classe FS < 1,0 corresponde ao índice de acerto (I_A) do método, em conjunto com o índice de erro (I_E), o que, por sua vez, quantifica o percentual de falsos positivos das simulações. A presente pesquisa é um exemplo de que estes índices podem e devem ser utilizados de modo conjunto, uma vez que a melhor simulação foi obtida considerando tanto a relação I_A/I_E quanto à tendência de distribuição de cicatrizes em relação aos intervalos de FS definidos.

Destaca-se ainda que não existem valores ideais da relação I_A/I_E . Desta forma, essa relação pode apenas ser comparada dentro das simulações efetuadas, ou com resultados obtidos por demais autores. Ademais, observou-se que a relação I_A/I_E deve ser utilizada com ressalvas, uma vez que elevadas relações podem ser obtidas mesmo em simulações com baixos percentuais de acerto.

Finalmente, a pesquisa realizada produziu resultados esclarecedores sobre os modelos físico-matemáticos, as condições de contorno e as limitações de cada um dos métodos investigados. Estes resultados reforçam a necessidade da definição adequada dos mecanismos e da dinâmica dos processos de instabilização, de modo que os resultados obtidos nas simulações e nos mapas de suscetibilidade sejam confiáveis e realísticos.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Finalmente, como sugestão para o prosseguimento do trabalho recomenda-se:

- A realização de ensaios de resistência e sucção controlada nos solos residuais maduros desta região, de modo a refinar os parâmetros geotécnicos e hidrogeológicos utilizados na pesquisa;
- A estimativa mais precisa da espessura do solo na região estudada, correlacionando-a com a declividade da região;
- O monitoramento mais preciso desta área, por meio da instalação de pluviômetros, piezômetros e tensiômetros;
- A continuidade de análises no método TRIGRS uma vez que o mesmo demonstrou, de modo geral, os melhores resultados em simulações envolvendo índices pluviométricos. Como sugestão ao método TRIGRS seria interessante um arquivo de saída não com a profundidade aonde o menor FS foi encontrado, como ocorre no método, mas sim com a primeira profundidade a qual registra um FS abaixo de 1,0.

REFERÊNCIAS

ABRAMENTO, M.; CARVALHO, C.S. Geotechnical parameters for the study of natural slopes instabilization at Serra do Mar, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF SOIL MECHANICS AND FOUNDATIONS ENGINEERING, 12, 1989, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro: ISSMGE 1989. p. 1599-1602, 1989.

ÁGUASPARANÁ - INSTITUTO DAS ÁGUAS DO PARANÁ. (Org). Portal do Instituto das Águas do Paraná. 2018. Disponível em: < <http://www.aguasparana.pr.gov.br/>>. Acesso em: 01 mar. 2018.

AHRENDT, A. **Movimentos de encostas gravitacionais – Proposta de um sistema de previsão: aplicação na área urbana de Campos do Jordão – SP.** 2005. 390f. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2005.

ALEOTTI, P.; CHOWDHURY, R. Landslides hazard assessment: summary review and new perspectives. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v.58, n.1 p.21-44, 1999.

ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Boletim Instituto de Geografia e Geologia - IGG-USP**, V. 41, p.169-263. 1964.

ALVIOLI, M.; BAUM, R.L. Parallelization of the TRIGRS model for rainfall-induced landslides using the message passing interface. **Environ Model Soft**, v.81, p.122–135, 2016.

AMARAL, C. P. **Mapeamento Geológico-Geotécnico da Baixada de Sepetiba e Maciços Circunvizinhos - Parte Sul da Folha de Sta. Cruz.** 1988. 130f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1988.

AMARAL JR, A. F. **Mapeamento geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de encostas gravitacionais: Costa Verde - RJ – Escala 1:10.000.** 2007. 191f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.

AMARAL JR, A.F.; ZUQUETTE, L.V. Zoneamento geológico-geotécnico de porção da região da Costa Verde-RJ, escala 1:10.000. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, n.4, p.727-744, 2007.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. (Org). Portal da Agência Nacional de Águas. 2018. Disponível em: < <http://www3.ana.gov.br/> >. Acesso em: 01 mar. 2018.

ANDRADE, J. B. **Fotogrametria.** Curitiba: SBEE, 1998.

ANDRIOLA, P. et al. A Comparison Between Physically-based Models and a Semiquantitative Methodology for Assessing Susceptibility to Flowslides Triggering in Pyroclastic Deposits of Southern Italy. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, v.32, n.1, p.213-226, 2009.

ARAÚJO, P.C. **Análise da Susceptibilidade a Escorregamentos: Uma abordagem Probabilística.** 2004. 187f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2004.

ARNONE, E.; NOTO, L.V.; LEPORE, C.; BRAS, R.L. Physically-based and distributed approach to analyze rainfall-triggered landslides at watershed scale. **Geomorphology**, v.133, p.121–131, 2011.

ASPIAZÚ, C.; ALVES, L. M.; VALENTE, O.F. Modelos Digitais de Terrenos Conceituação e Importância. **Boletim de Pesquisa Florestal**, Colombo, v. 21, p. 27-36, 1990.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **ABNT Catálogo**. Rio de Janeiro, c2019. Disponível em: <<https://www.abntcatalogo.com.br/>>. Acesso em: 12 fev. 2019.

_____. **NBR 7181**: Solo: Análise Granulométrica: Rio de Janeiro, 1984. 13 p.

_____. **NBR 6457**: Amostras de Solo: Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização: Rio de Janeiro 1986. 9 p.

_____. **NBR 6458**: Grãos de pedregulho retidos na peneira de abertura 4,8 mm - Determinação da massa específica, da massa específica aparente e da absorção de água. Rio de Janeiro, 2016. 10 p

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 1, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABMS/ABGE/PUCRJ, 1992, v.2, p.721- 730.

AUGUSTO FILHO, O. **Carta de Risco de Escorregamentos Quantificada em Ambiente de SIG como Subsídio para Planos de Seguro em Áreas Urbanas: Um Ensaio em Caraguatatuba (SP)**. 2001. 196f. Tese (Doutorado – Geociências e Meio Ambiente) Universidade Estadual Paulista. Rio Claro (SP), 2001.

AUGUSTO FILHO, O. Cartas de risco de escorregamentos e planos de seguro no Brasil: um ensaio em Caraguatatuba (SP). . **Geotecnia**, v.108, p.197-214, 2006.

AUGUSTO FILHO, O. Análise de Métodos de Interpolação de Modelo Digital do Terreno e Aplicação em SIG de Gestão de Riscos Geotécnicos e Ambientais em Oleodutos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA E ENGENHARIA AMBIENTAL, 13, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 2011.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p. 243-269.

AYALEW, L.; YAMAGISHI, H.; UGAWA, N. Landslide susceptibility mapping using GIS-based weighted linear combination, the case in Tsugawa area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan. **Landslides**, v.1, n.1, p.73-81, 2004.

BALTZER , A. **Ueber Bergstürze in den Alpen**. Bern: Verlag der Schabelitz'schen buchhandlung (C. Schmidt), 1875. 61p.

BANCO MUNDIAL. **Avaliação de Perdas e Danos: Inundações e Deslizamentos na Região Serrana do Rio de Janeiro - Janeiro 2011**. Brasília: Banco Mundial, 2012. 63p.

BATHURST, J.C., BOVOLO, C.I., CISNEROS, F. Modelling the effect of forest cover on shallow landslides at the river basin scale. **Ecological Engineering**, v.36, p.317-327, 2010.

BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. **TRIGRS** – A Fortran Program for transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability analysis. USGS, Colorado, p. 61, 2002.

BAUM, R. L. et al. Regional Landslide-hazard Assessment for Seattle, Washington, USA. **Landslides**, v.2, p.266-279, 2005.

BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. **TRIGRS** – A Fortran Program for transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability analysis, Version 2.0. USGS, Colorado, p. 81, 2008.

BAUM, R. L.; GODT, J. W.; SAVAGE, W. Z. Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient, unsaturated infiltration. **Journal of Geophysical Research**, v.115, n. 1, p.1-26, 2010.

BELL, F. **Geological Hazards: Their Assessment, Avoidance and Mitigation**. London: E & F.N SPON, 1999. 648p.

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

BISHOP, A. W. The principle of effective stress. **Teknisk Ukeblad**, v.106, n. 39, p.859-863, 1959.

BONINI, J.E et al. Parâmetros morfológicos e os escorregamentos na Bacia do rio Gorutuba, Vale do Ribeira (SP). In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 17, Campinas. **Anais...** SBGFA, 2017.

BUDETTA, P.; SANTO, A.; VIVENZIO, F. Landslide hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach. **Geomorphology**, v. 94, p. 340-352, 2008.

BULUT, F. et al. Reliability of landslide isopleth maps. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 58, n.2, p. 95-98, 2000.

BURROUGH, P.A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. Oxford: Clarendon Press, 1986. 193p.

BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A. **Principles of Geographical Information Systems**. Oxford: Clarendon Press, 1998. 311 p.

CALCATERRA, D.; RISO R.; DI MARTIRE, D. Assessing shallow debris slide hazard in the Agnano Plain (Naples, Italy) using SINMAP, a physically based slope stability model. In: LACERDA, W. EHRLICH, M.; FONTOURA, S.A.B.; SAYAO, A.S.F. (Eds) **Landslides: Evaluation and Stabilization**. Rio de Janeiro: Taylor & Francis, 2004 p. 177-183.

CAMPANHA, G.A.C.; BRITO NEVES, B.B. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. **Episodes**, v. 27, p. 255-259, 2004.

CAMPANHA G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apliaí domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Determinações da deformação finita em metassedimentos da faixa Ribeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 107-118, 2002.

CAMPANHA, G.A.C. et al. Constraining the age of the Iporanga formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible ediacaran glaciation in the Ribeira belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, p. 117-125, 2008.

CAMPANHA, G.A.C. et al. Geocronologia da porção meridional da faixa Ribeira no sul do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010.

CARRARA, A; PIKE, R. GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk **Geomorphology**, v. 94, p. 257-260, 2008.

CARRARA, A. et al. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.16, p. 427-445, 1991.

CARRARA, A. et al. GIS technology in mapping landslide hazard. In: CARRARA, A., GUZZETTI, F. (Ed.), **Geographical Information Systems in assessing Natural Hazards**. Boston : Kluwer Academic Publishers,1995. p. 135–176.

CARRARA ,A; CROSTA, G.; FRATTINI, P. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. **Geomorphology**, v. 94, p. 353-378, 2008.

CARSLAW, H.S.; JAEGER, J.C. **Conduction of heat in solids**. New York: Oxford University Press, 1959. 510 p.

CARVALHO, C. S. **Estudo da Infiltração em Encostas de Solos Insaturados na Serra do Mar**. 1989. 154 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo,1989.

CASADEI, M.; DIETRICH, W. E.; MILLER, N. L. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil mantled landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 9, p. 925-950, 2003.

CASTELLANOS ABELLA, E. A.; VAN WESTEN, C. J. Qualitative landslide susceptibility assessment by multicriteria analysis: A case study from San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. **Geomorphology**, v. 94, p. 453-463, 2008.

CENTRO DE PESQUISAS METEOROLÓGICAS E CLIMÁTICAS APLICADAS A AGRICULTURA (CEPAGRI). **A Classificação Climática de Koeppen para o Estado de São Paulo**. Disponível em <<http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>>, Acesso em: 20 Abr. 2018.

CERVI, F. et al. Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy).**Landslides**, v.7, n. 4, p.433–444, 2010.

CHEN, H. et al. Effects of topography, lithology, rainfall and earthquake on landslide and sediment discharge in mountain catchments of southeastern Taiwan. **Geomorphology**, v.133, p.132-142, 2011.

COE, J.A. et al. Landslide susceptibility from topography in Guatemala. In: LACERDA, W. EHRlich, M.; FONTOURA, S.A.B.; SAYAO, A.S.F. (Eds) **Landslides: Evaluation and Stabilization**. Rio de Janeiro: Taylor & Francis, 2004 p. 69-78.

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná**. Escala 1:100.000. 2012.

CRAIG, A. M. L. **Análise de suscetibilidade a instabilização de taludes rodoviários utilizando o método de talude infinito em ambiente SIG**. 2016. 151 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos. 2016.

CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. Landslide types and processes. Landslides, Investigation and mitigation. **Transportation Research Board**, v. 247, p.36–75, 1996.

CRUZ, O. **A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba SP: Contribuição à Geomorfologia litorânea tropical**. 1974. 181 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo. 1974.

CRUZ, P.T. **100 barragens brasileiras: casos históricos, materiais de construção, projeto.** São Paulo: Oficina de textos, 1996. 645 p.

DAEE - DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. (Org.). Portal do Departamento de Águas e Energia Elétrica. 2015. Disponível em: <<http://www.hidrologia.dae.sp.gov.br/>>. Acesso em: 03 mar. 2018.

DAI, F.C., LEE, C.F. Frequency–volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. **Engineering Geology**, v. 59, p. 253–266, 2001.

DAVIS JUNIOR, C. A. GIS: dos conceitos básicos ao estado da arte. **EspaçoBH**, Belo Horizonte (MG), v. 1, n. 1, p. 5-8, 1997.

DEB, S.K.; EL-KADI, A.I. Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. **Geomorphology**, v.108, n.4, p.219–233, 2009.

DENG, X.; LI, L.; TAN.; Y. Validation of spatial prediction models for landslide susceptibility mapping by considering structural similarity. **International Journal of Geo-Information**, v.6, p. 311-324, 2017.

DHAKAL, A. S.; SIDLE, R. Long-term modelling of landslides for different forest management practices. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.28, n.1, p.853-868, 2003.

DIETRICH, W.E. et al. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. **Journal of Geology**, v.101, n.1, p.259–278, 1993.

DIETRICH, W. and D. MONTGOMERY. **SHALSTAB**: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. National Council for Air and Stream Improvement, Inc. - NCASI, 1998, 26 p.

DOYLE, F.J. Digital terrain models: an overview. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.44, n.12, p.1481-1485, 1978.

DUMAN, T.Y. et al. Application of logistic regression for landslide susceptibility zoning of Cekmece Area, Istanbul, Turkey. **Environmental Geology**, v.51, p. 241–256, 2006.

EINSTEIN, H. H. Special Lecture: Landslide risk assessment procedure. In: International Symposium on Landslides, 5., 1988, Lausanne. **Proceedings...** Lausanne: Balkema, 1988.p.1075– 1090.

ESRI a. How Topo to Raster Works. Disponível em: <<http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-topo-to-raster-works.htm>>. Acesso em: 24 abr. 2018.

ESRI b. How Hillshade Works. Disponível em: <<http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm>>. Acesso em: 24 abr. 2018.

ESRI c. How Slope Works. Disponível em: <<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm>>. Acesso em: 24 abr. 2018.

ESRI d. How Curvature Works. Disponível em: <<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-curvature-works.htm>>. Acesso em: 24 abr. 2018.

ESRI e. How Aspect Works. Disponível em: <<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-aspect-works.htm>>. Acesso em: 24 abr. 2018.

FALEIROS, F.M. **Estratigrafia e tectônica de parte do subgrupo Lajeado, Iporanga, SP.** 2000. 41 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectonometamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR).** 2008. 306 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FALEIROS, F.M. et al. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v. 189, p. 263-291, 2011.

FELL, R. et al. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. **Engineering Geology**, v.102, p.85-98, 2008.

FERNANDES, N.F. et al. Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: Teoria, Evidências de Campo e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.51-71, 2001.

FERNANDES, N.F. et al. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: Field, Evidence and Modelling. **Catena**, v.55, n. 1, p.163-181, 2004.

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

FRANCISCO, C.N. **O Uso de Sistemas Geográficos de Informação na Elaboração de Planos de Manejo de Unidades de Conservação: Uma Aplicação no Parque Nacional da Tijuca.** São Paulo, 1995. 216 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

FREDLUND, D.G.; RAHARDJO, H.; FREDLUND, M.D. Shear Strength of Unsaturated Soils. In: FREDLUND, D.G.; RAHARDJO, H.; FREDLUND, M.D. **Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice**. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2012. p. 520 – 578.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1979. 604 p.

FREIRE, E. S. M. Movimentos coletivos de solos e rocha e sua moderna sistemática. **Construção**, v.8, p.10-18, 1965.

FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. **Precambrian Research**, v. 160, p. 108-126, 2008.

GAO, J. Identification of Topographic Settings Conductive to Landsliding From Dem in Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 579-591, 1993.

GAO, J.; MARO, J. Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979-2003. **Geomorphology**, v.114, p. 373-381, 2010.

GERSCOVICH, D. **Estabilidade de Taludes**. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

GOETZ, J. N.; GUTHRIE, R. H.; BRENNING, A. Integrating physical and empirical landslide susceptibility models using generalized additive models. **Geomorphology**, v.129, n.1, p.376-386, 2011.

GOMES, R.A.T; et al. Combining Spatial Models for Shallow Landslides and Debris-Flows Prediction. **Remote Sensing**, v.05, n.1 p. 2219-2237, 2013.

GOODCHILD, M. F. The State of GIS for Environmental Problem-Solving. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (Ed). **Environmental Modeling with GIS**. New York: Oxford University Press, 1993. p. 8-15.

GOOGLE. Google Earth Pro. Version 7.1.8. 2017. Disponível em: <<https://www.google.com.br/intl/pt-BR/earth/>>. Acesso em: 08 jun. 2017

GRAMANI, M.F. **Caracterização geológico-geotécnica das corridas de detritos (“debris flows”) no Brasil e comparação com alguns casos internacionais**. 2001. 372f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Solos) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, 2001.

GRAMANI, M.S. A corrida de massa no córrego Guarda-Mão, município de Itaóca-SP: impacto e observações de campo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL , 15., 2015, Rio Grande do Sul. **Anais...**São Paulo: ABGE, 2015. v. 1. DVD.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo: Blucher, 1984. 216p.

GUIMARÃES, B. M. **Mapeamento geológico-geotécnico e caracterização do debris flow da bacia do Ribeirão Guarda-Mão em Itaoca (SP)**. 2015. 69f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), 2015.

GUIMARÃES, R. F. et al. Movimentos de encostas. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008, p. 159 - 184.

GUZZETTI, F. **Review and selection of optimal geological models related to spatial information available**. RISK AWARE – risk advanced weather forecast system to advise on risk events and management. Perugia: IRPI-CNR, 2005. p. 46.

GUZZETTI, F.; CARDINALI, M; REICHENBACH, P. The AVI Project: a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. **Environmental Management**, v.18, n.4, p.623- 633, 1994.

GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. **Geomorphology**, v.31, p.181-216, 1999.

GUZZETTI, F.; MONDINI, A.C.; CARDINALI, M.; FIORUCCI, F.; SANTANGELO, M.; CHANG, K.T.; Landslide inventory maps: New tools for an old problem. **Earth-Science Reviews** 112: 42-66. 2012.

HANSEN, A. Landslide Hazard Analysis. In: BRUNSDEN, D.; PRIOR, D. B. **Slope Instability**. New York: John Wiley and Sons, 1984. p. 523-602.

HAVENITH, B. H. et al. Analysis of landslides susceptibility in the Suusamy region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach. **Landslide**, v. 3, p. 39-50, 2006.

HENRIQUES, C.; ZÊZERE, J. L.; MARQUES, F. The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution. **Engineering Geology**, v.189, p.17-31, 2015.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. **O manual de deslizamento – Um guia para a compreensão de deslizamentos**. Virginia: USGS, 2008. 129 p.

HUNGR, O.; LEROUÉIL, S.; PICARELLI, L. The Varnes classification of landslide types, an update. **Landslides**, v. 11, n.2, p. 167-194, 2014.

HUTCHINSON, J. N.. Mass movement. In FAIRBRIDGE, R. W. **Encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold Publishers, 1968. p. 688-695.

HUTCHINSON, J. N. General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides. In: International Symposium on Landslides, 5.,1988, Lausanne. **Proceedings...** Lausanne: Balkema, 1988. p. 3 – 35.

HUTCHINSON, M.F.; XU, T.; STEIN, J.A. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: HENGEL, T.; EVANS, I.S.; WILSON, J.P.; GOULD, M. (Ed.). **Geomorphometry 2011**. California/USA: Geomorphometry, 2011. Disponível em: <<http://geomorphometry.org/system/files/HutchinsonXu2011geomorphometry.pdf>>. Acesso em: 03 mar. 2018.

INFANTI JUNIOR N.; FORNASARI FILHO, N. Processos de dinâmica superficial. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (Ed.). **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p. 131-152.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Banco de dados: Bases e Referências (2015). Disponível em: < <https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais.html>>. Acesso em: 20 jun. 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE: O Brasil em síntese. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/link.php?codmun=354890>>. Acesso em: 20 abr. 2018.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. (1981b). Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000. 2v. São Paulo. Publicação IPT 1185.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na serra do mar na área de Cubatão**: relatório técnico. São Paulo: IPT, 1986. 192 p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Ocupação de encostas**. São Paulo: IPT, 1991. 216 p

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

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. **Photogrammetric Engineering And Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593-1600, 1988.

JESUS, A. C. **Retroanálise de Escorregamentos em Solos Residuais não Saturados**. 2008. 265 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

JEONG, U. et al. Construction of a landslide susceptibility map using SINMAP technique and its validation: A case study. In: CANADA - U.S. ROCK MECHANICS SYMPOSIUM,1., 2007, Vancouver. **Proceedings...**Canadá: ARMA, 2007.p. 1-4.

KEIM, R.; SKAUGSET, A. E. Modelling effects of forest canopies on slope stability. **Hydrological Processes**, v. 17, n.1, p. 1457-1467, 2003.

- KURIAKOSE, S. L. **Effect of vegetation on debris flow initiation: conceptualization and parameterization of a dynamic model for debris flow initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PC Raster**. 2006. 143 p. Thesis (Master of Science in Geo-information Science and Earth Observation) - International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Indian Institute of Remote Sensing (NRSA), India, 2006.
- LARSEN, M. C; TORRES-SÁNCHEZ, A. J. The Frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico. **Geomorphology**, v. 24, p. 309-331, 1998.
- LISTO, F. L. R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, v. 169, n. 1, p. 30-44, 2012.
- LOPES, E. S. S. **Modelagem Espacial Dinâmica em Sistema de Informação Geográfica: Uma Aplicação ao Estudo de Movimentos de encostas em uma Região da Serra do Mar Paulista**. 2006. 314 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.
- LOPES, E. S. S.; NAMIKAWA, L. M.; REIS, J. B. C. Risco de escorregamentos: Monitoramento e alerta de áreas urbanas nos municípios no entorno de Angra dos Reis - Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 13., 2011, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 2011. v. 1. DVD.
- MARTINS, T.D.; OKA-FIORI, C.; VIEIRA, B.C. Mapeamento de Cicatrizes de Escorregamentos utilizando Imagem Multiespectral. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 30, p. 96-109, 2015.
- MASSAD, F. et al. Comparison between estimated and measured debris flow discharges and volume of sediments. In: PAN-AMERICAN SYMPOSIUM ON LANDSLIDES, 2., 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: COBRAE, 1997. p.213-222.
- MASSAD, F. **Obras de Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 216p.
- MATOS, M. M. **Stability of slopes in residual soils**. 1974. 234f. Dissertation (M.Sc.) - University of Alberta, Canada. 1974.
- MEDEIROS, A. M. L. **Artigos sobre conceitos em geoprocessamento**. E-book. 2012. Disponível em <<http://andersonmedeiros.com/>>. Acesso em 30 set. 2013.
- MEISINA, C.; SCARABELLI, S. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in coluvial soils. **Geomorphology**, v. 87, p. 207-223, 2007.
- MEJIA-NAVARRO, M. et al. Geological hazards, vulnerability, and risk assessment using GIS: model for Glenwood Springs, Colorado. **Geomorphology**, v. 10, n. 1, p. 331-354, 1994.
- MELLO, I.S.C. **Geologia e estudo metalogenético do Maciço Itaoca, Vale do Rio Ribeira, SP e PR**. 1995. 188f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- MICHEL, G.P. **Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação**. 2013. 152 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.
- MICHEL, G. P.; GOERL, R. F.; KOBAYAMA, M. Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil. **Natural Hazards**, v.75, p. 2369-2384. 2014.
- MICHEL, G. P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R. F. Análise comparativa entre os modelos SHALSTAB e SINMAP na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais. In: POLETO, C.; PLETSCHE, A. L.; MELLO, E. E.; CARVALHO, N. O.

(Org.). **Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos: artigos selecionados**. Porto Alegre: ABRH, 2012. p. 209 -225.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA: Catálogo de Imagens de Satélite Rapideye do Ministério do Meio Ambiente. Disponível em: <<http://geocatalogo.mma.gov.br/>>. Acesso em: 08 jun. 2017.

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

MORGENSTERN, N.R. e MATOS, M.M. Stability of slopes in residual soils. In: PAN-AMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 5., 1975, Buenos Aires. **Proceedings...** Buenos Aires, ISSMFE, 1975. p. 367-383.

MOORE, I.D.; TURNER, A.K.; WILSON, J.P.; JENSON, S.K.; BAND, L.E. GIS and land surface-subsurface process modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T. **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University Press, 1993. p. 196-230.

NEFESLIOGLU, H.A. et al. An assessment on the use of Terra ASTER L3A data in landslide susceptibility mapping. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 14, p. 40–60, 2012.

NERY, T.D. **Avaliação da susceptibilidade a escorregamentos translacionais rasos na Bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. 2011, 170f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

NERY, T.D.; VIEIRA, B.C. Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v.74, p. 369-378, 2015.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer Vision, Graphics, and Image Processing**, v. 28, n. 3, p. 323-344, 1984.

O'LOUGHLIN, E.M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resource Research**, v. 22, p.794–804, 1986.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. **Terrain Stability mapping with SINMAP, Technical description and users guide for version 1.00**. Utah State University, 1998. Disponível em <http://hydrology.usu.edu/dtarb/iaeg.pdf>. Acessado em 15 Ago. 2017.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N.; PRASAD, A. **SINMAP 2: A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, technical description and users guide for version 2.0**. Utah State University, 2005. Disponível em <http://hydrology.usu.edu/sinmap2/sinmap2.PDF> Acessado em 15 Ago. 2017.

PAIVA, A. A maior tragédia do Brasil foi na Serra das Araras. Disponível em: <<http://www.eng.uerj.br/noticias/1351798773>>. Acesso em: 12 nov. 2018.

PELLICANI, R.; ARGENTIERO, I.; SPILOTRO, G. GIS-based predictive models for regional-scale landslide susceptibility assessment and risk mapping along road corridors. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 8, n.2, p. 1012-1033, 2017.

PIKE, R. J.; SOBIESZCZYK, S. Soil slip/debris flow localized by site attributes and wind-driven rain in the San Francisco Bay region storm of January 1982. **Geomorphology**, v.94, p. 290-313, 2008.

PINTO, C. S. et al. Propriedades dos Solos Residuais. In: CINTRA, J.C.; ALBIERO, J. H. **Solos do Interior de São Paulo**. São Carlos: Solos, 1993. p. 95-142.

PIRES, F.A. Uma nova concepção para os ambientes do grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 2, p. 606-616.

POURGHASEMI, H. R.; RAHMATI, O. Prediction of the landslide susceptibility: Which algorithm, which precision? **Catena**, v. 162, p. 177–192, 2018.

QUINN, P. et al. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models, **Hydrol. Proc.**, v.5, p. 59-80, 1991.

RABONZA, M. L et al. Shallow landslide susceptibility mapping using high resolution topography for areas devastated by super typhoon Haiyan. **Landslides**, v.13, p. 201-210, 2016.

REICHENBACH, P. et al. Geomorphological Mapping to Assess. Landslide Risk: Concepts, Methods and Applications in the Umbria. Region of Central Italy. In: GLADE, T.; ANDERSON, M.; CROZIER, M.G. **Landslide Hazard and Risk**. University of Bristol, UK: Wiley, 2005. p. 429 – 468.

REIS, F.A.G.V. Curso de Geologia Ambiental, 2001. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/>> Acesso em: 01 mar. 2018.

REIS, P. A. **Identificação de Áreas Vulneráveis as Enchentes e Inundações em Áreas Urbanas Através de Modelos Topográficos e Hidráulicos**. 2015. 127 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2015.

REMONDO, J.; BONACHEA, J.; CENDRERO, A. Quantitative landslide risk assessment and mapping on the basis of recent occurrences. **Geomorphology**, v. 94, p. 496-507, 2008.

RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. Size and Location of colluvial landslides in a steep forested landscape. **Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim**, v. 165, p. 39-47, 1987.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. Conceitos Básicos de Modelagem Hidrológica. In: CAMARA, G.; MONTEIRO, A. M. V. **Introdução à Modelagem Dinâmica Espacial**. Disponível em: < <http://www.dpi.inpe.br/cursos/tutoriais/modelagem>>. Acesso em: 15 abr. 2018.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids in porous mediums. **Physics**, v.1, p.318-333, 1931.

RUFF, M.; CZURDA, K. Landslide susceptibility analysis with a heuristic approach in the Eastern Alps (Vorarlberg, Austria). **Geomorphology**, v. 94, p. 314-324, 2008.

SAADATKHAH, N. et al. Regional modeling of rainfall-induced landslides using TRIGRS model by incorporating plant cover effects: case study in Hulu Kelang, Malaysia. **Environmental Earth Science**, v.2, p. 1-20, 2014.

SALAZAR, C.A. et al. The magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 286-299, 2008

SANDRONI, S. S. Sampling and Testing of Residual Soils in Brazil. In: BRAND, E. W., PHILLIPSON, H. B. **Sampling and Testing of Residual Soils: a review of international practice**. Hong Kong: Scorpion Press, 1985. p. 31-50.

SARKAR, S.; ROY, A.K.; RAHA, P. Deterministic approach for susceptibility assessment of shallow debris slide in the Darjeeling Himalayas, India. **Catena**, v. 142, p. 36-46, 2016.

SASSA, K. Geotechnical classification of landslides. **Landslide News**, v. 3, p. 21-24, 1989.

SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W.; BAUM, R. L. A model for spatially and temporally distributed shallow landslide initiation by rainfall infiltration. In: RICKENMANN, D.; CHEN, C. **Debris - flow hazards mitigation - mechanics, prediction and assessment**. Rotterdam: Millpress, 2003. p. 179-187.

SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W.; BAUM, R. L. Modeling time dependent areal slope stability, In: LACERDA, W. EHRlich, M.; FONTOURA, S.A.B.; SAYAO, A.S.F. (Eds) **Landslides: Evaluation and Stabilization**. Rio de Janeiro: Taylor & Francis, 2004 p. 23-36.

SBROGLIA, R. M. et al. Mapeamento de áreas suscetíveis à ocorrência de deslizamentos na microbacia do Ribeirão Baú, Ilhota/SC, com o uso de modelagem matemática. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.68 n.2, p.339 – 354, 2016.

SCIENCEDIRECT. ELSEVIER. 2019. Disponível em <<https://www.sciencedirect.com/>>. Acesso em: 12 fev. 2019.

SCOPUS. ELSEVIER. 2019. Disponível em <<https://www.scopus.com/search/form.uri?display=basic>>. Acesso em: 12 fev. 2019.

SEEFELDER, C. L. N. **Estudo da influência dos parâmetros hidrogeológicos na análise de suscetibilidade a escorregamentos rasos por meio de modelo de estabilidade de encostas**. 2017. 197f. Tese (Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) – Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

SEEFELDER, C. L. N.; KOIDE, S.; MERGILI, M. Does parameterization influence the performance of slope stability model results? A case study in Rio de Janeiro, Brazil. **Landslides**, v 14, p.1389-1401, 2017.

SELBY, M. J. **Hillslope: materials and processes**. New York: Oxford University Press, 1993.

SHAHABI, H.; HASSIM, M. Landslide susceptibility mapping using GIS-based statistical models and remote sensing data in tropical environment. **Scientific Reports**, v.5, n. 9899, 2015. DOI: 10.1038/srep09899.

SHARPE, C. F. S. **Landslides and related phenomena: a study of mass-movements of soil and rock**. New York: Pageant Books, 1938. 137 p.

SIDLE, R. C.; OCHIAI, H. **Landslides: Processes, Prediction, and Land Use**. Washington, D.C: American Geophysical Union, 2006. 312 p.

SILVA, M.M. **Caracterização geotécnica de um solo de calcário da encosta continental/PE-18, Paulista-PE com ênfase na resistência ao cisalhamento**. 2003. 228 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

SILVEIRA, R. M. **Série de Cadernos Técnicos da Agenda Parlamentar: Comportamento Geotécnico das Encostas**. Curitiba: CREA-PR, 2016. 61 p.

SISTO, F.P. **Comparação entre os modelos SHALSTAB e SINMAP no estudo de áreas susceptíveis a escorregamentos em São Sebastião - SP.** 2018. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio Mesquita Filho, Rio Claro, 2018.

SKEMPTON, A.W.; DE LORY, F.A. Stability of natural slopes in London clay. **4^o International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering**, v.2, p 378-381, 1957.

SOBREIRA, F. G. Susceptibilidade a Processos Geológicos e suas consequências na Área Urbana de Mariana, MG. **Geo.br**, v.1, p.43-60, 2001.

SOETERS, R.; VAN WESTEN, C. J. Slope instability recognition, analysis and zonation. In: TURNER, K. T.; SCHUSTER, R. L. **Landslides Investigation and Mitigation, Special Report N^o 247.** Washington-DC: Transportation Research Board National Research Council, 1996. p. 129-177.

SOHN, L. et al. Análise sobre as fases de resposta e reconstrução do desastre ocorrido em Itaóca (SP) em janeiro de 2014. In: Congresso Nacional de Pesquisa em Transporte da ANPET, 19, 2015, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: ANPET, 2015. Disponível em <<http://www.anpet.org.br/xxixanpet/anais/>>.

SORBINO, G. et al. On the forecasting of flowslides triggering areas using physically based models. In: North American Landslides Conference, 1 **Proceedings....** Colorado: AEG Special Publication, 23, pp 305–315, 2007.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI, L. Susceptibility Analysis on shallow landslides source areas using physically based models. **Natural Hazards**, v.53, p.313-332, 2010.

SRIVASTAVA, R.; YEH, T. C. J., Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. **Water Resources Research**, v. 27, p. 753–762, 1991.

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

STINY, J. Die Muren. Verlag der Wagnerschen Universitats, Innsbruck, Austria. Tradução de M. Jakob, N. A, Skermer. Laurel: EBA Engineering Consultants, 1910. 139 p.

TARBOTON, G.D. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 33, n.2, p.309 – 319, 1997.

TATIZANA, C. et al. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos – Serra do Mar, município de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987a. p. 225-236.

TATIZANA, C. et al. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicados às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987b. p. 237-248.

TERZAGHI, K. Mechanism of Landslides. Tradução de E. Pichler. São Paulo: Departamento de Livros e Publicações do Grêmio Politécnico, 1950. 41 p.

TOMLIN, C. D. **Geographic information systems and cartographic modelling.** Michigan: Prentice Hall, 1990. 572 p.

TRAN, T.V.; LEE, G.; An, H.; KIM, M. Comparing the performance of TRIGRS and TiVaSS in spatial and temporal prediction of rainfall-induced shallow landslides. **Environmental Earth Sciences**, v.76, n. 8, 1 – 16, 2017.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998. 669 p.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. Sistema Integrado de Bibliotecas. SIBI. São Paulo, 2019. Disponível em <<http://www.sibi.usp.br/>>. Acesso em: 12 fev. 2019.

VAN WESTEN, C. J. 1993. **Application of Geographic Information System to Landslide Hazard Zonation**. 1993. 245p. Ph. D. Thesis (Physical Geography) - ITC Publication, Enschede, 1993.

VAN WESTEN, C. J.; RENGERS, N.; SOETERS, R. Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. **Natural Hazard**, v.30, p. 399-419, 2003.

VAN WESTEN, C. J. Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent development. In: LACERDA, W. EHRlich, M.; FONTOURA, S.A.B.; SAYAO, A.S.F. (Eds) **Landslides: Evaluation and Stabilization**. Rio de Janeiro: Taylor & Francis, 2004 p. 39-53.

VAN WESTEN, C. J.; VAN ASCH T. W. J.; SOETERS, R. Landslides Hazard and Risk Zonation: Why is it Still so Difficult? **Bulletin Engineering Geology Environmental**, v.65, p.167-184, 2006.

VARGAS, M. **Metodologia da pesquisa tecnológica**. Rio de Janeiro: Ed. Globo, 1985. 243p.

VARGAS, M. e PICHLER, E. Residual Soil and Rock Slides in Santos (Brazil). In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 4., 1957, London. **Proceedings**... London: ISSMGE, 1957,p. 394-398.

VARNES, D. J. Landslide Types and Processes. In: ECKEL, E. B. **Special Report 29: Landslide and Engineering Practice**. Washington-D.C: HRB, National Research Council, 1958. p. 20-47.

VARNES, D. J. Slope movement types and processes. In: SCHUSTER, R. L.; KRIZEK, R. J. (Eds.) Special Report 176: **Landslides: Analysis and Control, Transportation and Road Research** Board. Washington D. C: National Academy of Science, 1978 p. 11-33.

VESTENA, L. R.; KOBAYAMA, M. Potential fragility of the Caeté catchment, municipality of Alfredo Wagner, Santa Catarina State, Brazil, to landslides occurrence. **Acta Scientiarum. Technology**, v.36, n.1, p.101-109, 2014.

VIEIRA, B.C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. 2007, 193f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F. Landslides in Rio de Janeiro: The role played by variations in soil hydraulic conductivity. **Hidrological Processes**, v.18, p. 791-805, 2004.

VIEIRA, B.C.; FERNANDES, N. F; AUGUSTO FILHO, O. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v.10, p.1829 - 1837, 2010.

- VIEIRA, L. **Aplicação de modelos hidrológicos com SIG em obras civis lineares**. 2015. 136f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2015.
- VILLARREAL, R. et al. Soil water diffusivity: A simple laboratory method for its determination. In: *Water Resources and Irrigation Management*, 5, 2016. **Proceedings...** Salvador: WRIM, 2016. p.15-21.
- WOLLE, C. M. .Micro-eskorregamentos nas encostas da Serra do Mar - considerações preliminares. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SOLOS TROPICAIS EM ENGENHARIA. 1981, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 1981. p. 773-785.
- WOLLE, C. M. **Análise dos Eskorregamentos Translacionais numa região da Serra do Mar no Contexto de uma Classificação de Mecanismos de Instabilização de Encostas**.1988. 406f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, USP, São Paulo,1988.
- WOLLE, C. M. **Taludes Naturais: mecanismos de instabilização e critérios de segurança**.1980.245f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil),Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, USP, São Paulo,1980.
- WOLLE, C. M; CARVALHO, C. S. Deslizamentos em Encostas na Serra do Mar – Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, p. 27-36,1989.
- WOLLE, C. M.; CARVALHO. C. S. Taludes Naturais. In: FALCONI, F. F.; JUNIOR,A. N. **Solos do litoral de São Paulo**. São Paulo: ABMS, 1994, p. 180-203.
- WOLLE, C. M. et al. **Caracterização de um mecanismo de Instabilização de Encostas na Serra do Mar**. Publicação IPT nº 1079, São Paulo: IPT, 1976. 22p.
- WOLLE, C. M. et al. (1978) A Slide Mechanism in the Slopes of the Serra do Mar, Southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF ENGINEERING GEOLOGY, 3.,1978 **Proceedings...** Madrid: IAEG, 1978 p.14
- WU, W.; SIDLE, R. C.A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Resources Research**, v.31, p.2097-2110, 1995.
- ZAIDAN, R.T.; FERNANDES, N.F. Zoneamento de suscetibilidade a eskorregamentos em encostas aplicado à bacia de drenagem urbana do Córrego da Independência – Juiz de Fora (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, p.57–76, 2009.
- ZIZIOLI, D. et al. Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: a case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v.13, p.559–573, 2013.