

Avaliação dos Condicionantes Estruturais para a Ocorrência de Escorregamentos na Serra do Mar: estudo de caso nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião (SP)

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente
(IGCE)

Rodrigo Irineu Cerri

Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis (orientador)

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE)

Câmpus de Rio Claro

RODRIGO IRINEU CERRI

AVALIAÇÃO DOS CONDICIONANTES ESTRUTURAIS PARA A OCORRÊNCIA
DE ESCORREGAMENTOS NA SERRA DO MAR: ESTUDO DE CASO NOS
MUNICÍPIOS DE CARAGUATATUBA E SÃO SEBASTIÃO (SP)

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus Rio Claro, da Uni-
versidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos requi-
sitos para obtenção do título de Mestre
em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Rio Claro, SP, 2018

551.8 Cerri, Rodrigo Irineu
C417a Avaliação dos condicionantes estruturais para a ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar: estudo de caso nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião / Rodrigo Irineu Cerri. - Rio Claro, 2018
137 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

1. Geologia estrutural. 2. Escorregamentos. 3. Análise cinemática. 4. Condicionantes estruturais. 5. Serra do Mar. I. Título.

RODRIGO IRINEU CERRI

AVALIAÇÃO DOS CONDICIONANTES ESTRUTURAIS PARA A OCORRÊNCIA
DE ESCORREGAMENTOS NA SERRA DO MAR: ESTUDO DE CASO NOS
MUNICÍPIOS DE CARAGUATATUBA E SÃO SEBASTIÃO (SP)

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus Rio Claro, da Uni-
versidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos requi-
sitos para obtenção do título de Mestre
em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis (orientador)

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Prof. Dr. Edilson Pissato

Resultado: Aprovado

Rio Claro, SP, 05 de Janeiro de 2018

Agradecimentos

Aos meus pais, Irineu e Cleide, e ao meu irmão Ricardo que em toda a minha caminhada durante a graduação e mestrado me deram apoio, amor e confiança. Sempre estiveram ao meu lado nos momentos bons e ruins, nas alegrias e dificuldades. Sem eles nada disso seria possível.

Agradeço minha namorada e amiga Jessica, pelo apoio, carinho, amor, paciência e suporte durante toda essa trajetória.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão de bolsa de Mestrado, apoio acadêmico e financeiro, indispensáveis para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Fábio Augusto G. V. Reis, que por 2 anos me orientou e ensinou, nos erros e acertos.

Aos meus grandes amigos de graduação Pedro, Rodolfo, Andrey, André, Leonardo, Cleberson, Felipe, Samuel e Danilo, entre tantos outros que entraram em minha vida durante a graduação, que ajudaram e apoiaram com suas amizades. Deixo também um grande agradecimento aos companheiros e amigos de laboratório e do grupo de pesquisa, Flávio (Itajuba), Alan de Oliveira, André Kolya, Cláudia, Marcelo Gramani e Beatriz que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, conversando, trocando experiências e ideias.

Ao Prof. Dr. George Luvizotto, amigo e ex-orientador, que muito contribuiu para a realização deste trabalho e para minha formação.

Aos meus amigos da cidade de Rio Claro, Jéssica, Gabriel, Guilherme, Luíza, Carol e Marcos pela amizade, apoio e momentos de descontração.

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo avaliar as estruturas geológicas (foliações e fraturas) como condicionantes para ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar do Litoral Paulista, visto que esse tema é muito pouco abordado na literatura nacional. A área de estudo localiza-se nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo. Localizada no domínio da Serra do Mar, com escarpas e desníveis elevados, juntamente com a intensa urbanização das regiões costeiras do país associada aos agentes naturais do meio físico e ao clima, a área apresenta grande potencial para ocorrência de escorregamentos. Deste modo, análises voltadas ao reconhecimento e maior compreensão de fenômenos naturais, como escorregamentos, são de grande importância para que se possa evitar ou minimizar os danos e riscos a partir da previsão da ocorrência de tais fenômenos. Os condicionantes estruturais são tratados amplamente na literatura internacional voltada para análises de escorregamentos, uma vez que controlam o tipo e morfologia de tais fenômenos naturais. Para alcançar os objetivos foram realizadas medidas estruturais em campo, mapeamento fotogeológico e fotointerpretativo e análises estruturais cinemáticas. As interpretações dos dados estruturais e sua relação com a ocorrência de escorregamentos foram feitas com o auxílio do *software* Rocscience, que proporciona uma análise cinemática dos condicionantes estruturais (fraturas e foliações) da área. Os resultados mostram que encostas com mesmo rumo do mergulho que as foliações da área (NE-SW), apresentam grande potencial para ocorrência de escorregamentos. As foliações ocorrem preservadas nos solos da região, muitas vezes acompanhadas de formação de caulinita e gibbsita (com mesma direção que as foliações), o que pode causar fluxos laterais de água meteórica, intensificando a ocorrência de escorregamentos. A grande maioria dos escorregamentos mapeados são encontrados nas encostas mergulhando para os quadrantes SE e NW (confirmado pelas análises cinemáticas), podendo indicar um controle estrutural nos escorregamentos. O estudo contribui para uma melhor compreensão dos fatores que controlam os escorregamentos em áreas serranas brasileiras, com foco em como estruturas geológicas podem influenciar a ocorrência de escorregamentos.

Palavras - Chave: Escorregamentos. Análise Cinemática. Condicionantes Estruturais. Serra do Mar.

Abstract

The Brazilian's Atlantic coast is covered by Tropical Atlantic Forest, especially in the States of São Paulo, Rio de Janeiro, and Santa Catarina. It suffers from severe landslide phenomena because of its meteorological, geological and geomorphological settings. Studies have shown that there is not an only single triggering causal factor, highlighting the complexity of these processes. However, it was recognized that many landslide locations are located on gneiss - migmatitic terrain with particular geological discontinuities. The objective of this work is to assess the landslide occurrence in Serra do Mar (Caraguatatuba and São Sebastião, SP) determined by foliation and fractures of rocks using kinematic analysis. Kinematic Analysis allows obtaining the discontinuities that are more favorable to landslides occurrence and their relation with hill slopes directions. Both, structural information and kinematic data models area methods recognized by evaluating cause-effect of landslides process. The results show that slopes with the same dip orientation as foliation and bedding planes (NE-SW), have great potential for the occurrence of landslides. The rock weathering in dip orientation of the foliation plane, which orientates the water, can intensify mass movement. The great majority of landslides locations are found in slopes dipping to SE and NW (confirmed by kinemactic analysis), indicanting a structural control on landslides occurrence in the study area. This study contributes to a better understanding of how geological structures, preserved in tropical residual soils, influence shallow landslides.

Keywords: Landslides. Kinematic Analysis. Structural Conditioners. Serra do Mar.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Localização da área de estudo.	7
Figura 2 – Mapa Geológico em escala 1:50.000 da área de estudo.	11
Figura 3 – Quatro principais tipos de movimentos de massa típicos de encostas. .	18
Figura 4 – Exemplos de superfícies de escorregamento/ruptura planar ou translacional.	21
Figura 5 – Exemplos de superfícies de escorregamento/ruptura planar ou translacional influenciadas por mais de uma família de descontinuidade.	22
Figura 6 – Superfícies de escorregamento/ruptura em escorregamentos simples rotacionais ou circulares.	24
Figura 7 – Escorregamentos rotacionais ou circulares Múltiplos (A), Retrogressivos (B) e Progressivos (C).	24
Figura 8 – Perfis esquemáticos de escorregamentos em cunha.	25
Figura 9 – Quadro comparativo entre classificações de perfil de alteração para engenharia.	29
Figura 10 – Fluxograma representativo das etapas de análise e integração dos dados obtidos no presente trabalho.	32
Figura 11 – Critérios utilizados para análise e fotointerpretação geológica e geomorfológica, com delimitação de unidades/compartimentos fisiográficas. . .	33
Figura 12 – Critérios utilizados para análise e fotointerpretação geológica e geomorfológica, com delimitação de unidades/compartimentos fisiográficas (continuação).	34
Figura 13 – Exemplo dos estereogramas gerados pelo programa <i>Dips</i> para escorregamentos planares (A) e para escorregamentos em cunha (B). Observa-se na ilustração a zona crítica, cone de atrito e linha de direção da encosta analisada.	41
Figura 14 – Mapa de Compartimentação Fisiográfica da área de estudo, na escala 1:50.000, elaborado a partir de fotos aéreas de pares estereoscópicos na escala 1:20.000. Ao todo, foram definidas 13 Unidades Fisiográficas. . .	45

Figura 15 – Meandros abandonados evidenciando a mudança dos cursos naturais das drenagens da Planície Litorânea de Caraguatatuba.	46
Figura 16 – Cicatrizes de Escorregamentos mapeadas (marcadas em vermelho) por Fúlfaro <i>et al.</i> (1976), correspondendo aos eventos associadas ao desastre em Caraguatatuba, no ano de 1967.	55
Figura 17 – Cicatrizes de Escorregamento (marcadas em vermelho) mapeadas através da utilização de ortofotos e foto aéreas com pares estereoscópicos, com base em imagens do ano de 2011 da EMPLASA.	56
Figura 18 – Bacias Hidrográficas a serem detalhadas na 2ª Etapa ou Etapa de Semi-Detalhe. Foram selecionadas as Bacias Hidrográficas do Córrego Canivetal e do Rio Santo Antônio, onde serão analisadas em escala 1:10.000/1:15.000. As cicatrizes de escorregamento estão destacadas em vermelho.	57
Figura 19 – Mapa de Traços de Lineamentos e Juntas (1:50.000) confeccionado a partir de imagens aéreas e fotos de pares estereoscópicos na escala 1:20.000.	58
Figura 20 – Diagrama de rosetas representando a distribuição de frequências das direções das juntas e lineamentos estruturais extraídos a partir de imagens aéreas. Foram analisados um total de 1517 traços de juntas e lineamentos estruturais.	59
Figura 21 – Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais e Juntas. Sobreposto a ele estão o Mapas de Cicatrizes de Escorregamento e Estrutural.	60
Figura 22 – Mapa Estrutural de Foliações e Fraturas da área de estudo.	61
Figura 23 – Localidades onde foram realizados os levantamentos de topossequências e de perfis de alteração, para descrição e caracterização.	63
Figura 24 – Topossequência 01 com as variações e limites horizontais e verticais dos horizontes descritos.	65
Figura 25 – Descrição e características do Horizonte A para cada ponto dentro da topossequência.	67
Figura 26 – Descrição e características do Horizonte B1 para cada ponto dentro da topossequência.	68
Figura 27 – Descrição e características do Horizonte B1 ₁ para cada ponto dentro da topossequência.	68

Figura 28 – Descrição e características do Horizonte B2 para cada ponto dentro da topossequência.	69
Figura 29 – Descrição e características do Horizonte B3 para cada ponto dentro da topossequência.	70
Figura 30 – Descrição e características do Horizonte BG para cada ponto dentro da topossequência.	71
Figura 31 – Feição de rastejo reconhecido nos morros e morrotes isolados. O rastejo se desenvolve delimitando um escorregamento bem definido.	73
Figura 32 – Colúvio identificado na feição de rastejo exposta na Figura 31.	73
Figura 33 – Tabela com as características dos perfis de alteração descritos para os morros e morrotes residuais, realizado em dois pontos principais, um a montante e outro a jusante.	75
Figura 34 – Morros e colinas convexas das porções mais próximas a Planície Litorânea. Pode-se observar algumas feições de escorregamentos e erosões, provavelmente como consequência e evolução dos rastejos.	76
Figura 35 – Perfis de solo característicos das porções jusantes do domínio geomorfológico da Serra do Mar, com menores amplitudes e declividades associadas. Observa-se um perfil homogêneo, com núcleos cauliniticos preservados no perfil de alteração.	77
Figura 36 – Modelo geral simplificado do perfil de alteração encontrado na região nordeste da área de estudo. O material mais comum são os gnaisses e gnaisses - migmatíticos alterados com estruturas geológicas preservadas.	79
Figura 37 – Imagem aérea da região nordeste da área de estudo (Bacia hidrográfica do Córrego Canivetal) - região mais problemática e instável observada.	81
Figura 38 – Depósito de <i>Debris Flow</i> preservado nas margens do Córrego Canivetal. Há a existência de alguns blocos de rocha imbricado, indicando fluxo para o lado direito da imagem (sudoeste).	83
Figura 39 – (A) Blocos métricos depositados no leito do Córrego Canivetal, observar presença de sedimentos arenosos no leito; (B) Depósito de blocos rochosos decacentimétricos no leito do Córrego Canivetal.	84

Figura 40 – (A) Perfil do pacote sedimentar depositado pelo Córrego Canivetal (terraço); (B) Depósitos de <i>Debris Flow</i> com restos de vegetais incorporados no depósito sedimentar (indicado em vermelho).	85
Figura 41 – Figura de feições de pequenos escorregamentos nas margens do Córrego Canivetal. Indicado por (A) está o local de origem da massa movimentada que se depositou no local indicado por (B).	86
Figura 42 – Mapa de Cicatrizes de Processos (marcados como pontos) sobreposto ao Mapa de Declividades.	87
Figura 43 – Mapa Estrutural das principais foliações da área com destaque para o Córrego Canivetal. Perfil Esquemático A-B do vale do Córrego Canivetal, com as foliações correspondentes medidas em campo.	89
Figura 44 – Imagem da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, com sobreposição das estruturas geológicas da bacia e das escarpas relacionadas à essas estruturas.	91
Figura 45 – Mapa de Orientação das Vertentes/Encostas da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, sobreposto aos mapas estruturais, medidas estruturais (foliação e fraturas) e cicatrizes de escorregamentos (marcadas em cinza no mapa).	93
Figura 46 – (A) Depósito de <i>Debris Flow</i> no Rio Santo Antônio, com inversão granulométrica; (B) Barragens naturais formados a partir de grandes blocos de rocha; (C) Afloramento do embasamento da região e presença de grandes blocos nas margens.	94
Figura 47 – Barras formadas ao longo do Rio Santo Antônio por depósitos originados por processos de <i>Debris Flow</i> . Em (A) tem o curso principal da drenagem e em (B), está destacado o curso secundário da drenagem, sem fluxo de água, criado pela presença da barra.	95
Figura 48 – Fotos (A) e (B) ilustram a presença de feições de escorregamentos nas encostas. Em (A) têm-se obras de contenção de erosão em meio a uma cicatriz de escorregamento registrada pelo crescimento de samambaias. (C) imagem exemplificando a existência de isalteritas na região.	96
Figura 49 – Estereograma das foliações medidas em campo. Total de 108 medidas. Atitudes máximas dos planos: 330/32 e 151/30.	98

Figura 50 – Estereograma das fraturas medidas em campo. Total de 431 medidas. Atitudes máximas dos planos: 141/82 e 327/84.	98
Figura 51 – Estereograma representativa das foliações para a região de São Sebastião e principalmente Caraguatatuba, para um total de 156 medidas estruturais.	99
Figura 52 – Estereograma das foliações medidas em campo para o domínio norte. Total de 65 medidas. Atitude máxima do plano: 330/32	100
Figura 53 – Estereograma das foliações medidas em campo para o domínio sul. Total de 43 medidas. Atitude máxima dos planos: 160/32 e 331/31.	100
Figura 54 – Mapa de segmentação regional das encostas da Bacia do Córrego Ca- nivetal, segmentada em três compartimentos de acordo com a direção regional das vertentes. Estão sobrepostas as medidas estruturais mais representativas obtidas em campo.	102
Figura 55 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 01, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience. Os polos dos planos inseridos na zona crítica (em vermelho), apresenta direção e mergulho semelhantes ao da encosta, gerando a possibilidade de escorregamentos planares na região.	103
Figura 56 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 01, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. 1038 intersecções dentro da zona crítica foram observadas (1,12%).	104
Figura 57 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 02, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience. Observa- se 2 polos de planos dentro da zona crítica.	105
Figura 58 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 02, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. Observa-se 139 intersecções dentro da zona crítica (0,15%) de um total de 92554.	106
Figura 59 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 03, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience. . . .	107

Figura 60 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 03, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. Neste segmento há as maiores concentrações de intersecções dentro da zona crítica (em vermelho).	108
Figura 61 – Mapa de segmentação regional das encostas da Bacia do Rio Santo Antônio, segmentada em três compartimentos de acordo com o rumo de mergulho das encostas. Estão sobrepostas os pontos de cicatrizes de escorregamentos mapeadas pelas imagens aéreas da EMPLASA (2011).	110
Figura 62 – Gráfico do número de cicatrizes de escorregamentos em função das classes de declividade. (a) Gráfico do número de cicatrizes mapeados nas diferentes classes de declividade; (b) Gráfico referente a porcentagem de ocorrência em área de cada classe de declividade.	116
Figura 63 – Gráfico do número de cicatrizes de escorregamentos em função do rumo de inclinação das encostas. (a) Gráfico referente a Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal; (b) Gráfico referente a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio; (c) Gráfico referente às duas bacias hidrográficas; (d) Área de ocorrência de ocorrência de cada classe de rumo de inclinação das encostas em função do rumo de inclinação da encosta.	117

Lista de tabelas

Tabela 1 – Parâmetros de Resistência ao Cisalhamento residual de solos tropicais brasileiros (BRESSANI <i>et al.</i> , 2001)	43
Tabela 2 – Características da Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal	81
Tabela 3 – Características da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio	92
Tabela 4 – Tabela das características dos segmentos divididos da Bacia Hidrográficas do Córrego Canivetal, utilizadas para as análises cinemáticas. . . .	101
Tabela 5 – Resumo geral dos tipos de movimentos encontrados nos três segmentos delimitados na Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal, probabilidade de ocorrência de cada movimento e valores médios de mergulho dos planos de escorregamento de cada tipo de movimentação.	109
Tabela 6 – Tabela das características dos segmentos divididos dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, utilizadas para as análises cinemáticas.	111
Tabela 7 – Tabela de descrição das declividades, quadrante de inclinação das encostas e os tipos de movimentos (escorregamentos) relacionados às encostas do Domínio $\Phi 17$. A última coluna indica a quantidade de polos inseridos na zona crítica (para escorregamentos planares) e porcentagem de intersecções dentro da zona crítica (para escorregamentos em cunha). .	112
Tabela 8 – Tabela de descrição das declividades, quadrante de inclinação das encostas e os tipos de movimentos (escorregamentos) relacionados às encostas do Domínio $\Phi 15$. A última coluna indica a quantidade de polos inseridos na zona crítica (para escorregamentos planares) e porcentagem de intersecções dentro da zona crítica (para escorregamentos em cunha) .	113
Tabela 9 – Resumo geral dos tipos de movimentos encontrados nos três segmentos delimitados na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, probabilidade de ocorrência de cada movimento e valores médios de mergulho dos planos de escorregamento de cada tipo de movimentação.	114

Sumário

	Lista de ilustrações	iv
	Lista de tabelas	x
	Sumário	xi
	1 INTRODUÇÃO	1
	2 OBJETIVOS	5
	3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	6
3.1	Localização da Área de Estudo	6
3.2	Contexto Geológico	8
3.3	Contexto Geológico - Estrutural	12
3.4	Contexto Geomorfológico	13
	4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
4.1	Processos Geológicos	16
4.1.1	Escorregamentos	18
4.1.1.1	Escorregamentos Translacionais ou Planares	20
4.1.1.2	Escorregamentos Rotacionais ou Circulares	23
4.1.1.3	Escorregamentos em Cunha	25
4.2	Perfis de Alteração - Solos Residuais Tropicais	25
	5 MATERIAIS E MÉTODOS	31
5.1	Análise Fotointerpretativa e Compartimentação Fisiográfica	32
5.1.1	Mapas Complementares ou Mapas Básicos	36
5.2	Levantamentos e Trabalhos de Campo	37
5.3	Análise dos Perfis de Solo	38
5.4	Análise Cinemática - RocScience Inc.	39
5.4.1	Parâmetros de resistência ao cisalhamento - Ângulo de Atrito Interno	42

6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	44
6.1	Compartimentação Fisiográfica	44
6.1.1	Descrição das Unidades Fisiográficas	45
6.1.1.1	Unidade Fisiográfica Ia, Ib e Ic	46
6.1.1.2	Unidade Fisiográfica II	48
6.1.1.3	Unidade Fisiográfica III e X	49
6.1.1.4	Unidades Fisiográficas IV, V, VI e XI	50
6.1.1.5	Unidade Fisiográfica VII	51
6.1.1.6	Unidade Fisiográfica VIII	52
6.1.1.7	Unidades Fisiográficas IX e XII	52
6.1.1.8	Unidade Fisiográfica XIII	53
6.2	Análise Unidades Fisiográficas versus Cicatrizes de Escorregamento	54
6.3	Análise Estrutural Regional	57
6.4	Análise e Descrição dos Perfis de Alteração	62
6.4.1	Levantamento e Análise da Topossequência	63
6.4.1.1	Topossequência 01 - Domínio das Escarpas da Serra do Mar	63
6.4.2	Análises dos Perfis de Alteração Únicos	72
6.4.2.1	Perfil de Alteração dos Morros e Morrotes Isolados	72
6.4.2.2	Perfil de Alteração dos Morros e Colinas Convexas	76
6.4.3	Relação entre Geomorfologia e Perfis de Alteração	77
6.5	Análise das Bacias Hidrográficas - Áreas Alvo	80
6.5.1	Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal	80
6.5.2	Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio	90
6.6	Análises Estruturais Cinemáticas	96
6.6.1	Análise Cinemática da Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal	101
6.6.1.1	Segmento 01	102
6.6.1.1.1	Escorregamentos Planares	102
6.6.1.1.2	Escorregamentos em Cunha	104
6.6.1.2	Segmento 02	104
6.6.1.2.1	Escorregamentos Planares	105
6.6.1.2.2	Escorregamentos em Cunha	106
6.6.1.3	Segmento 03	106

6.6.1.3.1	Escorregamentos Planares	107
6.6.1.3.2	Escorregamentos em Cunha	108
6.6.1.4	Discussão - Análise Cinemática Córrego Canivetal	108
6.6.2	Análise Cinemática da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio	109
6.6.2.1	Domínio $\Phi 17$	112
6.6.2.2	Domínio $\Phi 15$	113
6.6.2.3	Discussão - Análise Cinemática Rio Santo Antônio	114
6.7	Análise das Cicatrizes de Escorregamentos e Suas Relações com a Morfometria das Encostas	115
6.7.1	Classes de Declividades <i>versus</i> Número de Cicatrizes de Escorregamentos .	115
6.7.2	Rumo de Inclinação das Encostas <i>versus</i> Número de Cicatrizes de Escorregamentos	116
7	CONCLUSÕES	119
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
A	APÊNDICE 01	133
B	APÊNDICE 02	136

Capítulo

1

Introdução

A Serra do Mar paulista apresenta condições favoráveis ao desenvolvimento de escorregamentos generalizados e corridas de massa (*Debris Flow*). Por ser caracterizada por um clima tropical com altos índices pluviométricos, escarpas e desníveis elevados, juntamente com a intensa urbanização das regiões costeiras do país, há uma maior potencialidade de ocorrência de escorregamentos e corridas de massa. Desta forma, bacias hidrográficas localizadas na Serra do Mar podem gerar corridas de massa de diferentes forma: (i) ligadas com grande número de escorregamentos nas encostas gerando corridas de alta magnitude, mobilizando ou não os sedimentos depositados nos canais de drenagem; (ii) sem a presença de escorregamentos, gerando corridas de alta magnitude a partir da mobilização dos materiais depositados nos canais de drenagem (TAKAHASHI, 1981; IVERSON; REID; LAHUSEN, 1997; GRAMANI, 2001; GRAMANI, 2013; DIAS; VIEIRA; GRAMANI, 2016). Levando em consideração a ocorrência de escorregamentos como fonte de materiais para as corridas de massa, o presente trabalho focará na análise de ocorrência de escorregamentos e sua relação com as estruturas geológicas presentes na área.

Exemplo desses eventos, foi o ocorrido no município de Caraguatatuba no ano de 1967, quando houve intensa precipitação no mês de março (586 mm concentrados em três dias), concentrada em três dias, gerando um grande número de escorregamentos generalizados nas encostas dos morros e escarpas que desenvolveram corridas de massa nas principais drenagens da região, ocasionando danos sociais, econômicos e ambientais vultosos, com um grande número de perdas de vidas humanas (CRUZ, 1974; IPT, 1987; IPT, 1988; IPT, 1991; CERRI; ALMEIDA, 1990; NAKAZAWA; CERRI, 1990; OGURA; AUGUSTO FILHO, 1991; GRAMANI, 2001).

As regiões sobre influência da Serra do Mar ou em porções das escarpas da Serra do Mar são alvos constantes de escorregamentos devido aos seus condicionantes geológicos, estruturais, geomorfológicos e climáticos. Assim, com encostas retilíneas com média de declividade variando entre 30° e 35° ou superiores, e com alto regime de chuvas durante a época de verão, essas áreas tornam-se potencialmente favoráveis a ocorrência de processos de escorregamentos, devido à perda de coesão entre as partículas do solo, causada pela ação da água Santos (2004).

No presente trabalho é apresentada uma proposta para o entendimento dos processos de escorregamentos e suas relações com as estruturas geológicas, tanto no âmbito geológico-estrutural, quanto no âmbito geomorfológico, em escala regional entre as bacias hidrográficas dos rios Santo Antônio e Jequeriquerê, situadas nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo. As áreas susceptíveis aos processos de escorregamento foram correlacionadas com as estruturas geológicas, tais como falhas, juntas, foliações e zonas de cisalhamento. Os condicionantes estruturais ou descontinuidade da rocha, como foliações e fraturas, durante um evento de escorregamento, desempenham o papel de planos de ruptura (AVANZI; GIANNECCHINI; PUCCINELLI, 2004; HOEK; BRAY, 1981; ROERING; KIRCHNER; DIETRICH, 2005; ZÊZERE; TRIGO; TRIGO, 2005; MARGIELEWSKI, 2006), e conseqüentemente controlam sua forma, geometria e estilo (STURZENEGGER; STEAD, 2009; YAMASAKI; CHIGIRA, 2011; BORGOMEIO *et al.*, 2014; KOJIMA *et al.*, 2015; PARK *et al.*, 2016).

Segundo Morimitsu e Tominaga (2013) e Tominaga, Santoro e Amaral (2009), os escorregamentos ou deslizamentos são fenômenos naturais de movimentos de massa que ocorrem em áreas com elevada declividade e envolvem materiais que recobrem as encostas e escarpas, como solo, vegetação e blocos de rochas, que são desestabilizados pela ação de chuvas intensas e/ou prolongadas.

Segundo IPT (2007), os fatores condicionantes dos movimentos de massa podem ser de origem natural ou antrópica, sendo divididos, de forma geral, em agentes predisponentes, agentes efetivos e deflagradores. Os agentes predisponentes fazem parte do conjunto de características intrínsecas do meio natural, relacionados aos aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrológico, climáticos, da vegetação e da gravidade, ou seja, são fatores condicionantes ao movimento de massa sem a presença da ação antrópica. Os agentes efetivos são diretamente responsáveis pelo desencadeamento desses movimentos,

atuando como mecanismo de origem ao processo de ruptura de uma encosta e podem ser subdivididos em agentes preparatórios e imediatos. Dessa maneira, o agente preparatório está relacionado à pluviosidade, erosão pela água, variação de temperatura e umidade, e o agente imediato está associado à chuva intensa, erosão e ação antrópica. Ou seja, são os agentes efetivos que dão início ao movimento, incluindo influência das ações antrópicas (IPT, 2007).

Os movimentos de dinâmica superficial são responsáveis pela modelagem da superfície terrestre na evolução da dinâmica da paisagem, sendo um dos principais processos de desenvolvimento de encosta, especialmente em regiões montanhosas ou íngremes (NERY, 2011). Os movimentos de massa podem ser agrupados em quatro grandes tipos: rastejos, escorregamento, quedas e corridas (AUGUSTO FILHO, 1995). Cada um desses tipos são subdivididos a partir de critérios que variam de acordo com o material envolvido, com o tipo de mecânica e a velocidade de movimentação (AUGUSTO FILHO; CERRI, 1988).

O enfoque da pesquisa foram os escorregamentos, sendo que Augusto Filho (1992) define as características de dinâmica, geometria e material desse processo da seguinte forma: poucos planos de deslocamento (externos); velocidades médias (m/h) a altas (m/s); pequenos a grandes volumes de material; geometria e materiais variáveis, sendo: planares envolvendo solos pouco espessos, solos e rochas com 1 plano de fraqueza; circulares com solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas; e em cunha envolvendo solos e rochas com dois planos de fraqueza.

Muitos outros autores trabalham e descrevem as características, dinâmicas e geometria dos escorregamentos, podendo citar principalmente Clague e Stead (2012), Fisher (1971), Jackson (1987), Davies *et al.* (1992), Massad *et al.* (1997), Morgan *et al.* (1997), Takahashi (1981), Gori e Tonelli (1992), Iverson, Reid e Lahusen (1997), Hürlimann, Copons e Altimir (2006) e Blahut, Westen e Sterlacchini (2010) como trabalhos de referência para o assunto. Diversos autores abordaram de forma sistemática a dinâmica dos processos de movimentos de massa e processos relacionados, destacando-se os seguintes trabalhos dentre os mais citados pela literatura: Guidicini e Iwasa (1976), Fúlfaro *et al.* (1976), Baccaro (1982), Tatizana *et al.* (1987), Freitas, Taveira e Pecchiai (1990), Macedo e Akiossi (1990), Augusto Filho (1993), Kanji *et al.* (1997), Kanji *et al.* (2000), Araújo Filho *et al.* (1998), Massad *et al.* (2000), Cruz *et al.* (1999), Znamensky e Gramani (2000), Gramani (2001), Gramani e Augusto Filho (2004), Sestini e Florenzano (2004), Marcelino

(2003), Tominaga *et al.* (2004), Augusto Filho, Magalhães e Gramani (2005), Gramani *et al.* (2005), Magalhães *et al.* (2005), Tominaga, Santoro e Amaral (2009), Gramani (2013), Silva (2013b).

Este trabalho tem importância devido ao histórico de ocorrência de escorregamentos na região, bem como o grande crescimento urbano dos municípios em direção às regiões serranas. Também faz-se necessário mais estudos que levem em consideração os condicionantes estruturais do terreno (foliações, juntas, bandamentos, falhas, etc.), campo de pesquisa ainda escasso no território nacional. Trabalhos como o de Silva (2013a), Moura, Mattos e Jiménez-Rueda (2012), Paitan, Junior e Velloso (2014) tratam da geologia estrutural e dos condicionantes estruturais e suas relações com instabilidade de encostas e provável ocorrência de escorregamentos e corridas de massa em regiões brasileiras. Internacionalmente, autores como Lee, Chwae e Min (2002), Gokceoglu, Sonmez e Ercanoglu (2000), Margielewski (2006), Guzzetti, Cardinali e Reichenbach (1996), Sturzenegger e Stead (2009), Margielewski (2006), Brideau *et al.* (2005) e Brideau, Yan e Stead (2009) tratam da relação entre os condicionantes estruturais (descontinuidades do terreno ou maciço) e a ocorrência de escorregamentos em regiões estruturadas.

O trabalho visa a análise integrada entre a ocorrência de escorregamentos com as estruturas geológicas presentes na área de estudo, uma vez que fissuras, juntas, fraturas, falhas e foliações controlam não somente a resistência ao cisalhamento, mas também o tamanho e a geometria dos movimentos de massa (PICARELLI; VIGGIANI, 1988).

Para tal, o *software* Rocscience Inc. foi utilizado para uma análise cinemática das descontinuidades medidas em campo, para determinação de encostas com suscetibilidade a ocorrência de escorregamentos. Regiões estruturadas geologicamente como a Serra do Mar, apresentando rochas como gnaisses e granito-gnaisses com estruturas migmatíticas frequentes, tendem a apresentar perfis de alteração pouco espessos e rochas muitas vezes pouco alteradas, com preservação de descontinuidades (fraturas, foliações, bandamentos, etc.). Assim, trabalhos como os de Stead, Eberhardt e Coggan (2006), Budetta (2010), Brideau, Stead e Couture (2006), Topal e Akin (2009), Koleini, Rooy e Bumby (2012), dentre muitos outros, tratam das análises cinemáticas utilizando o *software* Rocscience para caracterização de zonas de risco, geometria do escorregamento e tipo (em cunha, planar ou circular), e a relação do escorregamento com os condicionantes estruturais.

Capítulo 2

Objetivos

O objetivo da presente pesquisa é avaliar como estruturas geológicas (foliações, fraturas, bandamentos) como condicionam a ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar do Litoral Paulista, tendo como área de estudo a região entre as bacias hidrográficas dos rios Santo Antônio e Juqueriquerê, nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião.

Tem como objetivo específico avaliar diferentes cenários de suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos planares e em cunha, em bacias hidrográficas alvo, por meio de análises estruturais cinemáticas.

Capítulo 3

Caracterização da Área de Estudo

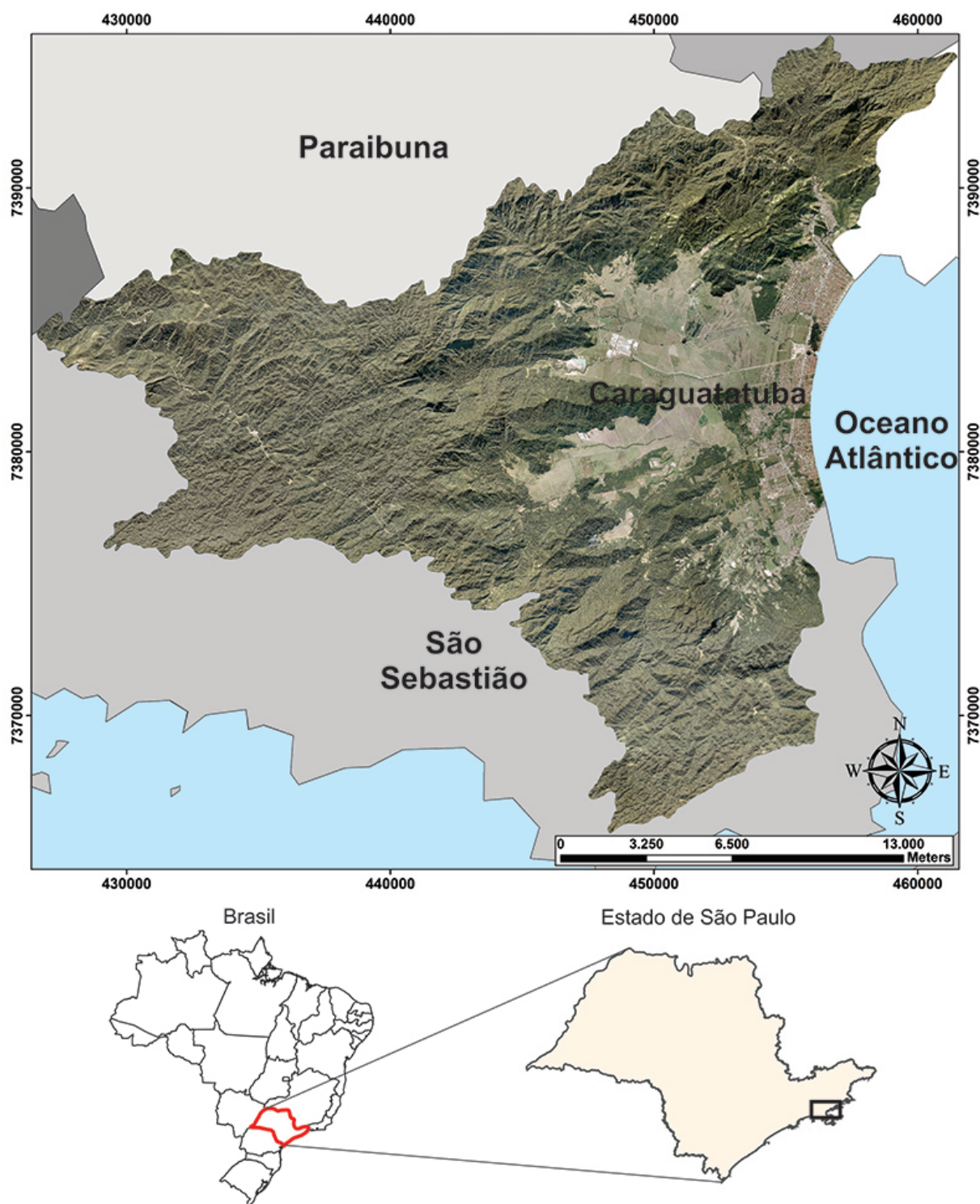
Nessa seção são abordados alguns aspectos acerca da caracterização física geral da região dos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião (SP), bem como sua localização no território brasileiro, focando em aspectos geológicos, estruturais, geomorfológicos, geotécnicos e de processos geológicos e perfis de alteração.

3.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo encontra-se nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião, nas coordenadas geográficas cuja latitude e longitude são, respectivamente, $23^{\circ}37'32.54''$ e $45^{\circ}25'25.14''$, e $23^{\circ}45'36''$ e $45^{\circ}24'36''$ localizada no litoral norte do Estado de São Paulo, entre as bacias hidrográficas dos rios Santo Antônio e Juqueriquerê (Figura 1).

Localiza-se a leste da capital São Paulo, aproximadamente a 173 km de distância, e acerca de 30 km de Ilha Bela e São Sebastião, dois importantes municípios do litoral norte de São Paulo, sendo as Rodovias dos Tamoios e Rio Santos as principais vias de acesso à área de estudo.

Figura 1 – Localização da área de estudo.



Segundo dados de 2016 IBGE (2016), o município de Caraguatatuba apresenta população estimada de aproximadamente 115 mil habitantes, possuindo uma área total de 485,097 km², sendo que cerca 70% do território do município constitui uma Unidade de Conservação do Parque Estadual da Serra do Mar. O município de São Sebastião, com

base em dados de 2014 (citeonlineIBGE2016, apresenta população estimada de 83 mil habitantes, possuindo uma área territorial de 399,679 km².

O Litoral Norte do estado de São Paulo apresenta altos índices pluviométricos, com cerca de 3.600 mm em sua média anual, sendo que a Serra do Mar é um dos locais brasileiros que possui os maiores índices de chuva do Brasil. Esses altos valores concentram-se nos meses de Novembro à Fevereiro.

3.2 Contexto Geológico

A área de estudo está inserida na região costeira do Brasil, especialmente o litoral norte do Estado de São Paulo. A região costeira do Brasil exibe uma enorme gama de ambientes sedimentares ou sistemas deposicionais e eventos de modelagem da paisagem desde o Quaternário até o recente. Esta zona litorânea se desenvolveu a partir de mudanças cíclicas do clima e variações relativas do nível do mar, que interagiram com diferentes contextos geológicos e geomorfológicos, tectônicos e uma grande variedade de fontes de sedimentos, além de processos atmosféricos e oceanográficos específicos de cada região (SOUZA, 2015).

Caraguatatuba e São Sebastião estão inseridos no Sistema Orogênico Mantiqueira ou Província Mantiqueira, caracterizada por uma evolução Neoproterozoica, conhecida como Ciclo Brasileiro, que culminou na colagem e amalgamação do Supercontinente Gondwana, contendo registros complexos com evolução Neoproterozoica entre 900 e 520 Ma. Predominam rochas tanto de idade Neoproterozoica quanto núcleos de rochas remanescentes de idade Arqueana, Paleoproterozoica e Mesoproterozoica (HASUI *et al.*, 1978; HEILBRON *et al.*, 2004).

Dentro da Província Mantiqueira, estes municípios estão inseridos na Faixa ou Cinturão Ribeira (ou Cinturão Orogênico Ribeira), no Domínio ou Complexo Costeiro, e apresentam predominância de gnaisses peraluminosos ricos em granada e sillimanita, com intercalações de espessuras métricas a decamétricas de quartzitos, além da presença de biotita gnaisses bandados, rochas calciossilicatadas e anfibolitos (HEILBRON *et al.*, 2004). O município de Caraguatatuba e São Sebastião estão inseridos dentro do chamado Compartimento Litorâneo, que é delimitado pelas falhas de Cubatão e Taxaquara, sendo associadas à Zona de Transcorrência São Paulo (HASUI *et al.*, 1978).

A Faixa Ribeira é dividida em diversos domínios: Varginha, São Roque, Apiaí, Embu, Costeiro, Curitiba, Paranaguá e Luiz Alves. No Cinturão Ribeira, o aspecto de maior destaque é a deformação transcorrente, que transfigurou o cinturão com um feixe de zonas de cisalhamento compondo o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul. O desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento é complexo, já que separam fatias, leques e sigmoides justapostos que podem ter alcançado um deslocamento de mais de 100 km (HASUI *et al.*, 2012).

Os municípios de Caraguatatuba e São Sebastião estão inseridos no Compartimento Litorâneo, sendo delimitado pelas Falhas de Cubatão e Taxaquara, com associação a Zona de Transcorrência São Paulo (HASUI *et al.*, 1978; CAMPANHA; ENS; PONÇANO, 1994). Apresentam rochas do embasamento cristalino de idade proterozoica, representadas por gnaisses bandados, rochas granitognáissicas migmatíticas, ortognáisses e paragnáisses do Complexo Costeiro, e por granitos foliados e rochas cataclásticas associadas a zonas de cisalhamento de direção NE, além das rochas metamórficas do Complexo Embu, podendo estar cortadas pelos enxames de diques do Jurássico Superior e Cretáceo Inferior (HASUI *et al.*, 1978; HASUI *et al.*, 2012; SILVA, 2013b; CAMPANHA; ENS; PONÇANO, 1994; CHIEREGATI *et al.*, 1982).

Segundo o mapa de Chierigati *et al.* (1982), a Folha Caraguatatuba (SF - 23 - YD - VI - 1), elaborado em escala 1:50.000, é constituída litologicamente por rochas com idade variando desde o Cenozoico até o Arqueano. As rochas do Cenozoico são compostas por sedimentos inconsolidados, como areias, siltes, argilas e cascalhos fluviais, sedimentos coluvionares, areias de deposição praial e marinha; as do Mesozoico são compostas principalmente pelas intrusivas básicas e diferenciadas do Jurássico - Cretáceo (diabásios e dioritos pórfiros); as rochas Proterozoicas são inseridas dentro do Complexo Paraíba do Sul e correspondem a xistos, mica-xistos, quartzitos associados, rochas gnáissicas de composições variadas, metabasitos, rochas calcossilicatadas e rochas granitóides gnáissicas, e também inseridas dentro do Granitóide Caraguatatuba, com ampla gama composicional; no Arqueano se encontram as rochas do Complexo Costeiro, compostas principalmente por rochas migmatíticas e gnaisses bandados.

A Folha Pico do Papagaio (SF - 23 - Y - D - V - 2) (DNPM/CPRM, 1991), elaborado em escala 1:50.000, que insere a região oeste/sudoeste do município de Caraguatatuba, são encontradas rochas com idade variando desde o Quaternário até o Mesoproterozóico.

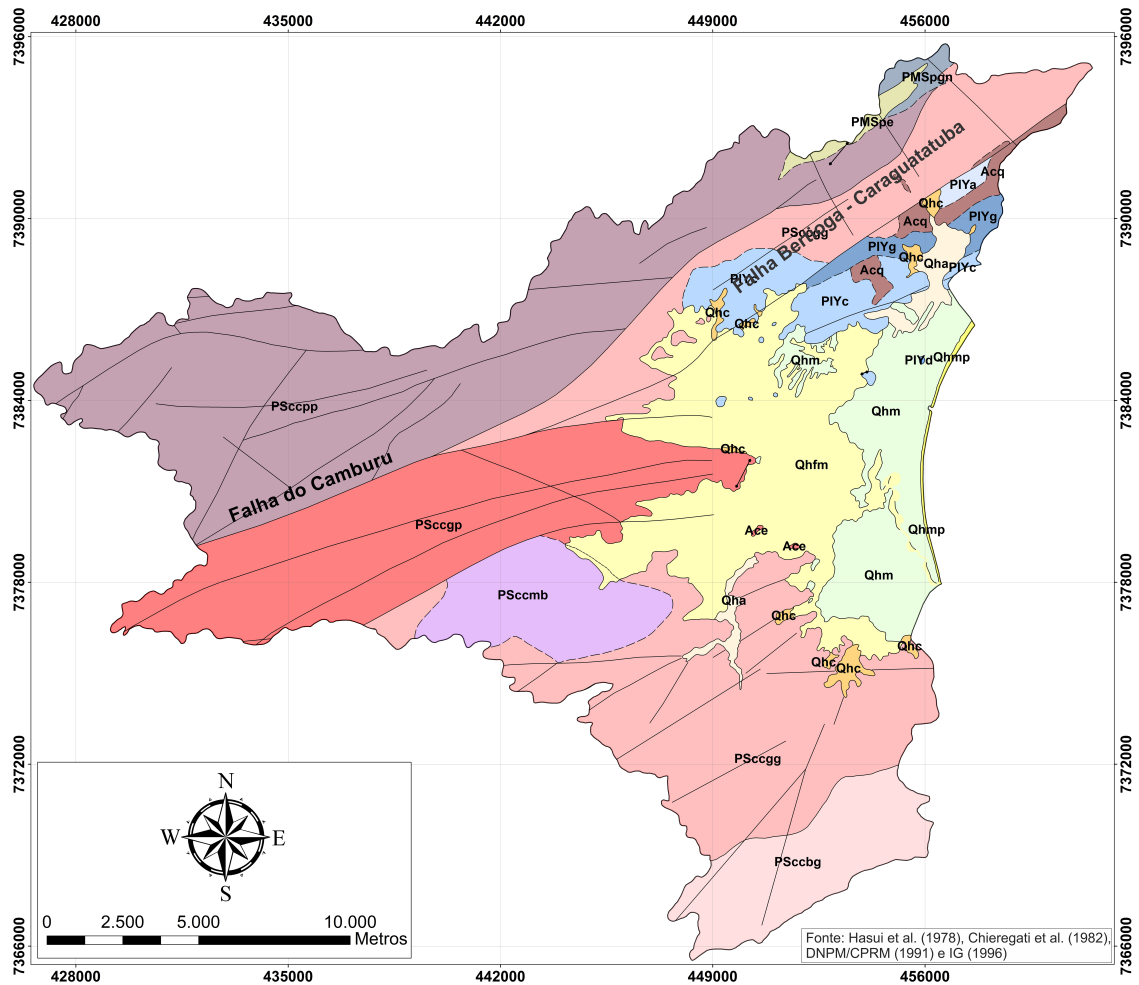
São observados depósitos sedimentares dos mais variados ambientes e composições, até a ocorrência das rochas intrusivas básicas Juro-Cretácicas, rochas graníticas da Suíte Intermediária Piracaia, rochas do Complexo Socorro e do Complexo Paraíba do Sul, do Grupo Piracaia, Grupo Itapira e as rochas metavulcanossedimentares do Grupo São Roque.

O Mapa Geológico de São Sebastião (IG, 1996), em escala 1:50.000, tem área constituída essencialmente por sedimentos inconsolidados do Quaternário, variando de sedimentos marinhos e mistos (litorâneos atuais, depósitos arenosos francamente marinhos e sedimentos flúvio-lagunares e de ambiente marinho restrito), até sedimentos continentais (depósitos fluviais, incluindo aluviões e planícies fluviais, e sedimentos associados a encostas, como colúvios, corpos de tálus e cones de dejeção). O embasamento cristalino não apresenta grandes diferenças das rochas observadas nas folhas Caraguatatuba e Pico do Papagaio, sendo constituída por granitos, gnaisses e rochas migmatíticas, que correspondem ao prolongamento dos corpos presentes nestas folhas.

As rochas cenozoicas estão associadas a deposição de detritos provenientes da evolução das escarpas serranas por processos gravitacionais ou fluviais, intercalando e se sobrepondo aos depósitos de origem marinha. Os depósitos de origem marinha se associam às oscilações do nível do mar (regressões e transgressões), representadas pela Transgressão Cananéia, de idade pleistocênica, e pela Transgressão Santos, de idade holocênica, além de sedimentos lagunares. Tais rochas são parte da evolução da Chamada Planície Sedimentar de Caraguatatuba, apresentando formação mais complexa do que as planícies de origem semelhante que se localizam em seu entorno (SUGUIO; MARTIN, 1976; SUGUIO; MARTIN, 1978).

O Mapa Geológico da área de estudo mostrado na Figura 2, elaborado a partir da compilação dos mapas de DNPM/CPRM (1991), Hasui *et al.* (1978), Chierigati *et al.* (1982) e IG (1996).

Figura 2 – Mapa Geológico em escala 1:50.000 da área de estudo.



UNIDADES GEOLÓGICAS				
SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS	CENOZOICO	QUATERNÁRIO HOLOCENO	Qha	Areias, siltes, argilas e cascalhos de deposição fluvial
			Qhc	Sedimentos coluviais
			Qhfm	Areais marinhas recobertas por areias, siltes e argilas de deposição fluvial
			Qhm	Areias quartzosas, siltes e argilas de deposição marinha
			Qhmp	Areias de deposição praial
COMPLEXO COSTEIRO	NEO	PS ccgg	Rochas gnáissico - migmatíticas, gnaisses de composição granítica a granodiorítica, biotita gnaisses bandados, biotita - hornblenda gnaisses migmatizados. Associação de augen-gnaisses com biotita-granitos gnáissicos de granulação média a fina.	
			Unidade dos Gnaisses Porfiroblásticos - biotita e/ou hornblenda gnaisses porfiroblásticos migmatizados.	
		PS ccmb	Rochas metabásicas, metagabros, metadioritos, quartzodioritos, subordinadamente monzonitos gnáissicos e granodioritos gnáissicos.	
		PS ccpp	Unidade Granito Gnáissica Pico do Papagio - biotita - hornblenda gnaisses focoidal, biotita gnaisses e biotita granito. Augen gnaisses ou migmatitos oftalmíticos, com associação subordinada de granitos gnáissicos, com restitos granulíticos e metabásicos.	
		PS ccbg	Biotita Gnaisses com granada passando a migmatitos predominantemente estromatíticos (bandados) com paleossoma biotítico, xistoso ou gnáissico.	
COMPLEXO PARAIBUNA	MESO	PMSpe	Mica - xistos, portando níveis ricos em magnetita, e quartzitos, com associação de calcofels e tipos gnaissóides.	
			Rochas gnáissicas de feições texturais e composicionais muito variáveis, intercalando com níveis de quartzitos, quartzitos feldspáticos, calcoossilicadas e metabasitos, indiferenciados.	
GRANITÓIDES CARAGUATATUBA	PALEO	PIYa	Associação de augen - gnaisses com biotita - granitos gnáissicos de granulação média a fina.	
			Piroxênio-hornblenda granitos, hornblenda granito e biotita-granito, com granulação fina à média e estrutura gnaissica muito frequente, por vezes feldspatizados com associação de augen-gnaisses e ripas oossilíficas.	
			Hornblenda-albita-granito gnáissico grosseiro.	
			Augen-gnaisses ou migmatitos oftalmíticos, com associação subordinada de granito andesítico, exibindo por vezes restitos granulíticos e metabásicos.	
COMPLEXO COSTEIRO	ARQUEANO	Acq	Sillimanita - muscovita - quartzitos esverdeados por vezes greisenzados.	
			Rochas migmatíticas de estruturas diversas, notadamente estromatítica e "schlieren", exibindo dobras de fluxos e ptigmáticas, enclaves metabásicos e blastese generalizada.	

3.3 Contexto Geológico - Estrutural

Em um contexto regional a estruturação geral do Cinturão Ribeira Heilbron *et al.* (2004), Hasui *et al.* (2012) está orientada na direção N35E no oeste do domínio Apiaí e varia gradativamente para leste, alcançando a direção N55E nos domínios Curitiba e Paranaguá. O único domínio com estruturação diferente é o Varginha, que possui direções WNW originadas num estágio evolutivo anterior e que não foi afetado pelo Sistema Transcorrente Paraíba do Sul.

A parte sul da Faixa Brasília possui orientação preferencial NNW-SSE e é subdividida em nappes com empilhamento tectônico vergente para E-ESE. A etapa Neoproterozóica (a mais antiga no segmento central), denominada de Colisão I (ápice em 630-650 Ma) estruturou essa região da Faixa Ribeira, é o resultado da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo com outra placa que se encontra encoberta por sedimentos da bacia do Paraná (HEILBRON *et al.*, 2004).

A etapa colisional II (580 Ma), segundo Heilbron *et al.* (2004), é resultado da interação entre o cráton São Francisco e outras placas e/ou microplacas e/ou arco de ilha, situados a sudeste deste cráton e sudoeste do cráton do Congo. Essa etapa foi responsável pela estruturação do orientação preferencial NE-SW da Faixa Ribeira. De acordo com Hasui *et al.* (2012) a idade das rochas dessa faixa é bastante variada, no intervalo entre o Arqueano (gnaisses bandados com 3.170 Ma) e o Cambriano (granitoides com até 490 Ma). A etapa colisão II foi responsável pela formação da complexa zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira.

A estruturação geral da região que compreende os municípios de Caraguatatuba e São Sebastião, segue uma forte orientação NE-SW que corresponde à presença de diversos sistemas de falhas e zonas de cisalhamento de mesma direção, que seguem o orientação preferencial desta faixa. Segundo os dados de DNPM/CPRM (1991), Chierigati *et al.* (1982) e Hasui *et al.* (1978) na região de Caraguatatuba ocorre a Falha de Bertioiga - Caraguatatuba, Falha dos Quinhentos Réis, Falha do Bairro Alto, Falha de Freire - São Lourenço, além de outras estruturas como zonas de fraturas e diques basálticos apresentando esta mesma direção.

As foliações, bandamentos e estruturas migmatíticas seguem a estruturação NE e ENE do Cinturão Ribeira. Vale ressaltar a presença de diques ligados aos derrames basálticos da Formação Serra Geral que seguem uma estruturação NW-SE, que podem

estar relacionados ao alto do relevo presentes em algumas regiões.

3.4 Contexto Geomorfológico

O município de Caraguatatuba apresenta uma complexa compartimentação de relevo, uma vez que está associado à presença das escarpas da Serra do Mar, morros isolados e pequenos maciços nas áreas próximas a orla e na planície sedimentar, além da presença da planície costeira (SILVA, 2013b). A Serra do Mar apresenta origem orogênica e é um sistema de escarpamentos e montanhas que apresenta 1500 quilômetros de extensão, entre os estados de Santa Catarina e Rio de Janeiro, com uma orientação geral ENE concordando com a estruturação do Cinturão Atlântico. A extensão da Serra do Mar apresenta uma grande variedade de características geomorfológicas (alguns trechos são declivosos e contínuos, outros são irregulares e heterogêneos), além de apresentar limites descontínuos e irregulares, as vezes chegando próximo a linha de costa e outras avançando em direção ao Planalto Atlântico. Esta variação pode ser explicada pela presença de arranjos de falhas e transcorrências complexas e eventos morfotectônicos ligados a gênese do Planalto Atlântico durante o Pleistoceno e Mioceno (VIEIRA; GRAMANI, 2015).

A Serra do Mar no Estado de São Paulo é caracterizada como um típico compartimento de borda de planalto, frequentemente nivelado no topo em altitudes que variam de 800 a 1200 metros, podendo ser dividida em dois principais seguimentos: (1) Segmento Sul (tem extensão de Santos até o vale do Rio Ribeira do Iguape), e (2) Segmento Norte (ocorre entre a Ilha de São Sebastião e o Estado do Rio de Janeiro), onde se insere a área de estudo do presente trabalho (VIEIRA; GRAMANI, 2015).

As principais características geomorfológicas, segundo Ross e Moroz (1997) e Ponçano (1981), incluem:

1. Presença bem marcada de dissecação da paisagem;
2. Vales profundos e encaixados;
3. Alta densidade de drenagens;
4. Encostas íngremes com topos normalmente angulosos;
5. Padrão de drenagem essencialmente influenciado pelas direções de estruturas geológicas (falhas, fraturas e contatos litológicos);

6. As escarpas da Serra do Mar, em diversos pontos, seguem a estruturação geológica da faixa onde estão presentes, com direção preferencial NE-SW.

De acordo com as compartimentações geomorfológicas propostas por Almeida (1964), Ponçano (1981), Chierigati *et al.* (1982) e também a partir do trabalho de Ross e Moroz (1997), o município de Caraguatatuba está inserido nos dois macro compartimentos denominados de Província Costeira e Planalto Atlântico, sendo mais detalhadamente incluso dentro da Província Costeira, na Serrania Costeira, Subzona da Serra do Mar, e na Zona da Baixada Litorânea.

O trabalho de Vervloet e Ross (2012) traça o estado mais atual dos conhecimentos acerca da evolução e relevo do Planalto Atlântico, desde os anos 1930 até os dias mais atuais, concluindo que nenhuma das quatro vertentes de pensamentos identificadas pelos autores consegue explicar totalmente a gênese geomorfológica deste planalto. De um modo geral, o Planalto Atlântico é descrito como uma região de Terras Altas constituída principalmente por rochas cristalinas pré-cambrianas, cortadas por intrusivas básicas ligadas à ruptura do Supercontinente Gondwana, e alcalinas de idades Mesozóica a Terciárias, bem como pelas coberturas sedimentares mais recentes.

No Planalto Atlântico, segundo Ross e Moroz (1997), pode-se identificar variações fisionômicas regionais, que possibilitam reconhecer e delimitar unidades geomorfológicas distintas, face às suas características litológicas, estruturais e geotectônicas deste terreno, que foram submetidas a uma série de processos erosivos pré e pós cretácicos. A unidade de relevo dentro deste planalto, que se insere na área de estudo do presente trabalho é a Escarpas ou Serra do Mar.

A Província Costeira é dividida pelo trabalho clássico de Almeida (1964) em duas zonas principais: Serrania Costeira e a Baixada Litorânea. Deste modo, esta província corresponde ao rebordo do Planalto Atlântico, fazendo limites com as escarpas da Serra do Mar e Paranapiacaba. Nas regiões que apresentam serras, as escarpas adquirem caráter festonado e abruptas, sendo que entre o Planalto Atlântico e a Baixada Litorânea ocorrem uma faixa de escarpas com larguras de aproximadamente 3 - 5 km, que compõe um desnível de 800 a 1200 metros (PONÇANO, 1981).

O clima na área é o tropical úmido, com alto índice pluviométrico durante todo o ano juntamente com prolongados períodos de chuva, o que faz com que a região apresente grandes possibilidades de ocorrência de processos naturais (escorregamos e corridas (*de-*

bris)). É notoriamente uma das regiões com o maior volume de chuvas no Brasil, além da região amazônica, sendo que na Serra do Mar localizada do Estado de São Paulo, são marcados aproximadamente 1758mm/ano de chuvas (CRUZ, 1974; VIEIRA; GRAMANI, 2015).

Capítulo 4

Fundamentação Teórica

A seguir são discutidos alguns aspectos teóricos acerca dos processos de movimentos de massa envolvidos no presente trabalho, em especial os escorregamentos, bem como características importantes no que se diz respeito aos perfis de alteração dos solos residuais.

4.1 Processos Geológicos

As regiões sobre influência da Serra do Mar, ou em porções das escarpas da Serra do Mar, são alvos constantes de escorregamentos e corridas de massa devido aos seus condicionantes geológicos, estruturais, geomorfológicos e climáticos. Assim sendo, por serem compostas por encostas com média de declividade acima de 30° e 35° e com alto regime de chuvas durante a época de verão, essas áreas tornam-se potencialmente favoráveis a ocorrência de processos de escorregamentos e corridas de massa, devido à perda de coesão entre as partículas do solo, causada pela ação da água.

Vale ressaltar que os processos exógenos, como os movimentos de massa, são os que caracterizam a evolução das vertentes. São processos comuns nas regiões serranas, fazendo papel de modelador do relevo, agindo diretamente na geomorfologia, solo e vegetação.

Processos de caráter exógenos, como escorregamentos e corridas de massa, são fenômenos com alto potencial de destruição em seus ambientes de ocorrência, e colocam em risco moradias, obras civis, paisagens e grandes construções como barragens e dutos. O evento de maior magnitude e maior reconhecimento da área de estudo foi o ocorrido nas áreas de escarpas que contornam o município de Caraguatatuba, no dia 18 de março de 1967, onde um grande número de deslizamentos/escorregamentos e fluxos afetou sua

área urbana, deixando danos consideráveis à população.

Segundo Morimitsu e Tominaga (2013) e Tominaga, Santoro e Amaral (2009), os escorregamentos ou deslizamentos são fenômenos naturais de movimentos de massa que ocorrem em áreas com elevada declividade e envolvem materiais que recobrem as encostas e escarpas, como solo, vegetação e blocos de rochas, que são desestabilizados pela ação de chuvas intensas e/ou prolongadas. Além disso, esse processo envolve uma diversidade de variáveis que incluem aspectos geológicos, geomorfológicos, climatológicos e aspectos ligados vegetação local, além de fatores de uso e ocupação do solo.

Muitos outros autores definem escorregamentos, por exemplo Cruden (1991), que define como sendo o movimento de massa de rocha, detritos ou terra declive abaixo. Este mesmo autor define as corridas de massa ou *Debris Flow*, como sendo um tipo de movimento de massa com alta capacidade de erosão e de mobilização de materiais que são incorporados durante sua trajetória de movimentação, sendo um movimento em forma de escoamento, com fluidos geralmente densos, contendo todo o tipo de material que possa carrear (blocos de rocha, solos, vegetação, etc.).

Muito são os autores que tratam dos movimentos de massa na Serra do Mar, Litoral Norte e na região de Caraguatatuba, podendo dar destaque aos trabalhos de (CRUZ, 1974), (CRUZ, 1975), (CRUZ *et al.*, 1999), (IPT, 1987), Gramani (2001), Sestini e Florenzano (2004), Marcelino (2003), Tominaga *et al.* (2004), Gramani *et al.* (2005), Silva (2013b), Gramani (2013), Nery (2016) entre muitos outros.

A classificação proposta por Augusto Filho (1992) (Figura 3), mostra os principais grupos de movimentos gravitacionais de massa (Rastejo, Escorregamentos, Quedas e Corridas) característicos de encostas, como as encostas e escarpas da Serra do Mar.

Figura 3 – Quatro principais tipos de movimentos de massa típicos de encostas.

Processos	Dinâmica/Geometria/Material
Rastejos (Creep)	Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada Geometria indefinida
Escorregamentos (Slides)	Poucos planos de deslocamento (externos) Velocidades médias (m/h) a altas (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e materiais variáveis: Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com 1 plano de fraqueza Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas (Falls)	Sem planos 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 Movimento semelhante ao de um líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das 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)

4.1.1 Escorregamentos

Escorregamentos são um dos mais fatais e danosos fenômenos naturais que existem no território brasileiro. São eventos mais comuns em regiões montanhosas e serranas, porém, não são necessariamente restritas a essas regiões, podendo ocorrer também em lagos, vales incisos e nas quebras de taludes das plataformas continentais, sendo gerados, de modo geral, a partir de instabilidades geradas por alívio, água, descontinuidades no material (determinantes críticos) (CLAGUE; STEAD, 2012).

É um dos processos mais frequentes e comuns na região da Serra do Mar, tendo sinônimos de uso popular como deslizamentos, queda de barreiras, desbarrancamento e desmoronamento (TOMINAGA, 2007). Os tipos de escorregamentos mais comuns nas

encostas das regiões serranas do Brasil são os escorregamentos translacionais ou planares, que podem envolver tanto solos superficiais, quanto mais frequentemente o contato com rochas subjacentes, sendo elas alteradas ou não (INFANTI; FILHO, 1998).

Nieble e Guidicini (1984) definem escorregamentos como movimentos rápidos e de duração relativamente curta, envolvendo massas do terreno que geralmente são bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para partes mais baixas e para fora do talude.

Um escorregamento acontece, em termos gerais, quando a relação entre a resistência ao cisalhamento interno do material e a tensão de cisalhamento na superfície com potencialidade de movimentação decresce até atingir relação igual a uma unidade, que se caracteriza no momento do escorregamento. Ao longo da superfície de escorregamento, ocorrem rupturas por cisalhamento a medida que o material vai perdendo a resistência ao cisalhamento. Assim, a velocidade do escorregamento cresce de quase zero até uma velocidade máxima, até atingir sua estabilização, podendo cessar ou assumir um caráter de rastejo (NIEBLE; GUIDICINI, 1984; TOMINAGA, 2007).

Os escorregamentos são divididos, segundo a geometria do plano de ruptura e a natureza do material instabilizado, em três tipos principais:

1. Escorregamentos Translacionais ou Planares;
2. Escorregamentos Rotacionais ou Circulares;
3. Escorregamentos em Cunha.

Cruz (1975) descreve os limiares de declividade nos quais as áreas escapadas da Serra do Mar se mantem estáveis, obtidos através de mapas de declividade e do mapeamento dos escorregamentos, ficando na faixa de 22° ou 40%. Colangelo (2012) obteve valores de limite de equilíbrio na faixa de 18°, 20° e 22° para encostas que repousam sobre embasamentos, respectivamente, compostos por micaxistos, migmatitos e granito-gnaisses, sendo que as condições de risco iminente podem ser observadas para a Serra de Caraguatatuba a partir do limiar de 20° de declividade do terreno. Ainda segundo este autor, por a Serra de Caraguatatuba apresentar grande quantidade e alta intensidade pluviométrica e predominância de encostas com altas declividades, as escarpas desta serra apresentam permanente risco à escorregamentos.

Os mecanismos de deflagração dos eventos de escorregamentos podem ser divididos em dois principais tipos (WOLLE *et al.*, 1978; WOLLE; CARVALHO, 1989; VARGAS, 1999; MENDES, 2008):

1. Surgimento de uma rede de fluxo paralela a encosta e de poro-pressões positivas no interior do maciço, em consequência à chuvas intensas e prolongados na região. Assim, ocorre uma diminuição na condutividade hidráulica do maciço com o aumento da profundidade ao longo do perfil de alteração, ocasionando o surgimento de poro-pressões positivas (mudança nas tensões normais).
2. Aumento da condutividade hidráulica do maciço com o aumento da profundidade, com predominância de direções de fluxo vertical devido à infiltração de águas meteóricas. Deste modo, há redução da resistência ao cisalhamento proporcionado pela infiltração da água de chuva, sem se verificar a existência de poro-pressões positivas (diminuição da coesão aparente).

Porém, vale ressaltar que, para se deflagar os escorregamentos, a combinação entre intensidades pluviométricas acumulada e a do evento devem existir. As intensidades acumuladas (que ocorrem antes do evento) promovem um aumento do teor de umidade nos perfis de alteração, e as intensidades pluviométricas seguintes (do evento) são responsáveis por aumentar ainda mais o teor de umidade, promovendo assim o avanço da frente de saturação para os horizontes dos perfis de alteração mais profundos.

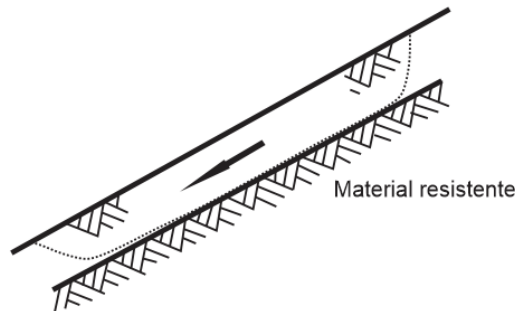
4.1.1.1 Escorregamentos Translacionais ou Planares

Os escorregamentos planares ou translacionais caracterizam-se pelas discontinuidades ou planos de fraqueza (falhas, juntas, planos de acamamento, variações internas de resistência ao cisalhamento entre camadas estratificadas ou por contato entre rocha e depósitos de coberturas ou solos residuais) onde ocorrerá a ruptura do plano de escorregamento, sendo os mais frequentes entre os 3 tipos, ocorrendo com maior frequência nas porções médias e altas das encostas naturais da Serra do Mar no Estado de São Paulo. Tais escorregamentos ocorrem geralmente em encostas retilíneas de grande amplitude e com inclinações maiores que 30°, podendo envolver horizontes superficiais e até mesmo horizontes mais profundos, como os saprolitos (MENDES, 2008). De modo geral, envolvem solos

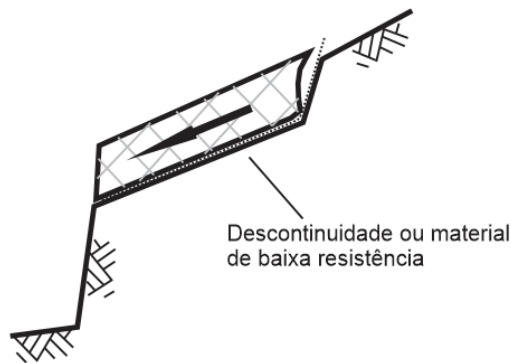
pouco espessos (da ordem de 1,0 a 2,0 metros), solos e rochas com uma descontinuidade ou plano de fraqueza (Figura 4).

Figura 4 – Exemplos de superfícies de escorregamento/ruptura planar ou translacional.

(A) Superfície plana no contato com material resistente



(B) Superfície plana no contato com descontinuidade ou material de baixa resistência



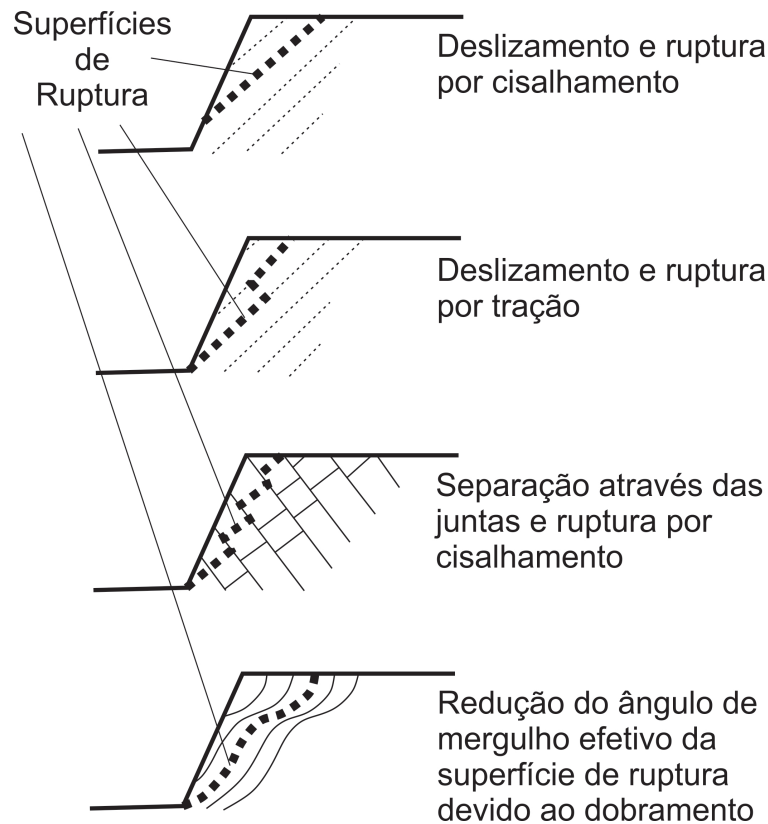
Fonte: Gerscovich (2012)

Os escorregamentos planares ou translacionais também podem apresentar um padrão de deslizamento composto, ou seja, quando o plano de ruptura é caracterizado por mais de uma estrutura planar (Figura 5). Isso ocorre quando há influência de mais de uma família de descontinuidade, resultando na ruptura condicionada por ambas as famílias.

Estas descontinuidades são anisotropias acentuadas existentes nos solos e/ou rochas, que formam uma superfície de ruptura planar, que representam tanto descontinuidades mecânicas como hidrológicas derivadas de processos geológicos, geomorfológicos e pedológicos atuantes (TOMINAGA, 2007).

O movimento/escorregamento ocorre ao longo de superfícies planas ou levemente onduladas, paralelas ao mergulho do talude ou vertente, sendo que a massa instabilizada apresenta alta taxa de deformação ou é separada em várias massas menores independentes (RIEDEL, 1994; TURNER; SCHUSTER, 1996).

Figura 5 – Exemplos de superfícies de escorregamento/ruptura planar ou translacional influenciadas por mais de uma família de descontinuidade.



Fonte: Piteau e Martin (1981)

Quanto à morfologia dos escorregamentos translacionais, eles se caracterizam por serem rasos, com profundidade do plano de ruptura variando de 0,5 a 5 metros e com grandes extensões em seu comprimento. Apresentam movimentos extensos, atingindo centenas ou até milhares de metros, com plano/superfície de ruptura essencialmente planares e paralelas às encostas (FERNANDES; AMARAL; GUERRA, 1996; TOMINAGA, 2007; NIEBLE; GUIDICINI, 1984).

Turner e Schuster (1996) comentam que com a continuação dos processos de escorregamentos translacionais/planares, a massa rompida durante tal processo pode quebrar-se, particularmente se a velocidade ou seu conteúdo em água aumentar. Isso fará com que essa massa comece a fluir, caracterizando processos mais próximos de uma corrida do que de um escorregamento.

Hoek e Bray (2001) destacam que para escorregamentos planares se efetivarem, ou seja, ocorrerem em um único plano de deslizamento, existem quatro condições geométricas básicas:

1. O plano de deslizamento onde ocorrerá o escorregamento deve ter direção paralela ou aproximadamente paralela (com diferença de $\pm 20^\circ$) à face do talude natural ou artificial;
2. O ângulo de mergulho do plano de deslizamento deve ser menor ou igual ao ângulo de mergulho da face do talude natural ou artificial;
3. O ângulo de mergulho do plano de deslizamento deve ser maior que o valor do ângulo de atrito interno deste plano;
4. Superfícies de descolamento que fornecem resistência desprezível para o escorregamento devem estar presentes na massa de material movimentado para definir os limites laterais do escorregamento.

4.1.1.2 Escorregamentos Rotacionais ou Circulares

Escorregamentos Rotacionais ou Circulares são característicos de solos e materiais relativamente homogêneos e espessos (Figura 6) ou com rochas muito fraturadas, podendo ser denominados múltiplos quando mobilizam de uma só vez mais de uma superfície de ruptura (GERSCOVICH, 2012). As superfícies de ruptura/escorregamento são muitas vezes côncavas ou convexas (TURNER; SCHUSTER, 1996).

São caracterizados por colapsos com baixa taxa de deformação, em solos, ao longo de planos/superfícies de ruptura de forma côncava. Nestes planos, o movimento ocorre por ruptura ao longo de uma superfície que tem forma aproximadamente igual a um arco de circunferência, sendo acompanhada de uma rotação em torno do centro deste arco.

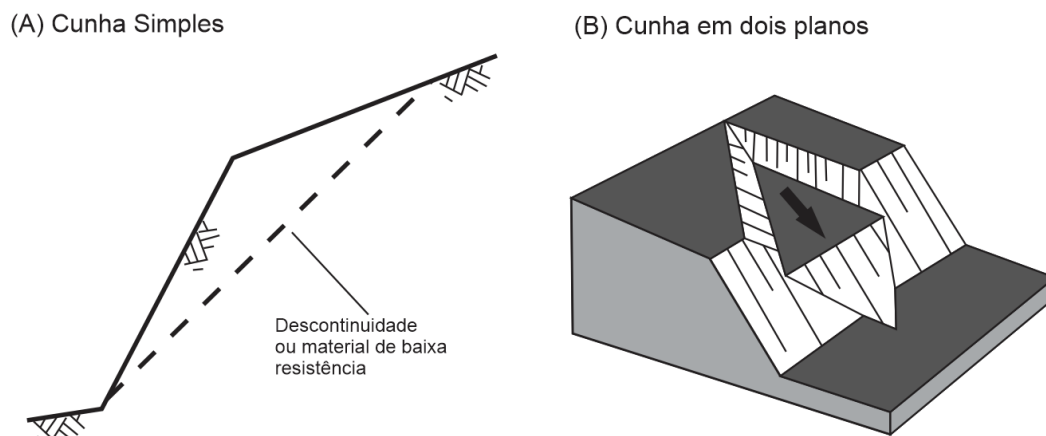
Estes escorregamentos podem ser denominados de Múltiplos quando são caracterizados simultaneamente mais de uma superfície de escorregamento/ruptura (Figura 7A). Podem também ser divididos em mais 2 formas de escorregamentos múltiplos: Retrogressivos, quando as rupturas evoluem ao longo do tempo no sentido da crista, sendo ocorrido por descalçamento (Figura 7B), e Progressivos, quando o fenômeno é causado pela ação de sobrecarga e não ocorre por descalçamento (Figura 7C) (GERSCOVICH, 2012).

Para a área de estudo, a Serra do Mar, Santos (2004) afirma que os escorregamentos rotacionais ou circulares só ocorrem quando estão associados a algum tipo de intervenção antrópica, desconhecendo sua ocorrência de forma natural.

4.1.1.3 Escorregamentos em Cunha

Escorregamentos em cunha (Figura 8) são caracterizados pelo cruzamento de dois ou mais planos de fraqueza, não paralelos, formando uma geometria de ruptura em cunha, delimitada por um ou mais planos de descontinuidades (GERSCOVICH, 2012).

Figura 8 – Perfis esquemáticos de escorregamentos em cunha.



Fonte: Gerscovich (2012)

Tal fenômeno, segundo Infanti e Filho (1998), ocorre também nos horizontes saprolíticos do solo e em maciços rochosos, nos quais duas ou mais famílias de estruturas/descontinuidades planares, desfavoráveis à estabilidade do talude ou encosta, podem condicionar o deslocamento e formação de uma cunha ao longo do eixo de intersecção deste planos. Para os mesmos autores, estes processos são comuns em taludes de corte ou em encostas que sofreram algum tipo de desconfinamento, seja ele natural ou antrópico.

4.2 Perfis de Alteração - Solos Residuais Tropicais

Os solos residuais tropicais geralmente são definidos como materiais terrosos provenientes de processos intempéricos e decomposição da rocha pretérita/mãe *in situ*, sem que haja qualquer tipo de transporte em relação a sua posição original. Além disso, nos solos residuais, a permeabilidade dos materiais é geralmente controlada por características macro e microestruturais e por características herdadas da rocha, como falhas, juntas, foliações e bio-canais (BLIGHT, 1997).

A formação dos solos são governadas por dois principais processos de intemperismo: (1) Intemperismo Físico (mecanismo modificador das propriedades físicas dos minerais e

rochas) e (2) Intemperismo Químico (modifica as características químicas dos minerais e rochas). Estes dois processos juntamente com a pedogênese levam à formação dos perfis de solo ou perfis de alteração (BLIGHT, 1997; TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000; MENDES, 2008).

Como os processos de formação dos solos residuais são complexos, e dependem de fatores externos como variação sazonal da temperatura, distribuição e concentração de chuvas, relevo, fauna, flora, matriz e composição das rochas e tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos, a distribuição espacial dos solos irá variar de acordo com os compartimentos morfo-climáticos do planeta, gerando diferentes tipos de perfis de alteração.

Deste modo:

[...] o processo de formação de um perfil de solo residual é extremamente complexo, o que dificulta seu entendimento e sua generalização. Com exceção de algumas generalizações válidas, nota-se que é difícil relacionar diretamente as propriedades geotécnicas de um solo residual com a sua rocha de origem. Cada situação requer considerações individuais e raramente se podem extrapolar experiências de uma área para prever condições geotécnicas em outras, mesmo se a formação geológica nas duas áreas forem similares (MENDES, 2008).

Assim como descrito por Modenesi e Toledo (1993), os perfis de alteração das rochas pretéritas (gnaisse, granito, migmatito, etc) na área de estudo consistem em isalteritas. São rochas alteradas que apresentam conservadas suas texturas petrográficas e estruturas litológicas e tectônicas correspondentes à rocha de origem. Na área de estudo do presente trabalho existem zonas localizadas e com grande irregularidade espacial de materiais mais evoluídos aloteríticos, compostos por rochas muito alteradas sem conservação das texturas e estruturas da rocha de origem.

Ainda segundo estes autores, as isalteritas apresentam como esqueleto os minerais primários da rocha, que podem estar orientados formando foliações ou lineações nas rochas. O plasma, caracterizado pelo conjunto de minerais secundários (argilominerais, óxidos e hidróxidos), que junto com o esqueleto e a porosidade (matriz) apresentam a conservação da organização original dos minerais primários, na forma de pseudomorfoses cauliníticos e/ou gibbsíticas.

Deste modo, as estruturas tectônicas das rochas da região podem estar preservadas nas isalteritas, onde foliações, fraturas, lineações minerais e bandamentos podem estar conservados pelo crescimento de minerais secundários (gibbsita e caulinita), ou pela

presença de minerais primários residuais, como as micas (muito abundantes nos solos residuais da área de estudo).

Fonseca *et al.* (2005) mostram que as micas (minerais lamelares) exercem grande influência na resistência ao cisalhamento residual (valor mínimo de resistência ao cisalhamento do solo), ou seja, a quantidade de micas é inversamente proporcional ao ângulo de atrito residual do solo. Estes autores ainda chamam a atenção para o fato de vários escorregamentos em encostas naturais de solos residuais e/ou saprolíticos apresentam apreciáveis teores de micas, apresentando menores resistências (fato observado na área de estudo do presente trabalho).

É sabido que a resistência ao cisalhamento dos solos são influenciados por uma série de fatores intrínsecos do solo. No presente trabalho foi considerado principalmente as estruturas reliquias e descontinuidades nos solos, saprolitos e rochas muito alteras, bem como em rochas sãs.

Assim, solos residuais com a presença destas estruturas reliquias (preservação das estruturas da rocha pretérita: estratificações, bandamentos, juntas, falhas, estrias de fricção, foliações, etc.) podem se romper ao longo destes planos de fraqueza. A resistência de solos residuais e saprolitos pode ser governada fortemente por suas estruturas e características mineralógicas vindas da rocha pretérita, sendo que a resistência ao cisalhamento dos solos residuais é sensivelmente menor ao longo das descontinuidades reliquias (LACERDA; SILVEIRA, 1992; BRENNER; GARGA; BLIGHT, 1997; MENDES, 2008).

Solos oriundos de rochas metamórficas, como gnaisses, xistos e migmatitos, apresentam anisotropia de resistência ao cisalhamento devido à presença de minerais micáceos (biotita e muscovita), diminuindo a resistência ao cisalhamento a medida que aumenta o teor de micas. A resistência destes solos é influenciada pela combinação entre frequência/concentração e a orientação predominante das estruturas reliquias, que em terrenos metamórficos, tais estruturas são marcadas pela orientação de minerais micáceos. Portanto, as placas de micas, herdadas e orientadas segundo as estruturas da rocha pretérita, podem gerar uma superfície mais frágil e preferencial de cisalhamento, podendo ser fator fundamental para a ocorrência de escorregamentos (SOUZA NETO; LACERDA; COUTINHO, 2001; GOBBI *et al.*, 2005; MENDES, 2008). Cowland e Carbray (1988) estudando taludes com materiais saprolíticos em Hong Kong, concluem que os escorregamentos são muito influenciados por estruturas/descontinuidades reliquias.

Irfan e Woods (1988) destacam que em regiões tropicais e subtropicais as rochas são normalmente encontradas muito alteradas, como resultado de intemperismo ligado à altas temperaturas e regimes pluviométricos intensos. Apesar disso, as rochas alteradas preservam suas descontinuidades (chamadas pelos autores de descontinuidades reliquias) herdadas da rocha mãe/pretérita, desempenhando um papel importante para a estabilidade/instabilidade de encostas e taludes. As descontinuidades reliquias, que podem conter materiais menos resistentes, agem como caminhos preferenciais onde há alto valor de poropressão e menores índices de resistência ao cisalhamento.

Ainda segundo Irfan e Woods (1988), as investigações realizadas em campo normalmente não levam em conta a presença destas descontinuidades reliquias. Assim, os modelos de instabilidade de talude normalmente são realizados levando em consideração que os materiais são homogêneos, não apresentando estes planos de fraqueza que influenciam na resistência ao cisalhamento.

O quadro síntese apresentando por Irfan e Woods (1988) (Figura 9), resume os principais conceitos de perfis de alteração ligados à classificações para engenharia, dando destaque também à presença ou ausência de descontinuidades reliquias e as respectivas características de falhamento ligados à movimentos de massa.

Gobbi *et al.* (2005) e Bernardes (2003), estudando a resistência ao cisalhamento em solos residuais de gnaiss, concluem que os menores valores de resistência ao cisalhamento são verificados onde o plano de cisalhamento é paralelo às descontinuidades (bandamentos, foliações, etc.). Assim, valores mais elevados de resistência ao cisalhamento foram identificados onde o plano de cisalhamento era perpendicular às descontinuidades. Ainda segundo os autores, esta resistência ao cisalhamento está ligada com o alinhamento dos minerais micáceos e à deformação das partículas de biotita (mais frágeis e deformáveis que partículas de quartzo e feldspato), sendo que a orientação destes minerais são favoráveis a menor resistência ao cisalhamento quando paralelo ao plano de cisalhamento.

Marcelino (2003) descreve que a grande maioria dos escorregamentos situados no município de Caraguatatuba ocorrem em Cambiossolos, sendo o tipo de solo que predomina neste município. Tais solos ocorrem em relevos de encostas com alta declividade associada, escarpas e serras, intensamente movimentados. São solos jovens, com horizonte B pouco desenvolvido, parcialmente evoluído, porém, não o suficiente para ocorrer a alteração de minerais primárias de fácil alteração, como feldspatos e micas (IPT, 2000).

Figura 9 – Quadro comparativo entre classificações de perfil de alteração para engenharia.

PERFIL IDEALIZADO	RUXTON & BERRY, 1957 GRANITO	SOWERS, 1963 ÍGNEAS e METAMÓRFICAS	DEERE & PATTON, 1971 TODAS AS ROCHAS		DEARMAN, 1976*	CARACTERÍSTICAS DO FALHAMENTO	
					TODAS AS ROCHAS	MODO	TIPO
	SOLO		I	IA HORIZONTE A	VI SOLO OU VERDADEIRO SOLO RESIDUAL	CONTROLADO PELAS ESTRUTURAS DO SOLO	EROSÃO CIRCULAR
	I MATERIAL RESIDUAL	SOLO	SOLO RESIDUAL	IB HORIZONTE B			
	IIA MATERIAL RESIDUAL COM BLOCOS (<10% DE BLOCOS)	SAPROLITO		IC HORIZONTE C (SAPROLITO)	V COMPLETAMENTE ALTERADO		
	IIB (10 - 50% DE BLOCOS)	ROCHA PARCIALMENTE ALTERADA	II	IIA TRANSIÇÃO ENTRE SAPROLITO E ROCHA ALTERADA	IV ALTAMENTE ALTERADO	CONTROLADO PELAS DESCONTINUIDADES RELIQUIARES	PLANAR CUNHA DESPLACAMENTO QUEDA DE BLOCOS
	III BLOCOS COM MATERIAL RESIDUAL (50 - 90% DE ROCHA)		ROCHA ALTERADA	IIB ROCHA PARCIALMENTE ALTERADA	III MODERADAMENTE ALTERADO		
	IV ROCHA PARCIALMENTE ALTERADA	ROCHA FRESCA	ROCHA NÃO ALTERADA		II LEVEMENTE ALTERADO	CONTROLADO PELAS DESCONTINUIDADES	PLANAR CUNHA DESPLACAMENTO QUEDA DE BLOCOS E COMBINAÇÕES CIRCULAR (FRATURAMENTO POUCO ESPAÇADO)
	ROCHA FRESCA FRATURADA				I ROCHA NÃO ALTERADA		

* Esquema em grade da alteração de massas rochosas. As grades não ocorrem necessariamente na sequência indicada. Os outros esquemas são zonais (camadas).

Fonte: Irfan e Woods (1988), Ruxton e Berry (1957), Sowers (1963), Deere e Patton (1971), Dearman (1976)

IPT (2000) menciona que os Cambissolos, susceptíveis à ocorrência de escorregamentos, por vezes associados com Latossolos, apresentam uma pequena espessura (até 2 metros) logo acima de um espesso pacote de saprólitos (superior a 10 metros). Deste modo, a preservação de estruturas geológicas herdadas da rocha mãe é presente, podendo estar intimamente ligado com os fatores de instabilidade das encostas da Serra do Mar no município de Caraguatatuba.

Machado Filho (2000) trabalhando em trechos de Serra em Cubatão, ressaltava a importância de se levar em consideração estudos de estruturas reliquias em solos residuais, incluindo os solos saprolíticos da Serra do Mar. Ele destaca ainda a importância destas estruturas na mudança da resistência ao cisalhamento, devendo ser considerada na análise de estabilidade de encostas e taludes. Tais estruturas reliquias podem ser chamadas ainda de Macroestruturas dos solos residuais. Assim, as estruturas apresentam-se como fator importante na resistência dos materiais, podendo influenciar a ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar.

Furian, Barbiero e Boulet (1999) e Furian *et al.* (2002) trabalham com a dinâmica e caracterização dos solos com foco nos escorregamentos. Os autores mostram que a preservação das estruturas geológicas da rocha no solo, com presença de argilominerais (gibbsita e caulinita), podem influenciar a infiltração no perfil de solo. A presença destes argilominerais impermeáveis mudam a direção de fluxo da água de vertical para horizontal, criando uma zona de fraqueza que propicia a ocorrência de escorregamentos. Os autores ainda mostram que as estruturas geológicas da rocha podem ser preservadas pelo crescimento de minerais secundários, preservando estas estruturas na forma de um *boxwork*.

Portanto, mesmo com a descrição de perfis de alteração de solos residuais, com a presença de estruturas geológicas (foliações, fraturas, etc.) na Serra do Mar presentes na literatura brasileira relacionada à área, estas descontinuidades preservadas não são levadas em consideração como fator condicionante para ocorrência de escorregamentos, seja em análises voltadas ao zoneamento cartográfico de áreas susceptíveis a este tipo de movimento de massa, ou seja para análise em modelos matemáticos, como os *softwares* SHALSTAB, TRIGRS, SINMAP, dSLAM, entre outros.

Capítulo 5

Materiais e Métodos

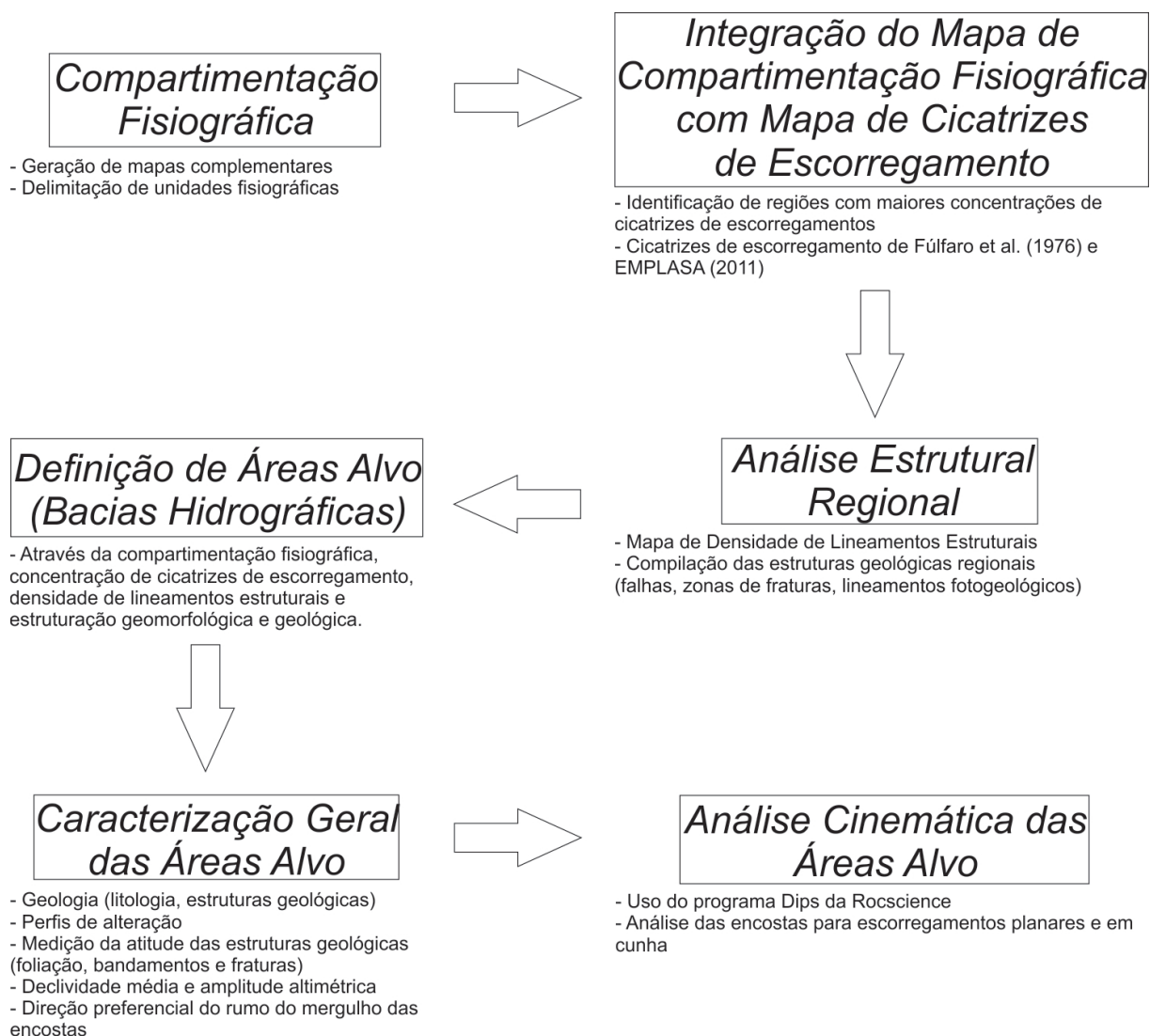
Neste capítulo serão apresentados os Materiais e Métodos utilizados para realização do trabalho.

Os resultados foram integrados da seguinte forma:

1. Compartimentação Fisiográfica como indicador de áreas alvos (bacias hidrográficas) com alta potencialidade de ocorrência de escorregamentos;
2. Análise cinemática das encostas das áreas alvo com identificação da relação entre estruturas geológicas e atitude das encostas.

Desta forma, os resultados foram obtidos pelo aumento na escala de análise, começando a partir de: (a) uma escala regional através da compartimentação fisiográfica (identificação de regiões e bacias hidrográficas com maior potencialidade de ocorrência de movimentos de massa), e (b) escala de bacias hidrográficas, com identificação e análise cinemáticas da relação entre estruturas geológicas e ocorrência de escorregamentos.

A Figura 10 mostra o fluxograma das etapas de análise dos resultados e integração dos dados. Pode-se observar um aumento no grau de detalhe das análises, partindo de regionais até escalas de bacias hidrográficas e encostas.

Figura 10 – Fluxograma representativo das etapas de análise e integração dos dados obtidos no presente trabalho.

5.1 Análise Fotointerpretativa e Compartimentação Fisiográfica

A fotointerpretação de imagens e fotos aéreas, bem como a compartimentação fisiográfica da área de estudo, tiveram como base o trabalho de Zaine (2011), que consiste na delimitação de unidades de terreno que refletem as diferentes características referentes ao relevo, solo, litologia e estruturas geológicas, entre outros aspectos. Os critérios abordados pelo autor podem ser observados nas Figuras 11 e 12. Tais critérios são utilizados para delimitar e reconhecer unidades fisiográficas com características semelhantes (zonas homólogas), gerando o Mapa de Compartimentação Fisiográfica.

De modo geral, a compartimentação fisiográfica da área consistiu na delimitação de Zonas Homólogas, que são unidades fotointerpretativas e apresentam semelhanças

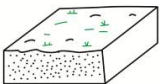
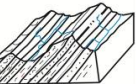
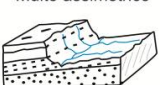
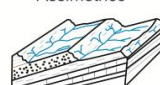
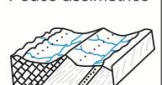
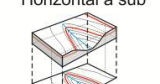
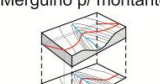
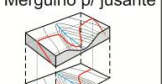
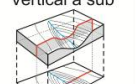
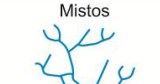
quanto seus elementos de drenagem e relevo, bem como forma, densidade dos elementos de drenagem e relevo, amplitude, declividade, forma das encostas/vertentes, formas de topo, entre outras características observadas.

Figura 11 – Critérios utilizados para análise e fotointerpretação geológica e geomorfológica, com delimitação de unidades/compartimentos fisiográficas.

1. Análise da densidade textural		CLASSES		
Elementos de análise	Elementos de drenagem e relevo			
Critérios de análise	Densidade dos elementos de drenagem	Baixa (0 a 5/10 km ²) 	Média (5 a 30/10 km ²) 	Alta (> 30/ km ²)
	Densidade dos elementos do relevo (dissecação e rugosidade do terreno)	Baixa (mais lisa) 	Média 	Alta (mais rugosa)
Propriedade a ser interpretada	PERMEABILIDADE (intergranular)	Alta (Permeável)	Média	Baixa (Pouco permeável a impermeável)
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise	Relação escoamento superficial/infiltração	Baixa	Média	Alta
	Espessura e características do manto de alteração	Grande (Espesso; > 5m)	Média	Pequena (Raso/rocha aflorante)
2. Análise das formas e características do relevo		CLASSES		
Elementos de análise	Declives, vertentes, topos, vales, rupturas de declive (quebras de relevo), cristas e escarpas			
Critérios de análise	a) Amplitude local (variações de cotas na unidade)	Pequena (0 a 100 m) 	Média (100 a 300 m) 	Grande (> 300 m)
	b) Declividade	Baixa (0 - 15%) 	Média (15 - 30%) 	Alta (> 30%)
	c) Forma de encosta / vertente (* representação em planta)	Convexa 	Côncava 	Retilínea
	d) Forma do vale (* representação em planta)	Aberto 		Fechado
	e) Forma do topo	Aplainados 	Arredondados 	Angulosos
	f) Feições particulares de relevo	Identificar e descrever. Associar modelos geológicos já conhecidos *Consultar quadros Howard (1967); Soares e Fiori (1976); Nunes et. al, (1995)		
Propriedades a serem interpretadas	Solubilidade	Não solúvel		Solúvel
	Resistência à erosão natural (dureza)	Baixa (Pouco resistente)	Média (Resistência média)	Alta (Muito resistente)
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise	Profundidade do topo rochoso	Profundo	Intermediário	Raso a sub aflorante
	Espessura de materiais inconsolidados	Espesso	Intermediário	Delgado a inexistente
	Grau de escavabilidade	Pouco resistente	Resistência média	Muito resistente
	Potencial a erosão linear (induzida)	Médio a alto	Médio a alto	Médio a baixo
Registros de processos geológicos	Potencial a movimentos gravitacionais de massa	Baixo	Médio a Alto	Alto

Fonte: Zaine (2011)

Figura 12 – Critérios utilizados para análise e fotointerpretação geológica e geomorfológica, com delimitação de unidades/compartimentos fisiográficas (continuação).

3. Análise das estruturas geológicas		CLASSES			
Elementos de análise	Linhas de rupturas de declive (positivas = proeminentes; negativas = reentrâncias) Lineações e alinhamentos de relevo (traços de foliação e camadas), drenagem e traços de fratura				
Critérios de análise	a) Tropa	Não orientada 	Pouco orientada 	Orientada 	Muito orientada 
	b) Assimetria de relevo e drenagem (geometria das camadas)	Muito assimétrico 	Assimétrico 	Pouco assimétrico 	Simétrico 
	c) Regra dos Vs	Horizontal a sub 	Mergulho p/ montante 	Mergulho p/ jusante 	Vertical a sub 
	d) Sinuosidade* (drenagem)	Curvos/dendríticos 	Mistos 	Retilíneos não paralelos/espaciaados 	Retilíneos paralelos adensados 
	e) Padrões reconhecidos e anomalias	Identificar e descrever. Associar à modelos geológicos já conhecidos. *Consultar quadros Howard (1967); Soares e Fiori (1976); Nunes et. al. (1995)			
Propriedades a serem interpretadas	Planos de estratificação e foliação metamórfica		Ausentes a pouco marcantes	Espaçados	Adensados
	Composição e estrutura		Homogênea	Mista	Heterogênea
	Plasticidade/ruptibilidade (foliação x fraturas)		-	Rúptil	Dúctil
	Grau de faturamento		Baixo	Médio	Alto
	Permeabilidade Fissural		Baixa	Média	Alta
APLICAÇÕES	Partição em blocos: possibilidade de queda de blocos		Baixa	Média	Alta

4. Análise complementar		CLASSES		
Elementos de análise	Tons de cinza ou coloração; vegetação e uso do solo; feições de processos geológicos			
Critérios de análise	Tons de cinza *	branco a cinza claro	cinza médio	cinza escuro a preto
	Coloração*	Claros, amarelados, róseos		Verdes escuros a pretos
Propriedades a serem interpretadas	Solos derivados de rochas básicas/ácidas ou arenosas/argilosas	Solos ácidos/ arenosos	Solos básicos/argilosos	
	Presença de água/umidade no solo	Solos secos	Solos úmidos	Corpos d'água**
	Cobertura vegetal	Sem vegetação a pastagem	Rasteiras e arbustivas	Arbóreas (florestas e reforestamento)
APLICAÇÕES	Solo exposto	Presente		Ausente
	Afloramentos e blocos rochosos	Presente		Ausente
	Presença de N.A. raso/aflorante	Profundo (> 5m)	Variável	Raso (aflorante < 2m)

* A análise deve considerar os diferentes tipos de uso do solo.

** Corpos d'água podem apresentar tons claros quando ocorre a reflexão da luz.

Fonte: Zaine (2011)

Zaine (2011) sugere que a partir da análise de densidade textural, segundo a observação e classificação da densidade de drenagem e elementos texturais, possa se dividir as unidades pela identificação e separação das litologias que apresentam diferentes comportamentos quanto sua permeabilidade granular. Tal informação permite analisar a relação entre o escoamento superficial de águas pluviais em diferentes terrenos geológicos. Essa informação, em conjunto com a delimitação e traçado de estruturas geológicas observadas em foto ou imagens, pode ajudar na interpretação acerca da relação entre os processos de escorregamentos e corridas de massa e as estruturas geológicas presentes na área de estudo.

O método proposto por Zaine (2011) consiste em três análises básicas, sendo:

1. **Etapas de Fotoleitura:** extração de feições de paisagem relacionadas ao relevo e a drenagens;
2. **Etapas de Fotoanálise:** é feita a delimitação preliminar da área em zonas homólogas segundo a distribuição dos elementos de drenagem e relevo, onde são analisadas a forma e estrutura dos elementos da paisagem, considerando aspectos como densidade dos elementos de drenagem e relevo, amplitude, declividade, forma das encostas/vertentes, formas de topo, etc.;
3. **Etapas de Fotointerpretação:** baseia-se na assimilação dos resultados obtidos pela fotoanálise, de forma a identificar o significado e função dos resultados obtidos e relacioná-los com as características das unidades fisiográficas delimitadas.

Juntamente com a realização da compartimentação fisiográfica, foram traçados dois itens utilizando critérios de fotoanálise para a análise do grau de fraturamento do terreno: (i) Traços de Juntas (feição lineares do terreno) e (ii) Lineamentos Estruturais (feições de alinhamentos de drenagem), que correspondem aos condicionantes estruturais do terreno. A partir destes dois itens, foi gerado o Mapa de Traços de Juntas e de Lineamentos Estruturais, que serviu como base para a elaboração de um mapa complementar denominado de Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais, como pode ser visto, por exemplo, no trabalho de Moura, Mattos e Jiménez-Rueda (2012).

5.1.1 Mapas Complementares ou Mapas Básicos

Para auxiliar a compartimentação fisiográfica e a identificação das unidades fisiográficas, foram gerados mapas complementares. Cinco mapas complementares foram elaborados: Mapa de Declividade, Mapa Hipsométrico, Mapa de Curvatura de Encosta, Mapa de Cicatrizes de Processos e Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais.

Os três primeiros mapas citados são elaborados a partir do Modelo Numérico de Terreno (MNT), que são comumente denominados de Modelo Digital de Terreno (MDT). Esses modelos apresentam grande capacidade de representarem grandezas numéricas que variam no espaço de maneira contínua, o que possibilita a geração de mapas de declividade, hipsométricos, além da confecção de modelos tridimensionais.

Para a geração do MNT ou MDT, é utilizado o *Triangulated Irregular Network* (TIN), uma estrutura de dados digitais elaborados a partir da interpolação de valores de altitude pela criação de triângulos entre uma linha e outra, gerando assim um modelo matemático com valores de altimetria da área de interesse. O arquivo TIN representa o espaço a partir de um conjunto de triângulos com tamanhos variados, sendo gerado a partir das curvas de nível e/ou pontos cotados. Tais curvas de níveis (vetorizados manualmente a partir das cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000 do ano de 1974) foram digitalizadas/vetorizadas e posteriormente tratadas utilizando o *software* ArcGis 10.4.1.

A definição dos intervalos de declividade adotados para o Mapa de Declividade teve como base os trabalhos de Anbalagan (1992) e Anbalagan, Chakraborty e Kohli (2008): $< 15^\circ$, $16^\circ - 25^\circ$, $26^\circ - 35^\circ$, $36^\circ - 45^\circ$ e $> 45^\circ$.

Para o Mapa Hipsométrico foi definido um valor de intervalo em metros que melhor represente as diferenças de altitude da área de estudo, podendo ser adotado inicialmente um intervalo de 100 m, e a medida que o relevo se aproxime das áreas mais planas, foi adotado um intervalo de 10 m.

Para a extração dos lineamentos estruturais, efetuou-se a análise de estruturas que condicionam as drenagens, como feições lineares e alinhamentos de drenagens, com base nos Mapas Geológicos (com os principais lineamentos estruturais regionais reconhecidos), topográfico e hipsométrico. Tais feições permitem identificar regiões com diferentes graus de tectonismo e influenciados por processos tectônicos regionais, como zonas de cisalhamento e falhas. A partir da extração dos lineamentos estruturais, o Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais é gerado, onde através do uso do *software* AcrGis 10.4.1, faz-se

o mapa de densidade utilizando o estimador por Kernel, onde os parâmetros de entrada para geração do mapa em célula de saída de 100 por 100 metros e raio de busca de 1500, segundo Moura, Mattos e Jiménez-Rueda (2012). Com o mapa de densidade é possível estabelecer e classificar zonas com diferentes graus de fraturamento, ruptilidade e cisalhamento. Analisando as zonas com estes diferentes graus, pode-se inferir sobre fatores que condicionam o grau de processos erosivos e gravitacionais, como permeabilidade, infiltração e grau de cisalhamento da área estudada.

O Mapa de Cicatrizes de Processos ou Mapa de Cicatrizes de Escorregamento foi gerado a partir de imagens aéreas (resolução 0,45 m) e ortofotos (resolução 1 m), do ano de 2011 cedidas pela EMPLASA (Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A). A preservação destas cicatrizes, em relação a eventos anteriores em Caraguatatuba, é indicada pela existência de uma espécie vegetal de *Gleychemia*. Esta espécie trata-se de um tipo de samambaia extremamente comum na região de Caraguatatuba, adaptando-se a solos pouco espessos, característicos de locais de cicatrizes de escorregamento (LISTO; VIEIRA, 2015). Além do Mapa de Cicatrizes de Escorregamento feito a partir das imagens de 2011, utilizou-se também o mapa encontrado no trabalho de Fúlfaro *et al.* (1976), onde o autor mapeou as cicatrizes de escorregamentos no evento de 1967.

Esses mapas gerados foram utilizados em complemento às interpretações de fotos e imagens aéreas, aos mapas geológicos, geomorfológicos e estruturais e a dados obtidos em campo e em levantamentos bibliográficos, para identificação e delimitação de unidades geológico-geotécnicas. Os mapas hipsométrico e de declividade foram utilizados, respectivamente, para obter a amplitude altimétrica e altimetria e declividade média para as encostas das áreas estudadas, dados necessários para utilização do Método de Zoneamento de Suscetibilidade a Escorregamentos e das análises cinemáticas.

5.2 Levantamentos e Trabalhos de Campo

Os levantamentos de campo tiveram como principal objetivo caracterizar, quantificar e reconhecer as características físicas da área e das unidades fisiográficas interpretadas pela análise de fotos e imagens aéreas.

Em campo foram analisados perfil de solo, rochas e principalmente a medição da atitude dos planos de fraturas e foliações, que foram posteriormente analisados segundo

suas principais famílias.

Os dados estruturais foram devidamente tratados usando o *software* Rocscience Inc., que através da plataforma *Dips*, permite a análise cinemática, de acordo com as orientações dos planos de fratura (juntas e falhas) e foliações medidas em campo, de processos naturais como escorregamentos planares, em cunha ou tombamento de blocos. Este tratamento de dados utilizando o *software* Rocscience será discutido e descrito no item a seguir.

Nos trabalhos de campo realizados na região de estudo, pedreiras, cortes de estrada, leito de drenagens e em perfis de rocha alterada nas encostas (com preservação das estruturas geológicas), foram localidades onde se realizou os levantamentos de medidas estruturais.

O acesso a estas regiões deu-se principalmente pelas estradas de particulares dentro da Fazenda Serramar (que dão acesso a grande maioria das vertentes e drenagens da região). Existem também vias de acessos pelo Parque Estadual da Serra do Mar, núcleo Caraguatatuba, e pelas estradas de manutenção dos dutos da Petrobras, como por exemplo, a Estrada das Limeiras.

5.3 Análise dos Perfis de Solo

Dois tipos de análises foram utilizadas para descrição, caracterização e análise dos perfis de solo da região de estudo: (i) estudo de topossequência; (ii) descrição de perfis de solo ao longo da área de estudo.

O levantamento de topossequência, por ser uma análise que demanda muito tempo, foi realizado em áreas previamente escolhidas e bem representativas para a área de estudo. Estas áreas correspondem a regiões bem marcadas por cicatrizes de escorregamento, que historicamente apresentam ocorrência de escorregamentos e, conseqüentemente, de *Debris Flow*. A topossequência caracteriza um maior detalhamento dos perfis de solo em uma certa encosta, mostrando o contato esperado entre os diferentes horizontes de solo descritos em um perfil topográfico. Desta maneira, os levantamentos de topossequência apresentam um maior detalhamento das descrições, caracterização e espacialização dos perfis de solo analisados.

Para o levantamento de topossequência e caracterização do perfil topográfico da

mesma, piquetes equidistantes em 10 m foram utilizados.

Os perfis de solo descritos pela área tiveram como objetivo a identificação de perfis de solo esperados para cada unidade geológica. É um procedimento mais rápido que o levantamento de topossequências, e abrange uma maior quantidade de descrições e pontos ao longo de toda a área, definindo perfis de alterações em relação a geomorfologia da área.

As descrições de perfis de solo na forma de topossequência foram realizadas especialmente nas encostas próximas as bacias hidrográficas que apresentavam maiores quantidades de cicatrizes de escorregamentos, de acordo com as observações realizadas com o auxílio do Mapa de Cicatrizes de Processos. Assim, tais bacias tendem a apresentar maior suscetibilidade a ocorrência de corridas de massa (*Debris Flow*) e escorregamentos, justificando as análises de perfis de solo nestas regiões.

5.4 Análise Cinemática - RocScience Inc.

A plataforma *Dips* é um programa desenvolvido para analisar orientação e cinemática baseado nos dados geológicos estruturais, utilizando estereogramas das medidas estruturais (ROCSCIENSE, 2010). Tal plataforma possibilita a análise integrada dos dados geológicos estruturais obtidos em campo, com a orientação e análise cinemática baseada nesses dados, para criar uma interface que proporcione uma análise de estabilidade para processos de tombamento de blocos e escorregamentos planares e em cunha. Assim, ele foi desenvolvido para análise de estruturas relacionadas à problemas e interpretações de engenharia.

É necessário, além das orientações dos planos de juntas, falhas ou foliações, o ângulo de atrito interno observado para esse conjunto de dados. Os valores do ângulo de atrito interno foram retirados da literatura, para cada tipo de rocha observada em campo. Esse valor, juntamente com as orientações das estruturas, são inseridos junto ao programa *Dips*. Há também a necessidade de se entrar com o valor do ângulo de mergulho e o rumo do mergulho da encosta a ser analisado, dados obtidos pelos mapas de declividade e de curvatura de encostas.

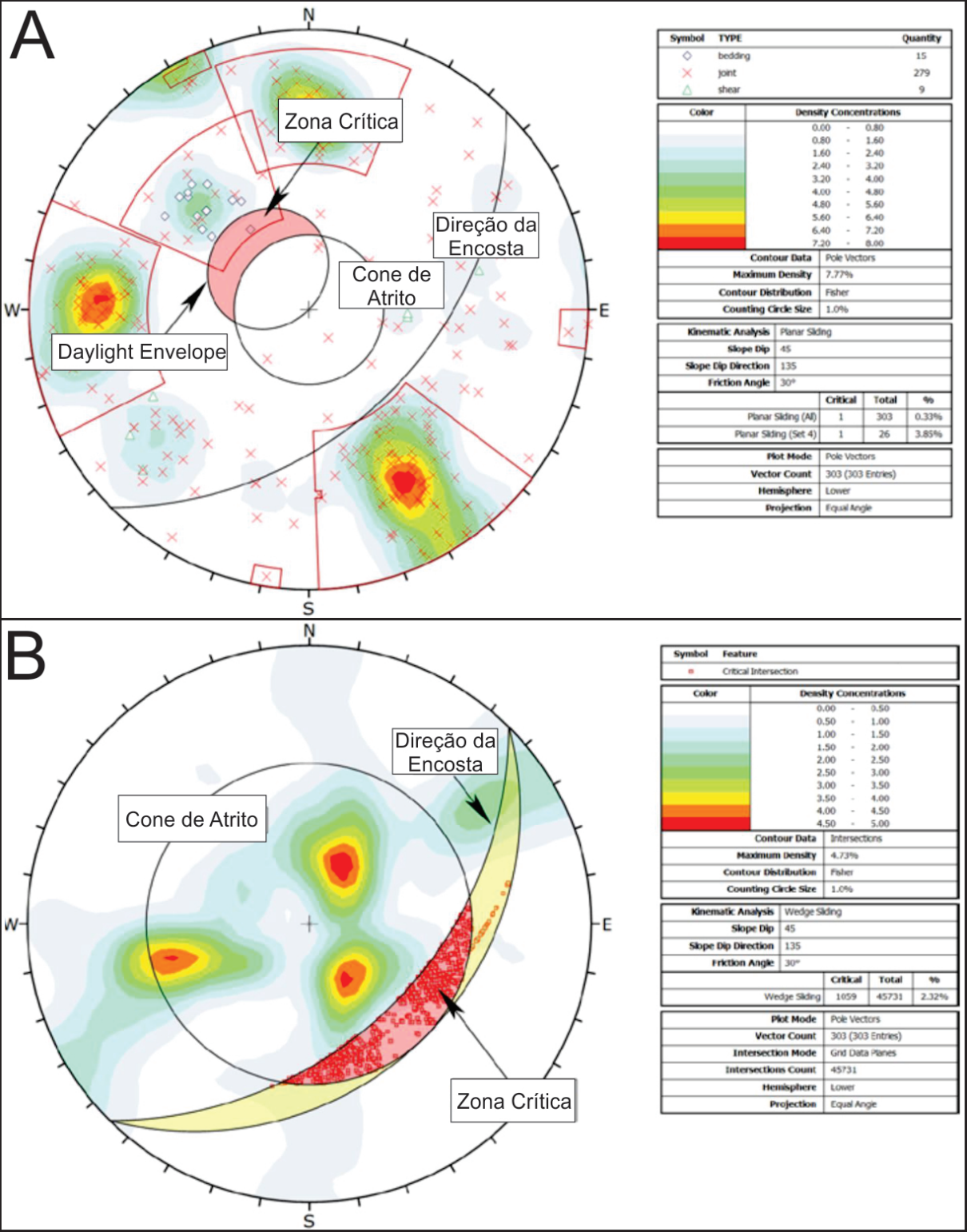
O rumo do mergulho da encosta foi obtido pelo mapa topográfico e mapa de curvatura de encostas, com o auxílio de ferramentas de medição de ângulo do CorelDRAW X8 para obter uma maior precisão da medição.

Para os escorregamentos planares, os polos dos planos que se inserem dentro da

zona crítica apresentam potencialidade para gerarem escorregamentos planar, ou seja, essa estrutura desempenha um papel de plano de deslizamento (Figura 13 A). Já para os escorregamentos em cunha, os pontos de intersecção entre duas estruturas planares que se inserem dentro da zona crítica apresentem chances de gerar escorregamentos deste tipo (Figura 13 B). A direção da linha de intersecção corresponde a direção que ocorrerá o escorregamentos em cunha.

Deste modo, os dados estruturais (juntas, falhas e/ou foliações) medidos em campo foram divididos em domínios, de acordo com a localização de cada ponto e do tipo litológico onde foram observados. Tais dados foram inseridos no programa *Dips* e analisados cinematicamente para a ocorrência de escorregamentos planares ou em em cunha, de acordo com os critérios oferecidos pelo programa.

Figura 13 – Exemplo dos estereogramas gerados pelo programa *Dips* para escorregamentos planares (A) e para escorregamentos em cunha (B). Observa-se na ilustração a zona crítica, cone de atrito e linha de direção da encosta analisada.



5.4.1 Parâmetros de resistência ao cisalhamento - Ângulo de Atrito Interno

Para as análises utilizando a plataforma *RocScience*, alguns parâmetros de entrada devem ser inseridos a fim de analisar as chances de ocorrência de escorregamentos planares e em cunha, com base nas medidas estruturais obtidas em campo. Os parâmetros de entrada são:

1. Entrada das medidas estruturais e confecção do estereograma relativo a elas;
2. Valor do ângulo de mergulho da encostas analisada;
3. Rumo do mergulho da encosta;
4. Ângulo de atrito Interno.

As análises voltadas para o *RocScience* usam como base, para a caracterização dos escorregamentos, o cruzamento dos planos estruturais (intersecções) medidos em campo, para os escorregamentos em cunha, e os polos dos planos medidos, para os escorregamentos planares. Os cruzamentos dos planos estruturais no estereograma (intersecções) e os polos dos planos, juntamente com os parâmetros de entrada citados acima, geram campos ou zonas denominadas de críticas, de acordo com o tipo de escorregamento analisado (planar ou em cunha). Deste modo, as intersecções e polos que caírem dentro das zonas críticas (criadas a partir do ângulo de atrito interno e direção/mergulho da encosta analisada) apresentam grande probabilidade para ocorrência destes evento, sendo que, quanto maior o número de intersecções dentro desta zona, maiores são as chances para a ocorrência de escorregamentos.

Um dos parâmetros de entrada mais importantes dentro desta plataforma é o ângulo de atrito interno, que é específico para cada material. A Tabela 1 mostra alguns parâmetros de resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais brasileiros. Os ângulos de atrito interno (Φ), nesta tabela, foram utilizados como base para às análises utilizando o *RocScience*, uma vez que a região de estudo contempla rochas gnáissicas e migmatíticas micáceas e solos residuais destas rochas.

Tabela 1 – Parâmetros de Resistência ao Cisalhamento residual de solos tropicais brasileiros (BRESSANI *et al.*, 2001)

Referência	Descrição do solo	IP (%)	FA (%)	c'r (kPa)	Φ' r (°)
Lacerda e Silveira (1992)	Solo saprolítico de quartzo-diorita micáceo	8	5 - 9	0	16
Chammas (1976)	Solo saprolítico de migmatito	-	25	0	25
Chammas (1976)	Solo saprolítico de migmatito, micáceo	-	20	0	17
Chammas (1976)	Solo saprolítico de migmatito, micáceo	-	20	0	27
Seraphin (1974)	Solo saprolítico de migmatito	-	4	0	33,5
Seraphin (1974)	Solo saprolítico de migmatito, micáceo	-	2	4	27
Tanaka (1976)	Solo residual marrom de basalto vesicular	21	30	2 - 8	27 - 30
Tanaka (1976)	Solo residual vermelho de basalto vesicular	36	25	0 - 8	22,7
Simões (1991)	Argila vermelha	37 - 48	67 - 69	0	12 - 16
Duarte (1986)	Argila Cinza	55	67	0	10
Kanji (1974)	Solo residual de basalto	74	66	0	10
Souza Pinto <i>et al.</i> (1994)	Solo residual de basalto	24	26	0	19
Souza Pinto <i>et al.</i> (1994)	Solo residual de basalto	93	54	0	10,5
Souza Pinto <i>et al.</i> (1994)	Solo residual de basalto	39	56	0	9
Souza Pinto e Nader (1991)	Solo Residual de migmatito, micáceo	20	20	0	17
Souza Pinto e Nader (1991)	Solo Residual de migmatito, micáceo	18	10	0	22
Souza Pinto e Nader (1991)	Solo Residual de migmatito, micáceo	21	8	0	21
Souza Pinto e Nader (1991)	Solo Residual de gnaiss, micáceo	6	5	0	28
Souza Pinto e Nader (1991)	Solo Residual de gnaiss, micáceo	11	12	0	30
Souza Pinto e Nader (1991)	Areia siltosa micácea	16	15	0	21
Bernardes (2003)	Solo residual de gnaiss	15	3	0	14 - 17

IP - índice de plasticidade; FA - fração de argila; c'r - índice efetivo de coesão para solos residuais; Φ' r - ângulo de atrito interno para solos residuais.

Capítulo 6

Resultados e Discussões

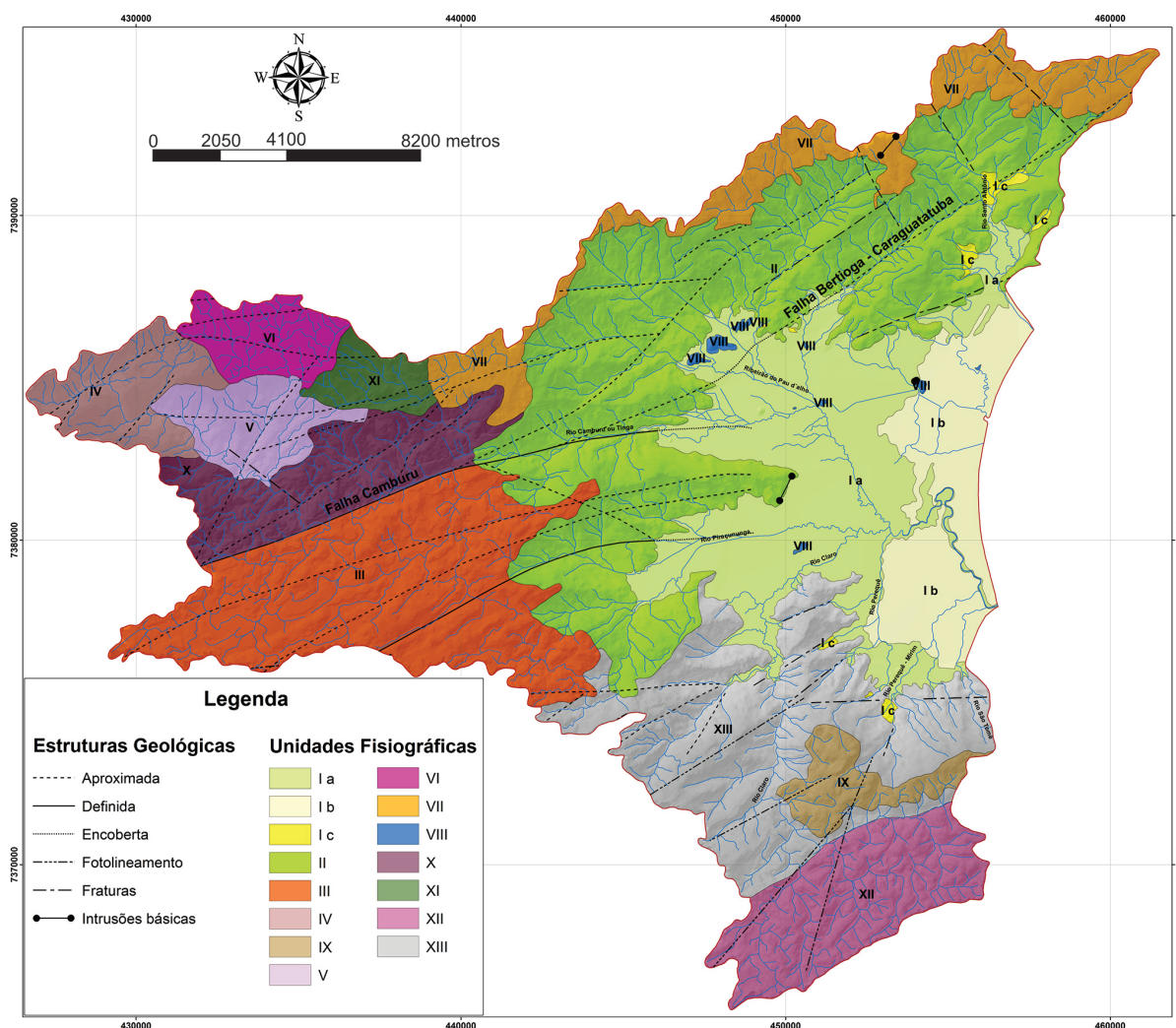
A seguir são apresentados os resultados e discussões. Os resultados são referentes às etapas descritas para realização do presente trabalho, sendo elas, além do levantamento bibliográfico e compilação de organização da base de dados, as etapas de compartimentação fisiográfica, análises estruturais regionais e análises estruturais cinemáticas.

6.1 Compartimentação Fisiográfica

A Compartimentação Fisiográfica foi realizada na escala 1:50.000. O Mapa de Compartimentação Fisiográfica encontra-se no *Apêndice 01* do presente trabalho. Os critérios adotados para a compartimentação fisiográficas foram os propostos por Zaine (2011).

Foram identificadas 13 Unidades Fisiográficas. A unidade I subdividida em três outras unidades sedimentares quaternárias (Figura 14), com base nos critérios descritos anteriormente. A geologia foi considerada, porém, as Unidades Fisiográficas normalmente não tem seus limites delimitados pelos limites das unidades geológicas, uma vez que o terreno, por ser metamórfico, apresenta lado a lado unidades geológicas distintas e com mesmo comportamento geomorfológico, fazendo com que uma mesma unidade geológica esteja inserida dentro de diferentes Unidades Fisiográficas.

Figura 14 – Mapa de Compartimentação Fisiográfica da área de estudo, na escala 1:50.000, elaborado a partir de fotos aéreas de pares estereoscópicos na escala 1:20.000. Ao todo, foram definidas 13 Unidades Fisiográficas.



6.1.1 Descrição das Unidades Fisiográficas

A principal estruturação das unidades se dá na forma de lineamentos estruturais, onde as drenagens, vales, bem como toda a bacia hidrográfica, ficam influenciados diretamente pela presença de estruturas geológicas (falhas, zonas de fraturas e fotolineamentos). Esta estruturação é observada pela orientação retilínea de drenagens no padrão geral das estruturas da área (NE-SW e secundariamente NW-SE) e pela alta declividade e padrão em V dos vales das drenagens.

6.1.1.1 Unidade Fisiográfica Ia, Ib e Ic

A Unidade Fisiográfica I está inserida no compartimento geomorfológico denominado Província Costeira, Zona da Baixada Litorânea. É de forma geral a extensa Planície Litorânea de Caraguatatuba, apresentando sedimentos quaternários marinhos, fluviais, flúvio-marinhos e corpos de tálus e colúvios (CHIEREGATI *et al.*, 1982). Há também a existência de deposição de materiais vindos de corridas de detritos, na forma de leque, a jusante de algumas drenagens que sofreram tais eventos.

Na classificação de formas de relevo, esta é a única unidade inserida dentro dos relevos de agradação, sendo as demais unidades classificadas como relevos de degradação ou de transição. Classifica-se esta unidade como Planícies Costeiras, caracterizadas como terrenos baixos a aproximadamente planos, próximo ao nível do mar, com baixa densidade de drenagem, padrão meandrante e localmente anastomosado.

Em relação ao padrão de drenagem observado para a área de estudo, esta unidade apresenta-se fortemente alterada pela ação antrópica, com retificações dos canais de drenagens. Estas intervenções antrópicas são realizadas principalmente em regiões onde observa-se atividades pecuárias e agrícolas. Há ainda a preservação, observada por imagens aéreas, de meandros abandonados dos antigos cursos das drenagens (Figura 15).

Figura 15 – Meandros abandonados evidenciando a mudança dos cursos naturais das drenagens da Planície Litorânea de Caraguatatuba.



Em relação aos sedimentos encontrados nestas unidades, pode-se destacar a presença de cinco unidades sedimentares quaternárias, segundo Chieregati *et al.* (1982): (1) areias, siltes, argilas e cascalhos de deposição fluvial; (2) sedimentos coluvionares e corpos de tálus; (3) areias quartzosas, siltes e argilas de deposição marinha; (4) areias marinhas recobertas por areias, siltes e argilas de deposição fluvial (flúvio-marinho); e (5) areias de deposição praial, restritas às praias.

A divisão desta grande planície costeira em três outras subunidades se dá pela diferença geológica entre elas, observadas em Chieregati *et al.* (1982). A descrição de cada subunidade é:

1. *Subunidade Ia*: corresponde à região mais distal em relação a linha de costa, com grande influência de processos fluviais que recobrem depósitos sedimentares marinhos, bem como áreas alagadas. Nesta unidade está incorporado também os sedimentos fluviais atuais, que são ligados diretamente com a dinâmica atual dos rios (ocupando as calhas e planícies fluviais dos rios). Assim, os depósitos marinhos foram recobertos por argilas, areias, siltes e cascalhos de deposição fluvial, caracterizando uma zona de sedimentos ditos flúvio-marinhos (CHIEREGATI *et al.*, 1982). Importante ressaltar que as planícies do Rio Juqueriquerê apresentam influência de processos fluviais sobre depósitos marinhos.

Ainda nesta unidade, há a presença de depósitos gerados a partir de *Debris Flow*, apresentando sedimentos arenosos, argilosos e siltosos com presença de restos vegetais. Tais depósitos se tornam de difícil mapeamento devido a cobertura vegetal (gramíneas, agricultura), aparecendo apenas nos terraços dos rios.

2. *Subunidade Ib*: parte mais proximal à linha de costa, com predominância de sedimentos marinhos sem ou com pequena influência de processos fluviais. As descrições da literatura, como o trabalho de Chieregati *et al.* (1982), descrevem a existência de cordões litorâneos, com elevações de 4 até 12 metros, podendo ser encontrados perto das encostas no final da planície. Tais descrições, porém, não foram observadas nas análises em estereoscópio e imagens aéreas. Isso pode ser explicado pela grande urbanização da região e pela grande desenvolvimento agropecuário da planície, que é responsável por criar obras que modificam as estruturas sedimentares antes existentes. Segundo funcionários da Fazenda Serra Mar (que ocupa grande parte da

Planície Sedimentar), algumas elevações presentes no terreno foram construídas e modificadas por maquinários da fazenda. Contudo, algumas elevação apresentam material arenoso, esbranquiçado e com certo teor de silte/argila em sua matriz;

3. *Subunidade Ic*: correspondem à depósitos grosseiros ocupando o sopé das escarpas, descritos aqui como corpos de tálus e colúvios. A diferenciação entre tálus e colúvio, em campo é extremamente difícil pela grande cobertura vegetal. Cruz (1974) descreve que estes corpos são formados por blocos e matacões com diâmetros superiores a 1 metro, envolvido por material arenoso, o que condiz com as observações e descrições realizadas em campo.

Esses corpos apresentam certa heterogeneidade em sua distribuição, geralmente recobertos com densa vegetação típica da Mata Atlântica, apresentando blocos métricos a centimétricos em meio a um material arenoso, mal selecionada, por vezes com presença de argila e silte.

6.1.1.2 Unidade Fisiográfica II

Esta unidade localiza-se na parte centro-nordeste da área, inserida em grande parte das bacias hidrográficas dos rios Camburu, Santo Antônio, do Ribeirão do Pau d'alho, Ribeirão da Aldeia e do Córrego Canivetal.

A Unidade Fisiográfica II está inserida no contexto geomorfológico do Estado de São Paulo, na Província Costeira, Zona da Serrania Costeira, Subzona Serra do Mar. É caracterizada por escarpas com espigões digitados (declividades médias a altas, com amplitudes locais maiores que 100 metros): compostas por grandes espigões lineares subparalelos (normalmente com direções NE-SW), topos predominantemente angulosos e secundariamente levemente arredondados, vertentes com perfis predominantemente retilíneos e secundariamente côncavos. As drenagens desta unidade apresentam média/alta densidade, padrão paralelo e vales fechados.

As rochas encontradas nesta unidade são, segundo Chieregati *et al.* (1982): Unidade Granito Gnáissica Pico do Papagaio: Biotita-hornblenda gnaiss focoidal, biotita gnaiss e biotita granito. Rochas gnáissico-migmatíticas, gnaisses graníticos e granodioríticos, biotita gnaiss bandado, biotita-hornblenda gnaiss migmatizados. Piroxênio-hornblenda granitos, biotita granitos, hornblenda granitos com granulação fina a média, por vezes

com estruturas gnáissicas. Augen-gnaisses e migmatitos, com associação subordinada de granito andesítico.

Apresenta grande estruturação das drenagens (NE-SW e NW-SE), com vales fechados e retilíneos, alguns correspondendo com a Falha de Bertiooga - Caraguatatuba (Ribeirão da Aldeia, Córrego Canivetal e Rio Camburu, por exemplo). Deste modo, esta unidade, em relação as outras unidades delimitadas, apresenta o maior controle tectono-estrutural, com vales fechados e encaixados em estruturas geológicas, como falhas, juntas e escorregamentos controlados por foliações.

Traços de lineamentos estruturais são observados em maiores quantidade, condicionando as principais drenagens, interpretados nas fotos aéreas, e maiores quantidades de cicatrizes de escorregamento. Isso se deve ao fato desta unidade estar inserida nas escarpas e grandes declives da Serra do Mar, com grande potencial para ocorrência de movimentos de massa, e declividades mais altas associadas a traços de lineamentos estruturais. Assim, esta unidade é a mais estruturada entre todas as unidades fisiográficas mapeadas, apresentando grande influência de lineamentos estruturais do embasamento no relevo da região.

Anfiteatros de nascente podem ser identificados nas partes mais elevadas da unidade, com padrão tributário de drenagem, com formato relativamente circular ou, mais comumente, com geometria elíptica. As bacias hidrográficas desta unidade são caracterizadas na literatura (Bacias do Córrego Canivetal e do Rio Santo Antônio) como as bacias que ocorreram os movimentos de massa (escorregamentos e *Debris Flow*) associados com o evento de 1967.

Na baixa encosta desta unidade pode ser observado depósitos de tálus/colúvio, podendo ser mapeadas na escala 1:20.000 (escala das fotos aéreas com pares estereoscópicos). No mapa, foram apenas representados os depósitos de maior expressão e mapeáveis da escala 1:50.000, porém, existem diversos depósitos na baixa/média encosta, de pequeno a médio porte, observados em trabalhos de campo, nas encostas, por exemplo, do Córrego Canivetal e Rio Camburu.

6.1.1.3 Unidade Fisiográfica III e X

As Unidades Fisiográficas III e X apresentam poucas cicatrizes de escorregamento, sendo as unidades onde está inserida a maior quilometragem dos dutos da Petrobras.

Estas unidades estão geomorfologicamente inseridas no Planalto Atlântico, Zona

do Planalto de Juqueriquerê, apresentando o característico relevo de morros (declividade média, com amplitude locais variando de 100 a 300 metros e localmente na porção norte da unidade acima de 300 metros), com morros paralelos, topos predominantemente arredondados, vertentes com perfis das encostas predominantemente retilíneos a côncavas. A densidade de drenagem desta unidade é média, com padrão treliça e localmente subdendrítica, vales fechados a abertos, com planícies aluvionares interiores restritas (não observadas na fotoanálise).

A geologia é composta pela unidade Granito Gnáissica Pico do Papagaio: Biotita-hornblenda gnaiss focoidal, biotita gnaiss e biotita granito. Gnaisses Porfiroblásticos, biotita e/ou hornblenda gnaisses porfiroblásticos migmatizados. Rochas metabásicas, metagabros, metadioritos, quartzodioritos e subordinadamente monzonitos e granodioritos gnáissicos. Rochas gnáissico-migmatíticas, gnaisses graníticos e granodioríticos, biotita gnaisses bandados e biotita-hornblenda gnaiss migmatizados (CHIEREGATI *et al.*, 1982).

Estas duas unidades se diferem nos seguintes aspectos:

1. *Unidade Fisiográfica III*: está localizada a sul da Falha do Camburu, apresentando leve diminuição da amplitude local (baixa a média), com um padrão de drenagens com direção predominantemente NE-SW;
2. *Unidade Fisiográfica X*: localizada a norte da Falha do Camburu, com direção preferencial das drenagens NW-SE e NNW-SSE. Além disso, a amplitude local desta unidade é maior (média a alta) comparada a Unidade Fisiográfica III.

Nestas unidades, a fotoanálise apresentou indícios de presença de corpos de tálus em algumas com relevo mais elevado, porém, devido ao difícil acesso a estas regiões, não pode-se confirmar a existência dos mesmos, porém, é importante ressaltar a possibilidade da presença destes depósitos.

A alteração da amplitude local desta região, segundo Campanha, Ens e Ponçano (1994), é consequência da Falha do Camburu, gerando um desnivelamento dentro do Planalto de Juqueriquerê.

6.1.1.4 Unidades Fisiográficas IV, V, VI e XI

As Unidades Fisiográficas IV, V, VI e XI estão inseridas no mesmo contexto geomorfológico. Estão inseridas no Planalto Atlântico, Zona do Planalto de Juqueriquerê,

na parte norte da Falha Camburu. Apresentam relevo montanhoso (declividades médias a altas e amplitudes locais variando de 100 a 300 metros e até acima de 300 metros). São constituídas por montanhas com vales profundos, topos angulosos a arredondados com ou sem presença de afloramentos rochosos, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagem de baixa/média densidade, padrão dendrítico e vales fechados.

Estas unidades inserem-se também no mesmo contexto geológico. São compostas pela Unidade Granito Gnáissica Pico do Papagaio : Biotita-hornblenda gnaiss focoidal, biotita gnaiss e biotita granito. Augen-gnaisses ou migmatitos oftalmíticos, com associação subordinada de granito andesítico, exibindo por vezes restitos de granulíticos e metabasíticos (CHIEREGATI *et al.*, 1982).

A Unidade Fisiográfica IV apresenta normalmente suas maiores declividades associadas a afloramentos rochosos com topos levemente arredondados tipo "Pão de Açúcar", não orientadas, diferentemente do que se observa para a Unidade Fisiográfica V. Esta última não apresenta afloramentos rochosos, porém exhibe uma estruturação das cristas e drenagens (com orientação NE-SW) em um padrão aproximadamente paralelo.

A Unidade Fisiográfica VI, em relação as demais, apresenta baixa a média declividade, sem presença clara de estruturação de drenagens e sem o afloramento de corpos rochosos. O padrão de drenagem muda drasticamente quando observada a Unidade Fisiográfica XI, passando de NE-SW para ENE-WSW a E-E, com baixa declividade e cristal com mesma direção.

6.1.1.5 Unidade Fisiográfica VII

A Unidade Fisiográfica VII corresponde ao Planalto Atlântico (localizado na borda das escarpas da Serra do Mar), Zona do Planalto do Paraitinga, Subzona Morraria do Paraibuna. Está inserida geomorfologicamente dentro do relevo de morrotes (declividades baixas a médias, com amplitudes locais variando até 300 metros): morrotes baixos com relevo ondulado, topos arredondados, vertentes com perfis côncava a retilíneos. A densidade de drenagem é caracterizada como baixa/média, com padrão treliça e vales fechados. Eventualmente podem estar presentes colinas nas cabeceiras dos cursos d'água principais.

As rochas estão inseridas na Unidade Granito Gnáissica Pico do Papagaio: Biotita-hornblenda gnaiss focoidal, biotita gnaiss e biotita granito. Rochas gnáissico-migmatíticas, gnaisses graníticos e granodioríticos, biotita gnaiss bandado, biotita-hornblenda gnaiss

migmatizados. Mica-xistos, níveis de quartzito, associações calcofels e tipos gnaissóides (CHIEREGATI *et al.*, 1982).

Exibe a presença de fraturas, porém as drenagens presentes nesta unidade não apresentam-se orientadas igualmente as demais unidades. É a unidade com menor expressão na área de estudo, bordejando as escarpas da Serra do Mar na porção norte da área, com relevo relativamente plano e sem grandes declividades associadas.

6.1.1.6 Unidade Fisiográfica VIII

A Unidade Fisiográfica VIII é caracterizada pela presença de morros/maciços insulares e isolados localizados na Planície Litorânea (Unidade Fisiográfica I). É identificada pela presença de morros de no mínimo 20 metros de altitude, não ultrapassando 100 metros, em meio à Planície Costeira de Caraguatatuba.

Estes corpos isolados estão presente na planície sedimentar ou planície litorânea. Sua geologia varia desde corpos graníticos, podendo apresentar estruturas gnáissicas, até gnaisses migmatíticos, gnaisses bandas e migmatitos.

Alguns destes maciços apresentam ocupação humana, com construção de casas dentro da Fazenda Serramar. Estas casas construídas nestes maciços insulares não foram afetadas pelo evento de *Debris Flow* ocorrido em Caraguatatuba no ano de 1967 por estarem localizadas em cotas superiores.

6.1.1.7 Unidades Fisiográficas IX e XII

As Unidades Fisiográficas IX e XII estão inseridas no mesmo contexto geomorfológico, contextualizadas dentro Planalto Atlântico, Zona do Planalto de Juqueriquerê, sendo caracterizadas pelo relevo de morros (declividades médias, associadas as bordas das encostas, e com amplitudes locais entre 100 e 300 metros): morros paralelos, topos predominantemente arredondados e secundariamente aplainados, vertentes com perfis retilíneos a côncavos. Apresentam densidade de drenagem de baixa, padrão treliça e localmente sub-dendrítica, vales fechados.

Estas unidades são compostas litologicamente por rochas gnáissico-migmatíticos, gnaisses de composição granítica a granodiorítica, biotita gnaisses bandados, biotito-hornblenda gnaisses migmatizados. Biotita gnaisses com granada passando a migmatitos predominantemente bandados com paleossoma biotítico, xistoso ou gnáissico (CHIEREGATI

et al., 1982).

Apresentam como principal característica a presença de morros com amplitude local média, paralelos e com direção preferencial NE-SW. São característicos da parte superior das escarpas da Serra do Mar (Unidade Fisiográfica XIII), formando a "borda" e os topos desta.

Estas unidades fazem parte do contexto do chamado Planalto de Juqueriquerê, juntamente com a Unidade Fisiográfica III. Campanha, Ens e Ponçano (1994) caracteriza este planalto como sendo uma superfície erosiva descontínua, ainda reconhecida em topos de morros nivelados entre 700 e 750 metros de altitude, pertencendo ao contexto morfotectônico dos sistemas de *rifts* do sudeste do Brasil. Ainda segundo este autor, a Falha do Camburu (indicada na Figura 14) limita o Planalto de Juqueriquerê (Unidades Fisiográficas III, IX, X, XI e XII) das regiões mais elevadas a norte (Unidades Fisiográficas IV e V, e porção extremo-norte da III), sugerindo a origem tectônica deste desnivelamento.

6.1.1.8 Unidade Fisiográfica XIII

Em relação ao contexto geomorfológico, a Unidade Fisiográfica XIII está inserida dentro da Província Costeira, Zona da Serrania Costeira, Subzona Serra do Mar. Esta unidade é caracterizada por escarpas com espigões digitados (médias a altas declividades e amplitudes acima de 300 metros). É composta por grandes espigões lineares subparalelos, topos arredondados a angulosos, vertentes com perfis retilíneos e predominantemente côncavos. Drenagens de média densidade, padrão paralelo, vales fechados.

As rochas presentes nesta unidade apresentam principalmente rochas gnáissico-migmatíticos, gnaisses de composição granítica a granodiorítica, biotita gnaisses bandados, biotito-hornblenda gnaisses migmatizados. Rochas metabásicas, metagabros, metadioritos, quartzodioritos e subordinadamente monzonitos e granodioritos gnáissicos (CHIEREGATI *et al.*, 1982).

Os vales das drenagens fechados e as drenagens encaixadas com alta declividade associada a elas, estão orientadas e aproximadamente paralelas entre si, com direção preferencial NE-SW. Algumas cicatrizes de escorregamentos podem ser observadas nesta unidade, principalmente nas vertentes com maiores declividades.

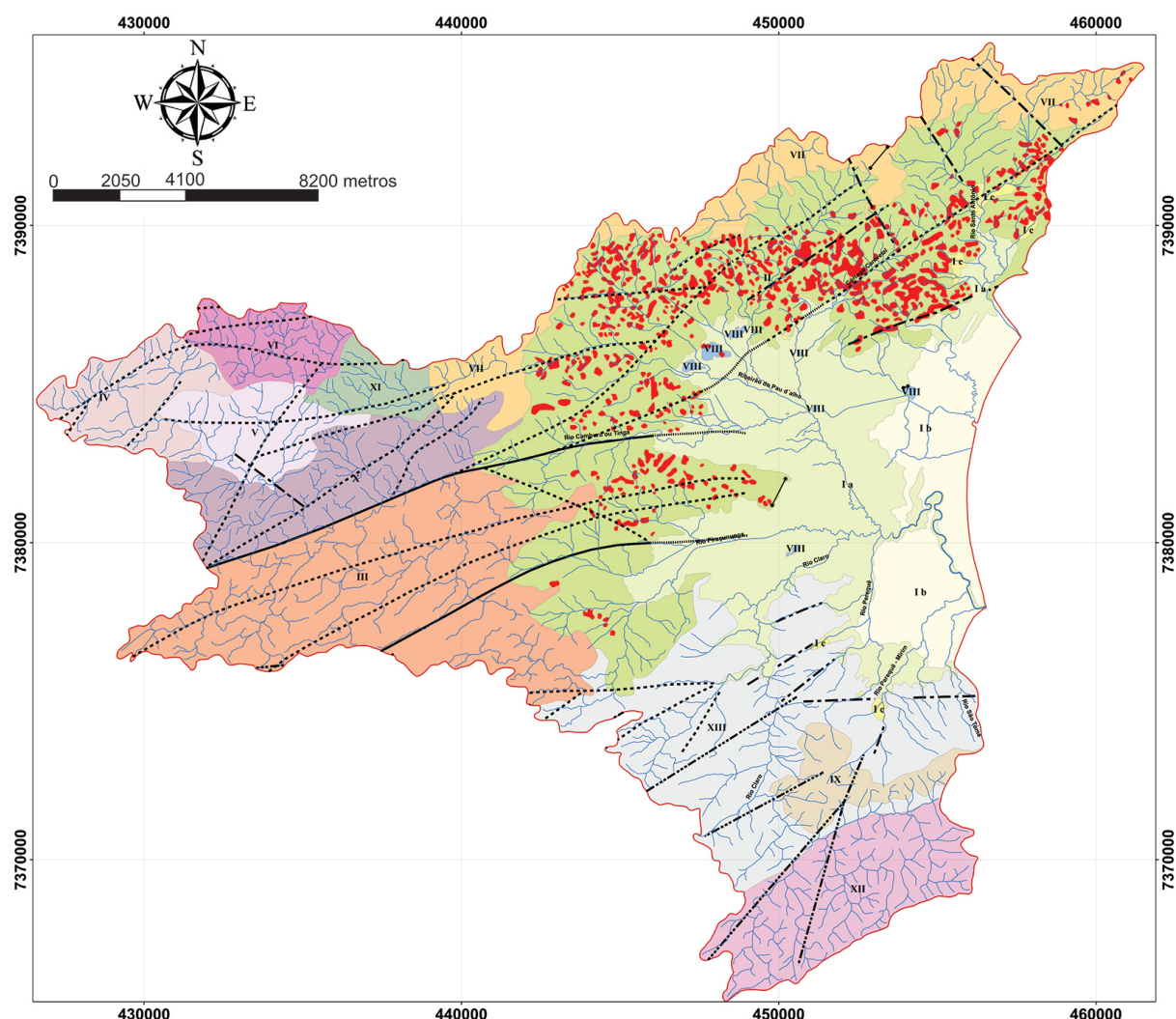
Mesmo apresentando a mesma geomorfologia da Unidade Fisiográfica II, a unidade XIII não se assemelha a II devido à sua baixa estruturação do relevo influenciada por

lineamentos estruturais. Apresenta declividades associadas à encostas, com grandes espigões de topos predominantemente arredondados e drenagens por vezes retilíneas (diferentemente da unidade II).

6.2 Análise Unidades Fisiográficas *versus* Cicatrizes de Escorregamento

Esta análise foi base para a seleção de áreas a serem detalhadas e estudadas nas etapas subsequentes. Para tal, foram utilizados dois produtos principais: Cicatrizes de Escorregamento do ano de 1967, extraídos de Fúlfaro *et al.* (1976), e Cicatrizes de Escorregamentos extraídas e vetorizadas a partir das fotografias aéreas de 2011 (EMPLASA). As Figuras 16 e 17 mostram, respectivamente, as cicatrizes de escorregamentos obtidos no trabalho de Fúlfaro *et al.* (1976) e dos produtos obtidos pelo EMPLASA (2011).

Figura 16 – Cicatrizes de Escorregamentos mapeadas (marcadas em vermelho) por Fúlfaro *et al.* (1976), correspondendo aos eventos associados ao desastre em Caraguatatuba, no ano de 1967.

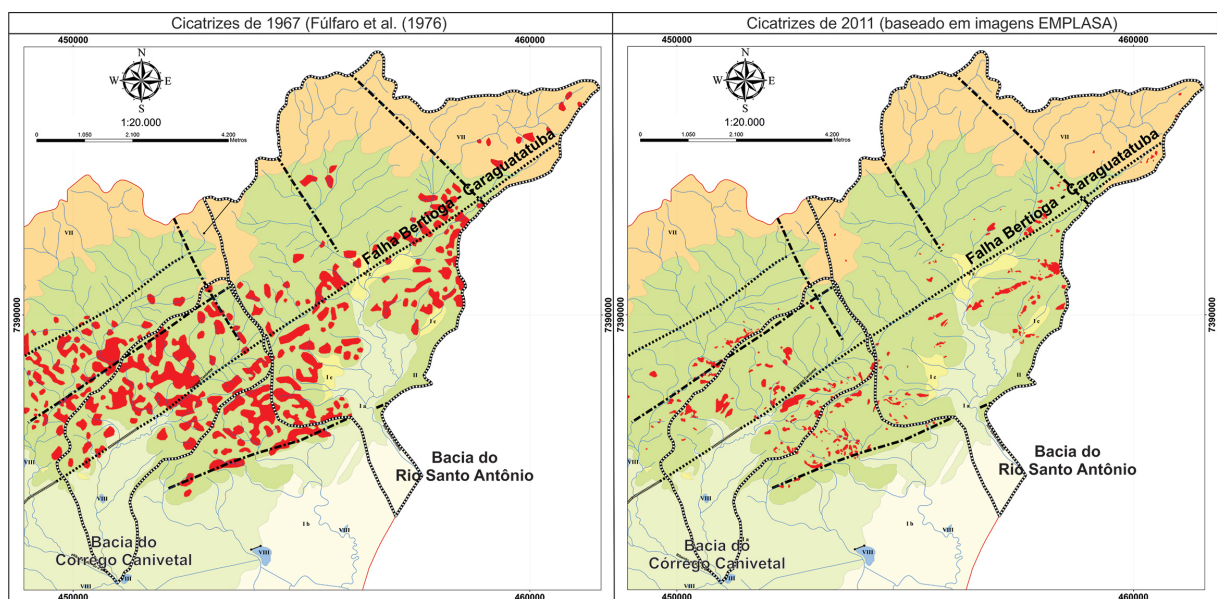


Com base nas concentrações de cicatrizes, observa-se que se concentram na Unidade Fisiográfica II, caracterizada pelas altas declividades e escarpas com espigões digitados da Serra do Mar. Esta unidade apresenta grande estruturação de relevo influenciada por lineamentos estruturais (falhas, juntas, zonas de cisalhamento e zona de fratura). Esta estruturação é vista em forma de drenagens com padrão retilíneo (NE-SW seguindo as direções das principais falhas: Falha Camburu e Falha Bertioiga - Caraguatatuba; e NW-SE seguindo a estruturação secundária de lineamentos de fraturas), vales encaixados e profundos, formação de cristas e escarpamentos. Verifica-se também que os espigões com maiores extensões apresentam as mesmas direções que as principais falhas da região, com direção NE-SW, como por exemplo, o Espigão Camburu, associado com diques básicos de mesma direção (Figura 14), e outros menos na região sul da área de estudo.

histórico de escorregamentos e *Debris Flow*, apresentando feições e depósitos destes eventos vistas em trabalhos de campo, ao longo de seu curso.

Estas duas bacias hidrográficas (Figura 18), apresentam-se quase em sua totalidade na Unidade Fisiográfica II, com relevos escarpados e declividades associadas a elas, com grande número e concentração de cicatrizes de escorregamento, lineamentos estruturais e relevo influenciado pelas estruturas geológicas.

Figura 18 – Bacias Hidrográficas a serem detalhadas na 2ª Etapa ou Etapa de Semi-Detalhe. Foram selecionadas as Bacias Hidrográficas do Córrego Canivetal e do Rio Santo Antônio, onde serão analisadas em escala 1:10.000/1:15.000. As cicatrizes de escorregamento estão destacadas em vermelho.

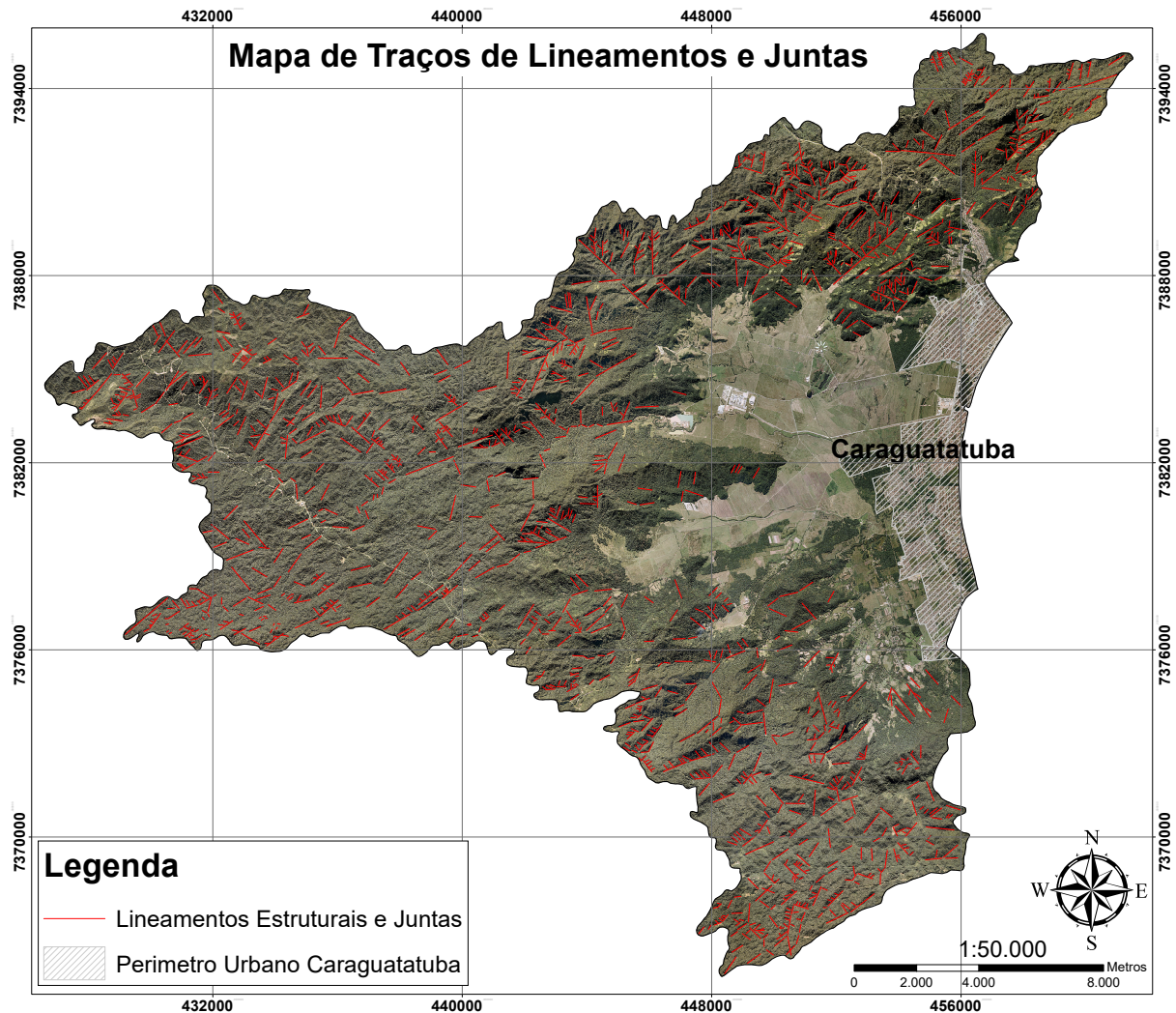


Apesar da diferença do número de cicatrizes entre aquelas obtidas por (FÚLFARO *et al.*, 1976) e pelos materiais da EMPLASA (2011), as concentrações continuam sendo nas escarpas da Serra do Mar, onde há grande estruturação do relevo influenciado por estruturas geológicas do terreno, como falhas, juntas e zonas de cisalhamento.

6.3 Análise Estrutural Regional

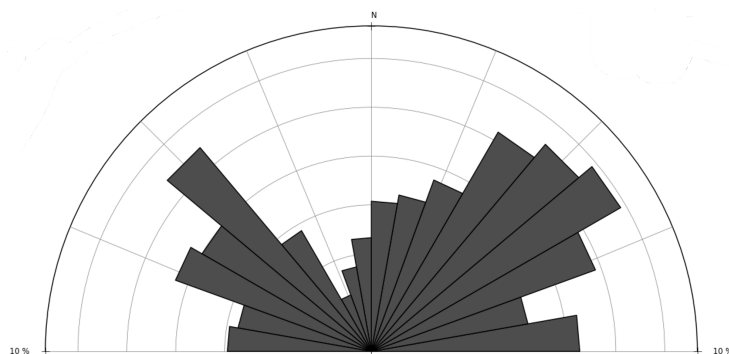
O Mapa de Traços de Lineamentos e Juntas elaborado a partir da extração dos elementos de drenagem pode ser observado na Figura 19.

Figura 19 – Mapa de Traços de Lineamentos e Juntas (1:50.000) confeccionado a partir de imagens aéreas e fotos de pares estereoscópicos na escala 1:20.000.



A Figura 20 mostra o diagrama de rosetas em frequência das discontinuidades (juntas e lineamentos estruturais) extraídas das imagens aéreas. Observa-se que as maiores frequências se concentram na direção NE-SW, e secundariamente na direção NW-SE. Tais estruturas estão intimamente ligadas com a estruturação geológica da área de estudo, apresentando direções concordantes com as duas principais falhas que cortam a área (Falha Camburu e Falha Bertioça - Caraguatatuba), ambas de direção NE-SW.

Figura 20 – Diagrama de rosetas representando a distribuição de frequências das direções das juntas e lineamentos estruturais extraídos a partir de imagens aéreas. Foram analisados um total de 1517 traços de juntas e lineamentos estruturais.



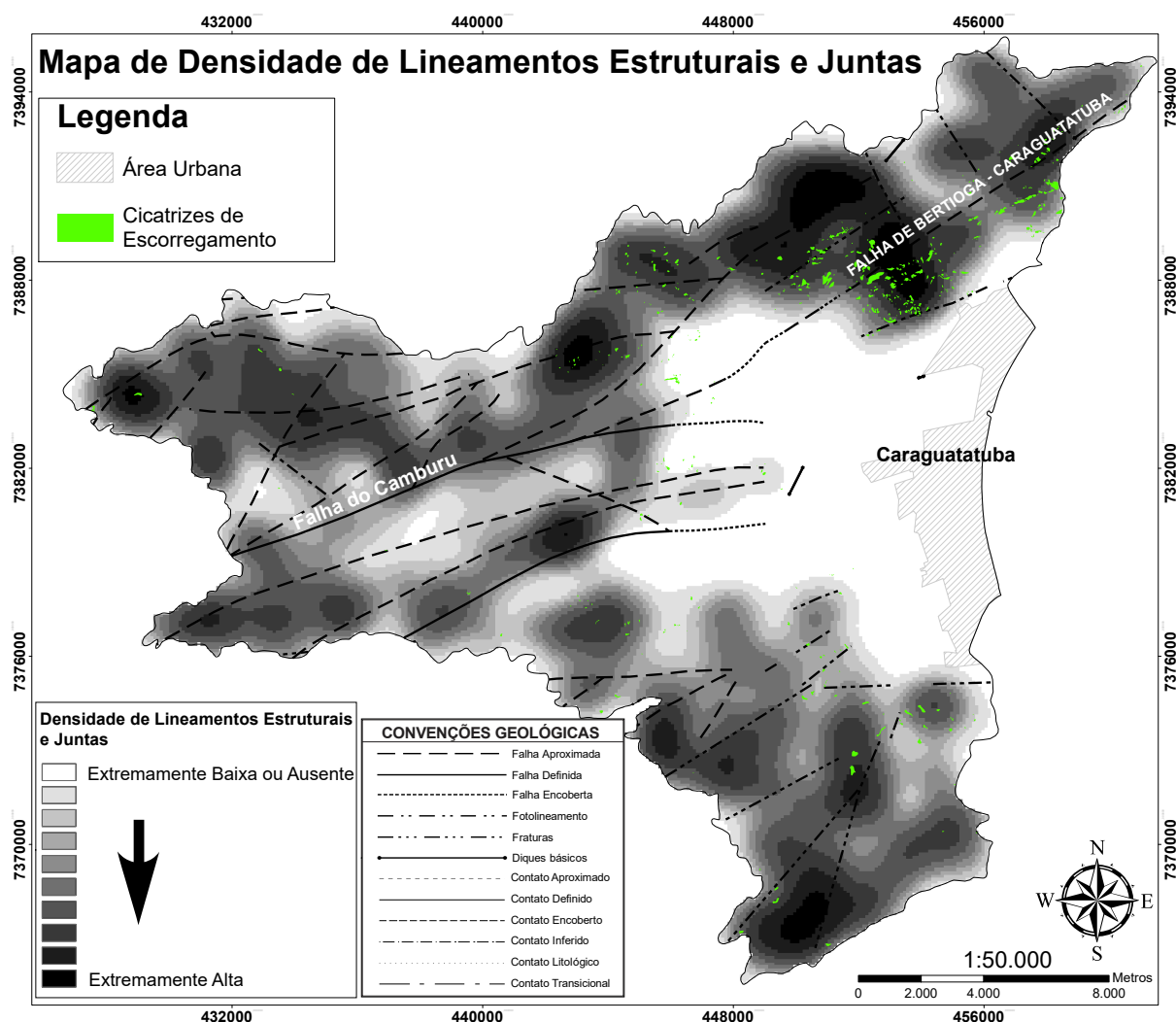
A partir da extração dos lineamentos estruturais e traços de juntas e posterior digitalizações das mesmas, utilizando o estimador Kernel, confeccionou-se o Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais e Juntas (Figura 21). Observa-se que a porção nordeste da Figura 21, apresenta maiores quantidades de marcas de cicatrizes de escorregamento que coincidem com os maiores valores de densidade de elementos estruturais, localizados na zona de influência da Falha de Bertioiga - Caraguatatuba.

A análise dos grandes lineamentos estruturais presentes na região, juntamente com os lineamentos estruturais e traços de juntas, mostram que há uma relação entre a ocorrência de escorregamentos e as estruturas geológicas dos maciços rochosos bem como a densidade destes. Isso pode estar ligado a (MOURA; MATTOS; JIMÉNEZ-RUEDA, 2012): (1) regiões mais fraturadas apresentarem maior potencial de formação de solo; (2) instabilidade das encostas causada pela presença dos condicionantes estruturais (descontinuidades), tais como foliações e fraturas (falhas e juntas) que, de acordo com a relação espacial entre as direções e mergulhos das descontinuidades e das encostas, podem gerar instabilidade.

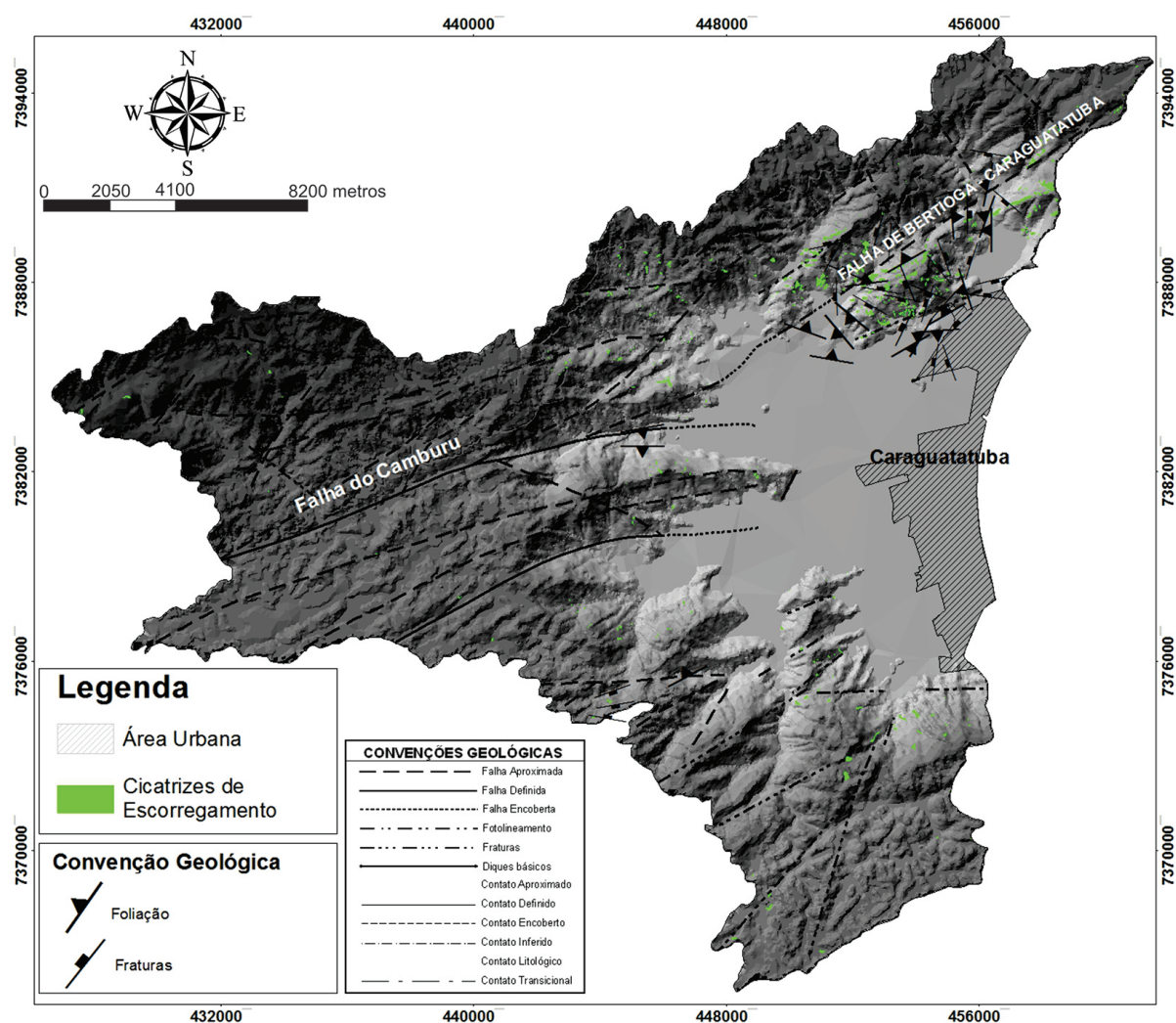
Assim, a região com maior presença de cicatrizes de escorregamento, localizada na região nordeste do mapa (Figura 21), está sobre influência da Falha de Bertioiga - Caraguatatuba, corroborando com a hipótese discutida.

Sendo assim, a região mais problemática da área está sobre influência da Zona de Falha Bertioiga – Caraguatatuba, gerando maior e mais intenso grau de fraturamento na área. Essa configuração, com maior grau de fraturamento, aumenta a potencialidade para geração de solo e, conseqüentemente, a grande estruturação, representada por foliações, faz com que, a depender da geometria do talude, ocorram vertentes com maior instabilidade e/ou com maior estabilidade.

Figura 21 – Mapa de Densidade de Lineamentos Estruturais e Juntas. Sobreposto a ele estão o Mapas de Cicatrizes de Escorregamento e Estrutural.



Observa-se na Figura 22, que muitos vales são condicionados pelas estruturas geológicas presentes na área. Isso pode ser visto no vale do Rio Camburu (controlado pela Falha do Camburu), Córrego Canivetal (controlado pela Falha de Bertioga - Caraguatatuba) e afluentes do Rio Santo Antônio, sendo que, as bacias deste rios, foram os principais alvos das corridas de massa ocorridas em Caraguatatuba no ano de 1967.

Figura 22 – Mapa Estrutural de Foliações e Fraturas da área de estudo.

A região com maior número de cicatrizes corresponde a um vale configurado pela presença da Falha de Bertiooga - Caraguatatuba, afetando um dos afluentes do Rio Camburu, o Córrego do Canivetal, na porção nordeste da área de estudo. Além do maior número de cicatrizes de escorregamento, esta região apresentam o alto grau de fraturamento e a presença de estruturas geológicas bem definidas e mapeáveis, como foliações e fraturas. A existência de fraturas e foliações pode gerar porções instáveis nas encostas naturais, a depender da relação geométrica entre o plano destas estruturas e a direção e mergulho das encostas. Descrições de campos (apresentadas no item 6.4) apontam que, tanto em rochas alteradas a muito alteradas (gnaisses, migmatitos e gnaisses migmatíticos com forte foliação) quanto em solos pouco desenvolvidos, podem estar preservadas as estruturas da rocha original, ou seja, há ainda a presença de foliações e fraturas condicionando estes materiais.

Analisando em conjunto as Figuras 19 e 22, observa-se uma grande estruturação do relevo na porção norte da área de estudo, compreendida no Domínio das Escarpas da Serra do Mar. Nesta região, que vão do Rio Camburu até os afluentes do Rio Santo Antônio, observa-se uma grande estruturação das drenagens segundo os traços de lineamentos estruturais. A estruturação do relevo, por meio das estruturas geológicas presentes no embasamento, pode ser observada por diversas formas:

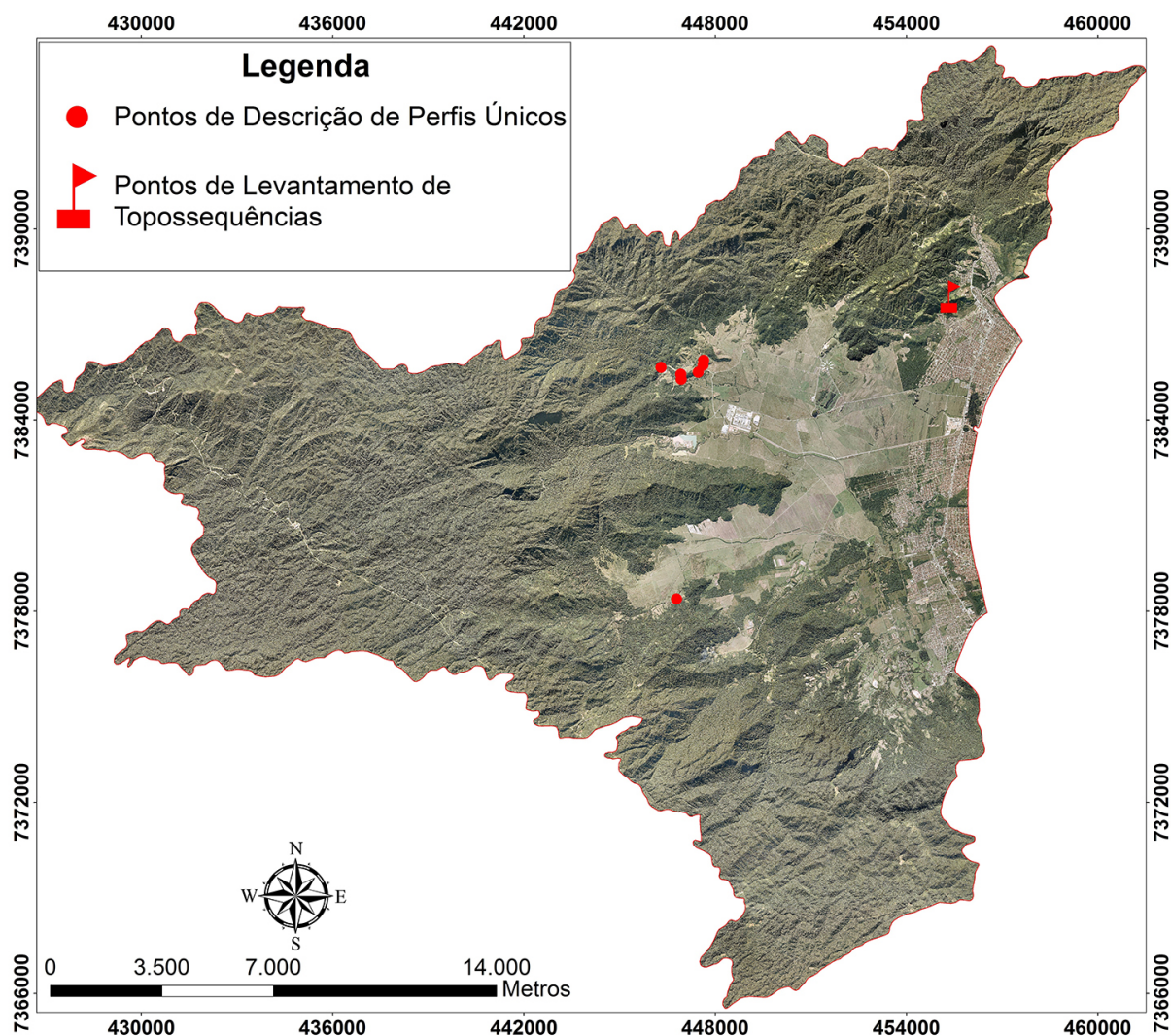
1. Drenagens: se tornam retilíneas, profundas e com vales fechados em forma de V. Apresentam duas direções principais: NW-SE, correspondendo a lineamentos estruturais (zonas de fratura), condicionando principalmente drenagens tributárias de principais rios, como os tributários do Córrego Canivetal, Ribeirão do Pau d'alto, Rio Santo Antônio e Rio Camburu; NE-SW, correspondendo às duas principais falhas da região (Falha Camburu e Falha Bertioiga - Caraguatatuba), estruturam os principais traços de drenagem da região.
2. Espigões: os espigões, que digitam e estão presentes em meio ao Domínio das escarpas da Serra do Mar, também apresentam controle estrutural. Em sua imensa maioria, influenciados pelas drenagens influenciadas pelos lineamentos estruturais e falhas, os espigões apresentam direções NE-SW, com encostas com alta declividade associada (Espigão Camburu, espigão do Morro da Aldeira, e os espigões formados pelos Morros dos Pais, Queixo d'anta e Pico do Tinga).

Desta forma, para as análises voltadas para os escorregamentos, as bacias hidrográficas dos Rio Santo Antônio e Córrego Canivetal foram escolhidas, devido: (i) grande concentração de cicatrizes de escorregamentos; (ii) grande influência de falhas e maiores concentrações de lineamentos estruturais; e (iii) conhecido histórico de ocorrência de escorregamentos.

6.4 Análise e Descrição dos Perfis de Alteração

As análises e descrições dos perfis de alteração se deram de duas maneiras: (i) levantamento de topossequência; (ii) descrição e análise de perfis de alteração únicos. A Figura 23 mostra as localidades onde foram levantadas os perfis de alteração únicos e a localização da topossequência.

Figura 23 – Localidades onde foram realizados os levantamentos de topossequências e de perfis de alteração, para descrição e caracterização.



6.4.1 Levantamento e Análise da Topossequência

A seguir são descritos os levantamentos e análises da topossequência realizada na área de estudo, que tem como objetivo a melhor caracterização do perfil de alteração e sua distribuição ao longo das encostas.

6.4.1.1 Topossequência 01 - Domínio das Escarpas da Serra do Mar

A Topossequência 01 foi realizada na região nordeste de Caraguatatuba (Figura 23), inserida dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, entre o Pico do Tinga e o Morro do Jaraguá (pode ser verificado no Apêndice 01). A topossequência foi realizada em cortes da estrada feita para manutenção de linhas de transmissão. Os cortes foram

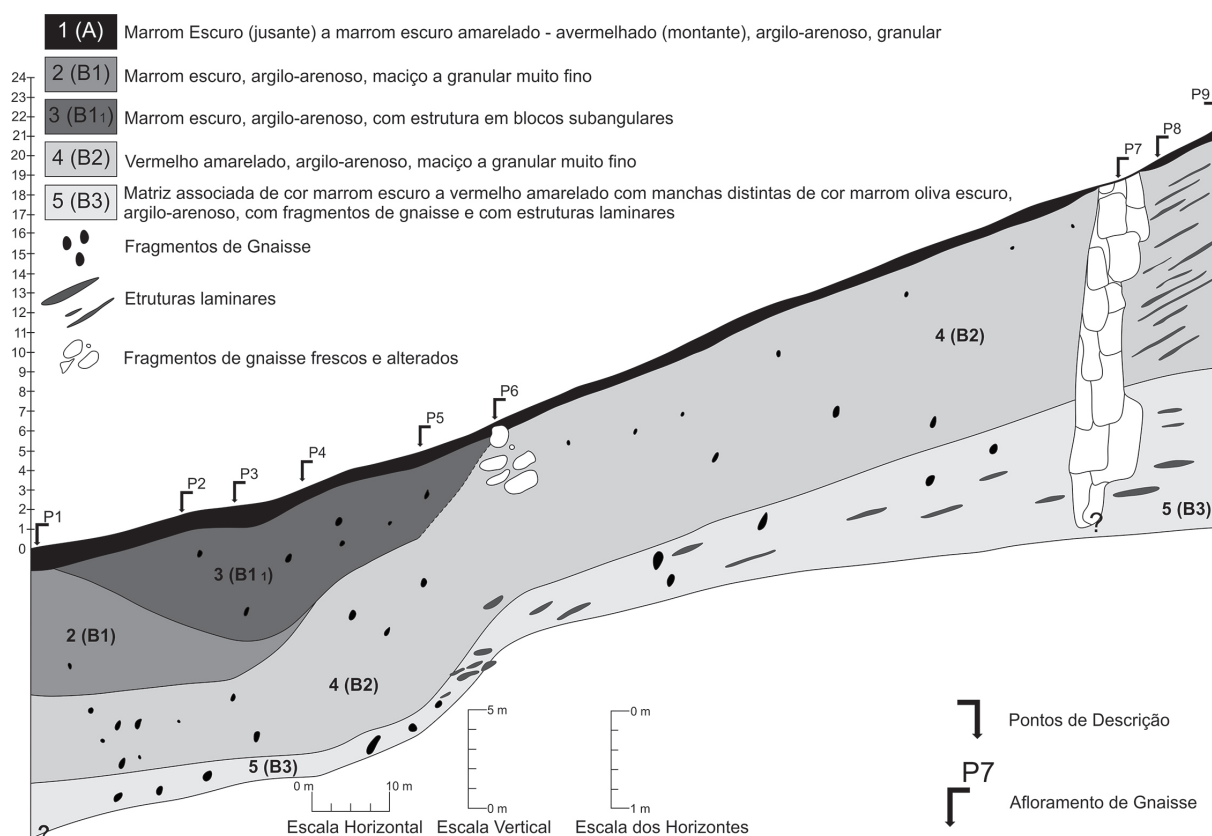
devidamente limpos, fotografados e analisados posteriormente.

Geomorfologicamente está inserido dentro do contexto das escarpas e espigões digitados da Serra do Mar, com declividades acentuadas e inserida dentro da Unidade Fisiográfica II. Nesta região, os morros apresentam-se em cristas alinhadas de direção NE-SW sendo que, a montante da encosta, há a presença de escarpas com afloramentos rochosos. As drenagens nesta região apresentam-se retilíneas, fechados e encaixadas, com vales em forma de V, com alta declividade associada.

Assim, a topossequência analisada neste trecho tende a ser muito representativa para áreas com geomorfologia semelhante (domínio das escarpas da Serra do Mar), com escarpas e altas declividades associadas, vales fechados, drenagens controladas por estruturas geológicas (fraturas) e encostas com formato predominantemente retilíneas e secundariamente côncavas. Vale ressaltar que a encosta analisada apresenta direção NE-SW, concordando com as foliações da área, apresentando assim uma alta suscetibilidade a ocorrência de escorregamentos.

Nesta análise das topossequências, foram definidos 5 horizontes bem caracterizados e delimitados na encosta, descritos ao longo de 9 pontos. Os horizontes foram denominados Horizonte A (superficial e organomineral) e Horizontes B1, B1₁, B2, B3 e BG. O Horizonte BG mosqueado, foi incorporado juntamente com o Horizonte B3, uma vez que observasse uma clara interdigitação e transição entre um e outro horizonte e, muitas vezes, as características de ambos os horizontes eram semelhantes, apresentando núcleos saprolíticos endurecidos. Assim, optou-se por incorporar no perfil da topossequência, o Horizonte BG no Horizonte B3.

O perfil da Topossequência 01 pode ser observada na Figura 24, onde todos os pontos foram plotados e os horizontes foram desenhados, respeitando a continuação e distribuição dos horizontes dentro do perfil.

Figura 24 – Topossequência 01 com as variações e limites horizontais e verticais dos horizontes descritos.

No perfil da Topossequência 01 observa-se que há o desaparecimento dos perfis B1 e B1₁ a medida que se caminha para montante da encosta. Há também o espessamento dos horizontes B2 e B3 para montante da encosta, com o aumento gradativo da presença de estruturas laminares, provavelmente herdadas da rocha pretérita (estruturas reliquias) e, conseqüentemente, o saprolito fino/médio apresenta-se menos profundo. Os fragmentos de rocha alterada, normalmente de gnaiss e quartzo de veio, aumenta do topo para a base até chegarem nos núcleos saprolíticos, indicando um caminhar para o saprolito mais grosseiro. O aumento da presença de estruturas reliquias para montante é acompanhada pela diminuição da presença de argila, ou seja, os horizontes que se encontram a jusante do perfil apresentam maior quantidade de argila, identificada pela presença de serosidade (que é causada pela presença de argilominerais).

Estas estruturas planares ou reliquias, marcadas pela presença de biotita, muscovita e argilominerais, apresentam a mesma orientação que as foliações da rocha, com mergulhos variando de 15 a 25°, com mesma direção que a encosta.

É interessante notar que as cicatrizes de escorregamento se concentram em contextos

geomorfológicos semelhantes aos observados na região que foi realizado o levantamento da topossequência. Os resultados obtidos mostram: (i) as cicatrizes de escorregamentos se concentram em regiões com alto grau de faturamento, onde as drenagens e vales são encaixados em lineamentos estruturais; (ii) geomorfologicamente, as cicatrizes de escorregamentos se concentram em classes de declividade entre 20 a 35°, formadas por encostas escarpadas com ou sem afloramento rochoso, cristas e topos angulosos, em encostas predominantemente retilíneas e secundariamente côncavas; (iii) predominantemente, as cicatrizes de escorregamentos são mais frequentemente encontradas em encostas de direção NE-SW, com rumo de mergulho da encosta para NW ou SE, concordando com a atitude das foliações.

Os perfis de alteração para os locais com mesma geomorfologia que a região do levantamento da Topossequência 01, mostram que: são solos relativamente jovens, rasos, com saprolito fino a grosso com espessuras maiores que 10 m, com preservação de estruturas tectônicas (estruturas reliquias), micáceos, em escarpas e encostas retilíneas, com declividades e amplitudes elevadas (> 300 m) com forte influência de lineamentos estruturais. Regiões com estas características, com preservação de estruturas geológicas no solo, apresentam maiores suscetibilidades a ocorrência de escorregamentos, verificado através das maiores concentrações de cicatrizes de escorregamento, como o caso da Unidade Fisiográfica II.

Desta forma, a medida que se caminha para locais com declividades mais acentuadas (como visto na porção a montante da Figura 24), há o gradativo aumento da presença de estruturas planares no solo, indicando a preservação das estruturas geológicas da rocha pretérita. Tais estruturas, com mesmas direções que as foliações, podem controlar a ocorrência de escorregamentos.

As Figuras 25 a 30 mostram as descrições e características, espessura e cor para cada horizonte, em cada ponto descrito dentro da topossequência. O *Apêndice 02* mostra uma prancha do Perfil da Topossequência 01, juntamente com fotografias dos perfis de alteração descritos em cada ponto.

Figura 25 – Descrição e características do Horizonte A para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE A				
1	A	25	Estrutura grumosa fraca, organomineral, raízes muito presentes, areno-argiloso com muito quartzo de granulação fina a média. Poros estruturais e biológicos, com dimensões de 1 mm a 2,5 cm. Na parte inferior, este horizonte apresenta seixos de rocha alterada (quartzo, feldspato e pequenas micas), arredondado, provavelmente herdado do saprolito.	Marrom avermelhado escuro (5YR 3/3)
2	A	23	Estrutura maciça com subestrutura microagregada, areno-argiloso com grãos de quartzo inferiores a 0,5 mm e granulação fina. Este horizonte é menos estruturado que o Horizonte A do Ponto 1, com maior quantidade de quartzo lavado. Apresenta grande influência de porosidade biológica, com serosidade de argila.	Bruno amarelado escuro (10YR 4/4)
3	A	20	Forte estruturação do solo, fortemente grumoso. Semelhante ao Ponto 1.	Marrom avermelhado escuro (5YR 3/3)
4	A	10	Horizonte argilo-arenoso, grumoso. Na parte inferior deste horizonte, o material se quebra em blocos subangulares.	Bruno vivo (7,5YR 4/6)
5	A	20	Semelhante ao Ponto 4. Neste ponto há uma ruptura do relevo, diminuindo a espessura deste horizonte. Esta ruptura está associada a presença de um entalhamento da encosta, com geometria côncava, provavelmente associada a um canal de drenagem.	Bruno vivo (7,5YR 4/6)
6	A	7	Semelhante ao Ponto 4. Neste ponto há uma ruptura do relevo, diminuindo a espessura deste horizonte. Esta ruptura está associada a presença de um entalhamento da encosta, com geometria côncava, provavelmente associada a um canal de drenagem.	Bruno vivo (7,5YR 4/6)
7	A	0	Ausente. Afloramento de rocha, associada a mesma situação morfológica do Ponto 6.	-
8	A	10	Semelhante ao Ponto 4.	Bruno vivo (7,5YR 4/6)
9	A	10	Semelhante ao Ponto 4.	Bruno vivo (7,5YR 4/6)

Figura 26 – Descrição e características do Horizonte B1 para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE B1				
1	B1	62	O topo desde horizonte se apresenta com penetração de matéria orgânica, formando grumos (origem biológica) que causam estruturação e estabilidade estrutural desta porção do horizonte. Abaixo desta porção superior, este horizonte se apresenta com estrutura maciça, argilo-arenoso com grãos de quartzo de granulação fina. Apresenta também microagregados, podendo indicar a presença de gibbsita. Encontram-se também fragmentos de rocha alterada, composta de quartzo, feldspato, muscovita e biotita, com dimensões inferiores a 1 cm.	Marrom forte (7,5YR 5/8)
2	B1	-	-	-
3	B1	-	-	-
4	B1	-	-	-
5	B1	-	-	-
6	B1	-	-	-
7	B1	Afloramento Rochoso de Gnaiss	Gnaiss aflorante, apresentando cristais centimétricos de feldspato e plagioclásio estirados. É predominantemente composto por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. A foliação é marcada pelos cristais estirados e alongados e também pelas bandas micáceas. A foliação é subhorizontal, com mergulhos de 20 a 25°, com direção predominantemente ENE-WSW.	Afloramento Rochoso de Gnaiss
8	B1	-	-	-
9	B1	-	-	-

Figura 27 – Descrição e características do Horizonte B1₁ para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE B1₁				
1	B1 ₁	-	-	-
2	B1 ₁	92	Este horizonte se apresenta maciço com subestrutura com blocos subangulares de 2 cm, microagregado, argilo-arenoso. Grãos de quartzo são abundantes e ligeiramente maiores que os que estão presentes no horizonte A, com dimensões em torno de 1 mm. Fragmentos de rocha alterada compostas por quartzo, feldspato, biotita e muscovita são encontrados com certa facilidade. Há também a presença de pequenos núcleos mais argilosos que o material argilo-arenoso que predomina neste horizonte.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
3	B1 ₁	120	Horizonte argilo-arenoso com maiores fragmentos de quartzo (de até 3,5 cm de diâmetro aproximadamente), maciço e com subestrutura com blocos subangulares de 2 cm. Fragmentos de rocha podem ser encontrados (de até 1 cm de diâmetro) composto por quartzo, feldspato, muscovita e biotita.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
4	B1 ₁	20	Maciço com início de estruturação com quebra de blocos subangulares muito fracos. Argilo arenoso, apresentando grãos de quartzo de granulação fina de até 0,5 - 1 mm com presença de abundantes fragmentos de muscovita.	Bruno vivo (7,5YR 5/6)
5	B1 ₁	70	Horizonte maciço, argilo-arenoso, estrutura granular muito fraca e com média subestrutura com blocos subangulares de até 1,5 cm. Apresenta argila nas camadas estruturadas e fragmento de rocha alterada compostas por quartzo, feldspato, muscovita e biotita.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
6	B1 ₁	-	-	-
7	B1 ₁	Afloramento Rochoso de Gnaiss	Gnaiss aflorante, apresentando cristais centimétricos de feldspato e plagioclásio estirados. É predominantemente composto por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. A foliação é marcada pelos cristais estirados e alongados e também pelas bandas micáceas. A foliação é subhorizontal, com mergulhos de 20 a 25°, com direção predominantemente ENE-WSW.	Afloramento Rochoso de Gnaiss
8	B1 ₁	-	-	-
9	B1 ₁	-	-	-

Figura 28 – Descrição e características do Horizonte B2 para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE B2				
1	B2	73	Apresenta estruturação semelhante ao Horizonte B1, maciço, porém com a presença de núcleos saprolíticos mais endurecidos (com maior presença de biotita). É ligeiramente mais arenoso e mais microagregado que o Horizonte B1.	Marrom forte (7,5YR 5/8)
2	B2	26	Apresenta estruturação semelhante ao Horizonte B1, mantendo os fragmentos de rocha alterada e também os núcleos saprolíticos endurecidos vistos no Horizonte B2 do Ponto 1. Neste horizonte há a presença de serosidade de argila, pouco frequente no Horizonte B2 do Ponto 1.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
3	B2	33	Horizonte compacto com aparecimento de muscovita e maior quantidade de grãos de quartzo e fragmentos de rocha alterada composta por quartzo, feldspato, muscovita e biotita (de até 1 mm). Argilo-arenoso, maciço e com presença de microagregados. Apresenta poros estruturais e visculares. Apresenta também núcleos saprolíticos endurecidos.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
4	B2	60	Maciço com blocos subangulares e com a presença de películas de argila nas faces estruturais, argilo-arenoso, com fragmentos de quartzo de 0,5 a 1,5 mm, arredondados. Há a presença de minerais micáceos (muscovita e biotita) muito pequenas e menores de 0,5 mm.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
5	B2	-	-	-
6	B2	170	Maciço, microagregado e argilo-arenoso. Apresenta os maiores fragmentos de rocha vista em todos os horizontes, com diâmetros de 30 a 40 cm e por vezes centimétricos, com núcleos frescos e bordas se alterando para areia. Os fragmentos de rocha são compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e por vezes muscovita, com forte estiramento e orientação mineral (gnaiss).	Vermelho amarelado (5YR 5/8)
7	B2	Afloramento Rochoso de Gnaiss	Gnaiss aflorante, apresentando cristais centimétricos de feldspato e plagioclásio estirados. É predominantemente composto por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. A foliação é marcada pelos cristais estirados e alongados e também pelas bandas micáceas. A foliação é subhorizontal, com mergulhos de 20 a 25°, com direção predominantemente ENE-WSW.	Afloramento Rochoso de Gnaiss
8	B2	80	Este horizonte apresenta muita atividade orgânica, serosidade e agregados orgânicos e canais e poros biológicos em abundância de até 2 mm de diâmetro. É um horizonte argilo-arenoso com maior presença de argila se comparado com o Horizonte B3, se quebrando em estrutura laminar fraca (provavelmente reliquia da rocha pretérita). É microagregado, maciço, micáceo e com a presença de fragmentos alterados de gnaiss, com a preservação in-situ da foliação (com mergulho de 15 a 20°), composto por quartzo, feldspato, biotita e muscovita.	Vermelho amarelado (5YR 5/6)
9	B2	240	Argilo-arenoso, maciço com estrutura laminar fraca, com poros estruturais e biológicos. Quebra-se também em microagregados, sendo maciço e micáceo. Fragmentos de gnaiss alterado, menores que 4 cm, com preservação in situ da foliação, com mergulhos de 15 a 20°.	Vermelho amarelado (5YR 5/6)

Figura 29 – Descrição e características do Horizonte B3 para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE B3				
1	B3	-	-	-
2	B3	-	-	-
3	B3	-	-	-
4	B3	195	Argilo-arenoso, maciço com blocos subangulares fracos, com presença de fragmentos de feldspato alterados (menores que 1 cm) e quartzo retangulares e angulosos (de até 1 cm). Forma microagregados com maior quantidade de fragmentos de quartzo se comparado aos outros horizontes. Na base, há a presença de fragmentos de rocha de até aproximadamente 5 cm, relativamente fresca, podendo observar com clareza sua composição mineral (quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e pouca muscovita. Há a diferenciação, neste horizonte, de matrizes de cores mais vermelhas (vermelho - 2,5YR 5/8): presença de caulinita ferruginizada, mica em abundância, quartzo de até 1 mm em grande quantidade, com presença bem marcada de núcleos saprolíticos finos hematíticos.	Vermelho amarelado (5YR 5/8)
5	B3	178	Argilo-arenoso, maciço com blocos subangulares fracos, com a presença de fragmentos de feldspato alterados (menores que 1 cm) e quartzo retangulares e angulosos (de até 1 cm). Forma microagregados e apresenta-se maciço. Na base deste horizonte, há a presença de fragmentos de rocha de até aproximadamente 5 cm, relativamente fresca e podendo observar com clareza sua composição mineral (quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e pouca muscovita). Neste horizonte, há o aparecimento de estruturação planar, provavelmente sendo estruturas reliquias da rocha pretérita. Os núcleos saprolíticos (marrom amarelado - 10YR 5/8), microagregado, areno-argiloso e grosseiro, se interdigita com o horizonte superior de coloração vermelho amarelado (5YR 5/6).	Vermelho amarelado (5YR 5/8)
6	B3	-	-	-
7	B3	Afloramento Rochoso de Gnaiss	Gnaiss aflorante, apresentando cristais centimétricos de feldspato e plagioclásio estirados. É predominantemente composto por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. A foliação é marcada pelos cristais estirados e alongados e também pelas bandas micáceas. A foliação é subhorizontal, com mergulhos de 20 a 25°, com direção predominantemente ENE-WSW.	Afloramento Rochoso de Gnaiss
8	B3	140	Argilo-arenoso, maciço, microagregado e com subestrutura laminar/planar, provavelmente herdada da rocha pretérita. Apresenta fragmentos de rocha alterada de 1 a 4 cm de diâmetro, com presença de arena neste horizonte. A arena apresenta pontuações brancas compostas por feldspato muito alterado e caulinita, pontos amarelos de ferruginização e, nas bordas da arena, exibe a mesma coloração que a matriz do horizonte.	Vermelho amarelado (5YR 5/8)
9	B3	150	Argilo-arenoso, micáceo, apresentando estruturas planares, provavelmente reliquias vindas da rocha pretérita. Apresenta fragmentos de gnaiss alterado, compostos por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Na base deste horizonte, manchas semelhantes as observadas no Horizonte BG podem ser vistas, porém, é mais delgada e logo desaparece e volta a ser este horizonte maciço e compacto. Estas manchas horizontais variam de coloração bruno vivo (7,5YR 5/8) até vermelho amarelado (5YR 5/8) com as manchas mais escuras (7,5YR 4/3 - bruno).	Bruno vivo (7,5YR 5/8)

Figura 30 – Descrição e características do Horizonte BG para cada ponto dentro da topossequência.

LEVANTAMENTO TOPOSSEQUÊNCIA 01				
Ponto	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
HORIZONTE BG				
1	BG	-	-	-
2	BG	-	-	-
3	BG	-	-	-
4	BG	32	Horizonte argilo-arenoso, mosqueado leve/sútil entre as cores vermelhas amareladas (5YR 5/8) e bruno vivo (7,5YR 5/8) com volumes bem definidos mais escuros (bruno acinzentado escuro - 10YR 4/2). Os volumes mais escuros, de 1 a 3 cm, são compostos por muita mica e com composição extremamente argilosa, juntamente com volumes ocre que correspondem a fragmentos de rocha muito alterados. É um horizonte muito micáceo, maciço, microagregado, formando agregados micáceos com certa frequência.	Mosqueado
5	BG	42	Horizonte mosqueado com manchas organizadas horizontalmente, aparentemente concordando com a estruturação da rocha pretérita. A arena micácea, com preservação da estruturação tectônica da rocha, apresenta coloração amarelo pálido (2,5YR 7/4) com pontuações e volumes mais avermelhados (7,5YR 5/6 - bruno vivo). Apresenta arena, micas e contém núcleos/volumes de coloração bruno oliva escuro (2,5YR 3/3). Este horizonte transiciona para o horizonte superior (Horizonte B3), que apresenta núcleos saprolíticos grosseiros, amarelo pálido, com quartzo, feldspato e muita mica (muscovita e biotita).	Mosqueado
6	BG	44	Horizonte mosqueado com manchas argilosas organizadas horizontalmente que atingem até 20 cm de diâmetro (10YR 4/6 - bruno amarelado escuro), aparentemente concordando com a estruturação da rocha pretérita. A arena micácea, com preservação da estruturação tectônica da rocha, apresenta coloração amarelo pálido (2,5YR 7/4) com pontuações e volumes mais avermelhados (7,5YR 5/6 - bruno vivo). Apresenta arena, micas e contém núcleos/volumes de coloração bruno oliva escuro (2,5YR 3/3). Este horizonte transiciona para o horizonte superior (Horizonte B3), que apresenta núcleos saprolíticos grosseiros, amarelo pálido, com quartzo, feldspato e muita mica (muscovita e biotita). Este horizonte se rompe em microagregados e apresenta fragmentos de até 1 cm de carvão.	Mosqueado
7	BG	Afloramento Rochoso de Gnaiss	Gnaiss aflorante, apresentando cristais centimétricos de feldspato e plagioclásio estirados. É predominantemente composto por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. A foliação é marcada pelos cristais estirados e alongados e também pelas bandas micáceas. A foliação é subhorizontal, com mergulhos de 20 a 25°, com direção predominantemente ENE-WSW.	Afloramento Rochoso de Gnaiss
8	BG	77	Horizonte mosqueado com matriz de coloração bruno vivo (7,5YR 5/8), argilo-arenoso, muito micáceo e com volumes mais avermelhados (5YR 5/8 - vermelho amarelado), apresentando ainda volumes argilosos na base de coloração mais escura (7,5YR 4/3 - bruno). Volumes de coloração vermelha, horizontais de aproximadamente 20 a 25 cm são comuns neste horizonte. Apresenta fragmentos de quartzo (1 - 1,5 mm), feldspato (1 mm) e biotita (1 mm). Se rompe em microagregados, maciço e com estruturas planares riliquias. Apresenta fragmentos de rocha (gnaiss) alterada de até 3 cm, com as bordas compostas por arena.	Mosqueado
9	BG	-	-	-

6.4.2 Análises dos Perfis de Alteração Únicos

Como já discutido na subseção anterior, a Topossequência 01 analisou perfis de alteração muito representativos para escarpas com alta amplitude e declividade, com vales e drenagens encaixadas em estruturas geológicas, característicos do compartimento da Serra do Mar (Unidade Fisiográfica II). As análises dos perfis de alteração únicos, visaram a identificação de outras feições ao longo da área, em diferentes compartimentos geomorfológicos. Estes perfis únicos correspondem a: (1) Morros e Morrotes Isolados e (2) Morros e Colinas com encostas Convexas altamente erodidos e dissecados (jusante do Domínio da Serra do Mar com menor amplitude e declividade).

6.4.2.1 Perfil de Alteração dos Morros e Morrotes Isolados

Os morros e morrotes isolados correspondem a Unidade Fisiográfica VIII, com baixa declividade e pequena amplitude altimétrica (< 80 m), arredondados e com encostas predominantemente convexas.

Apresenta geologicamente diferentes litologias, variando desde rochas migmatíticas de estruturas diversas, piroxênio - hornblenda granitos, hornblenda granitos e biotita granitos, com granulação fina a média e estrutura gnáissica, e rochas gnáissico - migmatíticas, gnaisses de composição granítica a granodiorítica, biotita gnaisses bandados e biotita - hornblenda gnaisses migmatizados. De modo geral, todos estes morros e morrotes apresentam composição quartzo - feldspática com muita mica associada, gerando um perfil de alteração rico em mica e argilominerais.

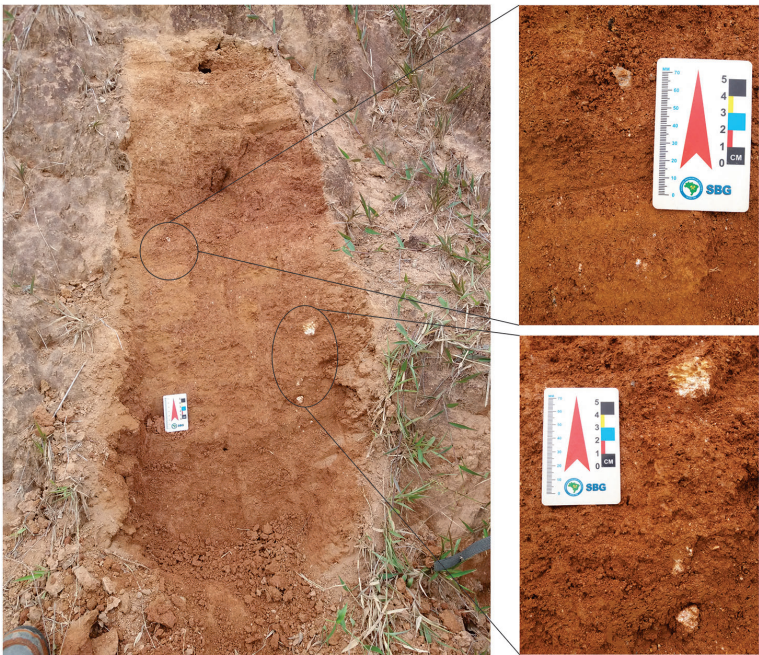
Em relação aos movimentos de massa, estes corpos isolados apresentam uma forte tendência a ocorrência de rastejo, que pode, consequentemente, se transformar em um escorregamentos raso de maiores dimensões (Figura 31), porém, na forma de movimentos mais lentos que os escorregamentos vistos nas porções do domínio das escarpas da Serra do Mar. Na feição mostrada pela Figura 31, o material predominante se resume a materiais coluvionares, mal selecionados, com fragmentos de quartzo (de até 1 cm) e de feldspato (até 5 cm), que recobrem o perfil de alteração da rocha. A Figura 32 mostra a descrição do material coluvionar, bem como fotografias do perfil de alteração descrito.

Figura 31 – Feição de rastejo reconhecido nos morros e morrotes isolados. O rastejo se desenvolve delimitando um escorregamento bem definido.



Figura 32 – Colúvio identificado na feição de rastejo exposta na Figura 31.

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ÚNICOS					
Ponto	Localização	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
2.1	Encosta em uma colina/morro residual muito erodido, entre as bacias hidrográficas do Ribeirão da Divisa e do Pau d'alho	Solo coluvionar	200	Perfil descrito dentro de uma grande feição de escorregamento, provavelmente com movimentação lenta e início de um escorregamento de maiores proporções. O perfil não apresenta Horizonte A, sendo que a superfície apresenta-se pálida e com no máximo 5 cm de espessura. Abaixo deste superfície, o material vai ficando mais vermelho. Fragmentos de feldspato de até 5 cm são abundantes neste perfil, do topo até a base. Apresenta-se de forma maciça, argilo-arenoso a areno-argiloso, com forte presença de quartzo e fragmentos de rocha alterada. O solo apresenta-se compactado e coberto por uma película orgânica preta, não sendo incorporada pelo solo. Gramíneas começam a se fixar no solo porém, há predominância de um solo descoberto, compacto com forte erosão e dissecação.	Vermelho amarelado (5YR 5/6)



O perfil de alteração propriamente dito, nos morros e morrotes isolados, podendo ser visto também na Figura 33, apresentam duas características principais:

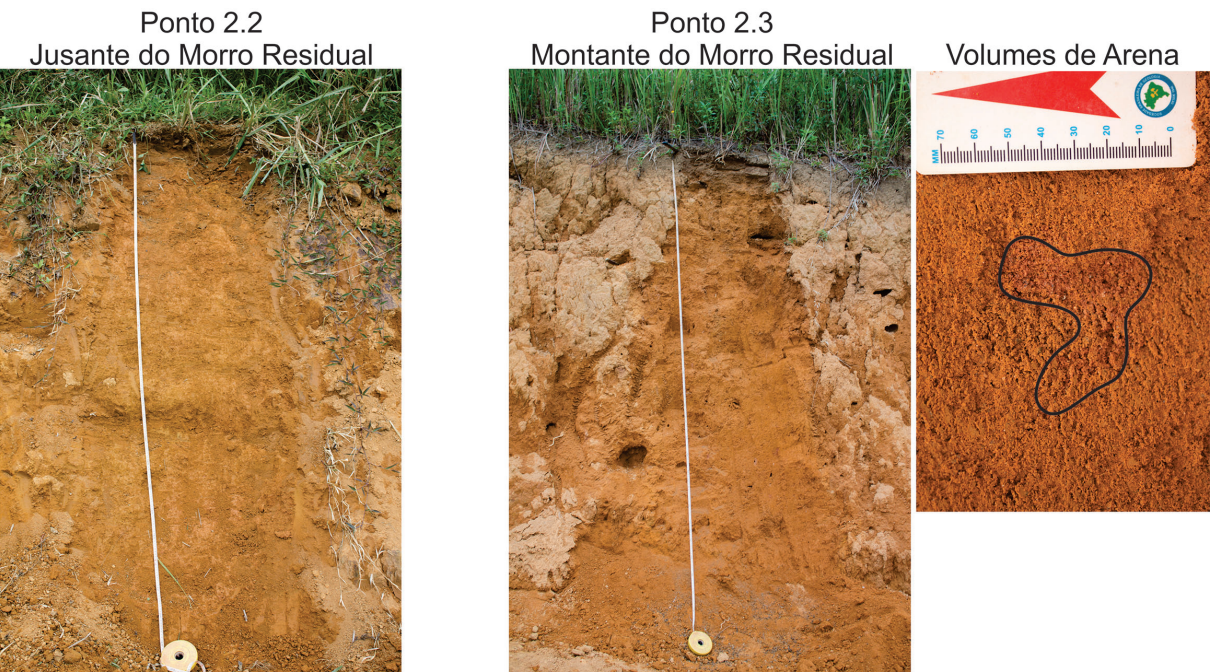
1. Jusante ou Baixa Encosta: perfil de alteração extremamente argiloso e coeso, maciço, com muita pouca areia e quebrando-se em grandes blocos subangulares (2,5 a 3 cm). Na base apresenta pequenos e não muito frequentes fragmentos de rocha muito alterada e de coloração vermelha;
2. Montante ou Alta Encosta: compacto, homogêneo, maciço com textura argilosa. Se rompe em microagregados, apresentando estrutura latossólica, aumentando a porosidade a medida que se aprofunda o perfil de alteração. Há a presença de arenas e não mais de fragmentos de rocha, compostas por quartzo, feldspato muito alterado e poucas micas (biotita e muscovita).

Desta forma, os morros isolados apresentam perfis de alteração mais profundos, sem a presença de núcleos saprolíticos preservados ou saprolitos propriamente ditos, e menor quantidade de fragmentos de rocha alterada, normalmente preservados na forma de arena. Não apresenta a preservação de estruturas das rochas pretéritas, são mais pobres em micas se comparada com os perfis da Topossequência 01, são muito mais argilosos, coesos, compactos e homogêneos. Esta configuração pedogenética pode ser consequência de sua morfologia dos morros e morrotes isolados, pois apresentam encostas convexas com topos arredondados a planos, o que facilita a infiltração de água, aumentando o processo de intemperismo sobre as rochas, aprofundando ainda mais o perfil de alteração e não preservando estruturas reliquias em porções mais rasas.

Assim, ficam mais suscetíveis a movimentos de massa lentos, como os rastejos, podendo se desenvolver em escorregamentos rasos, como visto na Figura 31.

Figura 33 – Tabela com as características dos perfis de alteração descritos para os morros e morrotes residuais, realizado em dois pontos principais, um a montante e outro a jusante.

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ÚNICOS					
Ponto	Localização	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
2.2	Colina/morro residual na bacia hidrográfica do Ribeirão da Divisa	Horizonte A	20	Horizonte organo-mineral, argiloso e com muito pouco material arenoso. Apresenta coloração marrom amarelado escuro (10YR 4/4).	Marrom amarelado escuro (10YR 4/4)
2.2		Horizonte B	120	Argiloso com pouco material arenoso, muito coeso, maciço e com subestrutura quebrando-se em blocos subangulares de 2,5 a 3 cm. A medida que o perfil avança para a base, há a tendência do solo ficar mais amarelado e apresentar um leve aumento na quantidade de areia no perfil, porém, as características do solo se mantêm as mesmas.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
2.2		Horizonte B	80	As características do solo se mantêm as mesmas, porém, a esta profundidade, fragmentos de rocha alterada são identificados. Estes fragmentos apresentando composição gnáissica, composto por quartzo, feldspato, biotita e muscovita, de coloração pálida e por vezes avermelhada devido a alta taxa de interperismo.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
DESCRIÇÃO DOS PERFIS ÚNICOS					
Ponto	Localização	Horizonte	Espessura (cm)	Descrição	Cor
2.3	Colina/morro residual na bacia hidrográfica do Ribeirão da Divisa	Horizonte A	25	Horizonte organo-mineral, argilo-arenoso, grumoso e muito coeso.	Bruno (10YR 4/3)
2.3		Horizonte B	150	Horizonte compacto, homogêneo, maciço com textura argilosa com muito pouco material arenoso, se rompendo em microagregados e apresentando estrutura latossólica. Há um aumento na porosidade a medida que se aprofunda o perfil, em direção a base.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)
2.3		Horizonte B	25	A partir de 175 cm de profundidade do perfil, começa a ocorrência de pequenas arenas contendo feldspato, quartzo e microagregados destes minerais juntamente com micas, com aproximadamente 0,3 a 0,5 cm. Ocorrem também volumes de aproximadamente 4 cm, com coloração vermelho (2,5YR 5/8), sendo microagregados argilo-arenosos.	Bruno vivo (7,5YR 5/8)



6.4.2.2 Perfil de Alteração dos Morros e Colinas Convexas

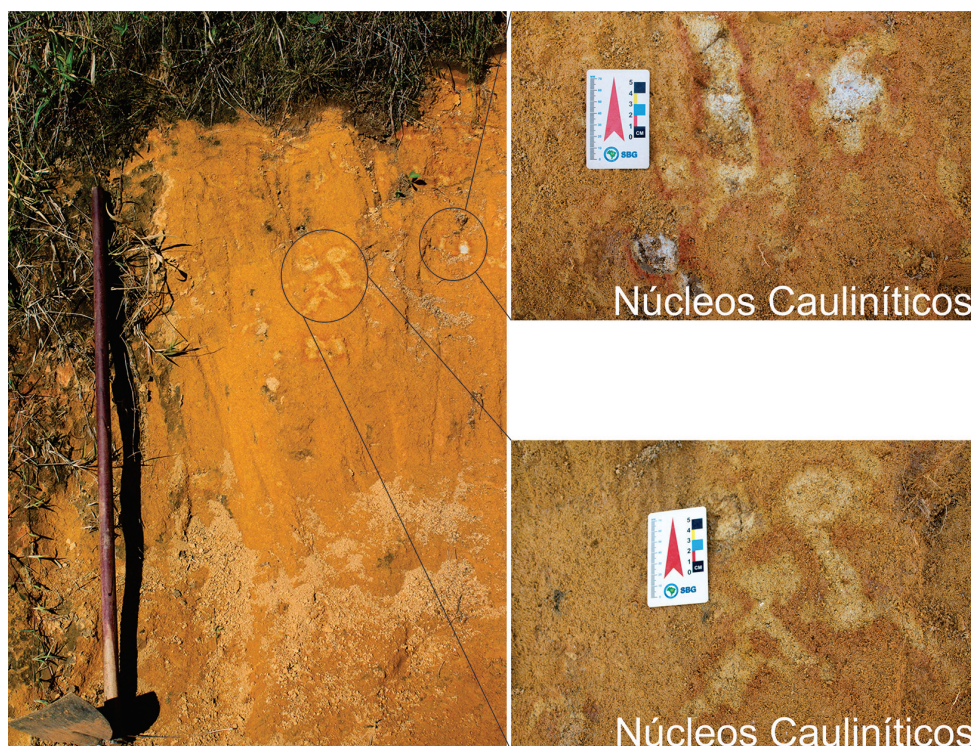
Os morros e colinas convexas correspondem a parte mais jusante do domínio da Serra do Mar, mais próxima a Planície sedimentar de Caraguatatuba ou Planície Litorânea. São porções mais erodidas, com menor amplitude altimétrica e com menor declividade se comparada com as escarpas da Serra do Mar, normalmente compostas por espigões e morros paralelos, com encostas convexas a retilíneas e topos normalmente arredondados. A estruturação destas porções é menor, com poucas drenagens encaixadas lineamentos estruturais, com vales menos profundos e encaixados. A Figura 34 mostra estes morros e colinas convexas, podendo se observar algumas feições de rastejo e escorregamentos, provavelmente evoluídos a partir do processos de rastejo.

Figura 34 – Morros e colinas convexas das porções mais próximas a Planície Litorânea. Pode-se observar algumas feições de escorregamentos e erosões, provavelmente como consequência e evolução dos rastejos.



O perfil de alteração destas porções (Figura 35) se apresenta manchado, com núcleos cauliniticos alongados verticalmente, de coloração brancos com bordas avermelhadas preservados, se destacando na matriz ocre (bruno vivo). Texturalmente é caracterizado como argilo-arenoso com grãos de quartzo milimétricos presentes em abundância. Estes perfis são característicos de encostas convexas (como visto na Figura 34), com espessuras maiores e não preservando as estruturas geológicas da rocha pretérita. Os perfis de alteração para estas regiões são homogêneos, não apresentam fragmentos de rocha alterada e nem estruturas reliquias, apresentando apenas núcleos cauliniticos, indicando uma maior taxa de alteração se comparada às porções vistas nas regiões análogas a da Topossequência 01.

Figura 35 – Perfis de solo característicos das porções jusantes do domínio geomorfológico da Serra do Mar, com menores amplitudes e declividades associadas. Observa-se um perfil homogêneo, com núcleos cauliníticos preservados no perfil de alteração.



Cicatrizes de escorregamento, tanto mapeadas com base em fotos de 2011 quanto por Fúlfaro *et al.* (1976), mostram que estas regiões são muito menos suscetíveis à ocorrência de escorregamentos do que regiões escarpadas e declivosas, como o caso das escarpas da Serra do Mar, por apresentarem menores quantidade de cicatrizes de escorregamento. Isso pode ser explicado pela menor declividade associada, menor estruturação geológica dos perfis de alteração (não preservação de estruturas), encostas convexas, perfis de alteração homogêneos e profundos e menor amplitude altimétrica.

6.4.3 Relação entre Geomorfologia e Perfis de Alteração

Os perfis de alteração, de modo geral, são caracterizados de acordo com a geomorfologia da área. Observa-se pelo menos três compartimentos pedológicos bem definidos, segundo a geomorfologia da área:

1. Regiões escarpadas, por vezes apresentando afloramento de topo rochoso, altas declividades e amplitudes altimétricas associadas (geralmente acima de 300 m), com drenagens e vales fortemente influenciados por estruturas geológicas (fraturas e lineamentos estruturais). Apresentam topos angulosos e raramente arredondados,

com encostas predominantemente retilíneas. As encostas com altas declividades geralmente apresentam mesma direção que as grandes estruturas geológicas (como as Falhas do Camburu e Bertioga - Caraguatatuba), bem como os vales e drenagens destas regiões.

O perfil de alteração nestes locais apresentam-se rasos, com solo mais desenvolvido de no máximo 2 m. Há a maior presença de materiais menos desenvolvidos, saprolíticos, com espessuras superiores a 10 m, com preservação das estruturas geológicas através de orientação de minerais micáceos (biotita e muscovita). É muito frequente a forte presença de micas nestes materiais, por serem jovens e pouco desenvolvidos, o que é um fator importante, uma vez que as micas diminuem a resistência destes materiais.

2. Regiões mais erodidas, dissecadas e com menores declividades e amplitudes altimétricas (normalmente abaixo de 180 - 200 m) associadas, localizadas em porções próximas e em contato com a Planície Litorânea (jusante das escarpas da Serra do Mar). São caracterizadas por morros e colinas com encostas convexas e muito menos frequente côncavas. Algumas drenagens apresentam estruturação devido à presença de fraturas, com vales encaixados e drenagens retilíneas. Nestas regiões é possível encontrar espigões e morros paralelos com baixa a média amplitude altimétrica, declividade não ultrapassando 25°, com direções concordantes com as estruturas geológicas da área (NE-SW ou ENE-WSW).

O perfil de alteração apresentam-se mais desenvolvidos, com ausência de estruturas geológicas preservadas, com maior espessura (maior que 10 - 12 m), homogêneos, sem ou com pouca presença de micas associadas.

3. Morros e morrotes isolados, com amplitudes altimétricas que não ultrapassam 80 m, com baixas declividades e encostas convexas.

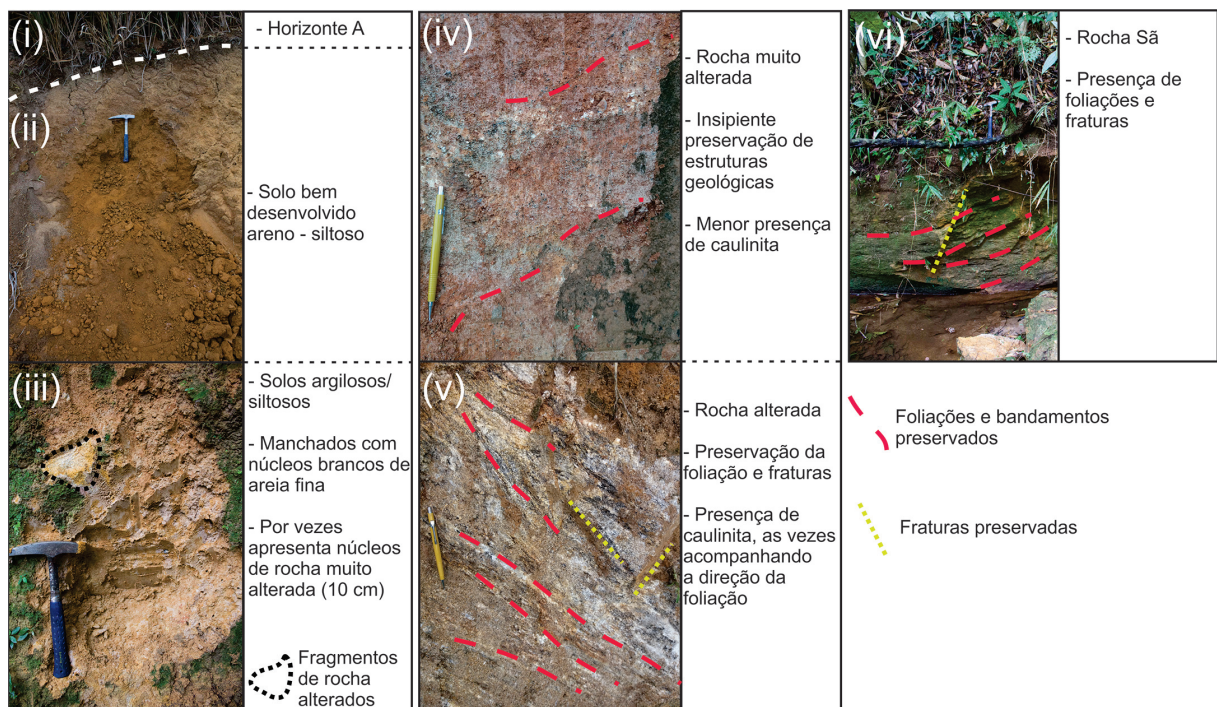
O perfil de alteração se assemelha aos dos morros e colinas próximas a Planície Litorânea, com elevada espessura (maiores que 10 m), sem saprolitos ou estruturas geológicas preservadas, com quantidades relevantes de fragmentos de rocha muito alterada (gnaisses) preservadas como arena. São pobres em micas, extremamente argilosos, compactos e homogêneos.

Deste modo, como observado no levantamento da Topossequência 01, a medida que se caminha para regiões mais declivosas e escarpadas (montante das encostas), há

a tendência do aumento da presença de estruturas geológicas preservadas, que podem estar intimamente ligadas a instabilidade das encostas e geração de escorregamentos condicionados por estas estruturas.

De modo geral, para a região nordeste da área de estudo que compreende as bacias hidrográficas do Córrego Canivetal e Rio Santos Antônio, os perfis de alteração observados são (Figura 36): (i) horizonte superficial (10 a 15 cm de espessura) composto por matéria mineral e orgânica (horizonte A); (ii) horizonte subsuperficial marrom (100 a 200 cm de espessura) de composição silto - arenosa; (iii) saprolito muito fino (100 a 200 cm de espessura), silto - argiloso com presença de areia fina e alguns núcleos de rocha alterada; (iv) saprolito fino de gnaiss e gnaiss - migmatítico apresentando núcleos micáceos envoltos por minerais argilosos, apresentando insipiente preservação das estruturas geológicas da rocha (foliações); (v) saprolito grosso apresentando preservação das estruturas geológicas, com presença de caulinita ao longo destas estruturas e (vi) rocha sã.

Figura 36 – Modelo geral simplificado do perfil de alteração encontrado na região nordeste da área de estudo. O material mais comum são os gnaisses e gnaisses - migmatíticos alterados com estruturas geológicas preservadas.



6.5 Análise das Bacias Hidrográficas - Áreas Alvo

A partir das análises com a escala regional (compartimentação fisiográfica e análise estrutural regional) foram selecionadas duas bacias hidrográficas para detalhamento.

As Bacias Hidrográficas do Córrego Canivetal e do Rio Santo Antônio foram escolhidas para os estudos de detalhe dos processos de escorregamento. Além de apresentarem forte influência de falhas, alta densidade de lineamento estruturais e alta presença de cicatrizes de escorregamento, estas bacias foram alvo do evento de escorregamentos e Debris Flow de 1967.

Para as análises cinemáticas voltadas a ocorrência de escorregamentos planares, foram utilizados apenas os dados de foliação da rocha. Já para as análises voltadas para os escorregamentos em cunha, utilizou-se os dados referentes as fraturas.

6.5.1 Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal

Como discutido na seção de análise estrutural, a região com maior número de cicatrizes de escorregamento e tida como a mais instável e problemática da região se encontra na porção nordeste da área de estudo. Uma das bacias com maior número de cicatrizes de escorregamentos é do Córrego Canivetal, com feições instáveis bem marcadas. A Figura 37 mostra uma imagem aérea da região problemática, com destaque para a bacia hidrográfica do Córrego Canivetal. Esta bacia hidrográfica apresenta uma área de aproximadamente 13,11 km², com orientação principal NE-SW e formato elíptico, o que concorda com a direção dos principais lineamentos estruturais da região.

Esta bacia é cortada pela Falha Bertioga - Caraguatatuba e fraturas associadas, influenciando fortemente o padrão de drenagem e formato do vale (drenagens retilíneas e vales fechados e encaixados), com a formação de algumas escarpas com declividade elevada em porções das encostas.

Esta bacia apresenta forma alongada/elíptica, com declividades predominantemente acima dos 15°. Apresenta também grande número de feições de instabilidade, correspondendo as cicatrizes de escorregamento mapeadas a partir das fotografias aéreas. Esta bacia está inserida dentro do compartimento geomorfológico das escarpas da Serra do Mar, apresentando grande declividades associadas. A Tabela 2 mostra algumas características da bacia hidrográfica do Córrego Canivetal.

Figura 37 – Imagem aérea da região nordeste da área de estudo (Bacia hidrográfica do Córrego Canivetal) - região mais problemática e instável observada.

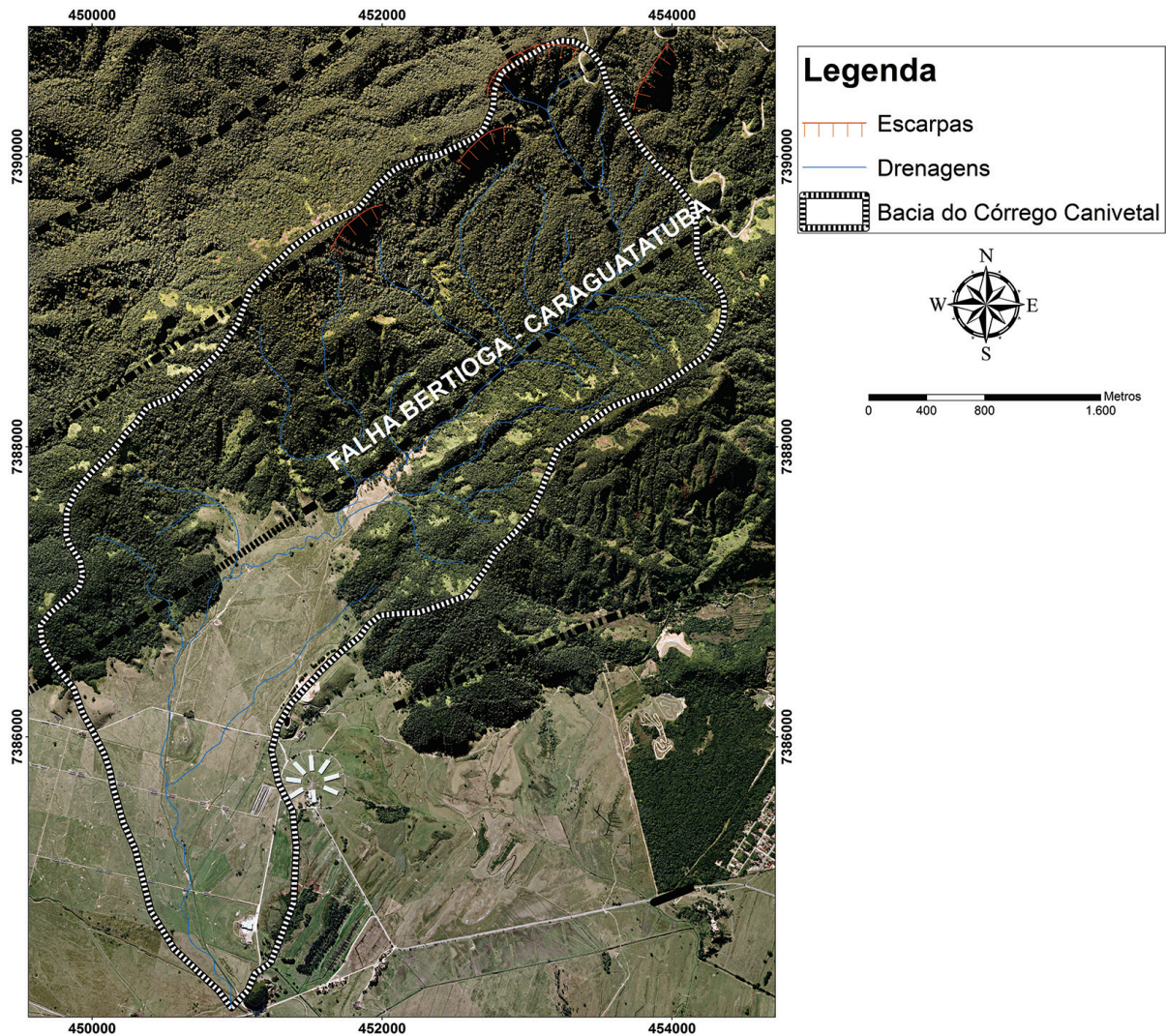


Tabela 2 – Características da Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal

Forma das Encostas	Forma do Vale	Amplitude Máxima (m)	Declividade (°) Média e Máxima	Área da Bacia (km ²)
Predominantemente Retilínea e secundariamente Côncava	Vales Fechados e Encaixados em Estruturas	500	24° 88°	13,11

Segundo Silva (2013b), as áreas mais atingidas pelos movimentos de massa no Córrego Canivetal estão situadas no seu médio curso, abrangendo de forma similar as duas vertentes das margens do córrego. As cicatrizes de escorregamentos mapeadas pelas fotos aéreas mostram uma assimetria quanto a quantidade de processos, sendo que a margem esquerda do Córrego Canivetal (porção sudeste), apresenta maiores quantidades de cicatrizes de processos.

Esta região, do Córrego Canivetal, corresponde à Unidade Fisiográfico II do Mapa de Compartimentação Fisiográfica. Apresenta vales fechados e encaixados em estruturas geológicas (apresentando padrão retilíneo), formas de topos angulosos e por vezes levemente arredondados, perfis de encostas variando de retilíneas (predominantemente) a côncavas, com declividades variando de média a alta, sempre acima de 15°.

Vale ressaltar que pela análise das fotos por estereoscopia, as encostas que apresentam o maior número de escorregamentos, com geometria retilínea, com os afluentes do Córrego Canivetal apresentando sempre vales fechados.

As principais unidades geológicas presentes na região do Córrego Canivetal são (CHIEREGATI *et al.*, 1982): Piroxênio-hornblenda granito, biotita granito, hornblenda granito com granulação fina a média, com estruturas gnáissicas muito frequentes, além de augen-gnaiss e migmatito, com associação subordinada de granito andesítico e rochas gnáissico - migmatíticas, gnaiss granítico, biotita gnaiss bandados e gnaiss migmatizados. Assim, as estruturas geológicas presentes na região desta bacia hidrográfica é frequente, apresentando frequentemente a presença de foliações e fraturas, tanto em rochas não alteradas como em rochas alteradas.

O Córrego Canivetal apresenta, em seu leito e margens, grande quantidade de blocos de rocha. O tamanho dos blocos variam muito, apresentando tamanhos desde centimétricos até métricos, mudando ao longo do perfil da drenagem. A Figura 38, localizada no médio curso deste córrego, mostra o registro de um depósito de *Debris Flow*, com a presença de blocos centimétricos e até métricos. Há uma insipiente indicação de fluxo do movimento de massa caracterizado pelo imbricamento de alguns blocos decacentimétricos, indicando fluxo do *Debris Flow* para sudoeste.

Figura 38 – Depósito de *Debris Flow* preservado nas margens do Córrego Canivetal. Há a existência de alguns blocos de rocha imbricado, indicando fluxo para o lado direito da imagem (sudoeste).



Observa-se também uma alta concentração de blocos rochosos no leito, variando desde centimétricos a métricos (Figura 39). O leito é composto por sedimentos fluviais típicos, como areia média a grossa, e também por blocos rochosos de diversos tamanhos e litologias. Tal concentração de blocos rochosos, com tamanhos atingindo até 2 - 3 metros, são indícios de deposição sedimentar por processos de *Debris Flow*, que possuem alta energia de fluxo e capacidade de transporte de sedimentos. O tamanho dos blocos ao longo das drenagens apresenta grande heterogeneidade, aumentando e diminuindo a medida que se caminha pelo perfil da drenagem. Tal mudança não homogênea é característica de diferentes pulsos dentro de um mesmo evento de *Debris Flow*, mudando a granulometria do material depositado a medida que cada pulso perde a capacidade de transporte. Já na planície sedimentar, há ausência de blocos de rocha, caracterizando a região mais distal de deposição dos fluxos de detritos, com deposição de material fino (areia e lama).

Figura 39 – (A) Blocos métricos depositados no leito do Córrego Canivetal, observar presença de sedimentos arenosos no leito; (B) Depósito de blocos rochosos decacentimétricos no leito do Córrego Canivetal.

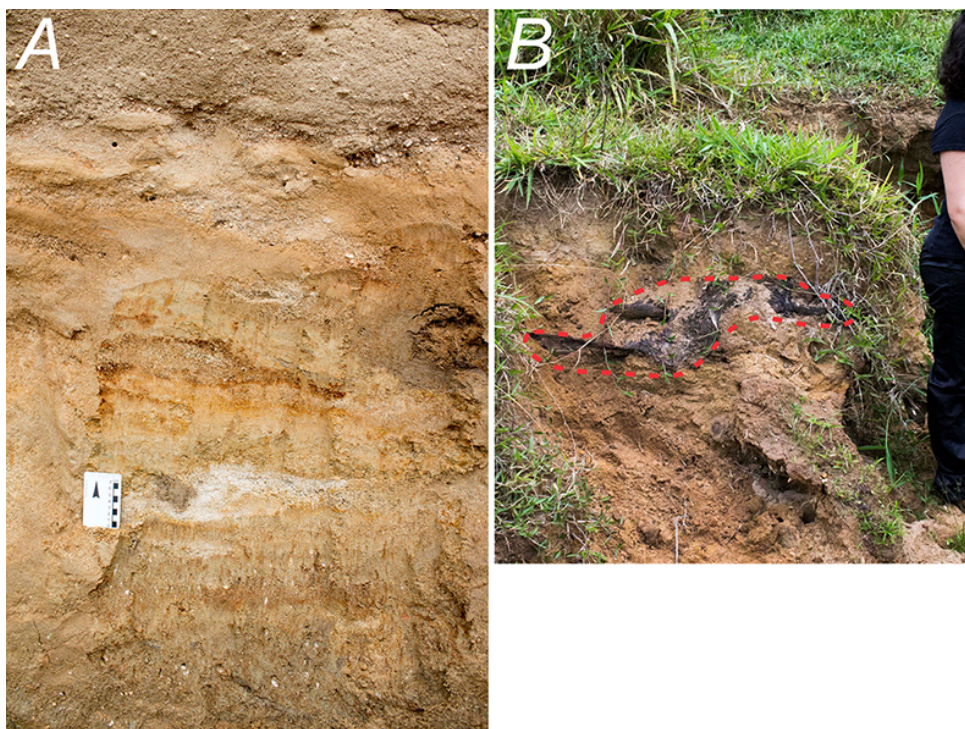


Na porção do baixo curso do Córrego Canivetal, já situada na Planície Sedimentar de Caraguatatuba ou Planície Litorânea, encontram-se sedimentos depositados pelo próprio sistema fluvial, constituídos de areias de granulometria média a grossa, com alguns seixos de no máximo 7 centímetros, com maior concentração destes no topo deste pacote (Figura 40 A).

Também na planície, existem alguns depósitos, arenosos de granulação fina e até mesmo argilo siltosos, que apresentam pedaços de troncos e galhos de árvores incorporados dentro desse pacote sedimentar (Figura 40 B), sem a presença de blocos de rocha. Estes depósitos com restos vegetais, de granulometria fina, são caracterizados como a porção final

do processo de *Debris Flow*, de baixa energia e capacidade de transporte, com deposição apenas de partículas sedimentares menores.

Figura 40 – (A) Perfil do pacote sedimentar depositado pelo Córrego Canivetal (terraço); (B) Depósitos de *Debris Flow* com restos de vegetais incorporados no depósito sedimentar (indicado em vermelho).



Feições de instabilidade nas encostas das margens do Córrego Canivetal podem ser observadas. Estas se mostram como pequenos escorregamentos e queda de material ao longo das margens dos rios (Figura 41). Tais escorregamentos estão localizados geralmente em meio a solos pouco desenvolvidos, com grãos de quartzo centimétricos (máximo 1,5 centímetros) e com fragmentos de rochas muito alterados. Pode-se dividir estes solos em três horizontes muito bem marcados: um horizonte superior, orgânico, com presença de raízes; um horizonte intermediário, muito pouco coeso, constituído de um solo arenoso com silte e argila, com presença de grânulos de quartzo e areia fina a média; e um horizonte inferior, constituído de material argilo-arenoso com fragmentos de rocha muito alterado, e presença bem forte de muscovita e biotita (saprólito). O material deslizado normalmente encontra-se no horizonte intermediário, pouco coeso, que apresenta como descontinuidade o contato com o horizonte inferior ou até mesmo planos de mudança da constituição do próprio horizonte.

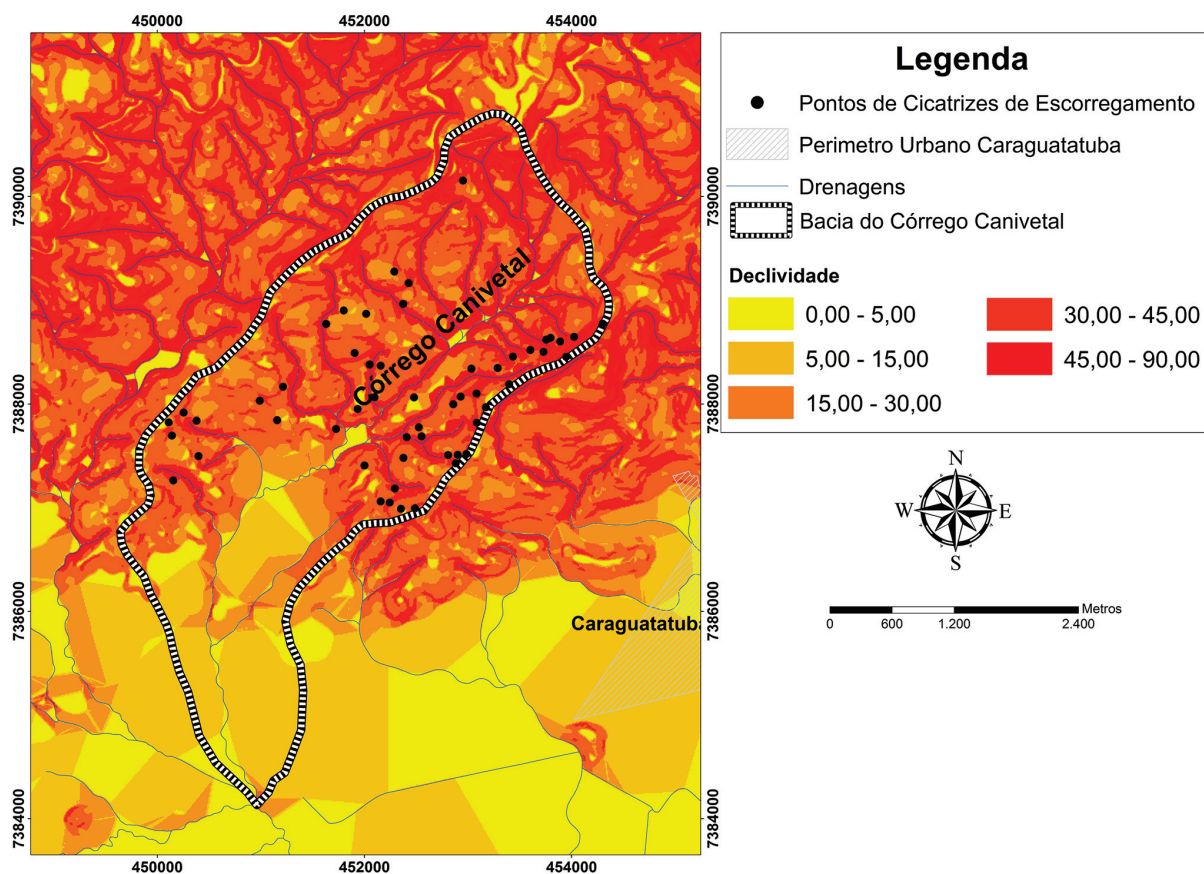
Figura 41 – Figura de feições de pequenos escorregamentos nas margens do Córrego Canivetal. Indicado por (A) está o local de origem da massa movimentada que se depositou no local indicado por (B).



A Figura 42 mostra o Mapa de Cicatrizes de Processos, marcado como pontos, sobreposto ao Mapa de Declividade (confeccionado com 5 classes). Tais classes foram divididas de acordo com o que é mais utilizado na literatura, com valores de 0° - 5° , onde não há instabilidade, de 5° - 15° , de 15° - 30° , de 30° - 45° e maiores que 45° .

Observa-se que os pontos com cicatrizes de escorregamento apresentam-se localizadas, em sua grande maioria, nas classes de declividade acima de 15° . Silva (2013b) destaca que as maiores áreas da bacia do Córrego Canivetal se encontram em classes de declividade entre 15% e 100%.

Figura 42 – Mapa de Cicatrizes de Processos (marcados como pontos) sobreposto ao Mapa de Declividades.



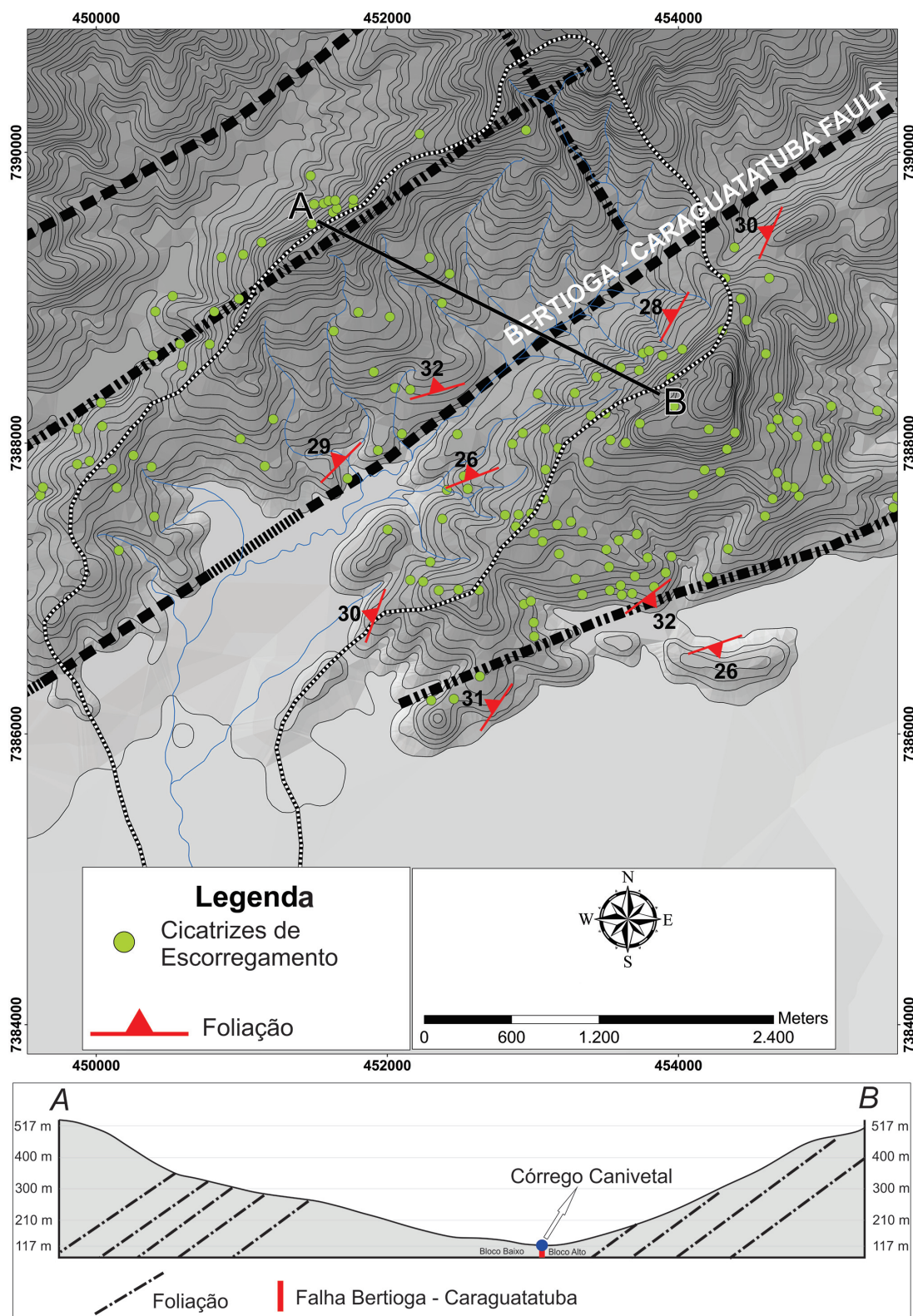
Esta área, por apresentar indícios de instabilidade (grande número de cicatrizes de escorregamentos), verifica-se que estas são geradas a partir da configuração geométrica das foliações em relação as encostas. Observa-se também que as maiores quantidades de cicatrizes de escorregamentos encontram-se na porção sudeste na bacia hidrográfica do Córrego Canivetal (margem esquerda), indicando que a relação entre a foliação e a orientação/geometria das encostas causam instabilidade dos materiais. Os escorregamentos e altos índices pluviométricos podem fornecer grande volume de materiais para a ocorrência dos *Debris Flows* dentro bacia hidrográfica do Córrego Canivetal.

Com base nestas observações, a Figura 43 traz em mapa a região com maior presença de cicatrizes de escorregamentos e um perfil esquemático A - B da bacia hidrográfica do Córrego Canivetal. Ressalta-se que as foliações existentes nessa região apresentam baixo ângulo de mergulho, variando desde 30° até 40°, com atitudes máximas de direção NE-SW e ENE-WSW em sua grande maioria, e também NW-SE. Observa-se no perfil esquemático da Figura 43 que, na margem esquerda do Córrego Canivetal (porção direita do perfil), a

foliação condiciona a maior presença de cicatrizes de escorregamento, onde o mergulho da foliação é aproximadamente paralelo ao mergulho da encosta. Observa-se então que as vertentes que apresentam maiores quantidades de cicatrizes se correlacionam às que são favoráveis ao ângulo de mergulho das foliações, ou seja, a vertente apresenta-se com configuração espacial de modo a facilitar processos de instabilidade da encosta, gerando maior suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos.

Assim, os condicionantes estruturais do terreno apresentam estreita ligação com a maior suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos, uma vez que tais estruturas controlam a instabilidade das encostas. O maior grau de fraturamento e a presença de rochas alteradas, muito alteradas e solos residuais com a preservação de estruturas metamórficas (foliações), juntamente com vertentes de mesma direção que o mergulho das foliações, contribuem para a instabilidade destas encostas. Tais descontinuidades geológicas formam planos de fraqueza que são tidos como planos preferencias de movimentação, podendo gerar escorregamentos planares ou até mesmo em cunha.

Figura 43 – Mapa Estrutural das principais foliações da área com destaque para o Córrego Canivetal. Perfil Esquemático A-B do vale do Córrego Canivetal, com as foliações correspondentes medidas em campo.



Esta bacia hidrográfica, com base nos pontos de instabilidade das encostas, torna-se uma bacia de grande importância do ponto de vista da geração de *Debris Flow* de origem secundária. Ou seja, a grande probabilidade da ocorrência de escorregamentos, fornecendo material para as drenagens, juntamente com fortes chuvas na cabeceira desta bacia hidrográfica, pode gerar fenômenos de *Debris Flow*. Assim, a bacia hidrográfica do Córrego Canivetal torna-se uma das áreas com grande propensão para a ocorrência de movimentos de massa (escorregamentos e *Debris Flow*).

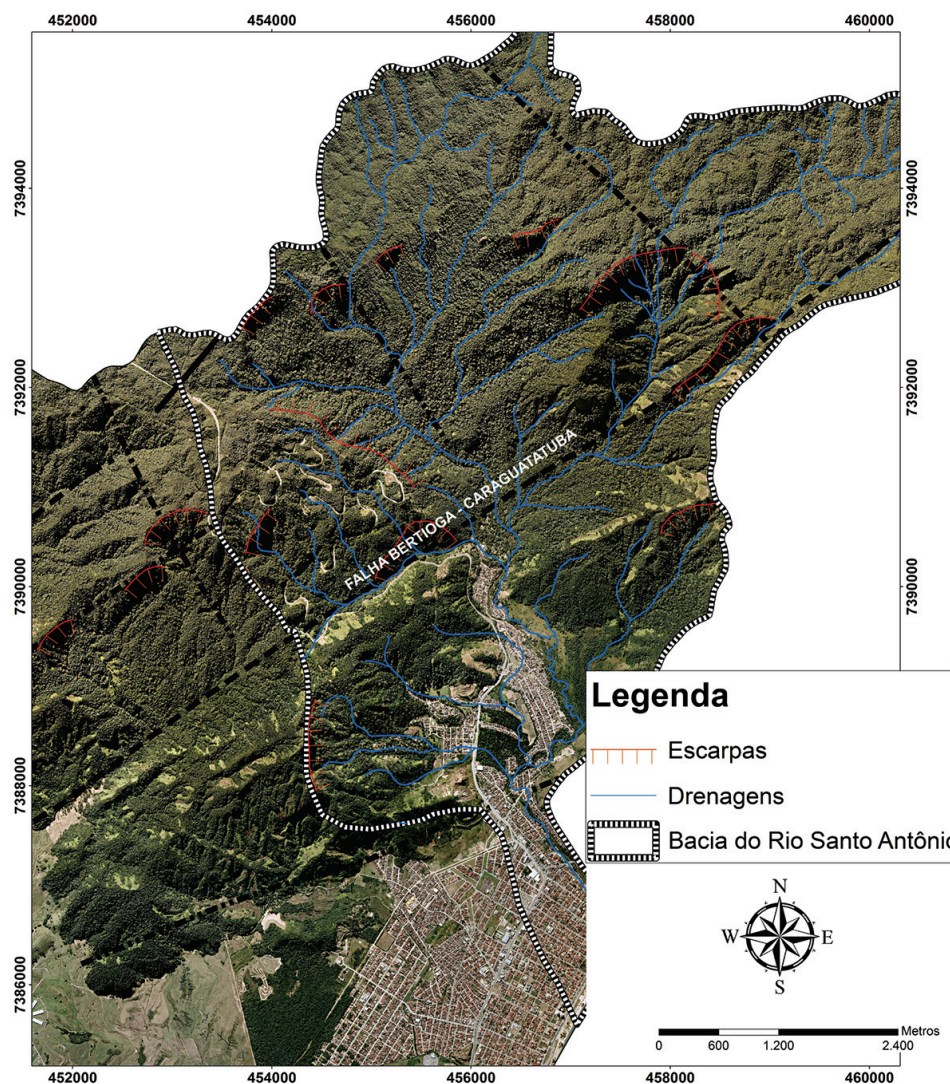
A relação entre a orientação das vertentes/encostas, as estruturas geológicas e as cicatrizes de escorregamentos podem ser observadas na Figura 43. Observa-se que a margem esquerda (encostas sudeste) do Córrego Canivetal apresenta vertentes com direção e rumo do mergulho que as foliações observadas para esta região. A vertente direita (encostas noroeste) deste córrego apresenta direção das vertentes com mergulhos para sudeste, leste e sul. Esta configuração espacial entre direção e geometria das vertentes e as foliações, proporciona o aspecto instável da vertente esquerda deste córrego, onde as foliações apresentam mergulhos favoráveis a encosta neste caso, e mergulhos contrários à encosta na margem direita, sendo mais estável.

Os planos de fraturas para a região apresentam-se normalmente com alto ângulo em relação a direção da encosta, ou seja, quase perpendiculares. A relação angular entre as fraturas podem gerar blocos e cunhas, facilitando a geração de blocos instáveis, ou até mesmo facilitando a geração de planos preferencias de cisalhamento onde podem ocorrer os principais movimentos de massa, planares ou em cunha.

6.5.2 Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio

A Bacia do Rio Santo Antônio, localizado no extremo nordeste da área de estudo, é a segunda bacia com mais números de cicatrizes de escorregamentos, atrás somente do Córrego Canivetal. A Figura 44 mostra a localização da bacia, juntamente com o Mapa Estrutural e escarpas íngremes relacionadas às estruturas.

Figura 44 – Imagem da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, com sobreposição das estruturas geológicas da bacia e das escarpas relacionadas à essas estruturas.



Assim como a Bacia do Córrego Canivetal, a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio está controlada pela Falha de Bertioga - Caraguatatuba e por fotolineamentos e fraturas associadas a ela. As drenagens estão fortemente condicionadas por estas estruturas, formando vales fechados e padrões retilíneos de drenagem, com formação de escarpas com declividades elevadas nas encostas. A maior parte das drenagens se estruturam com direção NE-SW, segundo a principal falha da área (Falha Bertioga - Caraguatatuba) e, secundariamente, com direção NW-SE, influenciadas pelas fraturas e foliamentos de mesma direção.

A Tabela 3 mostra algumas características importantes da fisiografia da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, como área, forma do vale, amplitude máximo e declividade (média e máxima).

Tabela 3 – Características da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio

Forma das Encostas	Forma do Vale	Amplitude Máxima (m)	Declividade (°) Média e Máxima	Área da Bacia (km ²)
Predominantemente Retilínea e secundariamente Convexa	Vales Fechados e Encaixados em Estruturas	800	32° 88°	38

As unidades geológicas presentes nesta bacia são granito-gnaiss, biotita granito com estruturas gnáissicas muito frequentes, além de gnaiss, migmatito e gnaiss migmatíticos. Assim, as rochas apresentam composição granítica, com forte estruturação tectônica, por meio de xistosidades e fraturas, muitas vezes apresentando porções/bolsões xistosas e com foliação bem desenvolvida intercalado com porções quartzo-feldspáticas bandadas e foliadas.

Esta bacia hidrográfica, que em escala regional apresenta formato aproximadamente elíptico/arredondado, é formada por diversas outras pequenas bacias de formato elíptico que sofreram movimentos de massa intensos no evento ocorrido em 1967 em Caraguatatuba.

As estruturas geológicas mapeadas e medidas nesta bacia, apesar da grande dificuldade de acesso às regiões, apresentam direções de foliações predominantemente NE-SW, com mergulhos variando de 20 a 35 graus (relativamente paralela a inclinação média das encostas), e por vezes NW-SE, com mergulhos equivalentes. As fraturas apresentam grande variação da direção, apresentando altos ângulos de mergulho, variando de 50 até 90 graus.

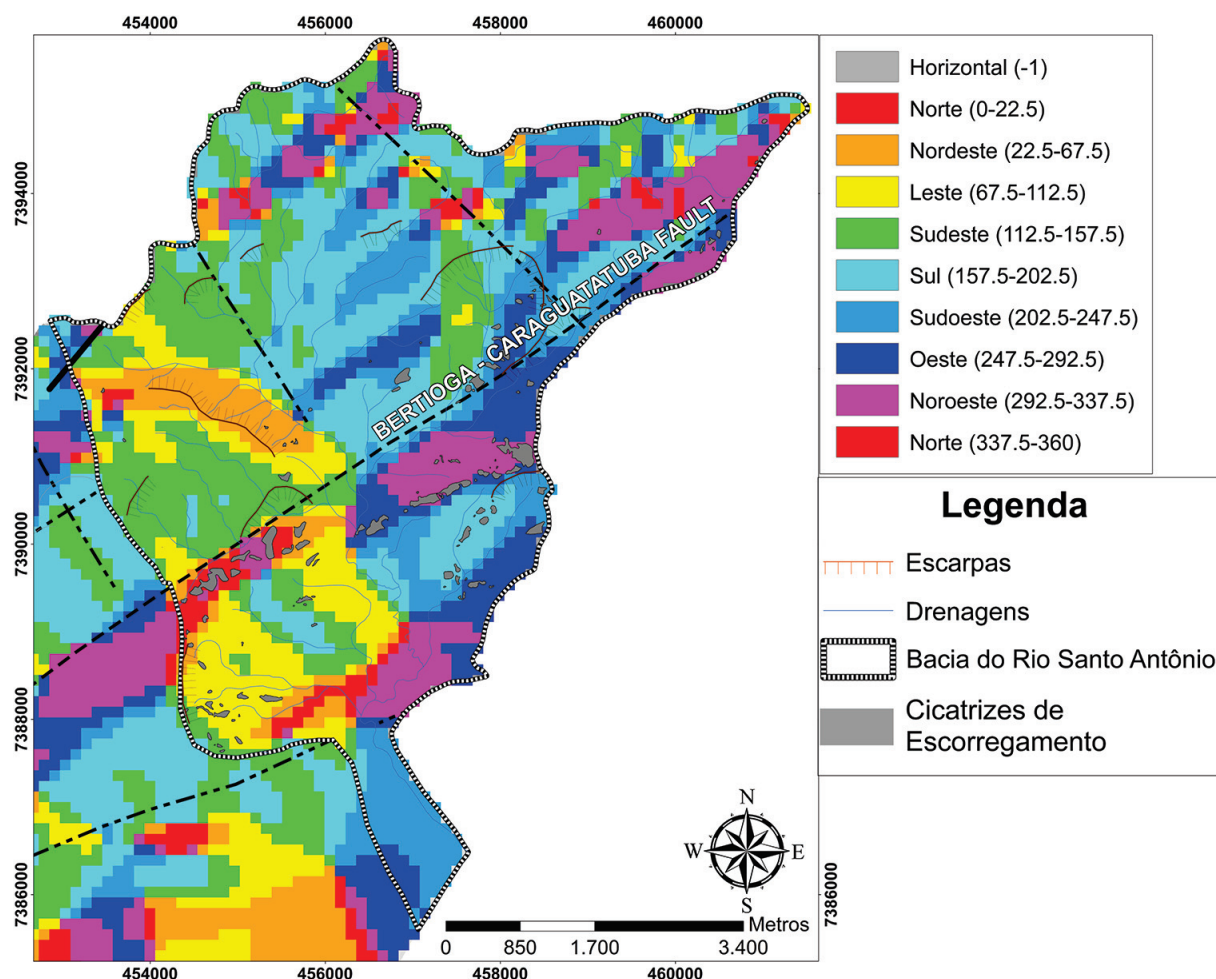
Em uma análise geral, as encostas que apresentam direção e mergulho semelhante as foliações, com mergulhos paralelos ou relativamente paralelos a tais estruturas, são encostas propensas a serem instáveis e, conseqüentemente, apresentam grande potencialidade de ocorrência de escorregamentos. Desta forma, encostas com inclinações médias na ordem de 30°, com direção NE-SW, NNW-SSE, N-S, E-W, WNW-ESW e/ou ENE-WSW, e mergulhos para os quadrantes NW, SW e W, apresentam grandes possibilidades de instabilidades ligadas às estruturas.

A Figura 45 mostra o Mapa de Orientação das Vertentes com sobreposição de medidas estruturais e do Mapa de Cicatrizes de Escorregamentos. Observa-se que a maioria das cicatrizes de escorregamentos estão nas encostas com direções NE-SW com inclinações para os quadrantes NW e W. Isso concorda com a direção das foliações principais, que

apresentam direção NE-SW e NNE-SSW. Esta configuração, como observado para o Córrego Canivetal, faz com que estas encostas apresentem instabilidades. Secundariamente, ligado às foliações com mergulhos para os quadrantes NE, SE e E, encontram-se algumas cicatrizes nas encostas de com inclinações para E e SE.

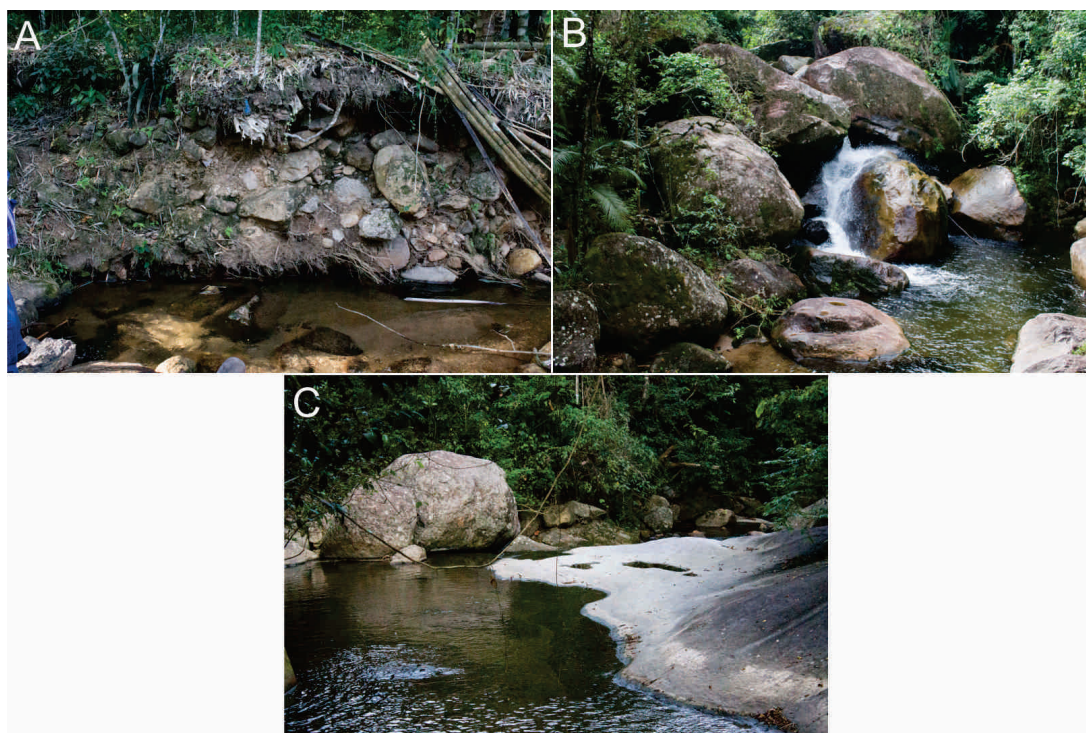
Interessante notar um certo alinhamento de cicatrizes com mesma direção que a Falha Bertioiga - Caraguatatuba (NE-SW), que condiciona também estruturação de duas drenagens e seus vales. Talvez, as foliações ligadas a esta falha, com mesma direção que as encostas, estejam ligadas intimamente com as instabilidades e consequentes escorregamentos.

Figura 45 – Mapa de Orientação das Vertentes/Encostas da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, sobreposto aos mapas estruturais, medidas estruturais (foliação e fraturas) e cicatrizes de escorregamentos (marcadas em cinza no mapa).



Ao longo do curso do Rio Santo Antônio é possível observar uma série de depósitos originados a partir de eventos de *Debris Flow*. Estes depósitos são caracterizados por sedimentos mal selecionados (granulometrias variando desde areia até blocos maiores que 1 metro), frequentemente apresentando inversões granulométricas (grandes blocos acima de materiais granulometricamente menores), e por vezes apresentando imbricação dos blocos, indicando direção do fluxo de detritos. O tamanho dos blocos variam desde centimétricos até decamétricos no leito das drenagens, formando muitas vezes barragens naturais e quedas d'água em algumas porções das drenagens. A rocha fresca do embasamento é frequentemente encontrada, podendo indicar erosão do material fluvial (pouco espesso) pela ação de *Debris Flow* (Figura 46)

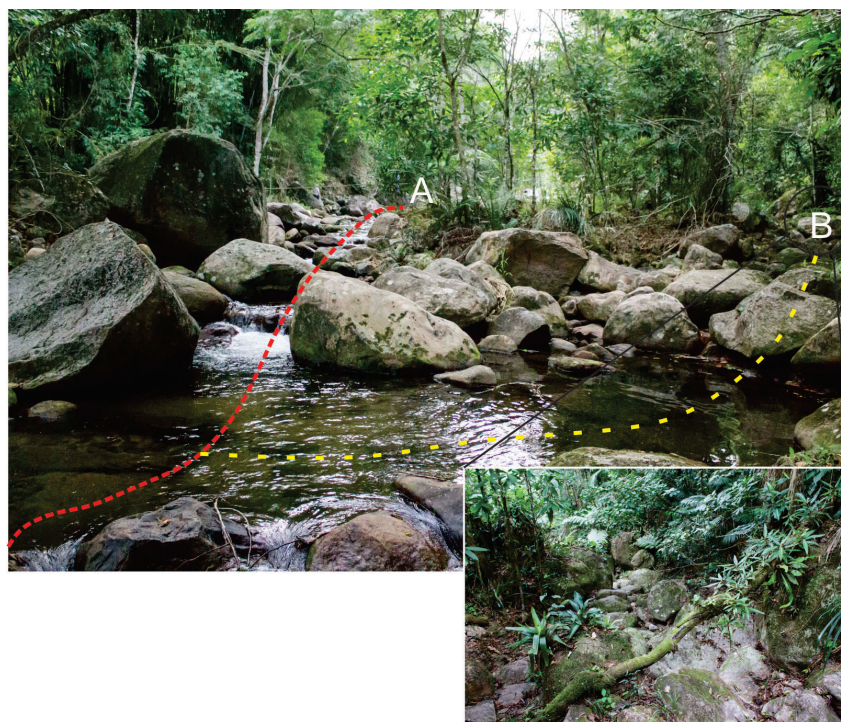
Figura 46 – (A) Depósito de *Debris Flow* no Rio Santo Antônio, com inversão granulométrica; (B) Barragens naturais formados a partir de grandes blocos de rocha; (C) Afloramento do embasamento da região e presença de grandes blocos nas margens.



Outra feição marcante ao longo do Rio Santo Antônio, nas partes das margens mais largas na ordem de 10 metros, é a formação de barras no meio da drenagem (Figura 47). Esta barra é formada por material grosseiro (blocos de variados tamanhos) e apresentam uma divisão do curso atual do rio, formando um braço da drenagem onde há baixo ou nulo fluxo de água. Este braço da drenagem seco apresenta feições de fluxo de água apenas em períodos onde o rio apresenta grande cheia, com acúmulo de sedimentos arenosos

e vegetação (gramíneas) inclinadas para a direção do fluxo d'água. Estas barras são frequentemente vegetadas e com grande quantidade de blocos rochosos.

Figura 47 – Barras formadas ao longo do Rio Santo Antônio por depósitos originados por processos de *Debris Flow*. Em (A) tem o curso principal da drenagem e em (B), está destacado o curso secundário da drenagem, sem fluxo de água, criado pela presença da barra.

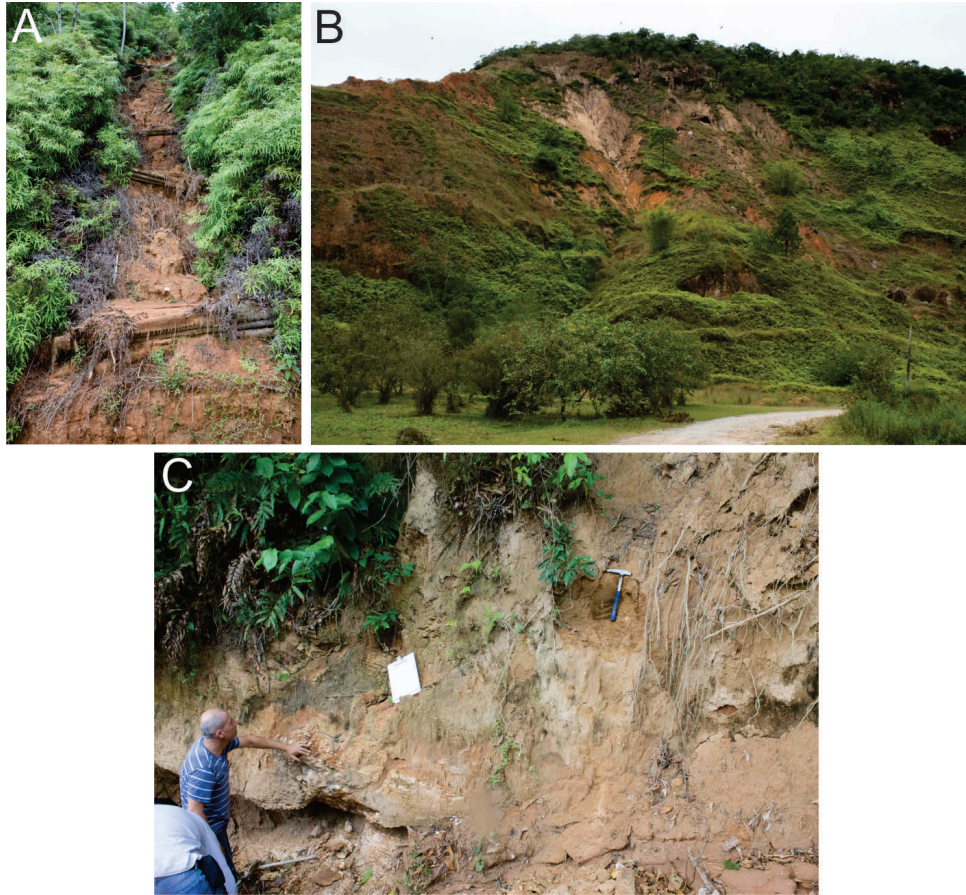


Na porção sul da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, nas encostas com direção NE-SW, ENE-WSW e N-S, feições de erosão e instabilidade, além de cicatrizes de escorregamentos marcadas por samambaias (espécie vegetal de *Gleychemia*). As feições de erosão frequentemente apresentam obras de tentativa de controle, e estão em áreas marcadas como cicatrizes de antigos escorregamentos (apresentando espécie de samambaia).

Esta região é marcada pela presença de dois materiais geológicos distintos: (a) solo coluvionar mal selecionado, com presença de grânulos de quartzo em uma matriz siltoarenosa; (b) isalteritas, com forte preservação das estruturas originais da rocha, como foliação, fraturas e bandamentos (veios de quartzo, bandas micáceas, etc). Isso pode ser um dos fatores causadores de escorregamentos ligados à presença de estruturas geológicas.

A Figura 48 mostra as feições de instabilidade nas encostas na região extremo sul da Bacia do Rio Santo Antônio, bem como as rochas alteradas (isalteritas) presentes com frequência naquela região.

Figura 48 – Fotos (A) e (B) ilustram a presença de feições de escorregamentos nas encostas. Em (A) têm-se obras de contenção de erosão em meio a uma cicatriz de escorregamento registrada pelo crescimento de samambaias. (C) imagem exemplificando a existência de isalteritas na região.



6.6 Análises Estruturais Cinemáticas

As análises cinemáticas utilizando o *software* Rocscience, consiste primeiramente na criação de estereogramas (com os dados estruturais adquiridos em campo). Em um segundo momento, entram-se com valores referentes ao talude/encosta a ser analisada, gerando zonas críticas dentro do estereograma que, a partir do tipo de escorregamento a ser analisado, dará os planos que apresentam potencialidade para a ocorrência de escorregamentos (em cunha ou planares). As análises foram realizadas na escala 1:10.000, com geração de estereogramas e um mapa de segmentação das direções regionais das encostas analisadas.

Nestas análises são utilizados valores de ângulo de atrito interno de solos tropicais residuais. Estes valores foram retiradas da literatura e podem ser vistos na Tabela 1. Este ângulo, nas análises com o *software* Dips serve de guia para identificação de quais vertentes são ou não susceptíveis a escorregamentos planares ou em cunha. De maneira simplificada,

quando o ângulo de atrito interno dos solos residuais (Φ) for maior do que o valor de declividade/inclinação da encosta, as possibilidades de ocorrência destes movimentos se tornam extremamente baixas. É importante deixar claro que, por uma questão de escala, os solos residuais são tratados de maneira homogênea quando analisados em relação às análises cinemáticas.

Outro importante fator considerado é a simplificação do modelo. As análises cinemáticas mostram apenas as estruturas em relação à geometria do talude e seu ângulo de atrito interno (Φ), não considerando outros fatores, como saturação, poropressões, etc. Deste modo, as análises mostram apenas a possibilidade de ocorrência de escorregamentos planares e/ou em cunha levando em consideração somente a geometria do talude e o ângulo de atrito interno.

Assim, Wyllie e Mah (2004) e Luzon *et al.* (2016) colocam algumas exigências e fatores geométricos entre as descontinuidades e a encosta, para que os escorregamentos planares e em cunha possam ocorrer. Para escorregamentos em planares, estes autores colocam que, para sua ocorrência, as condições geométricas que devem estar presentes são: (a) o plano de escorregamento (descontinuidade) tem que estar paralela ou subparalela ao rumo do mergulho da encosta; (b) a descontinuidade deve apresentar mergulho inferior ao da encosta; (c) o mergulho da descontinuidade deve ser maior que o valor de ângulo de atrito interno (Φ). Já para os escorregamentos em cunha, a principal componente de escorregamento é a linha de intersecção entre duas descontinuidades planares e penetrativas. Assim, a linha de intersecção deve apresentar: (a) menor ângulo de mergulho do que a encosta; (b) ângulo maior do que o valor do ângulo de atrito interno (Φ); (c) a linha de intersecção deve mergulhar para fora da encosta.

Estas condições geométricas descritas por estes autores já são consideradas quando estes dois tipos de movimentos de massa são analisados utilizando o software *Rocscience*. Deste modo, as encostas que serão analisadas utilizando este software, já são automaticamente analisadas segundo os parâmetros supracitados.

As Figuras 49 e 50 mostram, respectivamente, os estereogramas das Foliações (xistosidades) e de Fraturas utilizadas para as análises cinemáticas de ambas as bacias hidrográficas, medidas tanto em Caraguatatuba quanto em São Sebastião. Para as foliações observa-se uma principal família, NE-SW. Vale ressaltar que as estruturas utilizadas para as análises cinemáticas não foram apenas adquiridas dentro do perímetro da bacia, mas

também em suas adjacências, com forma de levar em consideração mais estruturas regionais. O estereograma das fraturas apresentam diversas famílias. De modo geral, as fraturas apresentam-se com alto ângulo de mergulho.

Figura 49 – Estereograma das foliações medidas em campo. Total de 108 medidas. Atitudes máximas dos planos: 330/32 e 151/30.

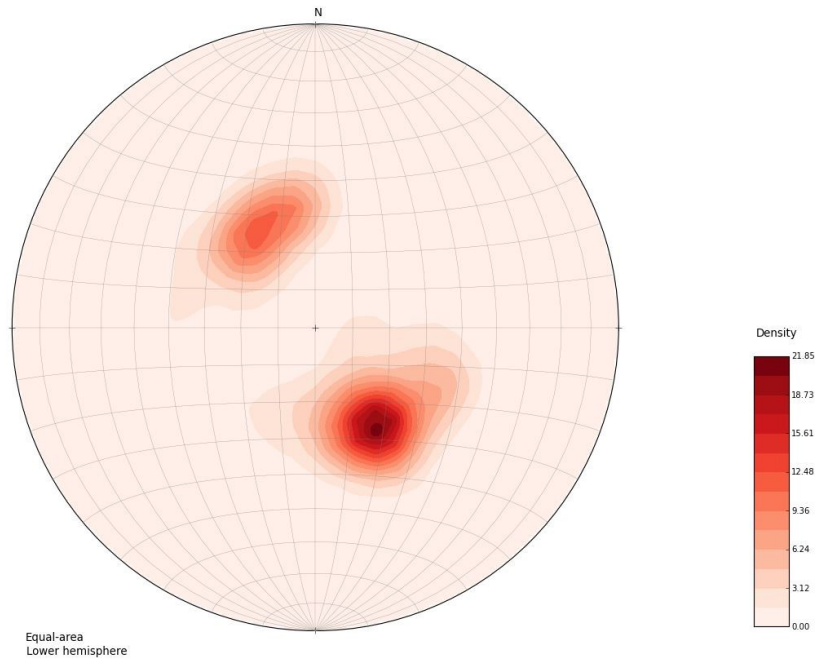
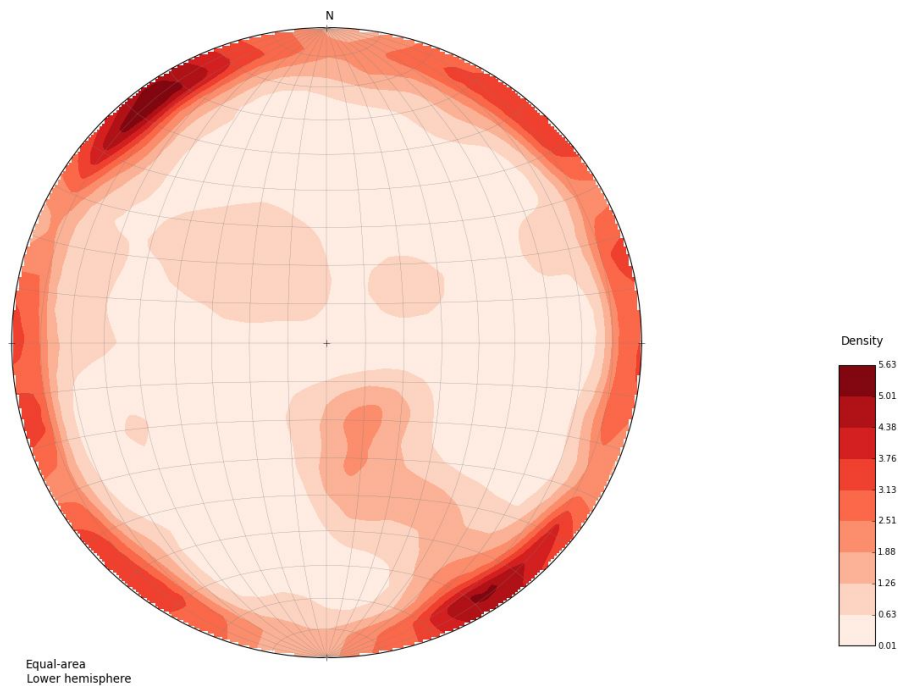
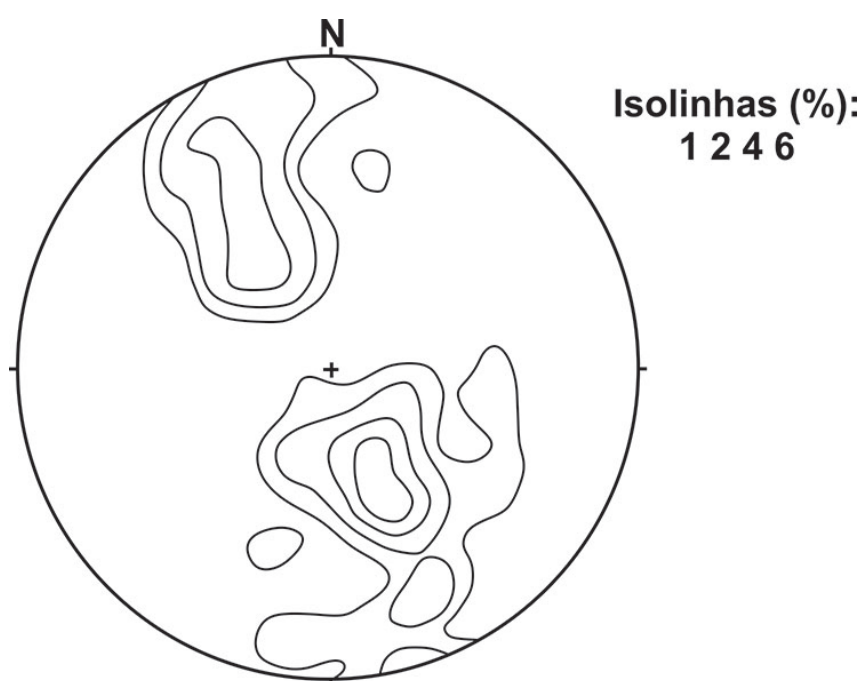


Figura 50 – Estereograma das fraturas medidas em campo. Total de 431 medidas. Atitudes máximas dos planos: 141/82 e 327/84.



Os dados estruturais levantados são coerentes com os resultados estruturais apresentados por Campanha, Ens e Ponçano (1994) na região de São Sebastião e Caraguatatuba, definindo um padrão de foliações principalmente NE-SW (Figura 51), apesar dos dados de Campanha, Ens e Ponçano (1994) apresentarem uma maior variação do valor do mergulho. Assim, será considerado para as análises cinemáticas que as foliações seguem um padrão de foliação bem definido, com mesma direção que os lineamentos estruturais da região, sendo principalmente NE-SW.

Figura 51 – Estereograma representativa das foliações para a região de São Sebastião e principalmente Caraguatatuba, para um total de 156 medidas estruturais.



Fonte: Campanha, Ens e Ponçano (1994).

Observando as foliações obtidas para a área de estudo, pode-se dividi-las em dois domínios: (a) norte (influenciado diretamente pela Falha Bertioiga - Caraguatatuba) (Figura 52) e (b) sul (Figura 53) (não influenciado por esta falha). Observa-se um mesmo comportamento em relação as direções das foliações. Para o domínio norte, observa-se que a máxima densidade de planos de foliação se concentra em 330/32. Já para o domínio sul, a máxima densidade de planos de foliação se concentra em 160/32.

Por tanto, para toda a área de estudo, o padrão de foliações permanece relativamente constante apesar da presença de falhas na região. O padrão observado é NE-SW, mergulhando, no domínio norte preferencialmente para o quadrante NW, e no domínio sul para o quadrante SE.

Figura 52 – Estereograma das foliações medidas em campo para o domínio norte. Total de 65 medidas. Atitude máxima do plano: 330/32

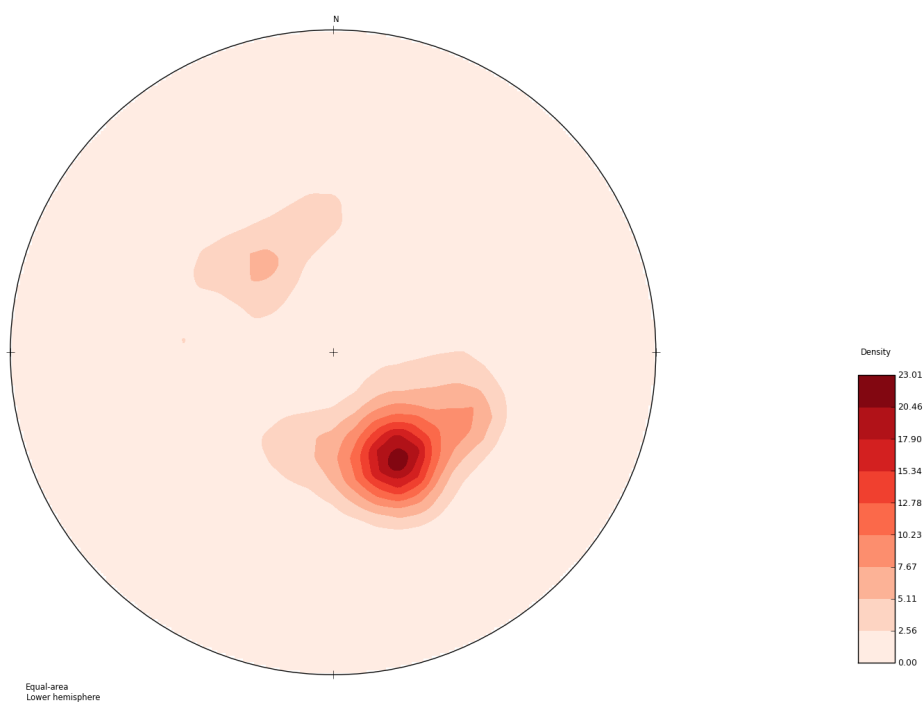
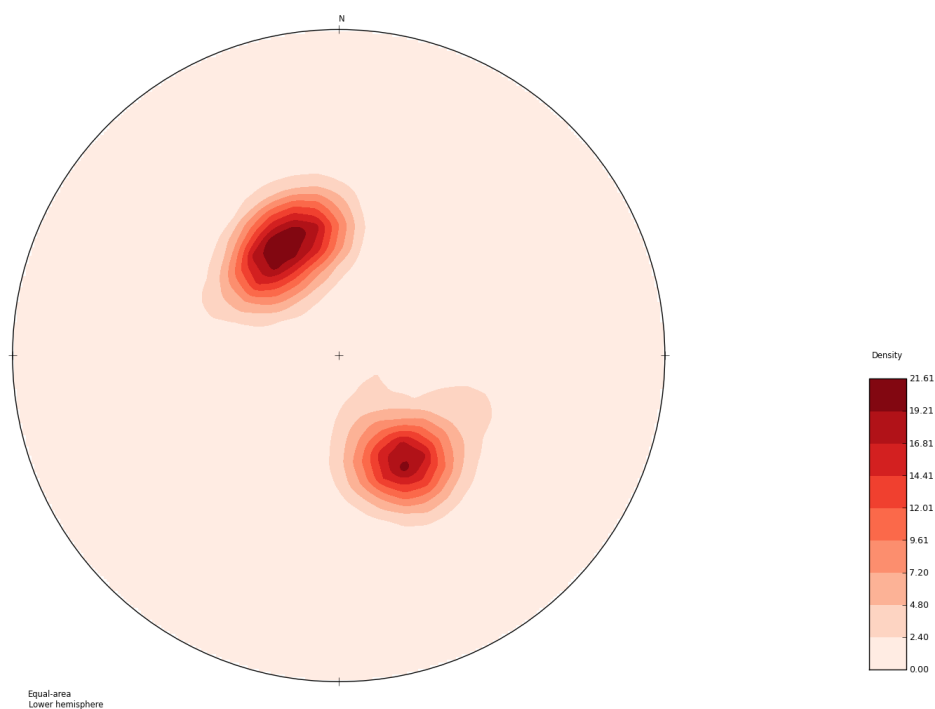


Figura 53 – Estereograma das foliações medidas em campo para o domínio sul. Total de 43 medidas. Atitude máxima dos planos: 160/32 e 331/31.



Para as análises cinemáticas voltadas aos escorregamentos planares ou translacionais foram utilizados apenas os dados referentes às foliações da área. Já para as análises voltadas aos escorregamentos em cunha, utilizou-se apenas os dados de fraturas. A escolha deste método de análise se deu devido as fraturas apresentarem grande variabilidade em relação a sua direção e com ângulos de mergulho em sua grande maioria acima de 80° . Ao contrário das fraturas, as foliações apresentam um padrão melhor definido quanto a sua direção preferencial, com baixos ângulos de mergulho.

A seguir serão apresentados os resultados das análises cinemáticas para as bacias hidrográficas que apresentam maiores números de cicatrizes de escorregamentos na área de estudo.

6.6.1 Análise Cinemática da Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal

As análises cinemáticas da Bacia do Córrego Canivetal, a bacia foi segmentada em três principais direções de encostas, de maneira regional (Figura 54).

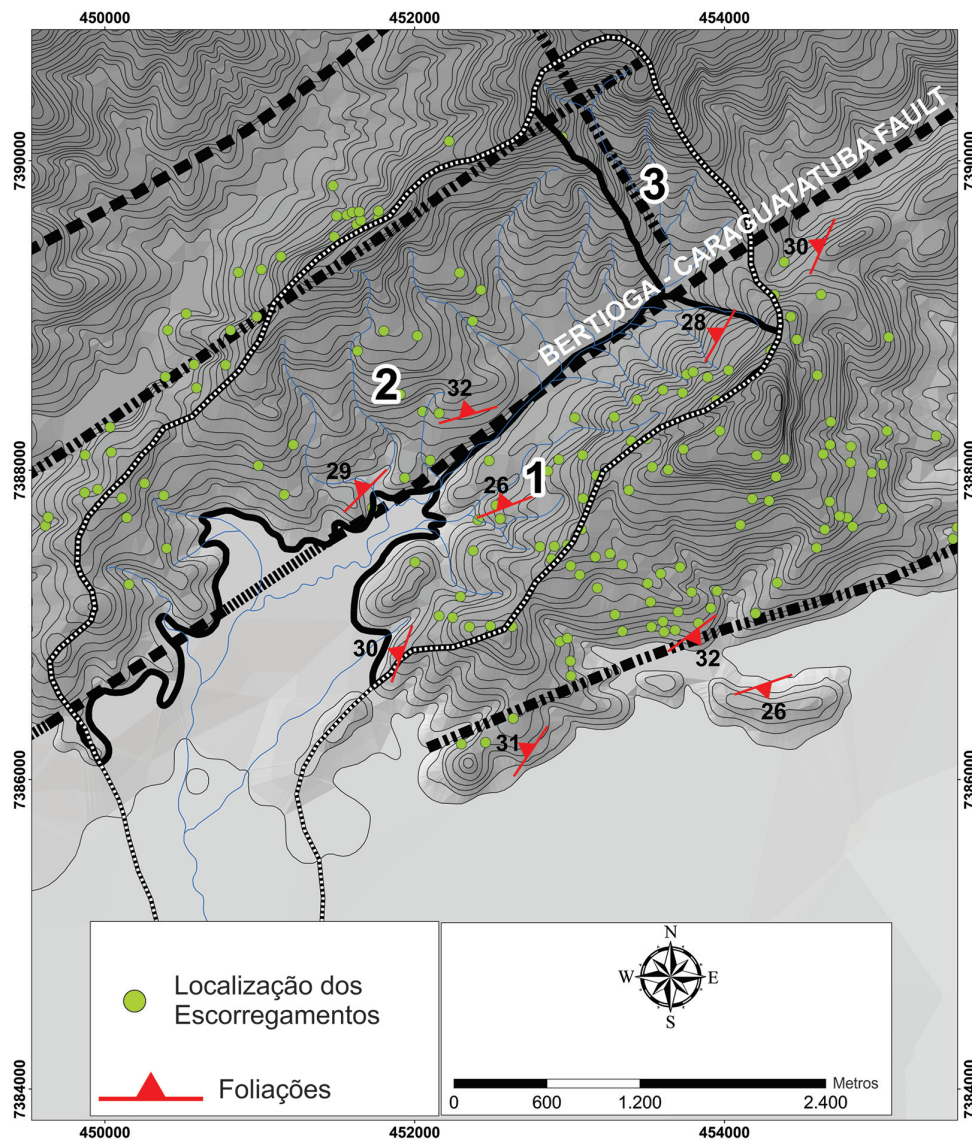
Foram também obtidos a declividade média de cada segmento, a área e a direção regional (Tabela 4). Estas informações foram utilizadas como dados de entrada (no *software* Rocscience) para realização das análises cinemáticas.

Tabela 4 – Tabela das características dos segmentos divididos da Bacia Hidrográficas do Córrego Canivetal, utilizadas para as análises cinemáticas.

Segmento	Declividade Média (graus)	Área (m ²)	Direção e Rumo do Mergulho da Encosta
01	34	234430	NE-SW / NW
02	30	565140	NE-SW / SE
03	39	128330	NW-SE / SW

O valor de ângulo de atrito interno, para os três segmentos interpretados na Bacia do Córrego Canivetal, foi retirado da Tabela 1, utilizando o valor de 28° , que corresponde a solos residuais de gnaiss, micáceo, em regiões tropicais brasileiras.

Figura 54 – Mapa de segmentação regional das encostas da Bacia do Córrego Canivetal, segmentada em três compartimentos de acordo com a direção regional das vertentes. Estão sobrepostas as medidas estruturais mais representativas obtidas em campo.



6.6.1.1 Segmento 01

O Segmento 01 apresenta direção NE-SW (315/34) e 33 cicatrizes de escorregamento mapeadas pelas fotos da EMPLASA.

6.6.1.1.1 Escorregamentos Planares

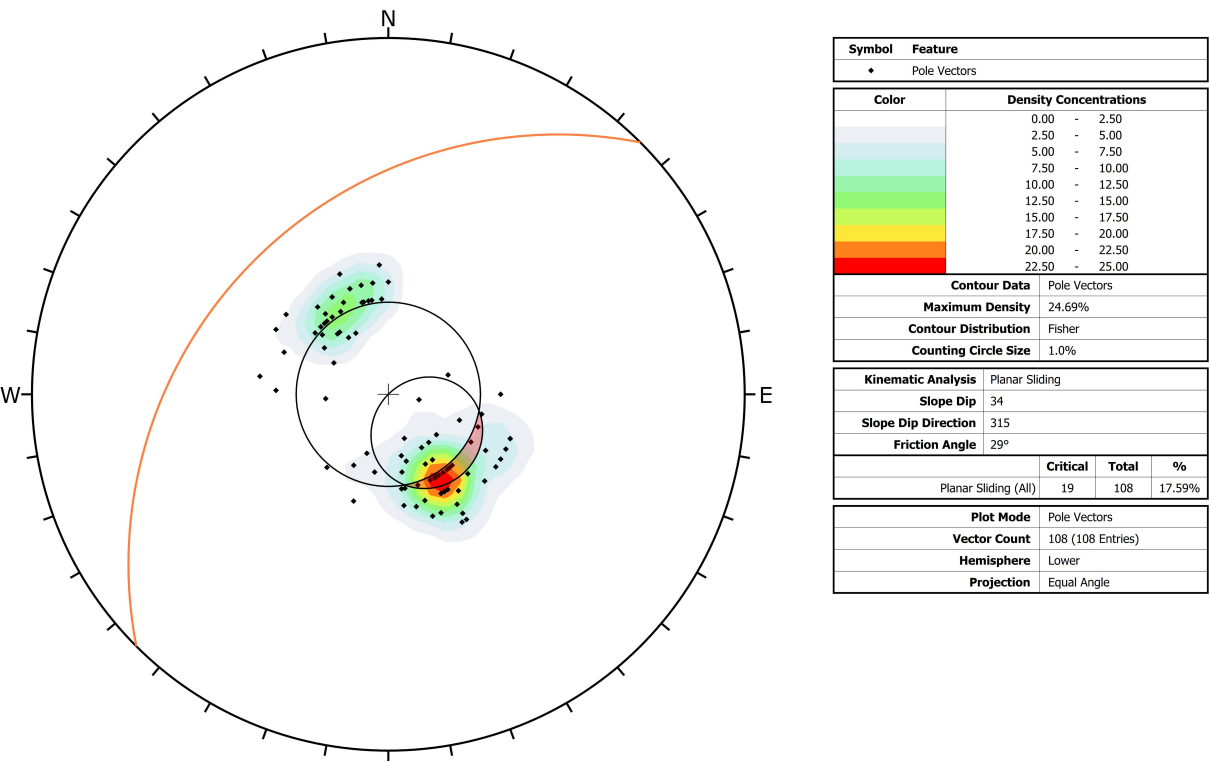
Para o Segmento 01, as análises para escorregamentos planares ou translacionais, obtiveram resultados concordantes com as análises regionais. Este segmento apresenta direção NE-SW, com rumo do mergulho 315/34. O ângulo de mergulho das encostas é

semelhante ao das foliações, porém, é bem menor se comparado aos dos planos de fratura, que apresentam alto ângulo, variando de 65° até 90° em sua grande maioria.

Quando analisado o estereograma com todas as medidas (foliações), como observado na Figura 55, apenas as foliações com atitude média variando de 340/30 até 290/30 (com mergulho variando entre 29 e 34°) caem na região crítica de ocorrência de escorregamentos planares. Foram observados 19 polos de pontos dentro da zona crítica (17,59%) de um total de 108.

Assim, esta região apresenta escorregamentos, quando analisados as estruturas geológicas, relacionadas com os planos de foliações e encostas com inclinações e direções semelhantes. Desta forma, foliações que apresentam uma variação de rumo de mergulho de 290 até 340, com variação de mergulho de 29 a 34°, adquirem grande possibilidade de ocorrência de escorregamentos planares nas encostas leste da Bacia do Córrego Canivetal.

Figura 55 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 01, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience. Os polos dos planos inseridos na zona crítica (em vermelho), apresenta direção e mergulho semelhantes ao da encosta, gerando a possibilidade de escorregamentos planares na região.



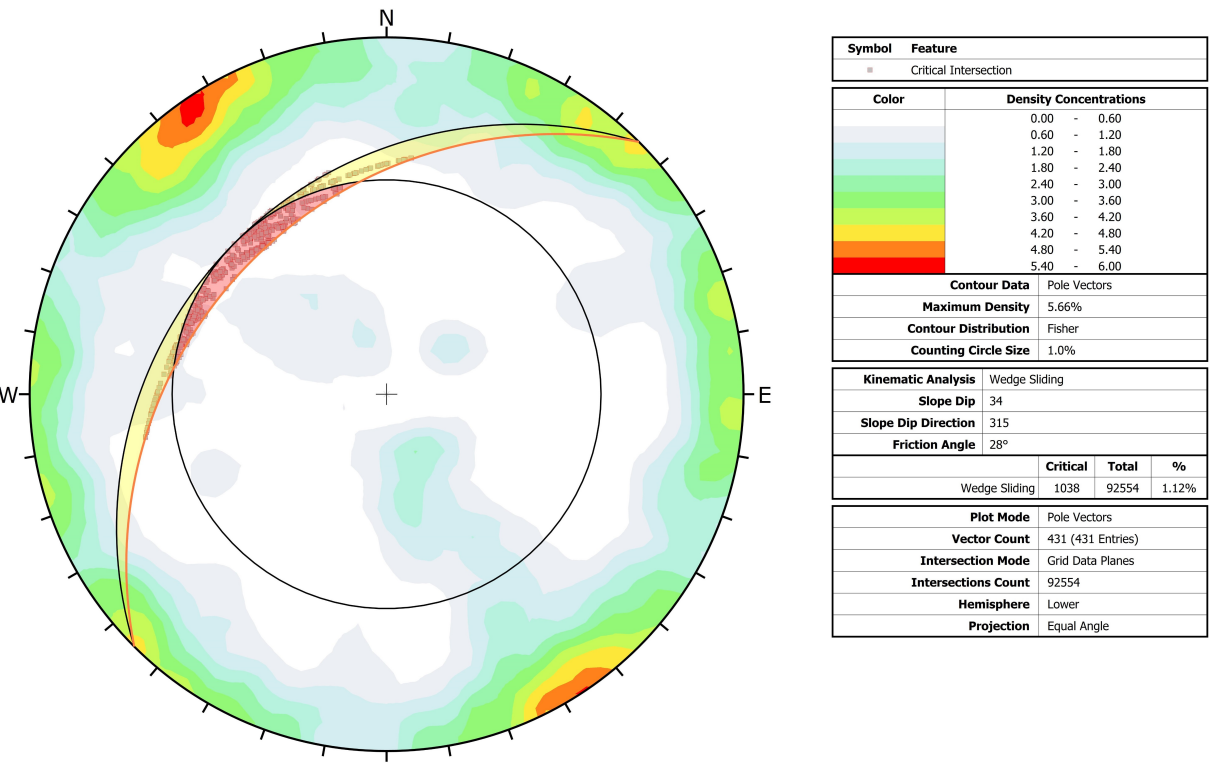
6.6.1.1.2 Escorregamentos em Cunha

Para os escorregamentos em cunha, o principal componente é a atitude da linha de intersecção entre duas estruturas planares (descontinuidades). Partindo disso, as análises levam em consideração as intersecções que caem dentro da zona crítica (Figura 56).

O rumo e caimento das linhas de intersecção, que corresponde a direção do rompimento em cunha, mergulham todas para o quadrante NW, com caimentos entre 21 e 33°.

Assim, com a linha de intersecção das descontinuidades com direção de mergulho semelhante ao da encosta, a ocorrência de escorregamentos em cunha nas encostas leste da Bacia do Córrego Canivetal torna-se factível. De um total de 92554 intersecções apresentadas, 1038 estão inseridas dentro da zona crítica (1,12%).

Figura 56 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 01, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. 1038 intersecções dentro da zona crítica foram observadas (1,12%).



6.6.1.2 Segmento 02

O Segmento 02, com direção geral NE-SW (135/30), com encostas de mergulho oposto ao observado no Segmento 01. Apresenta, mapeadas utilizando as imagens

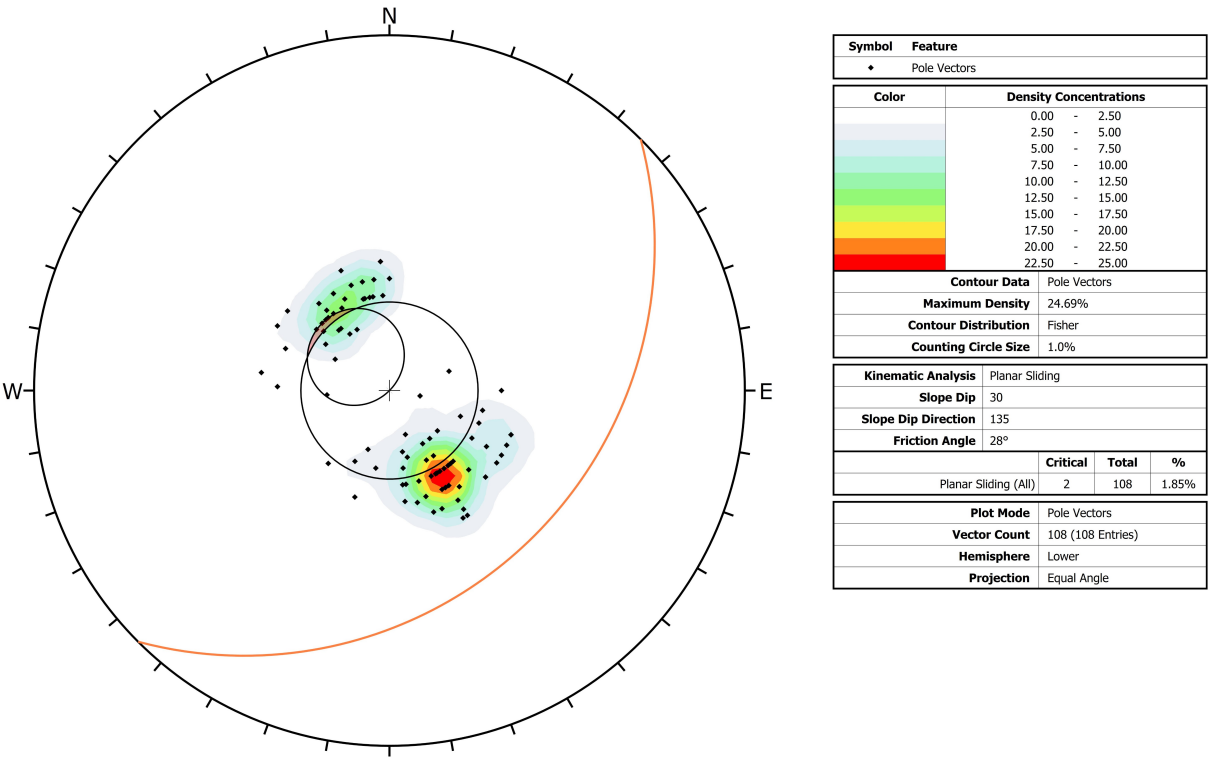
EMPLASA, 21 cicatrizes de escorregamento.

6.6.1.2.1 Escorregamentos Planares

A Figura 57 mostra o estereograma de análise cinemática para escorregamentos planares. Neste segmento foram observados 2 polos de planos de foliação dentro da zona crítica (1,85%) (representando os planos de atitude 132/27 e 136/29), com mergulhos variando entre 27 e 29°. Uma série de polos de planos se encontraram no limite da zona crítica e, uma diminuição no ângulo de atrito em 8° faz com que 9 polos sejam inserido dentro da zona crítica (8,33%). Um diminuição de 3° no valor do ângulo de atrito faz com que haja 5 polos de planos inseridos na zona crítica (4,63%).

Assim, neste segmento, a ocorrência de escorregamentos planares podem estar controlados pelas foliações da área, que apresentam mesma direção e rumo do mergulho que as encostas analisadas.

Figura 57 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 02, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience. Observa-se 2 polos de planos dentro da zona crítica.

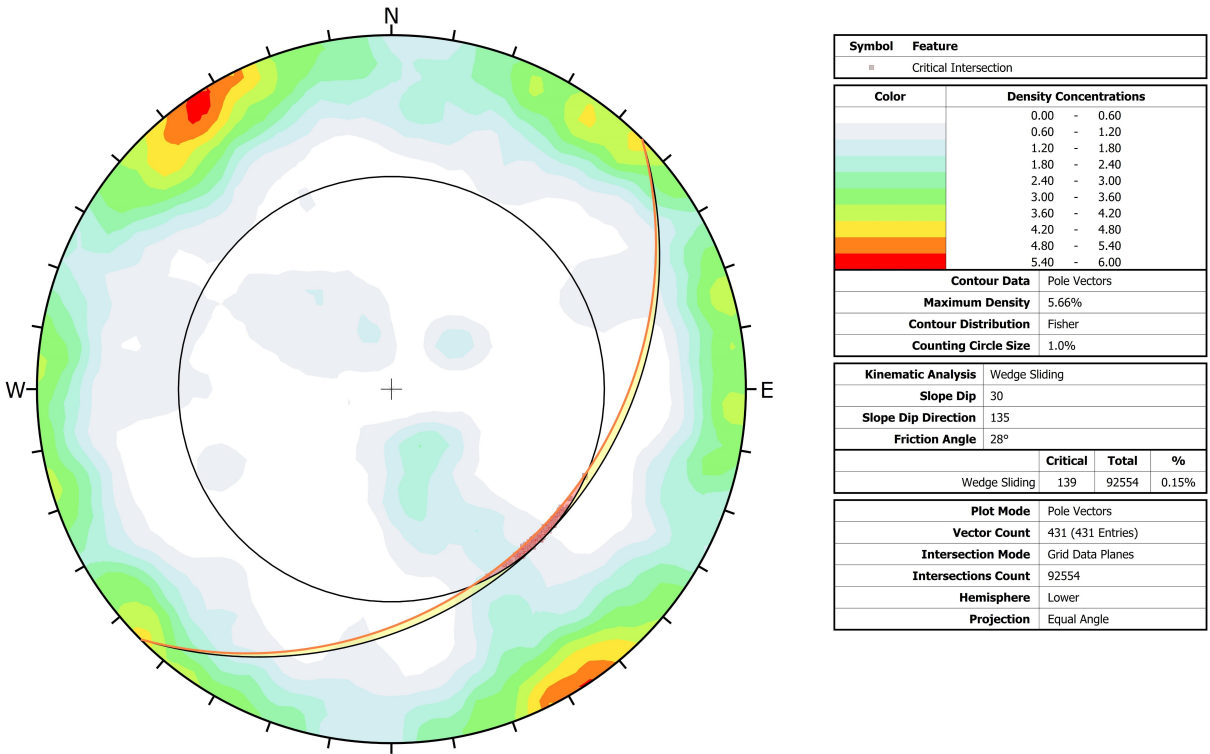


6.6.1.2.2 Escorregamentos em Cunha

A Figura 58 mostra o estereograma com a análise cinemática referente a escorregamentos em cunha. O rumo das linhas de intersecção são para SE, com caimentos variando de 27 a 30°. Assim, a linha de intersecção das discontinuidades, formando a direção de deslizamento da cunha, apresenta-se para fora do talude, com ângulos semelhantes com os observados nas encostas. Isso torna a geração de escorregamentos em cunha possível, fazendo com a que massa de material deslize.

Foram observadas uma baixa concentração de intersecções dentro da zona crítica se comparado ao Segmento 1, apresentando apenas 139 intersecções (0,15%) de um total de 92554.

Figura 58 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 02, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. Observa-se 139 intersecções dentro da zona crítica (0,15%) de um total de 92554.



6.6.1.3 Segmento 03

O Segmento 03 corresponde a região montante da Bacia do Córrego Canivetal, com direção diferente da observada nos demais segmentos. Apresenta direção 225/39, com

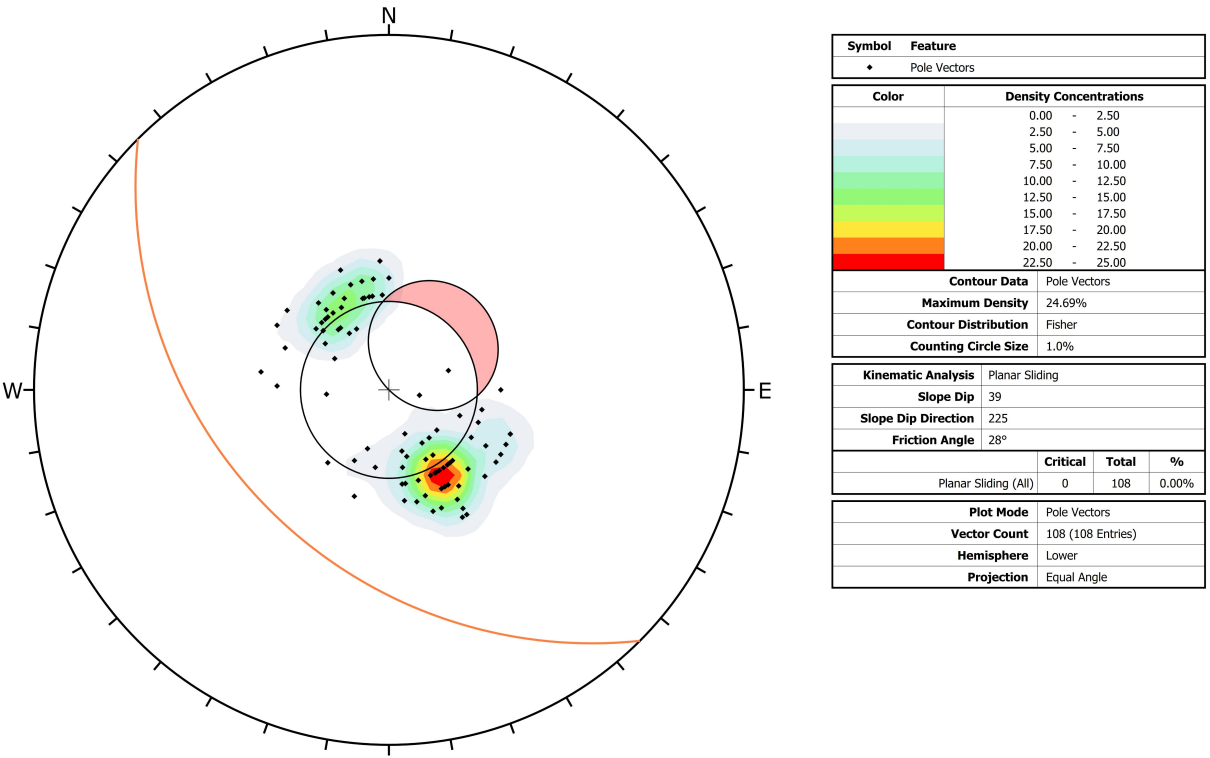
maior mergulho do que os Segmentos 01 e 02. Este segmento não apresenta cicatrizes de escorregamento mapeadas pelas imagens EMPLASA.

6.6.1.3.1 Escorregamentos Planares

Para as análises de escorregamentos planares para o Segmento 03 (Figura 59), observou-se a ausência de polos de planos inseridos na zona crítica.

Visualizando o estereograma referente às foliações da área (Figura 49), observa-se que a direção preferencial das foliações são NE-SW, com mergulho comumente menores do que 40°, não concordando com a direção de inclinação do Segmento 03. Este padrão de foliação das rochas presentes da região de Caraguatatuba, com direção NE-SW e baixo ângulo de mergulho é geralmente o que predomina na área, concordando com as análises realizadas por Campanha, Ens e Ponçano (1994). Deste modo, justifica-se a possibilidade da não ocorrência de escorregamentos controlados por foliação neste segmento.

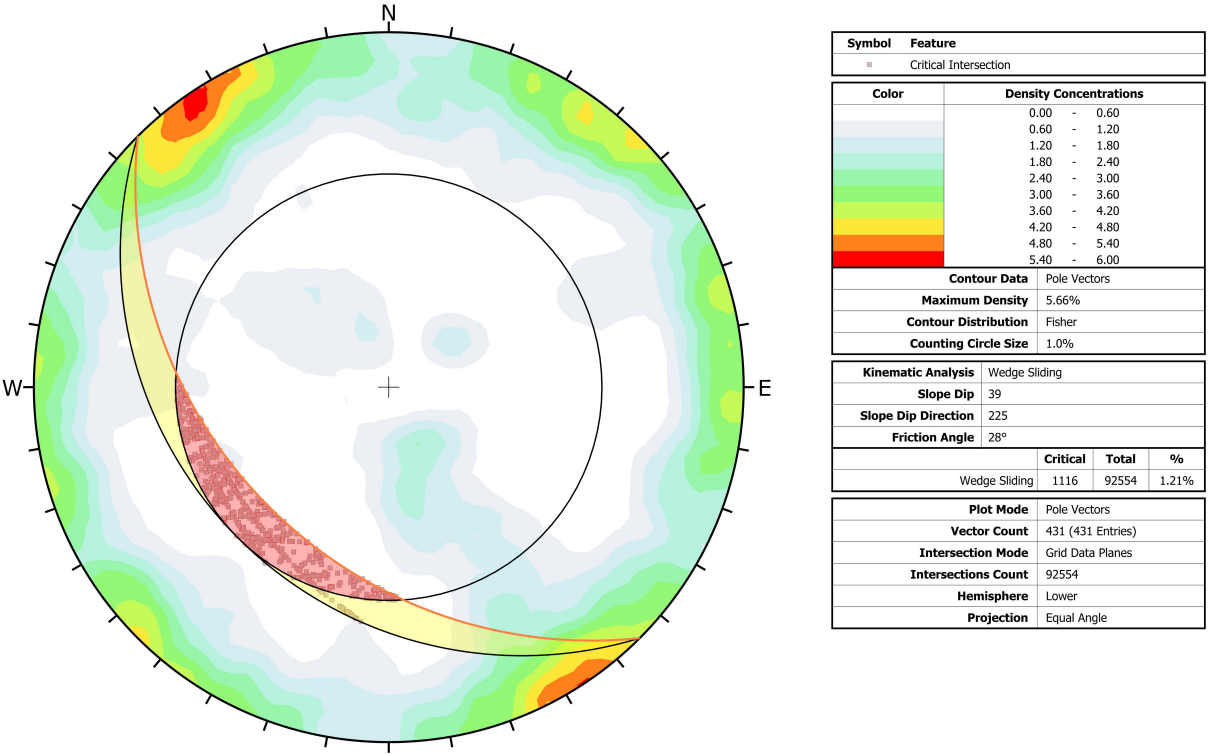
Figura 59 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 03, levando em conta escorregamentos planares, utilizando o software Rocscience.



6.6.1.3.2 Escorregamentos em Cunha

O Segmento 03 é o que apresenta maiores possibilidades de movimentos em cunha (Figura 60), apresentando mais pontos de intersecção inseridos na zona crítica em comparação com os demais segmentos. De 92554 pontos de intersecção entre fraturas, 1116 estão inseridas dentro da zona crítica de escorregamentos em cunha (1,21%). As linhas de intersecção das discontinuidades que correspondem à direção de movimentação da cunha de escorregamento, apresentam valores de caimento entre 27 e 38° para o quadrante SW, apresentando mesma direção que a inclinação deste segmento.

Figura 60 – Estereograma de análise cinemática para o Segmento 03, levando em conta escorregamentos em cunha, utilizando o software Rocscience. Neste segmento há as maiores concentrações de intersecções dentro da zona crítica (em vermelho).



6.6.1.4 Discussão - Análise Cinemática Córrego Canivetal

Observa-se que apenas os segmentos que apresentam mesmo rumo do mergulho do que o *trend* principal de foliações apresentam possibilidade de ocorrência de escorregamentos planares. A foliação, quando controla o escorregamento, recebe o papel de plano de rompimento. O plano de rompimento planar para os segmentos analisados apresenta mergulhos entre 28 e 30°. O segmento 1 e 2 são os que apresentam, segundo as análises

cinemáticas, potencialidade de ocorrência de escorregamentos planares, sendo que o primeiro apresenta as maiores chances de ocorrência deste movimento.

Os escorregamentos em cunha são delimitados por duas estruturas planares penetrativas (fraturas), onde a linha de intersecção formada por estas estruturas caracterizam a direção do escorregamento. Todos os segmentos analisados apresentam chances de escorregamentos em cunha, porém, o segmento 3 apresenta a maior potencialidade de ocorrência deste tipo de movimento devido a maior concentração de intersecções dentro zona crítica. O caimento das linhas de intersecção, correspondendo ao mergulho do plano de rompimento, apresentam valores entre 21 e 38°.

Comparando os mergulhos dos planos de escorregamento nos três segmentos (Tabela 5) observa-se que para os segmentos 1 e 2 (que apresentam os dois tipos de escorregamento) os valores de mergulho do plano de rompimento/escorregamento são muito semelhantes.

Assim, após o desenvolvimento do escorregamento, devido a similaridade do mergulho do plano de rompimento, ambos os escorregamentos podem apresentar morfologias parecidas.

Tabela 5 – Resumo geral dos tipos de movimentos encontrados nos três segmentos delimitados na Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal, probabilidade de ocorrência de cada movimento e valores médios de mergulho dos planos de escorregamento de cada tipo de movimentação.

Segmento	Movimento Planar	Movimento em Cunha	Ocorrência Planar	Ocorrência em Cunha	Mergulho do Plano (Planar)	Mergulho do Plano (Cunha)
1	X	X	Alta	Média	29 - 30°	21 a 33°
2	X	X	Média	Baixa	28 - 29°	27 a 30°
3	-	X	-	Média	-	27 a 38°

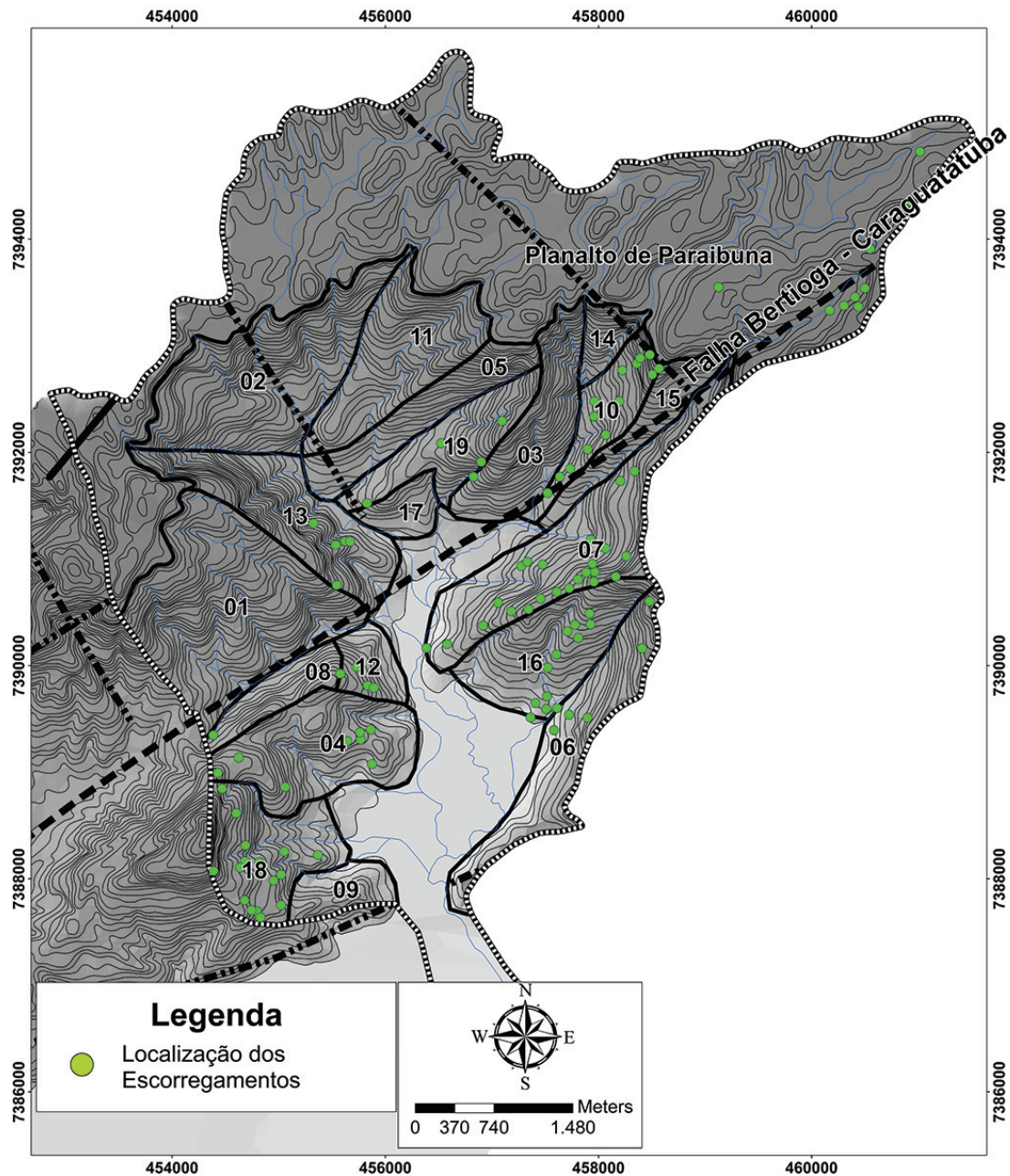
6.6.2 Análise Cinemática da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio

As foliações e fraturas utilizadas para a análise cinemática da bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio seguiu os padrões observados nas Figuras 49 e 50.

A Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio foi subdividida em diferentes segmentos de acordo com o rumo de mergulho das encostas e sua direção geral (Figura 61). Foram obtidas as declividades médias de cada segmento para realizar as análises cinemáticas propostas, utilizando assim o rumo de mergulho e o valor de declividade média como dados de entrada. Os valores de ângulo de atrito interno foram retirados da literatura, sendo utilizados os valores anteriormente citados. Para a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, optou-se por não aplicar as análises cinemáticas para a parte de planalto, uma

vez que apresenta poucas cicatrizes de escorregamentos, baixa declividade e amplitude altimétrica.

Figura 61 – Mapa de segmentação regional das encostas da Bacia do Rio Santo Antônio, segmentada em três compartimentos de acordo com o rumo de mergulho das encostas. Estão sobrepostas os pontos de cicatrizes de escorregamentos mapeadas pelas imagens aéreas da EMPLASA (2011).



Por ser uma bacia hidrográfica com pouca simetria em relação a suas encostas, os segmentos foram divididos de acordo com o rumo geral de inclinação da encosta, porém, cada uma apresenta valores de declividades próprias, pois apresentam variações locais. Foram divididos no total 19 segmentos com rumo de inclinação geral para os quadrantes NE, NW, WNW, SE, SW, S e E. A Tabela 6 mostra os 19 segmentos, suas declividades médias (em graus), áreas de cada uma (m^2) e as direções da encosta e o rumo de inclinação.

Tabela 6 – Tabela das características dos segmentos divididos dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, utilizadas para as análises cinemáticas.

Segmento	Declividade Média (graus)	Área (m^2)	Direção e Rumo do Mergulho da Encosta
01	19	2674813	NE-SW / SE
02	22	2163237	NE-SW / SE
03	27	1081618	NE-SW / SE
04	15	1534729	NE-SW / SE
05	19	862371,3	NE-SW / SE
06	15	1330098	NE-SW / NW
07	17	1885524	NE-SW / NW
08	17	482343,3	NE-SW / NW
09	19	365411,6	NE-SW / NW
10	20	643124,4	NW-SE / SW
11	17	1373948	NW-SE / SW
12	18	380028	NW-SE / NE
13	25	1417797	NW-SE / NE
14	26	277712,8	ENE-WSW / SSE
15	18	570042,1	E-W / S
16	16	1227783	E-W / S
17	14	306945,7	E-W / S
18	19	1198550	N-S / E
19	15	847754,9	NNE-SSW / WNW

Os valores de ângulo de atrito interno (Φ), item fundamental para a análise cinemática, dependeu dos tipos de rochas que estão presentes na bacia hidrográfica. De um modo geral, estão presentes gnaisses e gnaisses migmatíticos, sendo que foram adotados para estas rochas os valores de 15 e 17° (para solos residuais tropicais correspondentes), respectivamente (segundo a Tabela 1). Os valores para as rochas gnáissicas foram diferentes das tratadas para a Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal devido ao fato da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio apresentar núcleos urbanos nas áreas mais baixas (planícies). Deste modo, as análises cinemáticas ganham um caráter mais conservador, tendendo mais para a segurança.

Deste modo, em relação aos dados de entrada para as análises cinemáticas, para os segmentos 01, 03, 05, 10, 11, 13, 14, 17 e 19, foram utilizados os valores de ângulo de atrito interno (Φ) de 17°, correspondendo à solos de rochas gnáissico migmatíticas. O valor de ângulo de atrito interno (Φ) de 15°, foram utilizados para os segmentos 02, 04, 06, 07, 08,

09, 12, 15, 16 e 18.

Como já citado e discutido anteriormente, para as análises utilizando o software *Dips*, encostas com inclinações menores do que o ângulo de atrito interno (Φ) do material, não são passíveis de ocorrência de escorregamentos. Assim, as análises feitas aqui, apenas contemplam encostas com declividades maiores do que o valor de (Φ), que são passíveis de escorregamentos intimamente ligados à descontinuidades planares penetrativas.

Para facilitar a discussão, os resultados foram divididos em 2 domínios, caracterizados pelos valores de ângulo de atrito interno (Φ) de cada encosta. Assim, serão discutidos os Domínios $\Phi 17$ e $\Phi 15$ (e seus respectivos segmentos identificados anteriormente), e as possibilidades de ocorrência de escorregamentos planares/translacionais ou em cunha.

6.6.2.1 Domínio $\Phi 17$

A análise cinemática para escorregamentos planares no Domínio (Φ)17 mostraram interessantes relações entre direção de inclinação das encostas e estruturas geológicas (foliações). A Tabela 7 mostra os tipos de escorregamentos caracterizados a partir das análises cinemáticas, bem como a direção de inclinação e declividade médias de cada segmento.

Observa-se que há a ocorrência de escorregamentos planares nos segmentos 01, 03, 05 e 14, onde as direções de foliação concordam com a geometria da encosta (mesmo rumo de mergulho).

Tabela 7 – Tabela de descrição das declividades, quadrante de inclinação das encostas e os tipos de movimentos (escorregamentos) relacionados às encostas do Domínio $\Phi 17$. A última coluna indica a quantidade de polos inseridos na zona crítica (para escorregamentos planares) e porcentagem de intersecções dentro da zona crítica (para escorregamentos em cunha).

Segmento	Quadrante de Inclinação da Encosta	Declividade Média (graus)	Φ	Tipo de Movimentação
01	SE	19	17	Planar (1 polo) e Cunha (0,11%)
03	SE	27	17	Planar (6 polos) e Cunha (1,56%)
05	SE	19	17	Planar (1 polo) e Cunha (0,11%)
10	SW	20	17	Cunha (0,42%)
11	SW	17	17	Não apresenta
13	NE	25	17	Cunha (2,77%)
14	SSE	26	17	Planar (1 polo) e Cunha (1,92%)
17*	S	14	17	Não apresenta
19*	WNW	15	17	Não apresenta

* Valores de inclinação da encosta inferiores ao ângulo de atrito do material

Os polos dos planos de foliação inseridos na zona crítica na análise cinemática para escorregamentos planares, correspondem ao plano de rompimento. Para os segmentos 01,

03, 05 e 14, os planos de rompimento apresentam-se com mergulhos de 17° , 19 a 24° , 17 a 18° e 21° , respectivamente.

Já para os escorregamentos em cunha, os segmentos 01, 03, 05, 10, 13 e 14 apresentaram possibilidades de ocorrências deste movimento. Os valores médios do mergulho da cunha de escorregamento, que corresponde a linha de intersecção entre duas discontinuidades, são respectivamente: 16 a 19° , 16 a 27° , 16 a 19° , 17 a 19° , 16 a 25° e 17 a 26° .

Observa-se que, para ambos os tipos de escorregamento, o plano de rompimento não ultrapassa 30° , apresentando sempre valores de mergulho semelhantes.

6.6.2.2 Domínio $\Phi 15$

A Tabela 8 traz as informações sobre as análises cinemáticas realizadas para o Domínio $\Phi 15$, bem como as principais características morfológicas de cada segmento.

Tabela 8 – Tabela de descrição das declividades, quadrante de inclinação das encostas e os tipos de movimentos (escorregamentos) relacionados às encostas do Domínio $\Phi 15$. A última coluna indica a quantidade de polos inseridos na zona crítica (para escorregamentos planares) e porcentagem de intersecções dentro da zona crítica (para escorregamentos em cunha)

Segmento	Quadrante de Inclinação da Encosta	Declividade Média (graus)	Φ	Tipo de Movimentação
02	SE	19	15	Planar (1 polo) e Cunha (1,24%)
04	SE	15	15	Não apresenta
06	NW	15	15	Não apresenta
07	NW	17	15	Planar (1 polo) e Cunha (0,20%)
08	NW	17	15	Planar (1 polo) e Cunha (0,20%)
09	NW	19	15	Planar (1 polo) e Cunha (0,71%)
12	NE	18	15	Cunha (0,85%)
15	S	18	15	Cunha (0,58%)
16	S	19	15	Cunha (0,13%)
18	E	17	15	Cunha (0,79%)

Para o domínio $\Phi 15$, apenas os segmentos 02, 07, 08 e 09 apresentaram chances de escorregamentos planares condicionados pelas foliações da área. Estas foliações, que correspondem ao plano de rompimento, apresentam valores de mergulho 18° , 14° , 14° e 15° , respectivamente.

Os segmentos 02, 07, 08, 09, 12, 15, 16 e 18 apresentaram chances de ocorrência de escorregamentos em cunha. Seus respectivos valores de mergulho da linha de intersecção, que corresponde ao mergulho do plano de rompimento são, 15 a 19° , 13 a 15° , 14 a 17° , 15 a 19° , 15 a 18° , 11 a 14° , 15 a 16° e 14 a 18° . Assim como observado para os escorregamentos

planares, os valores de mergulho para os escorregamentos em cunha apresentam baixo ângulo, nunca ultrapassando 18°.

6.6.2.3 Discussão - Análise Cinemática Rio Santo Antônio

A Tabela 9 mostra alguns dados obtidos pela análise cinemática do Rio Santo Antônio, como o tipo de movimento observado em cada segmento e os valores do ângulo de mergulho dos planos de rompimento dos escorregamentos observados.

Tabela 9 – Resumo geral dos tipos de movimentos encontrados nos três segmentos delimitados na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, probabilidade de ocorrência de cada movimento e valores médios de mergulho dos planos de escorregamento de cada tipo de movimentação.

Segmento	Movimento Planar	Movimento em Cunha	Ocorrência Planar	Ocorrência em Cunha	Mergulho do Plano (Planar)	Mergulho do Plano (Cunha)
1	X	X	Média	Baixa	17°	16 a 19°
2	X	X	Média	Média	18°	15 a 21°
3	X	X	Alta	Média	19 a 24°	16 a 27°
4	-	-	-	-	-	-
5	X	X	Média	Baixa	17 a 18°	16 a 19°
6	-	-	-	-	-	-
7	X	X	Média	Baixa	14°	13 a 15°
8	X	X	Média	Baixa	14°	-
9	X	X	Média	Baixa	15°	15 a 19°
10	-	X	-	Baixa	-	17 a 19°
11	-	-	-	-	-	-
12	-	X	-	Baixa	-	15 a 18°
13	-	X	-	Alta	-	16 a 25°
14	X	X	Média	Média	21°	17 a 26°
15	-	X	-	Baixa	-	11 a 14°
16	-	X	-	Baixa	-	15 a 16°
17	-	-	-	-	-	-
18	-	X	-	Baixa	-	14 a 18°
19	-	-	-	-	-	-

Da mesma forma como observado nas análises cinemáticas da Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal, os escorregamentos planares para a bacia do Rio Santo Antônio:

1. Apresentam escorregamentos planares nas encostas de direção NE-SW, com mesmo rumo do mergulho que as foliações;
2. As análises indicaram que os escorregamentos planares acontecem nas encostas com inclinações para os quadrantes NW e SE;
3. Os valores de mergulho dos planos de rompimento, marcado pelo plano de foliação, apresentam-se sempre com baixo ângulo (16 a 27°), porém, são menores do que aqueles observados para o Córrego Canivetal (28 a 30°);

4. Os mergulhos dos planos de rompimento para os escorregamentos em cunha apresentaram menores valores de mergulho (11 a 27°), enquanto para a bacia do Córrego Canivetal, foram observados valores médios na ordem de 27 a 38°.

6.7 Análise das Cicatrizes de Escorregamentos e Suas Relações com a Morfometria das Encostas

A seguir serão descritas as análises que envolvem a quantidade de cicatrizes de escorregamento mapeadas em relação a dois parâmetros principais: declividades média (dividida em classes) e rumo de inclinação das encostas.

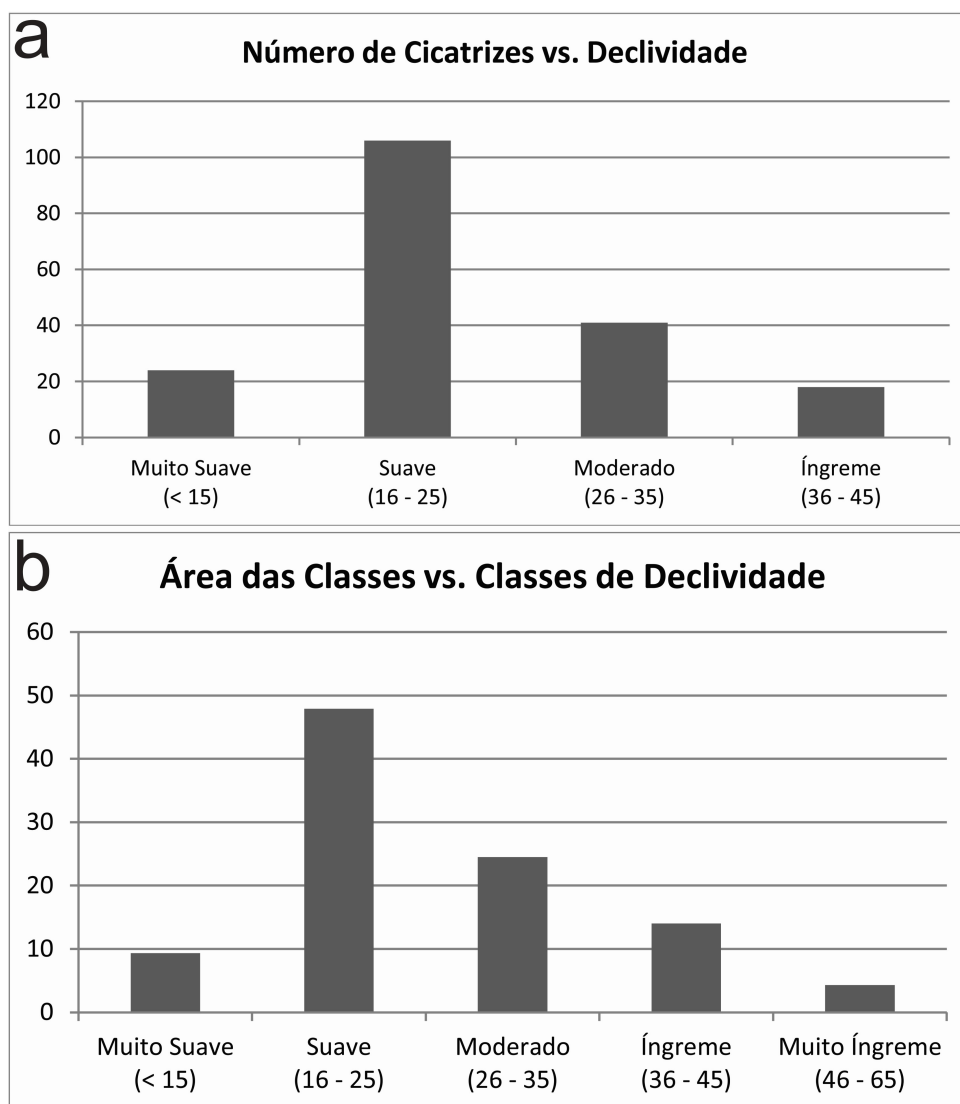
6.7.1 Classes de Declividades *versus* Número de Cicatrizes de Escorregamentos

As duas bacias hidrográficas selecionadas foram analisadas segundo a declividade média e o número de cicatrizes de escorregamentos em cada classe de declividade. A Figura 62 mostra os gráficos obtidos para todas as bacias hidrográficas estudadas. São mostrados o número de cicatrizes em função das classes de declividade (em graus), bem como a porcentagem de ocorrência em área de cada classe de declividade.

As maiores concentrações de cicatrizes de escorregamento se encontram nas classes de declividade suave (16 - 25°) e moderado (26 - 35°). Em termos de porcentagem de área de ocorrência de cada classe de declividade, a classe suave corresponde a quase metade do total da área (perfaz quase 50% da área das bacias hidrográficas), enquanto a classe moderado perfaz aproximadamente 25% da área.

Desta maneira, para a classe suave, que é a mais representativa em porcentagem de área na área de estudo, é esperado encontrar um maior número de cicatrizes de escorregamento situados nessa classe.

Figura 62 – Gráfico do número de cicatrizes de escorregamentos em função das classes de declividade. (a) Gráfico ao número de cicatrizes mapeados nas diferentes classes de declividade; (b) Gráfico referente a porcentagem de ocorrência em área de cada classe de declividade.

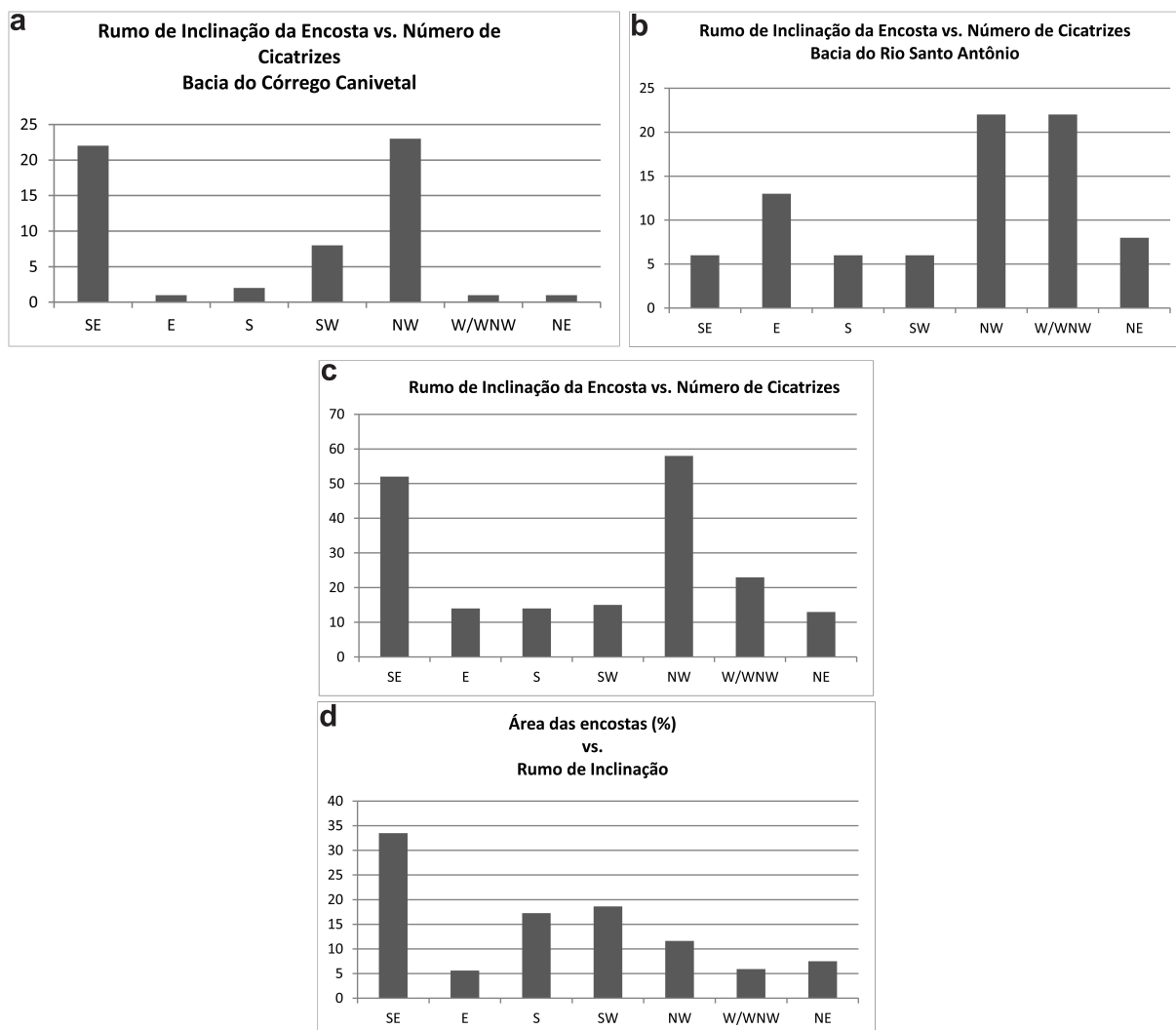


6.7.2 Rumo de Inclinação das Encostas *versus* Número de Cicatrizes de Escorregamentos

Em relação ao gráfico de número de cicatrizes de escorregamentos em função do rumo de inclinação das encostas (Figura 63), observa-se:

1. *Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal*: apresenta em sua grande maioria cicatrizes de escorregamento em encostas com rumo de inclinação para NW e SE;
2. *Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio*: apresenta distribuição de cicatrizes de escorregamento em todas as encostas, porém, com uma maior concentração naquelas com rumo de inclinação para NW e W/WNW.

Figura 63 – Gráfico do número de cicatrizes de escorregamentos em função do rumo de inclinação das encostas. (a) Gráfico referente a Bacia Hidrográfica do Córrego Canivetal; (b) Gráfico referente a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio; (c) Gráfico referente às duas bacias hidrográficas; (d) Área de ocorrência de ocorrência de cada classe de rumo de inclinação da encosta em função do rumo de inclinação da encosta.



Levando em consideração o padrão das foliação medidas em trabalhos de campo (Figura 49) e as medidas obtidas por Campanha, Ens e Ponçano (1994) (Figura 51), com direções preferenciais de foliação NE-SW, com mergulhos para NW e SE, pode-se dizer que existe uma relação entre estruturas geológicas planares penetrativas e a geometria da encosta.

Observa-se na Figura 63c, que as maiores concentrações de cicatrizes de escorregamento estão inseridas em encostas com inclinações para SE e NW, seguida de W/WNW, concordando com as direções principais de foliações e bandamentos. Além disso, estas encostas apresentam uma representatividade em área pouco expressiva (Figura 63d): as

encostas com rumo de inclinação NW e W/WNW perfazem menos de 15% em área nas duas bacias hidrográficas analisadas (somando um total de aproximadamente 80 cicatrizes de escorregamento) e, as encostas com rumo de inclinação para SE perfazem menos de 35% em área (com um total de aproximadamente 50 cicatrizes de escorregamento).

As encostas com menor influencia em área e maior concentração de cicatrizes de escorregamento são as com rumo de inclinação para NW, apresentando menos de 15% em área e mais de 55 cicatrizes de escorregamento, e para W/WNW, apresentando aproximadamente 5% em área e aproximadamente 20 cicatrizes de escorregamento.

Os gráficos concordam com as análises cinemáticas, uma vez ilustra uma maior concentração de cicatrizes de escorregamentos em encostas com mesma direção que as foliações da área. Portanto, quando o rumo de inclinação das encostas é semelhante ao das descontinuidades, a potencialidade de ocorrência de escorregamentos planares controlados por foliações e bandamentos reliquiais (preservados nos solos residuais), é muito maior.

Assim, observa-se que as cicatrizes de escorregamento estão mais associadas a presença de encostas com mesmo rumo do mergulho que as foliações: tais encostas apresentam pouca representatividade em área e grande quantidade de cicatrizes de escorregamento. O contrário ocorre quando se observa a declividade das encostas: a grande quantidade de cicatrizes de escorregamento estão associadas a encostas com classes de declividade com grande representatividade em área, ou seja, quanto maior a área de ocorrência dessa classe, maior é a quantidade de cicatrizes de escorregamento.

Capítulo 7

Conclusões

As análises voltadas à ocorrência de escorregamentos na área de estudo, no municípios de Caraguatatuba e São Sebastião, entre as bacias hidrográficas dos Rios Juqueriquerê e Santo Antônio, mostram:

1. A análise cinemática, que levou em consideração as fraturas e foliações das rochas (preservadas também nos solos residuais), mostrou relação entre ocorrência de escorregamentos e a presença destas estruturas geológicas penetrativas.

Observa-se que encostas com direções NE-SW, com rumo de inclinação para NW ou SE, apresentam maiores potencialidades à ocorrência de escorregamentos planares controlados pelas foliações. Isso se dá devido a foliação apresentar direção e mergulho semelhante ao das encostas, causando o aumento da instabilidade e, consequentemente, maiores chances de ocorrência de escorregamentos.

Isso pode ser visto nas regiões com maiores presenças de cicatrizes de escorregamento (bacias hidrográficas do Córrego Canivetal e Rio Santo Antônio, região norte/nordeste da área de estudo), onde a maior quantidade de cicatrizes de escorregamentos se encontram nas encostas com rumo de inclinação para NW, SE e W/WNW.

2. A relação entre condicionantes estruturais e ocorrência de escorregamentos parece ser mais concisa do que se comparar a declividade das encostas com a ocorrência destes processos. Observa-se que o número de cicatrizes de escorregamentos em função da declividades das encostas é maior nas classes de declividade que perfazem maiores áreas, ou seja, as maiores concentrações de cicatrizes de escorregamento estão nas classes de declividade que mais aparecem em porcentagem de área. Desta forma, os

condicionantes estruturais podem estar exercendo papel fundamental na ocorrência de escorregamentos.

Quando observada a porcentagem em área de cada classe de rumo de inclinação da encosta, as maiores concentrações de cicatrizes de escorregamento são encontradas nas encostas com baixas porcentagens em área (normalmente abaixo de 30%).

3. Uma relação entre geomorfologia e ocorrência destes processos. Os escorregamentos, observando tanto as cicatrizes de escorregamentos mapeadas a partir das fotos aéreas da EMPLASA, quanto as obtidas por Fúlfaro *et al.* (1976), ocorrem em regiões essencialmente localizadas no domínio das escarpas e altos declives da Serra do Mar. A Serra do Mar nestas regiões estão fortemente estruturadas por lineamentos de fraturas e falhas (Falha Bertioiga - Caraguatatuba), formando encostas com afloramentos rochosos com alta declividade, vales fechados com padrão de drenagem retilíneo seguindo a direção das estruturas geológicas do embasamento. São nestas porções mais estruturadas (Unidade Fisiográfica II) que há maior quantidade de cicatrizes de escorregamentos, indicando que estas regiões apresentam uma maior potencialidade de ocorrência de escorregamentos.

As análises cinemáticas se mostraram eficazes na identificação de encostas onde há possibilidade de ocorrência de escorregamentos planares e em cunha em regiões de difícil acesso, utilizando dados estruturais básicos, visto que as encostas que apresentaram análises positivas para estes movimentos apresentam registros de sua ocorrência.

A validação da real ocorrência destes tipos de movimentos ainda é um grande desafio, uma vez que a dinâmica superficial (erosão, por exemplo) modifica rapidamente a geometria e morfologia dos escorregamentos em poucos dias e semanas, dificultando a verificação *in situ* da geometria dos escorregamentos.

Os resultados apresentados e discutidos no presente trabalho pode servir de guia para identificação, após análise geológico-estrutural, de encostas mais propensas a ocorrência de escorregamentos, traçando caminhos de reconhecimentos de potenciais áreas de risco em regiões serranas do litoral brasileiro.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 1964.

ANBALAGAN, R. Terrain Evaluation and Landslide Hazard Zonation for Environmental Regeneration and Land Use Planning in Mountainous Terrain. In: **Proceedings of the sixth International Symposium on Landslides, Christchurch**. [S.l.: s.n.], 1992. p. 861–871.

ANBALAGAN, R.; CHAKRABORTY, D.; KOHLI, A. Landslide hazard zonation (LHZ) mapping on meso-scale for systematic town planning in mountainous terrain. **J Sci Ind Res**, v. 67, p. 486–497, 2008.

ARAÚJO FILHO, H. A.; CRUZ, P. T.; MASSAD, F.; KANJI, M. A. Debris Flows as Natural Hazards Affecting a Large Refinery at Cubatão, S. Paulo, Brazil. In: **Proceedings of the “11th World Clean Air and Environment Congress and Exhibition**. [S.l.: s.n.], 1998. p. 13–18.

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: **Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas-COBRAE**. [S.l.: s.n.], 1992. v. 1, p. 721–733.

AUGUSTO FILHO, O. O estudo das corridas de massa em regiões serranas tropicais: um exemplo de aplicação no município de Ubatuba, SP. In: **Anais VII Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, ABGE**. [S.l.: s.n.], 1993. p. 63–71.

AUGUSTO FILHO, O. Escorregamentos em encostas naturais e ocupadas: análise e controle. **Curso de geologia aplicada ao meio ambiente. São Paulo: ABGE-Associação Brasileira de Geologia de Engenharia**, p. 77–100, 1995.

AUGUSTO FILHO, O.; CERRI, L. E. S. Programa Serra do Mar: Carta geotécnica da Serra do Mar nas folhas de Santos e Riacho Grande. **São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas**, p. 49, 1988.

AUGUSTO FILHO, O.; MAGALHÃES, F. S.; GRAMANI, M. F. Mass movements susceptibility map of a highway system using gis technology: a case study in Brazil. **GEOLINE - International Symposium of Geology and Linear Structures**. Lion, France, 2005.

AVANZI, G. D.; GIANNECCHINI, R.; PUCCINELLI, A. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate

environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). **Engineering Geology**, Elsevier, v. 73, n. 3, p. 215–228, 2004.

BACCARO, C. A. D. Os processos de movimentos de massa e a evolução das vertentes na Serra do Mar em Cubatão (SP). In: **Dissertação de Mestrado, Depto de Geografia da FFLCH da Universidade de São Paulo.. São Paulo**. [S.l.: s.n.], 1982. p. 165.

BERNARDES, J. A. **Investigação sobre a resistência ao cisalhamento de um solo residual de gnaiss**. 134 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2003.

BLAHUT, J.; WESTEN, C. J. V.; STERLACCHINI, S. Analysis of landslide inventories for accurate prediction of debris-flow source areas. **Geomorphology**, Elsevier, v. 119, n. 1, p. 36–51, 2010.

BLIGHT, G. E. Origin and Formation of Residual Soils. In: **G.E Blight (Ed.), Mechanics of Residual Soil, Rotterdam: Balkema**. [S.l.: s.n.], 1997. p. 1–15.

BORGOMEIO, E.; HEBDITCH, K. V.; WHITTAKER, A. C.; LONERGAN, L. Characterising the spatial distribution, frequency and geomorphic controls on landslide occurrence, Molise, Italy. **Geomorphology**, Elsevier, v. 226, p. 148–161, 2014.

BRENNER, R. P.; GARGA, V. K.; BLIGHT, G. E. Shear strength behaviour and the measurement of shear strength in residual soils. In: **G. E. Blight (Ed.), Mechanics of Residual Soils, Rotterdam: Balkema**. [S.l.: s.n.], 1997. p. 155–220.

BRESSANI, L. A.; D, B. A. V.; B, P. R. J.; L, R. M. Residual shear strenght of some tropical soils from Rio Grande do Sul. **Revista Solos e Rochas**, v. 24, n. 2, p. 103–113, 2001.

BRIDEAU, M. A.; STEAD, D.; COUTURE, R. Structural and engineering geology of the east gate landslide, Purcell Mountains, British Columbia, Canada. **Engineering geology**, Elsevier, v. 84, n. 3, p. 183–206, 2006.

BRIDEAU, M. A.; STEAD, D.; KINAKIN, D.; FECOVA, K. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. **Engineering geology**, Elsevier, v. 80, n. 3, p. 242–259, 2005.

BRIDEAU, M. A.; YAN, M.; STEAD, D. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. **Geomorphology**, Elsevier, v. 103, n. 1, p. 30–49, 2009.

BUDETTA, P. Rockfall-induced impact force causing a debris flow on a volcanoclastic soil slope: a case study in southern Italy. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, European Geophysical Society, Max-Planck-Str. 13 Katlenburg-Lindau Germany, v. 10, n. 9, p. 1995–2006, 2010.

CAMPANHA, G. A. C.; ENS, H. H.; PONÇANO, E. W. L. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião (SP). **Brazilian Journal of Geology**, v. 24, n. 1, p. 32–42, 1994.

CERRI, L. E. S.; ALMEIDA, J. G. A. Instabilidade da Serra do Mar no Estado de São Paulo: situações de risco. **Anais do I Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano. São Paulo (SP): ABGE**, ABGE São Paulo, p. 342–351, 1990.

- CHIEREGATI, L. A.; THEODOROVICZ, A. M. G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R. G.; CHIODI FILHO, C.; RAMALHO, R. Projeto folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: **Projeto Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba: relatório final**. [S.l.]: CPRM, 1982.
- CLAGUE, J. J.; STEAD, D. **Landslides: types, mechanisms and modeling**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012.
- COLANGELO, A. C. Os Parâmetros de Resistência ao Cisalhamento e a Estabilidade das Encostas no Planalto de Paraibuna e Serra de Caraguatatuba. **Revista do Departamento de Geografia**, p. 112–129, 2012.
- COWLAND, J. W.; CARBRAY, A. M. Three cut slope failures on relict discontinuities in saprolitic soils. In: **International Conference on Geomechanics in Tropical Soils, 2nd, 1988, Singapore**. [S.l.: s.n.], 1988. v. 1, p. 253–258.
- CRUDEN, D. M. A simple definition of a landslide. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Springer, v. 43, n. 1, p. 27–29, 1991.
- CRUZ, O. **A Serra do Mar e o Litoral na área de Caraguatatuba-SP: contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo (USP), 1974.
- CRUZ, O. Evolução de vertentes nas escarpas da Serra do Mar em Caraguatatuba-SP. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, n. Suplemento, 1975.
- CRUZ, P. T.; MASSAD, F.; KANJI, M. A.; ARAÚJO FILHO, H. A. Debris flows in Serra do Mar, Cubatão, Brazil: control works and design parameters. In: **International Workshop on the Debris Flow Disaster of December 1999 in Venezuela, Caracas**. [S.l.: s.n.], 1999. p. 8.
- DAVIES, T. R.; PHILLIPS, C. J.; PEARCE, A. J.; ZHANG, X. B. Debris flow behaviour — an integrated overview. **IAHS Publ**, v. 209, n. 21, p. 225, 1992.
- DEARMAN, W. R. Weathering classification in the characterisation of rock: a revision. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Springer, v. 14, n. 1, p. 123–127, 1976.
- DEERE, D. U.; PATTON, F. D. Slope stability in residual soils. In: **Proceedings of the 4th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico**. [S.l.: s.n.], 1971. v. 1, p. 87–110.
- DIAS, V. C.; VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. Parâmetros morfológicos e morfométricos como indicadores da magnitude das corridas de detritos na Serra do Mar Paulista. **Confins. Revue franco-brésilienne de géographie/Revista franco-brasileira de geografia**, Théry, Hervé, n. 29, 2016.
- DNPM/CPRM. Mapa Geológico da Folha Pico do Papagaio 1:50000. **Projeto de Integração Geológica da Região Metropolitana de São Paulo**, 1991.
- FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. d.; GUERRA, A. J. T. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. **Geomorfologia e meio ambiente**, Bertrand Brasil Rio de Janeiro, v. 5, 1996.

- FISHER, R. V. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. **Journal of Sedimentary Research**, Society for Sedimentary Geology, v. 41, n. 4, 1971.
- FÚLFARO, V. J.; PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P. Escorregamentos de Caraguatatuba: Expressão atual e registro na coluna sedimentar da Planície Costeira adjacente. **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia: 1º: Rio de Janeiro. Anais**, v. 2, p. 341–350, 1976.
- FONSECA, A. P.; LACERDA, W. A.; FUTAI, M. M.; AGUIAR, V. N. Influência do teor de mica na resistência ao cisalhamento residual em taludes de solos saprolíticos de gnaiss. **IV COBRAE, Salvador**, p. 205–212, 2005.
- FREITAS, C. G. L.; TAVEIRA, L. S.; PECCHIAI, F. Situações de risco na região da Serra do Mar no Estado de São Paulo: obras lineares. **Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano**, v. 1, p. 316–24, 1990.
- FURIAN, S.; BARBIERO, L.; BOULET, R. Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. **Catena**, Elsevier, v. 38, n. 1, p. 65–83, 1999.
- FURIAN, S.; BARBIERO, L.; BOULET, R.; CURMI, P.; GRIMALDI, M.; GRIMALDI, C. Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. **Geoderma**, Elsevier, v. 106, n. 1, p. 83–100, 2002.
- GERSCOVICH, D. M. S. **Estabilidade de Taludes**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2012.
- GOBBI, F.; BERNARDES, J. A.; BICA, A. V. D.; BRESSANI, L. A.; FLORES, J. A. A.; AZAMBUJA, E. Estudo da resistência ao cisalhamento do solo residual de gnaiss Porto Alegre. In: **COBRAE, 4, Salvador: ABMS, Vol. I**. [S.l.: s.n.], 2005. p. 173–181.
- GOKCEOGLU, C.; SONMEZ, H.; ERCANOGLU, M. Discontinuity controlled probabilistic slope failure risk maps of the Altindag (settlement) region in Turkey. **Engineering Geology**, Elsevier, v. 55, n. 4, p. 277–296, 2000.
- GORI, U.; TONELLI, G. Flow slide movements in clayey terrains of the Italian northern Apennines. In: **Proc. of the Chengdu Symposium, China**. [S.l.: s.n.], 1992. p. 227–236.
- GRAMANI, M.; AUGUSTO FILHO, O. Analysis of the triggering of debris flow potentiality and the run-out reach estimative: an application essay in the Serra do Mar mountain range. In: **Proc. ninth international symposium on landslides**. [S.l.: s.n.], 2004. v. 1, p. 1477–1483.
- GRAMANI, M. F. **Caracterização geológica-geotécnica das corridas de detritos (“Debris Flows”) no Brasil e comparação com alguns casos internacionais**. Tese (Doutorado) — Dissertação (Mestrado em Engenharia de Solos)—EPUSP-Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- GRAMANI, M. F. A corrida de detritos (debris flow) no Ribeirão Cágado, Serra do Mar, Município de Cubatão, SP. **Conferência Brasileira de Encostas, Angra dos Reis**, v. 6, 2013.

- GRAMANI, M. F.; OLIVITO, J. P. R.; AUGUSTO FILHO, O.; MAGALHÃES, F. S. Análise da potencialidade de geração de corridas de massa nos trechos serranos do duto OSBAT. In: **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, XI. Florianópolis**. [S.l.: s.n.], 2005.
- GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. [S.l.: São Paulo: IPT (IPT) - Publicação, 1080, 1976.
- GUZZETTI, F.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. The influence of structural setting and lithology on landslide type and pattern. **Environmental & Engineering Geoscience**, Assoc Eng Geologists, v. 2, n. 4, p. 531–555, 1996.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil. São Paulo: Oficina de textos**, 2012.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P.; GALVÃO, C. A. C. F.; GIMENEZ, A. F.; ALMEIDA, M. A.; NETO, A. G. P.; MELO, M. S.; SANTOS, M. C. S. R. **Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do estado de São Paulo: Mapa Geológico em escala 1: 200.000**. [S.l.: Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT. Monografias, 1), Publicação IPT n. 1106, 1978.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NETO, M. C. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A.; MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. **Província Mantiqueira**. In: **Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D. e Brito-Neves, B.B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. [S.l.: Beca São Paulo, 2004. p. 203–235.
- HOEK, E.; BRAY, J. D. **Rock slope engineering**. [S.l.: CRC Press, 1981.
- HOEK, E.; BRAY, J. D. **Rock Slope Engineering**. [S.l.: Spoon Press, 2001. v. 3. 358 p.
- HÜRLIMANN, M.; COPONS, R.; ALTIMIR, J. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: a multidisciplinary approach. **Geomorphology**, Elsevier, v. 78, n. 3, p. 359–372, 2006.
- IBGE. Banco de dados: cidades. Acesso em 10 de Janeiro de 2017. <<http://cidades.ibge.gov.br/v3/cidades/municipio/3510500>>, 2016.
- IG. Mapa Geológico de São Sebastião 1:50000. **Projeto Carta de Risco a Movimentos de Massa e Inundação no município de São Sebastião**. Instituto geológico (IG), Governo do Estado de São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente, 1996.
- INFANTI, N. J.; FILHO, N. F. Processos de Dinâmica Superficial. **Geologia de engenharia**, Assoc. Bras. Geol. Engenharia (ABGE) São Paulo, 1998.
- IPT. Estudos das instabilizações da Serra do Mar na Região de Cubatão, objetivando a caracterização do fenômeno "corrida de lama" e a prevenção de seus efeitos. **Relatório IPT no. 25065**, 1987.

IPT. Estudos da instabilização de encostas da Serra do Mar na Região de Cubatão, objetivando a caracterização do fenômeno “corrida de lama” e a prevenção de seus efeitos. **Relatório IPT no. 25258**, 1988.

IPT. Desenvolvimento de um plano de estudos para análise, prevenção e contenção do fenômeno da corrida de massa na Região de Cubatão, em colaboração com o Governo Japonês. **Relatório IPT no. 29123**, 1991.

IPT. Diagnóstico da situação atual dos recursos hídricos da Unidade de Gerenciamento dos Recursos Hídricos do Litoral Norte: relatório final. In: **Relatório n. 46.172**. [S.l.: s.n.], 2000.

IPT. Relatório Um de Situação dos Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Pardo - Relatório Final. **São Paulo: IPT/Cetae, 2007. Relatório Técnico no. 40.670.**, 2007.

IRFAN, T. Y.; WOODS, N. W. The influence of relict discontinuities on slope stability in saprolitic soils. In: **International Conference on Geomechanics in Tropical Soils, 2nd, 1988, Singapore**. [S.l.: s.n.], 1988. v. 1, p. 267–276.

IVERSON, R. M.; REID, M. E.; LAHUSEN, R. G. Debris-flow mobilization from landslides. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, v. 25, n. 1, p. 85–138, 1997.

JACKSON, L. E. **Debris flow hazard in the Canadian Rocky Mountains**. [S.l.: Geological Survey of Canada Ottawa, 1987.

KANJI, M. A.; CRUZ, P. T.; MASSAD, F.; ARAÚJO FILHO, H. A. d. Basic and common characteristics of debris flows. In: **2nd Panamerican Symposium on Landslides and**. [S.l.: s.n.], 1997. v. 2, p. 223–231.

KANJI, M. A.; GRAMANI, M. F.; MASSAD, F.; CRUZ, P. T.; ARAÚJO FILHO, H. Main factors intervening in the risk assessment of debris flows. In: **International Workshop on the Debris Flow Disaster of December 1999 in Venezuela, Caracas**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 10.

KOJIMA, S.; NAGATA, H.; YAMASHIROYA, S.-i.; IWAMOTO, N.; OHTANI, T. Large deep-seated landslides controlled by geologic structures: prehistoric and modern examples in a Jurassic subduction–accretion complex on the Kii Peninsula, central Japan. **Engineering Geology**, Elsevier, v. 186, p. 44–56, 2015.

KOLEINI, M.; ROOY, J. L. V.; BUMBY, A. Slope stability modelling and landslide hazard zonation at the Seymareh dam and power plant project, west of Iran. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Springer, v. 71, n. 4, p. 691–701, 2012.

LACERDA, W. A.; SILVEIRA, G. C. Características de resistência ao cisalhamento e de compressibilidade dos solos residuais e coluvionares da encosta do Soberbo, RJ. v. 2, p. 445–488, 1992.

LEE, S.; CHWAE, U.; MIN, K. Landslide susceptibility mapping by correlation between topography and geological structure: the Janghung area, Korea. **Geomorphology**, Elsevier, v. 46, n. 3, p. 149–162, 2002.

LISTO, F. D. L. R.; VIEIRA, B. C. Influência De Parâmetros Geotécnicos E Hidrológicos Na Previsão De Áreas Instáveis a Escorregamentos Translacionais Rasos Utilizando O Modelo Trigrs. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, 2015.

LUZON, P. K.; MONTALBO, K.; GALANG, J.; SABADO, J. M.; ESCAPE, C. M.; FELIX, R.; LAGMAY, A. M. F. Hazard mapping related to structurally controlled landslides in Southern Leyte, Philippines. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 16, n. 3, p. 875–883, 2016.

MACEDO, E. S. d.; AKIOSSI, A. Escorregamentos ocorridos no Brasil entre 1988 e 1996: Levantamento a partir de notícias de jornal. In: **34o Congresso Brasileiro de Geologia, Simpósios - Geologia Urbana e Riscos Geológicos. Salvador-Bahia**. [S.l.: s.n.], 1990. v. 4, p. 149–152.

MACHADO FILHO, J. G. **Estabilidade de encostas e condicionantes geológicos, geomorfológicos e estruturais, num trecho da Serra de Cubatão**. 2000. 172 p.

MAGALHÃES, F. S.; CORSI, A. C.; GRAMANI, M. F.; AUGUSTO FILHO, O.; BARBOSA, T. T. A. Avaliação da potencialidade a movimentos de massa na Serra do Mar, entre São Sebastião e Cubatão, com vistas ao duto OSBAT. In: **COBRAE. Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas**. [S.l.: s.n.], 2005. v. 4.

MARCELINO, E. V. **Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Caraguatatuba (SP), usando técnicas de sensoriamento remoto**. 228 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

MARGIELEWSKI, W. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: case studies in the Polish Flysch Carpathians. **Geomorphology**, Elsevier, v. 77, n. 1, p. 47–68, 2006.

MASSAD, F.; CRUZ, P.; KANJI, M.; ARAÚJO FILHO, H. Characteristics and Volume of Sediments Transport in Debris Flows in Serra do Mar, Cubatão, Brazil. In: **International Workshop on Debris Flow Disaster of December 1999 in Venezuela, Caracas, Venezuela**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 12.

MASSAD, F.; CRUZ, P. T.; KANJU, M. A.; FILHO, H. A. A. Comparison between estimated and measured debris flow discharges and volume of sediments. In: **2nd Panamerican Symposium on Landslides and**. [S.l.: s.n.], 1997. v. 2, p. 212–222.

MENDES, R. M. **Estudo das Propriedades Geotécnicas de Solos Residuais Não Saturados de Ubatuba (SP)**. 236 p. Tese (Doutorado) — Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 2008.

MODENESI, M. C.; TOLEDO, M. C. M. Morfogênese quaternária e intemperismo: Colúvios do planalto de Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico de São Paulo**, v. 14, n. 1, p. 45–53, 1993.

MORGAN, B. A.; WIECZOREK, G. F.; CAMPBELL, R. H.; GORI, P. L. **Debris-flow hazards in areas affected by the June 27, 1995 storm in Madison County, Virginia**. [S.l.: The Survey, 1997.

- MORIMITSU, K. H.; TOMINAGA, L. K. Mapeamento e Análise do perigo de escorregamento no município de Caraguatatuba. **Anais do 3 SIGMA**, 2013.
- MOURA, C. A.; MATTOS, J. T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Análise de fraturamentos para determinação de áreas instáveis na faixa de dutos Osvat/Osplan-São Sebastião, em São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 42, n. 3, p. 585–596, 2012.
- NAKAZAWA, V. A.; CERRI, L. E. S. Os escorregamentos ocorridos em Petrópolis -RJ em fevereiro de 1988: ações emergenciais. **Anais do I Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano**, ABGE São Paulo, p. 325–333, 1990.
- NERY, T. D. **Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na bacia da ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2011.
- NERY, T. D. **Dinâmica das corridas de detritos no Litoral Norte de São Paulo**. 164 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2016.
- NIEBLE, C. M.; GUIDICINI, G. Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação. **Editora Edgard Blücher. 2ª. Ed. São Paulo**, 1984.
- OGURA, A. T.; AUGUSTO FILHO, O. The Morin Debris-Flow Disaster at Petropolis City, Rio de Janeiro State, Brazil. **Landslides News, Japão**, n. 5, p. 22–25, 1991.
- PAITAN, C. A. T.; JUNIOR, E. A. V.; VELLOSO, R. Q. Um Estudo Numérico da Influência de Fraturas nos Padrões de Fluxo em Encostas. In: **XVII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica**. [S.l.: s.n.], 2014.
- PARK, H.-J.; LEE, J.-H.; KIM, K.-M.; UM, J.-G. Assessment of rock slope stability using GIS-based probabilistic kinematic analysis. **Engineering Geology**, Elsevier, v. 203, p. 56–69, 2016.
- PICARELLI, L.; VIGGIANI, C. A landslide in a structurally complex formation. In: **Bonnard, C. (Org.). Landslides Glissements de Terrain**. [S.l.]: A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, 1988. v. 1, p. 289–300.
- PITEAU, D. R.; MARTIN, D. C. Mechanics of Rock Slope Failure. In: **International Conference on Stability in Surface Mining, Vancouver**. [S.l.: s.n.], 1981. p. 113–169.
- PONÇANO, W. L. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. [S.l.]: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1981. v. 5.
- RIEDEL, P. S. **Condicionantes Estruturais na Estabilidade de taludes: uma abordagem regional, com apoio de técnicas de sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado) — Tese de doutorado. 1994 205p São Carlos, Escola de Engenharia de São Carlos, 1994.
- ROCSCIENSE. “**Dips Users Manual**”, **Rocscience Inc., Canada**. [S.l.]: Rocscience Inc., Canada, 2010.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Characterizing structural and lithologic controls on deep-seated landsliding: Implications for topographic relief and landscape evolution in the Oregon Coast Range, USA. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 117, n. 5-6, p. 654–668, 2005.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. **São Paulo: Departamento de Geografia–FFLCH–USP/Laboratório de Cartografia Geotécnica–Geologia Aplicada–IPT/FAPESP (Fundação do Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo)**, 1997.

RUXTON, B. P.; BERRY, L. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 68, n. 10, p. 1263–1292, 1957.

SANTOS, Á. R. **A grande barreira da Serra do Mar: da trilha dos Tupiniquis à Rodovia dos Imigrantes**. [S.l.]: O Nome da Rosa, 2004.

SESTINI, M. F.; FLORENZANO, T. G. Caracterização de cicatrizes de deslizamentos por processamento de dados tm landsat em caraguatatuba-sp. **Geologia USP. Série Científica**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, v. 4, n. 2, p. 57–69, 2004.

SILVA, D. R. P. Avaliação da contribuição de sistemas de fraturas nas condições de fluxo e estabilidade de encostas. **Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Construção Civil, área de concentração: Geotecnia, Departamento de Construção Civil, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná**, 2013.

SILVA, R. F. **Análise de magnitude e frequência espacial de movimentos de massa em Caraguatatuba-SP**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2013.

SOUZA, C. R. G. The Bertioga Coastal Plain: An Example of Morphotectonic Evolution. In: **Landscapes and Landforms of Brazil**. [S.l.]: Springer, 2015. p. 115–134.

SOUZA NETO, J. B.; LACERDA, W. A.; COUTINHO, R. Q. Variabilidade nos parâmetros geotécnicos de alguns solos residuais brasileiros. **COBRAE, III, Rio de Janeiro**, p. 305–315, 2001.

SOWERS, G. F. Engineering properties of residual soils derived from igneous and metamorphic rocks. **Proc. 2nd Panam. Cong. Soil Mech. Found. Engr., Brazil**, v. 1, p. 39–61, 1963.

STEAD, D.; EBERHARDT, E.; COGGAN, J. S. Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. **Engineering Geology**, Elsevier, v. 83, n. 1, p. 217–235, 2006.

STURZENEGGER, M.; STEAD, D. Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. **Natural Hazards and Earth System Science**, Copernicus GmbH, v. 9, n. 2, p. 267–287, 2009.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA OURO PRETO. **Congresso Brasileiro de Geologia**. [S.l.], 1976. v. 29, p. 295–305.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**, SBG/IGUSP, n. 1, 1978.

TAKAHASHI, T. Debris Flows. **Annual review of fluid mechanics**, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, v. 13, n. 1, p. 57–77, 1981.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos-Serra do Mar, município de Cubatão. In: **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**. [S.l.: s.n.], 1987. v. 5, p. 225–236.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. d.; MELFI, A. J. Intemperismo e Formação do Solo. In: **Teixeira W. et al. (Orgs.), Decifrando a Terra, São Paulo: Oficina de Textos**. [S.l.: s.n.], 2000. p. 139–166.

TOMINAGA, L. K. **Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2007.

TOMINAGA, L. K.; FERREIRA, C. J.; VEDOVELLO, R.; TAVARES, R.; SANTORO, J.; SOUZA, C. R. G. Cartas de perigo a escorregamentos e de risco a pessoas e bens do Litoral Norte de São Paulo: conceitos e técnicas. **Simósio Brasileiro de Cartografia Geotécnica e Geoambiental**, v. 5, p. 205–216, 2004.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. [S.l.]: Instituto Geológico, 2009. 31 p.

TOPAL, T.; AKIN, M. Geotechnical assessment of a landslide along a natural gas pipeline for possible remediations (Karacabey-Turkey). **Environmental geology**, Springer, v. 57, n. 3, p. 611–620, 2009.

TURNER, A. K.; SCHUSTER, R. L. **Landslides: Investigation and Mitigation**. [S.l.]: National Academy Press - Transportation research board special report 247, 1996. 659 p.

VARGAS, M. Revisão histórico-conceitual dos escorregamentos da Serra do Mar. **Revista Solos e Rochas**, v. 22, n. 1, p. 53–83, 1999.

VERVLOET, R.; ROSS, J. Revisão dos conhecimentos sobre o relevo do Planalto Atlântico brasileiro: incógnitas que ainda persistem. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 23, n. 0, p. 187–216, 2012.

VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. Serra do Mar: The Most “Tormented” Relief in Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Ed.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. [S.l.]: Springer, 2015. p. 285–297.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar-Brasil. **Revista Solos e Rochas**, v. 12, p. 27–36, 1989.

- WOLLE, C. M.; GUIDICINI, G.; ARAUJO, J. S.; PEDROSA, A. A Slide Mechanism in the Slopes of the Serra do Mar Southern Brazil. In: **International Conference of Engineering Geology**, **3**, Madrid. **Proceedings.....**, [S.l.: s.n.], 1978. p. 14.
- WYLLIE, D.; MAH, C. W. **Rock Slope Engineering: Civil and Mining**. [S.l.]: Spon Press, London, New York, 2004. v. 4.
- YAMASAKI, S.; CHIGIRA, M. Weathering mechanisms and their effects on landsliding in pelitic schist. **Earth Surface Processes and Landforms**, Wiley Online Library, v. 36, n. 4, p. 481–494, 2011.
- ZAINE, J. E. Método de Fotogeologia aplicado a estudos geológico-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG. **Tese (Livre docência em Geociências e Meio Ambiente)**. **2011**. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2011.
- ZÊZERE, J. L.; TRIGO, R. M.; TRIGO, I. F. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. **Natural Hazards and Earth System Science**, v. 5, n. 3, p. 331–344, 2005.
- ZNAMENSKY, D.; GRAMANI, M. F. Debris-flow grain-size analysis. In: **Wieczorek, G.F. e Naeser, N.D. (eds.), Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment**. Rotterdam: Balkema. [S.l.: s.n.], 2000. p. 537–545.

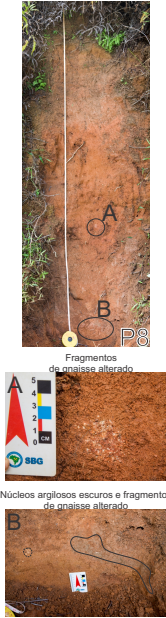
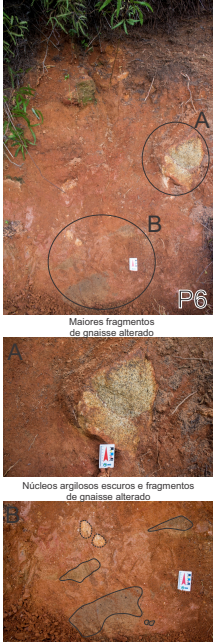
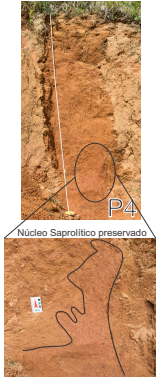
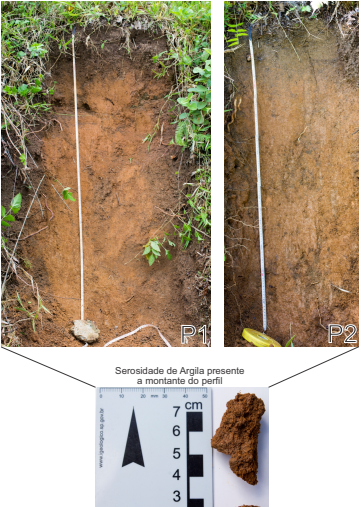
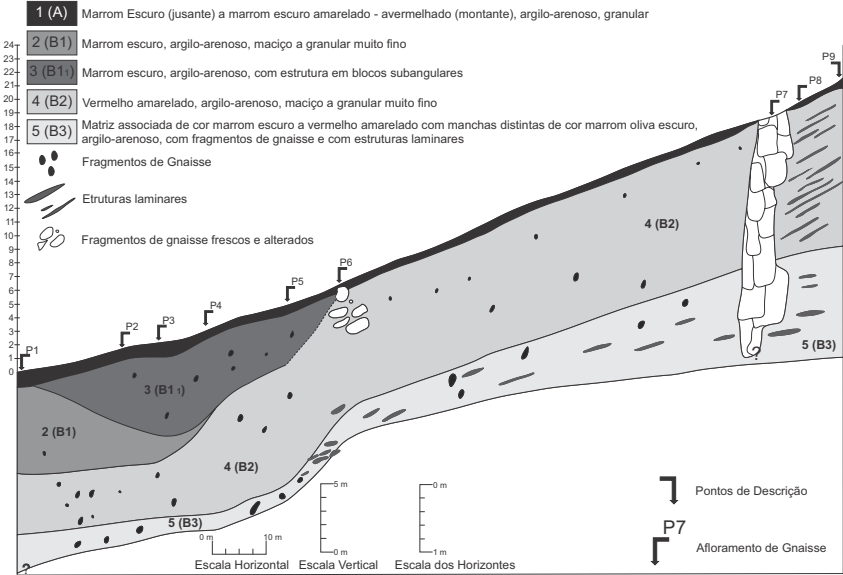
Apêndice **A**

Apêndice 01

Apêndice **B**

Apêndice 02

Prancha Topossequência 01





Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus Rio Claro
Curso de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente



Dissertação de Mestrado

Avaliação dos Condicionantes Estruturais para a Ocorrência de Escorregamentos na Serra do Mar: estudo de caso nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião (SP)

Mestrando: Rodrigo Irineu Cerri
Orientador: Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Apêndice 02
Prancha Perfil Topossequência

Rio Claro, 2018