

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

MARIA RITA PELEGRIN DE OLIVEIRA

Análise de parâmetros morfológicos e litoestruturais e sua relação com
escorregamentos no Planalto Paraitinga – Paraibuna - SP

Dissertação de Mestrado

Versão corrigida

SÃO PAULO

2019

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

MARIA RITA PELEGRIN DE OLIVEIRA

Análise de parâmetros morfológicos e litoestruturais e sua relação com
escorregamentos no Planalto Paraitinga – Paraibuna - SP

Versão corrigida da dissertação de mestrado apresentada
ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do
Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia,
Letras e Ciências Humanas da Universidade de São
Paulo como requisito para obtenção do título de Mestre
em Ciências.

Linha de Pesquisa: Estudos Interdisciplinares em
Pedologia e Geomorfologia.

Agência de fomento: Conselho Nacional de
Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Orientadora: Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira.

SÃO PAULO

2019

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

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

O48a Oliveira, Maria Rita Pelegrin de
Análise de parâmetros morfológicos e
litoestruturais e sua relação com escorregamentos no
Planalto Paraitinga - Paraibuna - SP / Maria Rita
Pelegrin de Oliveira ; orientadora Bianca Carvalho
Vieira. - São Paulo, 2019.
121 f.

Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Filosofia,
Letras e Ciências Humanas da Universidade de São
Paulo. Departamento de Geografia. Área de
concentração: Geografia Física.

1. escorregamento. 2. litoestrutura. 3. foliação
metamórfica. 4. ângulo de encosta. 5. aspecto de
encosta. I. Vieira, Bianca Carvalho, orient. II.
Título.

ENTREGA DO EXEMPLAR CORRIGIDO DA DISSERTAÇÃO/TESE

Termo de Ciência e Concordância do (a) orientador(a)

Nome do (a) aluno (a): Maria Rita Pelegrin de Oliveira

Data da defesa: 06/09/2019

Nome do Prof. (a) orientador (a): Prof^a. Dr^a. Bianca Carvalho Vieira

Nos termos da legislação vigente, declaro **ESTAR CIENTE** do conteúdo deste **EXEMPLAR CORRIGIDO** elaborado em atenção às sugestões dos membros da comissão Julgadora na sessão de defesa do trabalho, manifestando-me **plenamente favorável** ao seu encaminhamento e publicação no **Portal Digital de Teses da USP**.

São Paulo, 05/11/2019



Assinatura do (a) orientador (a)

Maria Rita Pelegrin de Oliveira

*Análise de parâmetros morfológicos e litoestruturais e sua relação com os
escorregamentos no Planalto Paraitinga – Paraibuna – SP*

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo como requisito para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Banca examinadora

Prof^ª. Dr^ª. Bianca Carvalho Vieira (orientadora)

Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross

Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Maurício Liska Borba

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Prof^ª. Dr^ª. Laura Delgado Mendes

Instituto Multidisciplinar da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

*Aos familiares e aos amigos que dedicaram
incentivo, atenção, amor e carinho ♥*

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares e amigos que acompanharam todo o processo desta etapa da pós – graduação com companheirismo, carinho e atenção. Gostaria de agradecer por todas as conversas sérias, apoio acadêmico, besteiras engraçadas e por todos os memes, gifs e figurinhas que trocamos durante este período. Pessoal, obrigada por tudo! Quero que saibam que tenho um carinho enorme por todos vocês ♥

Gostaria de agradecer a minha orientadora Prof^ª. Dra. Bianca Carvalho Vieira por ter me aceitado como aluna de mestrado. Agradeço a orientação e ensinamentos que tive durante estes três anos de trabalho.

Quero agradecer aos geólogos Dr. Maurício Liska Borba (IGc – USP) e MSc. Marcelo Fischer Gramani (IPT) que ajudaram no entendimento dos litotipos da região e tópicos da Geologia Estrutural. Obrigada pelos ensinamentos, atenção e incentivo.

Agradeço a Prof^ª. Dr^ª. Laura Delgado Mendes (UFRRJ) pelo aceite e participação da banca examinadora desta dissertação de mestrado. Obrigada pela contribuição e atenção despendida neste trabalho.

Meus agradecimentos aos professores do Programa de Pós – Graduação em Geografia Física (PPGF – USP), especialmente aos professores Jurandyr Ross, Fernando Nadal e Emerson Galvani. Agradeço também aos colegas Marisa Fierz, Marcos Pinheiro e Rogério Rozolen, técnicos dos laboratórios de Geomorfologia, Pedologia e Climatologia, respectivamente.

Obrigada ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de mestrado.

“THE ROCKS DON’T LIE”

David R. Montgomery

RESUMO

OLIVEIRA, Maria Rita Pelegrin de. **Análise de parâmetros morfológicos e litoestruturais e sua relação com escorregamentos no Planalto Paraitinga – Paraibuna – SP.** 2019. 121f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2019.

Inserido no contexto geotectônico do Orógeno Ribeira, o Planalto de Paraitinga – Paraibuna é uma morfoescultura cujas formas do relevo são compostas por morros altos, alongados, topos convexos e encostas de alto ângulo. Essas formas de relevo estão condicionadas às macroestruturas geológicas de dobras, falhas normais e transcorrentes, aos litotipos de médio a alto grau metamórfico e às rochas ígneas intrusivas sintectônicas. A influência destas características litoestruturais e das formas do relevo podem agir como fatores condicionantes dos processos de escorregamentos da região. Assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar a suscetibilidade aos escorregamentos considerando aspectos geológicos e morfológicos do relevo, analisando a relação entre as cicatrizes de escorregamento, o ângulo de encosta, aspecto de encosta, litotipos e a atitude da foliação metamórfica para os municípios de Lagoinha e São Luiz do Paraitinga (SP). Para tanto, foram elaborados: inventário de cicatrizes de escorregamento; vetorização de carta geológica na escala de 1:100.000; mapas de aspecto e ângulo de encosta na escala de 1:100.000 e tomada de atitude de foliação metamórfica com bússola do tipo CLAR. Como resultado, as classes de ângulo de encosta mais suscetíveis são a de 22° - 26°, com valor de concentração de cicatrizes (CC) igual a 27,5%, e a classe de 30° - 58° com valor de potencial de escorregamento (PE) igual a 250%. Já a classe de aspecto de encosta mais suscetível foi a NW, com valores de concentração de cicatrizes (CC) igual a 22,2%, e potencial de escorregamento (PE) igual a 109,3%. Os valores de rumo de mergulho e mergulho médio foram de 339,1° e 61,1° - apresentando uma direção preferencial de NE-SW, com planos orientados para NW. Foi observada uma relação consonante entre as geometrias de ângulo e aspecto de encosta com a disposição geométrica da foliação metamórfica, o que pode agir como um fator facilitador para os escorregamentos.

Palavras-chave: escorregamentos. litoestrutura. foliação metamórfica. ângulo de encosta. aspecto de encosta.

ABSTRACT

OLIVEIRA, Maria Rita Pelegrin de. *Morphological and lithostructural parameters analysis and their relation to landslides in the Paraitinga – Paraibuna Plateau (SP)*. 2019. 121f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2019.

In the geotectonic context of the Ribeira Orogen, the Paraitinga - Paraibuna Plateau is a morphosculture whose relief forms are composed of high, elongated, convex tops and high - angle slopes. These relief forms are conditioned to the geological macro – structures: folds, normal-slip and strike-slip faults; medium to high grade metamorphic lithotypes and intrusive sintectonic igneous rocks. The influence of these lithostructural features and relief forms can act as conditioning factors of the region's landslide processes. Thus, the aim of this work was to evaluate the susceptibility to landslides considering geological and morphological aspects of the relief, analyzing the relationship between the landslide scars, slope angle, slope aspect, lithotypes and the attitude of metamorphic foliation. For that, an inventory of scars was elaborated; vectorization of geological map in a 1: 100,000 scale, elaboration of aspect and slope angle maps in a 1: 100,000 scale; 82 attitude of metamorphic foliation surveyed with CLAR compass. As a result, the most susceptible slope angle classes are 22 ° - 26 ° with scar concentration (SC) value equal to 27.5% and class 30 ° -58 ° with landslide potential (LP) value equal to 250%. The most susceptible slope aspect class was NW, with SC values equal to 22.2% and LP equal to 109.3%. The values of dip direction and dip were 339.1 ° and 61.1 °. A consonant relationship was observed between the angle and slope aspect geometries with the geometric arrangement of the metamorphic foliation, which may act as a conditioning factor for the landslides for the region.

Keywords: *landslides. lithostructure. metamorphic foliation. slope angle. slope aspect.*

Lista de figuras

Figura 1: Localização da área de estudo no mapa de avaliação do relevo.....	19
Figura 2: Mapa de localização da área de estudo.	24
Figura 3: Principais entidades geotectônicas do Brasil e localização da área de estudo no Orógeno Ribeira.	25
Figura 4: Mapa da Província Mantiqueira com destaque para a localização da área de estudo e Terrenos Embu e Costeiro.	27
Figura 5: Mapa geológico e perfil topográfico – geológico.	30
Figura 6: Grandes falhas e compartimentação tectônica do leste paulista, com destaque para área de estudo.	31
Figura 7: (A) vista parcial da Serra de Quebra-Cangalha ao fundo e relevo de morros baixos; (B) leito do Rio Paraitinga e morros baixos do compartimento gráben Paraitinga – Paraibuna.	33
Figura 8: Cicatriz de erosão (ravinamento) em encostas do compartimento gráben Paraitinga – Paraibuna.	34
Figura 9: (A) contexto geomorfológico da Serra de Paraitinga; (B) terracetes de pisoteio em depósito de sopé de encosta; (C) escorregamentos translacionais rasos em encostas do Compartimento Litorâneo.....	35
Figura 10: Processos denudacionais do relevo.....	37
Figura 11: (A) escorregamento translacional raso em São Luiz do Paraitinga – descontinuidade entre rocha e solo; (B) escorregamento translacional raso em São Luiz do Paraitinga.	40
Figura 12: Tipologia dos processos de movimentos de massa: escorregamentos.....	40
Figura 13: Tipologia dos processos de movimentos de massa: corridas ou fluxos.	41
Figura 14: Tipologia dos processos de movimentos de massa: quedas.....	42
Figura 15: Bloco rochoso abatido ao longo plano de ruptura, paralelo ao bandamento composicional.	42
Figura 16: Orientação entre planos de foliação (ou de acamamento) e de juntas em relação à geometria da encosta.	45
Figura 17: Grandes e pequenas estruturas geológicas presentes em rochas metamórficas e sua influência na estabilidade de vertentes.	48
Figura 18: Procedimentos metodológicos e técnicos.	51

Figura 19: Ficha de campo para caracterização de movimentos de massa.	54
Figura 20: (A) cicatriz de erosão no município de Lagoinha; (B) cicatriz de escorregamento translacional no município de Lagoinha.	56
Figura 21: Mapa do levantamento de campo e verificação de cicatrizes de escorregamento.	57
Figura 22: Bússola geológica do tipo CLAR utilizada em campo.	59
Figura 23: Afloramento com indicação das medidas fornecidas pela bússola do tipo CLAR.	60
Figura 24: Medição de plano de foliação em escorregamento de blocos.	60
Figura 25: Mapa do inventário de cicatrizes.	62
Figura 26: (A) escorregamento rotacional com destaque para plano de ruptura (amarelo) e depósito (vermelho); (B) vista superior de (A); (C) escorregamento translacional raso; (D) vista superior de (C); (E) escorregamentos rasos e complexos verificados em campo; (F) vista superior de (E).	63
Figura 27: Mapa da localização dos afloramentos para levantamento de dados de litoestrutura.	66
Figura 28: Escorregamento na faixa sul da Rodovia Oswaldo Cruz.	67
Figura 29: (A) foliação preservada em afloramento de granitoide; (B) detalhe do mineral muscovita em lupa.	68
Figura 30: (A) biotita-gnaiss dobrado; (B) anfíbolito foliado; (C) biotita-gnaiss (bandamento máfico x félsico).	69
Figura 31: Leito do Rio Paraitinga e espelho de falha normal.	70
Figura 32: (A) afloramento de milonito com <i>augen</i> de feldspato potássico; (B) foliação milonítica em lupa.	71
Figura 33: (A) afloramento setorizado; (B) amostra do setor 01 com fenocristais de feldspato potássico; (C) indicador cinemático de transcorrência dextral em setor 01.	72
Figura 34: (A) espelho de falha normal; (B) escorregamento sobre espelho de falha normal.	73
Figura 35: (A) material alterado escorregado sobre plano de falha; (B) afloramento de biotita – gnaiss com bandas dobradas de feldspato potássico.	74
Figura 36: (A) afloramento de migmatito em topo de encosta; (B) detalhe de possível faixa anatética; (C) enclave de restito envolto pelo neossoma granítico alcalino.	75
Figura 37: (A) afloramento de biotita – gnaiss lindeiro à rodovia; (B) foliação da rocha em concordância com a geometria da encosta; (C) fraturas do afloramento de detalhe; (D) minerais cominuídos de biotita – gnaiss visto em lupa.	76

Figura 38: (A) afloramento em corte de estrada; (B) amostra de mão coletada no setor A; (C) amostra do setor A em lupa; (D) detalhe do afloramento no setor B; (E) amostra do setor B em lupa.	77
Figura 39: (A) Cachoeira do Chapéu; (B) vista superior de blocos fraturados e rolados em drenagem.	79
Figura 40: (A) faixa anatética quartzo-feldspática; (B) enclave máfico; (C) detalhe da faixa anatética quartzo-feldspática em lupa; (D) detalhe do paleossoma gnáissico em lupa.	80
Figura 41: Blocos abatidos no sentido do mergulho da foliação.	81
Figura 42: Regolito desenvolvido em micaxisto.	82
Figura 43: (A) afloramento de biotita-xisto; (B) biotita-xisto em lupa com destaque para as finas camadas de filossilicatos e quartzo.	83
Figura 44: (A) afloramento de biotita-gnaiss; (B) foliação máfica X félsica em lupa.	83
Figura 45: Escorregamento localizado na Via João Roman em diferentes estágios de estabilização de encosta.	85
Figura 46: (A) abertura em sopé de encosta; (B) foliação e mineralogia em detalhe.	85
Figura 47: (A) Cachoeira Renó Martins; (B) blocos rolados às margens da drenagem.	86
Figura 48: (A) amostra de granitoide foliado; (B) blocos com fraturas ao longo da foliação.	86
Figura 49: (A) detalhe da rocha fraturada; (B) amostra com mineral de turmalina em detalhe.	87
Figura 50: Afloramento em corte de estrada com material saprolítico escorregado e blocos rolados.	88
Figura 51: Afloramento de biotita – gnaiss com blocos escorregados e tombados; (B) e (C) circulação de água através dos planos de foliação.	89
Figura 52: Estereograma com a distribuição das atitudes de foliação e diagrama de roseta da frequência das direções dos planos de foliação.	92
Figura 53: Estereogramas polares onde “a, c, e, g” representam atitudes de foliação de seus respectivos domínios litoestruturais.	94
Figura 54: Estereogramas de atitudes de foliação e lineação mineral de suas respectivas unidades tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira.	95
Figura 55: Perfis geológicos e estereogramas de atitudes de foliação e lineação mineral de seus respectivos domínios litoestruturais. Domínio Embu: estereogramas “a” e “b”. Domínio Costeiro ocidental: estereograma “c”. Domínio Costeiro oriental: estereograma “d”. Batólito Ilha Bela: estereograma “e”.	97
Figura 56: Mapa de ângulo de encosta.	99

Figura 57: Distribuição da concentração de cicatrizes segundo as classes de ângulo de encosta.	100
Figura 58: Distribuição do potencial de escorregamento segundo as classes de ângulo de encosta.	101
Figura 59: Mapa de aspecto de encosta.	104
Figura 60: Distribuição da concentração de cicatrizes segundo classes de aspecto de encosta.	105
Figura 61: Distribuição do potencial de escorregamento segundo classes de aspecto de encosta.	106
Figura 62: Diagrama de roseta com a distribuição do rumo do mergulho dos planos de foliação.	109
Figura 63: Diagrama de roseta com a distribuição da orientação dos escorregamentos.	109
Figura 64: Densidade e distribuição dos polos dos planos de foliação.	111
Figura 65: Densidade e distribuição dos polos dos planos de escorregamentos.	112

Lista de tabelas

Tabela 1: Afloramentos analisados em campo.....	64
Tabela 2: Distribuição dos planos de foliação e suas respectivas frequências e sua orientação por quadrantes.	91
Tabela 3: Distribuição de cicatrizes de escorregamento segundo classes de ângulo de encosta	98
Tabela 4: Distribuição de cicatrizes de escorregamento segundo classes de aspecto de encosta	103

Lista de abreviaturas e siglas

bt – biotita

CC – concentração de cicatrizes

CPLA – Coordenadoria de Planejamento Ambiental

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)

E - leste

EMPLASA – Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S.A

ENE – és-nordeste

fd - feldspato

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

kfd – feldspato potássico

MDT – modelo digital de terreno

mi – mica

mu – muscovita

N – norte

N – número de medidas

NE – nordeste

NW – noroeste

PE – potencial de escorregamento

PCDe - migmatito homogêneo estromatítico

PCDg - metatexito nebulítico

PCMa - faixa de transição

PCx - micaxistos e quartzo-micaxistos

PC γ - rochas granitoides

Q - depósitos quaternários

qz – quartzo

RADAMBRASIL – Projeto RADAMBRASIL

RMVPLN – Região Metropolitana do Vale do Paraíba e Litoral Norte

S – sul

SE – sudeste

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

SW – sudoeste

W – oeste

WSW – oés-sudoeste

Sumário

1. Introdução e justificativa	18
2. Premissa e objetivos	22
3. Área de estudo	23
3.1 Geologia regional: Província Mantiqueira e Orógeno Ribeira	25
3.2 Litotipos e compartimentação estrutural do Planalto de Paraitinga – Paraibuna	27
4. Fundamentação teórica e conceitual	36
4.1 Denudação do relevo e os processos de movimentos de massa	36
4.2 Definições de movimentos de massa e tipos	38
4.3 Fatores condicionantes: geológicos e morfológicos.	42
5. Procedimentos metodológicos e técnicos	51
5.1 Elaboração de mapa geológico e perfil geológico - topográfico	52
5.2 Elaboração de mapas de parâmetros morfológicos do relevo	52
5.3 Elaboração de inventário de cicatrizes de escorregamento	53
5.4 Validação do inventário de cicatrizes	54
5.5 Cálculo dos índices de concentração de cicatrizes e potencial de escorregamento	58
5.6 Levantamento de dados dos litotipos e litoestruturas	58
6. Resultados e discussões	61
6.1 Inventário de cicatrizes	61
6.2 Caracterização litológica	64
Ponto 01 – Rodovia Oswaldo Cruz	67
Ponto 02 – Canal do Rio do Turvo	68
Ponto 03 – Canal do Rio Paraitinga	69
Ponto 04 – Corredeira do Rio do Chapéu	71
Ponto 05 – Espelho de falha normal	73
Ponto 06 – Canal do Córrego do Pinhal	74
Ponto 07 – Rodovia Abílio M. de Campos (pista sentido Catuçaba)	76
Ponto 08 A e B – Rodovia Abílio M. de Campos (pista sentido Catuçaba)	77
Pontos 09 e 10 – Cachoeira do Rio do Chapéu e encosta a montante da Cachoeira do Rio do Chapéu	78

Pontos 11 e 12 – Perfil de alteração de biotita – xisto e topo da Serra do Alto do Chapéu	81
Ponto 13 – Via de acesso João Roman	84
Ponto 14 – Cachoeira Renó Martins	86
Ponto 15 – Estrada do Pinga	87
Ponto 16 – Ponte do Rio do Chapéu	88
6.3 Litoestrutura.....	91
6.3.1 Atitude de foliação	91
6.4 Parâmetros morfológicos do relevo	98
6.4.1 Parâmetro morfológico: ângulo de encosta.	98
6.4.2 Parâmetro morfológico: aspecto de encosta.	103
6.5 Relação entre parâmetros morfológicos, planos de foliação metamórfica e suscetibilidade a escorregamentos	108
7. Considerações finais	113
8. Bibliografia	115

1. Introdução e justificativa

O Cinturão Ribeira, onde se localiza o Planalto de Paraitinga – Paraibuna, é um sistema montanhoso originado por dobramento e falhamento tectônico concomitantemente ao processo de abertura do Oceano Atlântico ao longo meso-cenozoico (ROSS e MOROZ, 1997). As principais características geomorfológicas desse sistema orogênico estão associadas às intensas formas dissecadas, com vales profundos e encaixados, alta densidade de drenagem com padrão adaptado às direções impostas pela litoestrutura (falhas, fraturas e contatos litológicos) e encostas íngremes com topos convexos. Do ponto de vista litológico, a área apresenta uma alta diversidade rochosa, sendo, em linhas gerais, composta por associações de rochas migmatíticas, gnáissicas e graníticas – originadas pelos processos tectônicos ocorridos ao longo do Pré-cambriano (ROSS e MOROZ, 1997).

Os aspectos geológicos e geotectônicos dos ambientes de planalto e escarpa de sistemas orogênicos, aliados aos altos volumes pluviométricos (estes intensificados e distribuídos pelo efeito orográfico imposto pela escarpa da serra), determinam a dinâmica e os mecanismos dos processos de movimento de massa. Estes processos exogênicos predominam ao longo das escarpas e dos planaltos de ambientes orogênicos, agindo como modeladores do relevo (VIEIRA e GRAMANI, 2015).

Em ambientes orogênicos, pode-se elencar como fatores condicionantes dos processos de movimento de massa: grandes amplitudes altimétricas, orientação das vertentes, altas inclinações das encostas, formato das bacias de drenagem, grande variedade de perfis de alteração (tanto do ponto de vista do grau de alteração dos materiais, quanto da profundidade destes perfis) e depósitos de materiais inconsolidados localizados ao longo de drenagens e ao sopé das encostas (VIEIRA e GRAMANI, 2015).

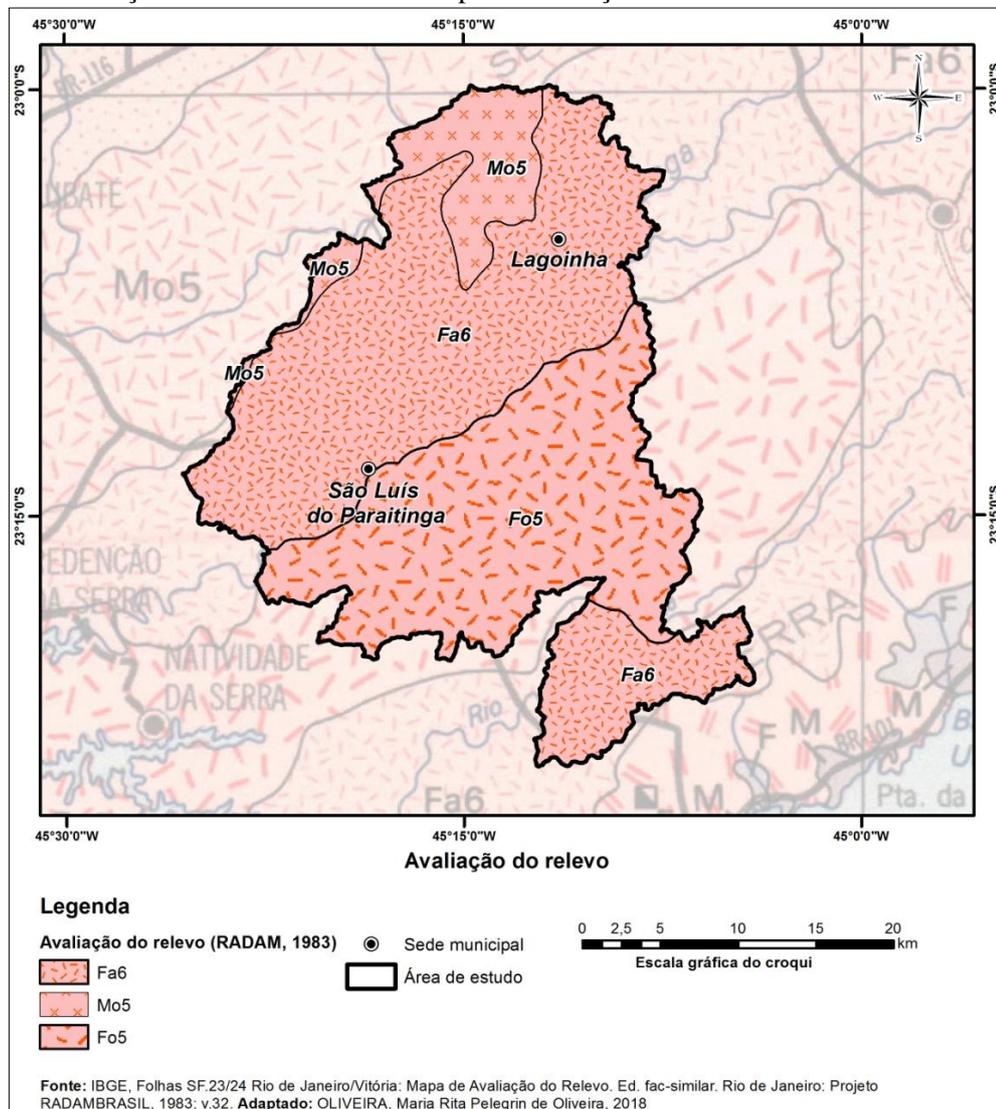
Dadas as características geológicas e geomorfológicas citadas, com o objetivo de apontar vulnerabilidades do relevo brasileiro, o Projeto RADAMBRASIL (1983), apresentou uma mapa intitulado “*Avaliação do Relevo*”, na escala de 1:5.000.000, o qual compreende uma avaliação da dinâmica do relevo e os problemas morfodinâmicos de cada área mapeada. Tal documento buscou o conhecimento referente às vulnerabilidades do relevo exercidas pelos processos morfodinâmicos e sua relação com a ocupação urbana e rural.

O mapa de avaliação do relevo originou-se a partir de uma derivação do mapa geomorfológico, onde o modelado de relevo está dividido em ambiente acumulação, dissecação e cárstico. Para cada modelado de relevo, a avaliação foi elaborada por meio da

relação dos parâmetros como a declividade, condições litológicas, de precipitação, pedologia, cobertura vegetal, ações antrópicas e processos morfogenéticos predominantes (RADAMBRASIL, 1983). Assim, caracterizou-se o relevo segundo suas propriedades físicas, bióticas e antrópicas, resultando em um mapa cujo objetivo é traçar um panorama da dinâmica natural do relevo e suas relações com o uso antrópico.

Como exemplo (figura 1), para área de estudo desta pesquisa, o mapa de “*Avaliação do Relevo*” indicou três classes de dissecação do relevo: fraca (Fa6), moderada (Mo5) e forte (Fo5), onde todas as classes apresentam condições instáveis do ponto de vista dos processos morfodinâmicos, com a presença generalizada de erosões e movimentos de massa.

Figura 1: Localização da área de estudo no mapa de avaliação do relevo.



Fonte: Adaptado de RADAMBRASIL (1983).

Também com o objetivo de mapear e apontar vulnerabilidades do relevo brasileiro, em atendimento ao Programa de Gestão de Riscos e Resposta a Desastres do Plano Plurianual

2012 - 2015, o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) em conjunto com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Ministério das Cidades e Integração – Defesa Civil, realizaram uma seleção de municípios críticos aos movimentos de massa e inundação (CPRM, 2014).

Os mapas elaborados utilizaram os seguintes parâmetros para determinar o grau de suscetibilidade aos escorregamentos: isoietas totais trimestrais, dados de declividade e forma de encosta (retilínea, côncava e convexa) e amplitude altimétrica a partir de dados *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), de resolução de 90 metros o pixel. A partir da modelagem desses parâmetros, foram obtidos os mapas denominados “Carta de Suscetibilidade a Movimentos de Gravitacionais de Massa e Inundações” em escala regional, apresentadas entre 1:50.000 e 1:75.000.

Essas cartas apresentam três classes de suscetibilidade (baixa, média e alta) tanto para a ocorrência de movimentos gravitacionais de massa, quanto para ocorrência de inundações. Ressalta-se que as cartas de suscetibilidade abarcam as três tipologias dos processos de movimento de massa: fluxos, escorregamento e tombamento (CPRM, 2014).

Mesmo com as iniciativas de aprimorar o conhecimento acerca dos processos de movimento de massa e seu mapeamento, a região do Planalto de Paraitinga - Paraibuna (setor leste do estado de São Paulo) sofreu severos danos causados por intensas precipitações nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha em dezembro de 2009 e janeiro de 2010 (GOMES e GRAMANI, 2010; PELLEGRINA, 2011). Em geral, para a região dos municípios citados, o volume médio de precipitação esperado para o mês de dezembro é de 150 a 200 mm. Contudo, somente nos meses de dezembro de 2009 e janeiro de 2010, precipitou um volume de aproximadamente 700 mm (acumulado mensal em 31/12/2009 e 31/01/2010) (PELLEGRINA, 2011).

Aliada às precipitações, outro fator decisivo na ocorrência de movimentos de massa é a geologia do Planalto de Paraitinga – Paraibuna. A geologia da região apresenta rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, estas últimas associadas ao Complexo Embu e Costeiro. Essas litologias são tectonizadas por zonas de cisalhamento dúcteis, destrais, sub-verticais e profundas, seguindo a orientação ENE a E – W (HASUI *et. al.*, 1978; CPRM, 2006). Essas características litoestruturais associadas a um relevo composto por morros altos e alongados com topos convexos, alta densidade de drenagem, altas declividades (de até 60 graus) e solos residuais rasos e pouco desenvolvidos condicionaram ocorrências de movimentos de massa na região.

Como consequência da consonância entre as formas de relevo, a geologia e o evento de precipitação, houve diversos escorregamentos em encostas, rompimento de taludes de corte e aterro, abatimento de terreno, solopamentos e inundações. Como resultado, cerca de 4000 famílias ficaram desabrigadas, 2 feridos, 2 vítimas fatais, estruturas urbanas, moradias, patrimônio histórico e arquitetônico foram destruídos. A conjunção destes processos levou o município de São Luiz do Paraitinga a decretar “estado de calamidade pública” frente à quantidade de edificações, benfeitorias e edifícios históricos atingidos, somando um valor de cerca de R\$ 141 milhões de reais em prejuízos (GOMES e GRAMANI, 2010; PELLEGRINA, 2011).

As áreas mencionadas afetadas pelos escorregamentos nos anos de 2009 e 2010 já foram atingidas por eventos de precipitação intensa ocorridos no passado, com destaque para os anos de 1863, 1967, 1971 e 1996 (MARCHEZINI *et al.*, 2018). Esta ciclicidade de eventos de precipitação intensa somada às condições geológicas e geomorfológicas da região, apontam para uma área suscetível à ocorrência de movimentos de massa futuros. Frente aos danos que os processos de movimento de massa podem suscitar, do ponto de vista social, justifica-se que os estudos acerca destes processos sejam realizados a fim de mitigar e/ou evitar consequências negativas à população.

O objetivo desta pesquisa é avaliar a suscetibilidade aos escorregamentos nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha por meio da relação entre os parâmetros morfológicos e litoestruturais como fatores condicionantes dos processos de movimento de massa. Como produto final, pretende-se indicar classes mais suscetíveis aos escorregamentos segundo os parâmetros morfológicos de ângulo de encosta, aspecto de encosta e sua relação com a atitude da foliação dos litotipos da área de estudo. Estes apontamentos poderão ser utilizado pelo poder público como ferramenta de intervenção de áreas propícias aos escorregamentos.

Esta pesquisa apresenta a seguinte estrutura: (I) Introdução e justificativa; (II) premissa e objetivos; (III) área de estudo: descrição do contexto geológico e geomorfológico do Planalto de Paraitinga - Paraibuna; (IV) fundamentação teórica e conceitual: conceituação de escorregamentos, parâmetros condicionantes e deflagradores; (V) procedimentos metodológicos e técnicos: descrição dos métodos utilizados na mensuração de suscetibilidade, materiais utilizados, técnicas empregadas na confecção de mapas e procedimentos de campo; (VI) resultados e discussões: apresentação dos resultados dos trabalhos de campo, análise dos parâmetros morfológicos, litoestruturais e suas relações; e, por fim, (VII) considerações finais.

2. Premissa e objetivos

A pesquisa está norteada na premissa de que há uma relação geométrica entre a disposição da foliação metamórfica das rochas e a disposição das encostas. Quando estas são concordantes, há maior probabilidade de ocorrer o processo de escorregamento. Assim, com a identificação da disposição geométrica das encostas e sua relação com a geometria da foliação metamórfica, seria possível indicar características e áreas suscetíveis aos escorregamentos nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha – SP.

O objetivo desta pesquisa consiste em compreender a relação entre os parâmetros morfológicos e litoestruturais como fatores condicionantes dos processos de escorregamentos no Planalto Paraitinga - Paraibuna no estado de São Paulo. Assim, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- a) Identificar as geometrias predominantes das encostas por meio da análise dos parâmetros morfológicos.
- b) Identificar as características petrográficas e estruturais dos litotipos da área de estudo.

3. Área de estudo

A área de estudo está localizada na região sudeste do território brasileiro, setor NE do estado de São Paulo, no macro-eixo Rio de Janeiro – São Paulo, ao longo do Vale do Rio Paraíba do Sul. As localidades abordadas nesta pesquisa foram os municípios de Lagoinha e São Luiz do Paraitinga (figura 2).

Ambos municípios estão inseridos na Região Metropolitana do Vale do Paraíba e Litoral Norte (RMVPLN), a qual está conectada entre as duas maiores Regiões Metropolitanas do país: São Paulo e Rio de Janeiro. A RMVPLN destaca-se por sua atividade econômica diversificada e desenvolvida, principalmente em municípios localizados ao longo da Rodovia Presidente Dutra (EMPLASA, 2019; IBGE, 2019).

Os municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha fazem parte do legado histórico do Vale do Rio Paraíba do Sul, tendo pertencido ao ciclo do café em meados do século XIX. Após o depauperamento do solo causado pelas intensas atividades agrícolas, atualmente as atividades econômicas destes dois municípios estão ligadas à policultura, silvicultura, pecuária leiteira e turismo (EMPLASA, 2019; IBGE, 2019).

Esses municípios estão inseridos no contexto físico do Planalto de Paraitinga – Paraibuna, o qual se limita a norte com a Depressão do Médio Paraíba do Sul, a sul com a escarpa da Serra do Mar, a leste com o Planalto da Bocaina e a oeste com o Planalto Paulistano/Alto Tietê (GATTO *et al.*, 1983; ROSS e MOROZ, 1997). Segundo CPRM (2011), a distribuição da precipitação na área de estudo apresenta médias anuais desde 1.300 mm no setor NW até 1.900 mm no setor SE.

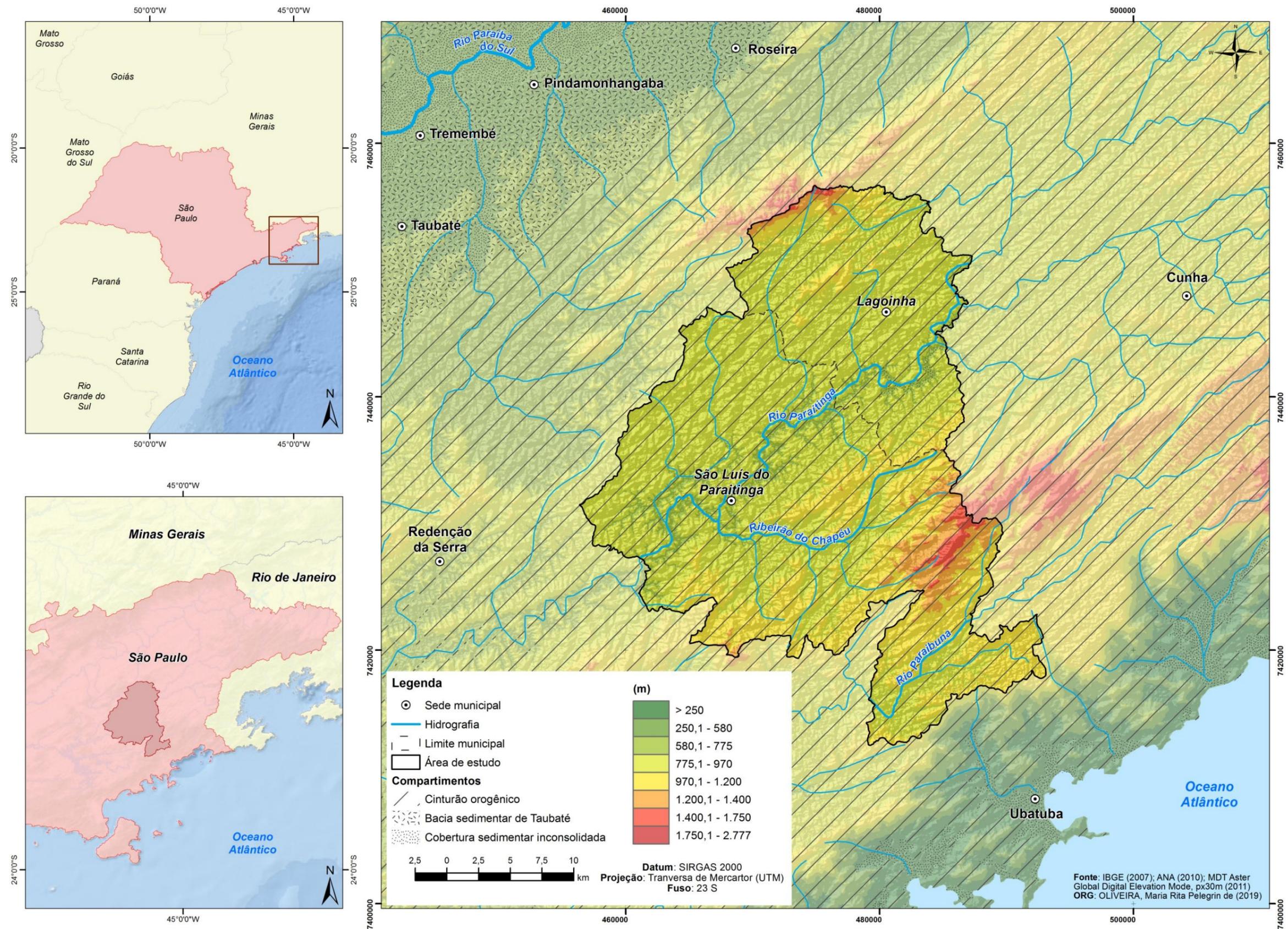


Figura 2: Mapa de localização da área de estudo.

3.1 Geologia regional: Província Mantiqueira e Orógeno Ribeira

A Província Mantiqueira está localizada no setor leste do Brasil, estende-se desde o paralelo 15°S (no estado da Bahia) até o Uruguai, apresenta uma extensão de 3.000 km e ocupa uma área de aproximadamente 700.000 km². Este sistema orogênico colisional é resultado da amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro – Pan-Africana. A Província Mantiqueira é composta pelos orógenos Araçuaí (segmento setentrional), Ribeira (segmento central) e pelo segmento meridional Tijucas, formado pelas Faixas Dom Feliciano e São Gabriel (figura 3) (HEILBRON *et al.*, 2004; HASUI, 2010).

Os orógenos colisionais são resultados de movimentos convergentes entre continentes, arco-de-ilhas com continente ou entre arcos-de-ilhas. Desses movimentos resultam um encurtamento e espessamento crustal acompanhado de deformação compressiva, metamorfismo e fusão parcial. Que, no caso dos processos da Orogênese Brasileira, ocorreram em um período de tempo que iniciou-se em torno de 880 Ma e terminou há cerca de 480 Ma. (HEILBRON *et al.*, 2004).

Figura 3: Principais entidades geotectônicas do Brasil e localização da área de estudo no Orógeno Ribeira.



Fonte: Adaptado de Almeida *et al.*, (1981); Hasui (2010).

A área de estudo está situada no Orógeno/Cinturão Ribeira, o qual apresenta um *trend* estrutural NE-SW resultado da interação colisional entre o Cráton do São Francisco, Cráton do Congo, placa e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas. Esta colisão continental resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste; como a colisão foi oblíqua, a deformação principal apresenta uma partição entre zonas com encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Os limites entre os compartimentos tectônicos do Orógeno Ribeira são representados por empurrões com mergulhos íngremes ($>30^\circ$) ou por zonas de cisalhamento oblíquas (HEILBRON *et al.*, 2004).

O Orógeno Ribeira está subdividido em seis terrenos tectono-estratigráficos, separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas, os quais são: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental, Terreno Cabo Frio, Terreno Embu e Terreno Costeiro (figura 4) (HEILBRON *et al.*, 2004; ALMEIDA e EBERT, 2006).

A área de estudo está localizada no Terreno Embu (setor norte) e no Terreno Costeiro (setor sul) (figura 4). Segundo Heilbron *et al.* (2004), o Terreno Embu está limitado a norte e a sul por zonas de cisalhamento destrais (Caucaia-Rio Jaguari e Cubatão respectivamente), a leste pelo Terreno Juiz de Fora e a oeste pelo Terreno Apiaí-Guaxupé.

O Terreno Embu é composto por duas associações litológicas: a Unidade Rio Guaripu e Unidade Rio Paraitinga. O metamorfismo é de fácies anfíbolito, zona da sillimanita-muscovita, com gradação à zona da sillimanita-feldspato potássico com anatexia (605-770°C a 5-7kbar) (HEILBRON *et al.* 2004). A Unidade Rio Guaripu é constituída de sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto (ora com granada e/ou turmalina), muscovita-biotita gnaiss fino, quartzitos micáceos, anfíbolito e mármore (raramente). Os gnaisses xistosos possuem composição semi-pelítica a pelítica e, normalmente, apresentam leucossomas anatéticos (EIRADO *et al.*, 2006).

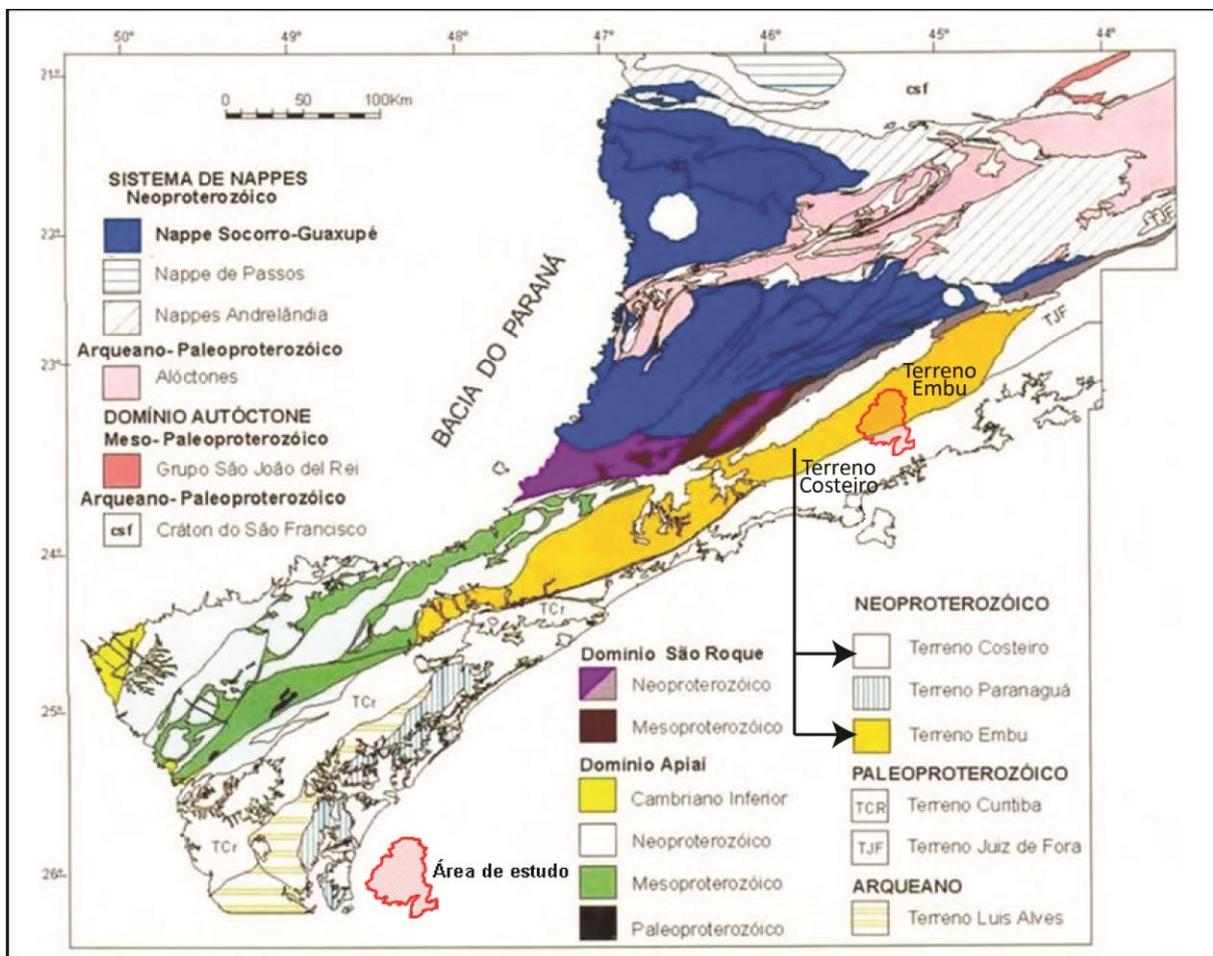
A Unidade Rio Paraitinga é constituída pelo afloramento Granito Campo Alegre, formado por turmalina-granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto e turmalina-muscovita-biotita gnaiss fino; rochas calcissilicáticas; quartzitos impuros; estauroлита-muscovita-biotita-xisto e granada-hornblenda-biotita gnaiss fino (EIRADO *et al.*, 2006). Os autores ressaltam que a fusão parcial dos gnaisses xistosos do Terreno Embu, assim como as demais rochas metassedimentares, gerou diversos níveis concordantes de leucogranitos foliados com muscovita, turmalina e granada.

Segundo Almeida e Ebert (2006), o Terreno Costeiro apresenta granitos e granodioritos com frequentes xenólitos de biotita gnaisses migmatíticos, biotita gnaiss e biotita-hornblenda gnaisses. Esses litotipos estão migmatizados e milonitizados e apresentam

idades Neoproterozoicas. A associação mineralógica mais frequente é composta por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita, característica da fácies anfibolito.

De acordo com os autores, as feições tectônicas dos terrenos do Orógeno Ribeira se distribuem de forma homogênea, exceto pelo Terreno Costeiro, onde as estruturas planares e lineares apresentam uma menor intensidade de deformação tectônica. Os demais terrenos apresentam foliações gnáissicas e miloníticas de direção NE, e apresentam mergulhos entre de baixo a alto ângulo, ora orientados para SE, ora para NW.

Figura 4: Mapa da Província Mantiqueira com destaque para a localização da área de estudo e Terrenos Embu e Costeiro.



Fonte: Extraído e adaptado de Heilbron *et al.* (2004).

3.2 Litotipos e compartimentação estrutural do Planalto de Paraitinga – Paraibuna

A litologia da área de estudo está dividida em depósitos quaternários, rochas granitoides e rochas do Grupo Açungui, ambas de idade neoproterozoica (figura 5).

Os depósitos quaternários (**Q**) são constituídos por corpos pelíticos e rudáceos: compostos por materiais de granulometria entre cascalho, areia, silte e argila. Esses depósitos quaternários estão dispostos sob a forma de aluviões, terraços, colúvios e tálus (HASUI *et al.* 1978).

As rochas granitoides (**PCγ**), segundo Hasui *et al.* (1978), são corpos de caráter intrusivo sintectônico (apresentando foliação). Sua mineralogia essencial é composta por quartzo e feldspato (microclínio e plagioclásio). A mineralogia acessória é composta por biotita, muscovita, apatita, zircão, titanita e alanita.

O Grupo Açungui, localizado no setor leste paulista, apresenta as seguintes litologias: filitos, quartzitos, xistos, rochas calcossilicatadas, calcários metamórficos, metaconglomerados, anfibolitos e rochas migmatíticas (HASUI *et al.*, 1978). Porém, na área de estudo, ocorrem rochas ectiníticas, pertencentes da transição entre a fácies xisto verde e anfibolito, e rochas migmatíticas pertencentes da fácies anfibolito (TASSINARI, 1988). As rochas ectiníticas, essas formadas essencialmente por metamorfismo regional, são representadas pelos micaxistos e quartzo-micaxistos (**PCx**) apresentam xistosidade bem desenvolvida, e, por vezes crenulada. São, em sua maioria, compostas pelos minerais essenciais muscovita, biotita e quartzo. Além destes minerais, também estão presentes granada e plagioclásio em sua composição mineralógica (MEHNERT, 1971; HASUI *et al.* 1978).

O levantamento geológico realizado por Hasui *et al.* (1978) classificou os afloramentos de migmatitos do setor leste paulista de acordo com suas estruturas megascópicas predominantes apontadas por Mehnert (1971). Além disso, os autores dividem as rochas migmatíticas em dois grupos: migmatitos heterogêneos (metatexito) estromatíticos e agmatíticos, e homogêneos (diatexitos).

Os metatexitos são rochas migmatíticas com discretos leucossomas, mesossomas e melanossomas, são formadas pelo processo de metatexia, o qual é caracterizado pelo processo de fusão parcial de uma rocha, onde o material fundido de composição granítica separa-se de minerais máficos não fundidos (MEHNERT, 1971; WIMMENAUER, BRYHNI, 2002). Já os diatexitos são rochas migmatíticas cujos leucossomas e melanossomas formam estruturas do tipo nebulítica e *schlieren*; são formados pelo processo de diatexia, o qual é caracterizado pelo processo de fusão de alto grau, no qual os minerais máficos também são envolvidos no processo de fusão (MEHNERT, 1971; WIMMENAUER, BRYHNI, 2002).

A área de estudo apresenta as seguintes unidades migmatíticas: migmatito homogêneo estromatítico, metatexito nebulítico e faixa de transição.

Faixa de transição (**PCMa**): Segundo Hasui *et al.* (1978) são rochas que apresentam estrutura de aspecto brechóide, onde os fragmentos do paleossoma (porção da rocha parental do migmatito) estão envoltos pelo neossoma (porção neoformada de um migmatito) (MEHNERT, 1971; WIMMENAUER, BRYHNI, 2002). Esse corpo rochoso apresenta-se de maneira subordinada e paralelo ao corpo granitoide localizado ao sul do Rio Paraitinga.

Migmatito homogêneo estromatítico (**PCDe**): Rochas cujas bandas escuras, os melanossomas são de natureza gnáissica, por vezes compostas de xistos feldspatizados com teores variáveis de biotita. O neossoma é de composição granítica, pegmatítica e, por vezes, aplítica, apresentando quartzo, microclínio e biotita em sua composição mineralógica. A estrutura do migmatito homogêneo estromatítico apresenta bandamento, xistosidade e foliação bem definidos e paralelos. Hasui *et al.* (1978) ressaltam que a biotita presente no melanossoma é, via de regra, orientada, apontando uma foliação ao neossoma.

Metatexito nebulítico (**PCDg**): Segundo Hasui *et al.* (1978), esses corpos rochosos são gnaisses de fácies granítica e estratificação ou xistosidade paralela regular. Frequentemente apresentam fenoblastos de feldspato, ou pequenas camadas de granito.

Esses corpos rochosos, do ponto de vista petrográfico, são gnaisses de composição granítica e granodiorítica. Apresentam quartzo, microclínio e plagioclásio como minerais essenciais. A mineralogia acessória pode apresentar biotita, muscovita, apatita, zircão, titanita e alanita. Já os minerais secundários são sericita, epídoto, clorita e carbonatos (HASUI *et al.*, 1978).

As rochas aqui nomeadas como faixa de transição e metatexito nebulítico foram, anteriormente, nomeadas por Hasui *et al.* (1978), como migmatito agmatítico e migmatito embrechítico anatexítico nebulítico, respectivamente. Contudo, atualmente, segundo a nova classificação de rochas migmatíticas proposta pelos autores Sawyer e Brown (2008), os termos “embrechítico”, “anatexítico” e “agmatítico” estão em desuso. De acordo com Sawyer (2008), rochas que correspondem à descrição dos migmatitos agmatíticos podem ser encontradas em torno de corpos intrusivos, assim como ocorre na área de estudo deste trabalho. Ressalta-se que a descrição estrutural e mineralógica de ambos litotipos descritos por Hasui *et al.* (1978) foram mantidas.

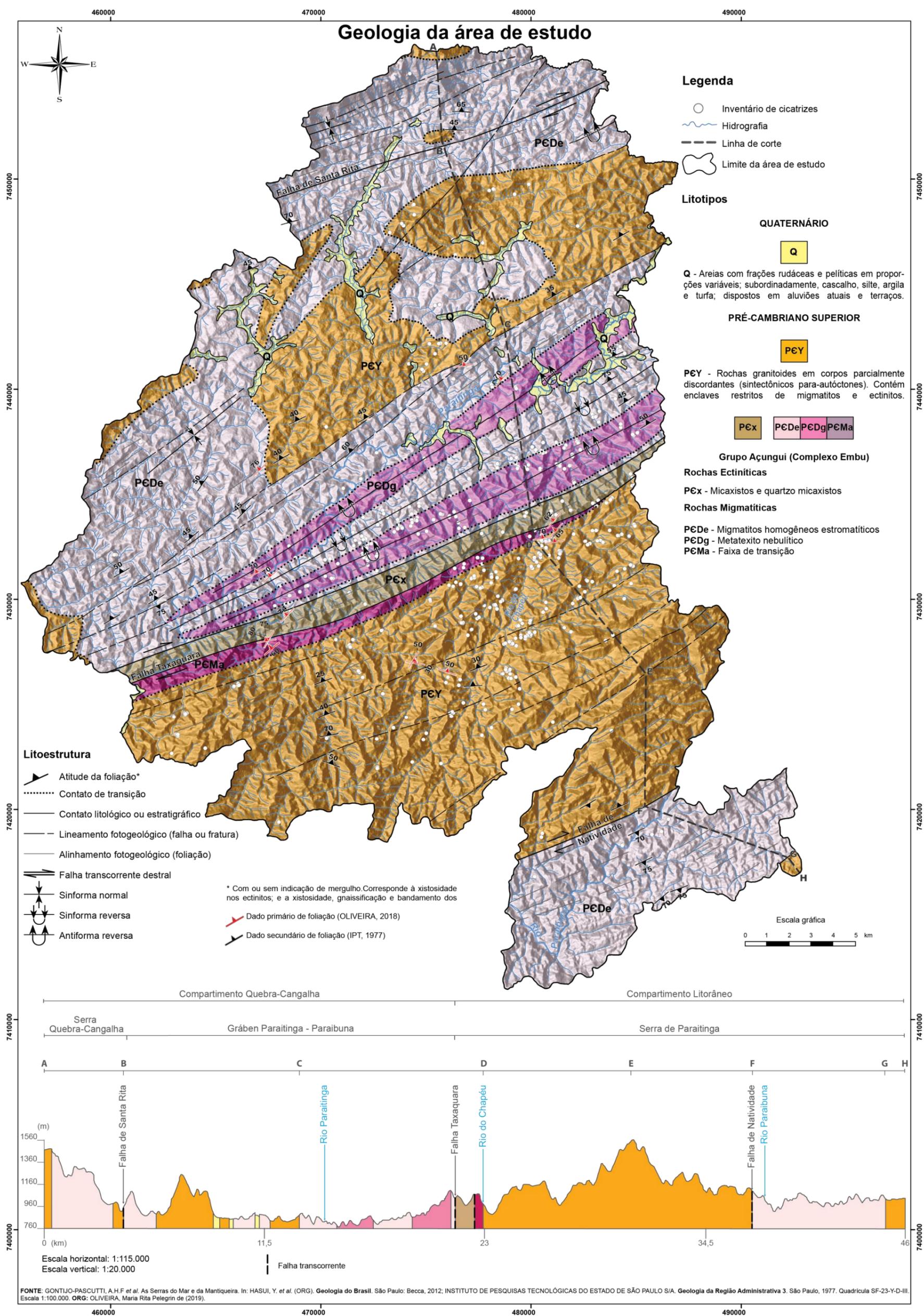
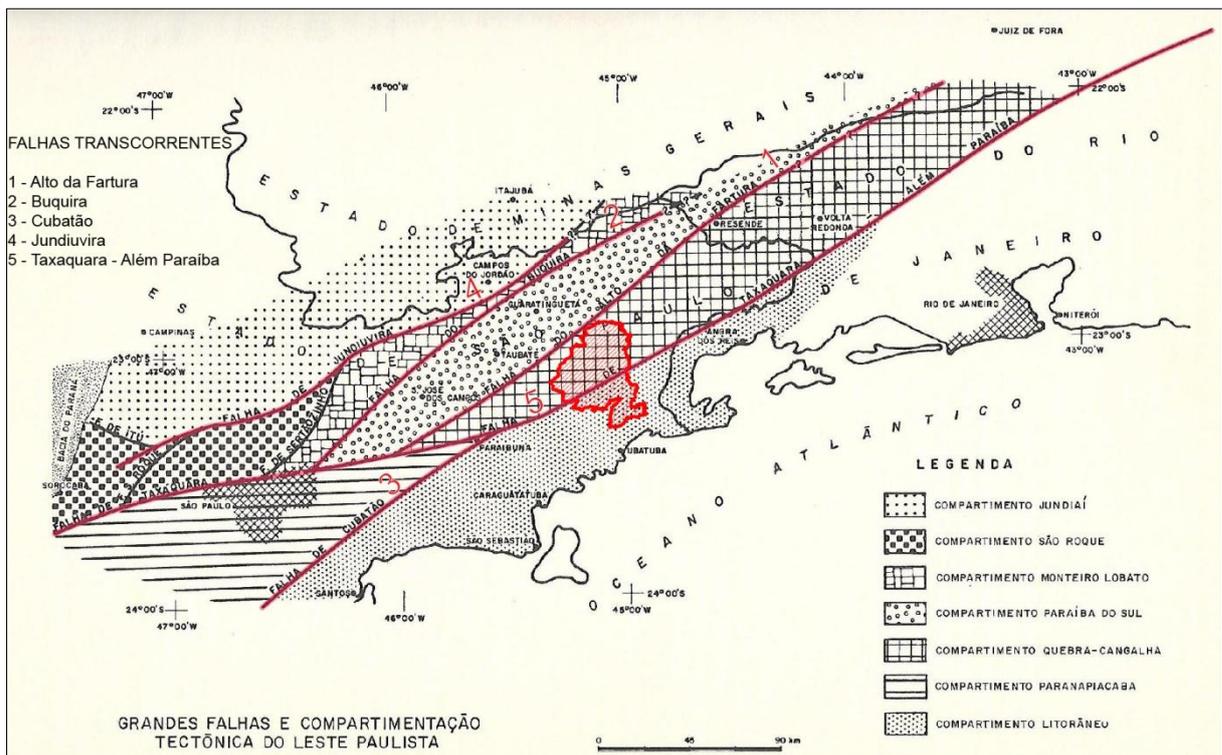


Figura 5: Mapa geológico e perfil topográfico – geológico.

O contexto geológico regional onde está inserida a área de estudo pode ser caracterizado, segundo com Hasui *et al.* (1978), como compartimentos tectônicos delimitados por antigas linhas de sutura, as quais foram reativadas na era Cenozoica. Cada compartimento apresenta características litológicas, estruturais e geomorfológicas distintas. Hasui *et al.* (1978) elenca seis compartimentos tectônicos para a região leste paulista: Jundiáí, Monteiro Lobato, Paraíba do Sul, Paranapiacaba, Quebra-Cangalha e Litorâneo - estes dois últimos pertencentes à área de estudo desta pesquisa (figura 6). Os seis compartimentos tectônicos são delimitados pelas falhas transcorrentes destrais (direção NE - SW) chamadas de Alto da Fartura, Buquira, Cubatão, Jundiuvira, Taxaquara e Além Paraíba. A litologia da região é composta por rochas dos grupos Paraíba e Açungui, representada por migmatitos, rochas ortometamórficas e granitoides.

Figura 6: Grandes falhas e compartimentação tectônica do leste paulista, com destaque para área de estudo.



Fonte: Adaptado de Hasui *et al.* (1978).

O conjunto de falhas transcorrentes que delimitam os compartimentos tectônicos apontados por Hasui *et al.* (1978) estão inseridos no Sistema de Falhamento Cubatão ou Megafalha Cubatão (SADOWSKI, 1991). Segundo o autor, o Sistema Cubatão apresenta o alinhamento de três segmentos de falha principais: Lancinha-Itapeúna, Cubatão e Além Paraíba, totalizando um comprimento de aproximadamente 800 km. Esse sistema constitui

parte de um conjunto maior de falhas, que bordejam a costa do sudeste brasileiro e apresenta uma extensão de mais de 2.000 km (SADOWSKI, 1991).

De acordo com Sadowski (1991), o Segmento Lancinha se estende da Bacia do Paraná até a planície do baixo Rio Ribeira de Iguape. O Segmento Cubatão apresenta-se associado a uma faixa de metassedimentos de baixo grau metamórfico e estende-se desde o baixo curso do Rio Ribeira de Iguape até a região do município de Salesópolis (SP); onde o Segmento Cubatão converge-se com a falha de Taxaquara (proposta por Hasui *et al.*, 1978), estendendo-se até à borda do estado do Rio de Janeiro, conectando-se com o Segmento Além Paraíba (SADOWSKI, 1991).

A Megafalha Cubatão apresenta extensas zonas de cisalhamento, subparalelas, com alto ângulo de mergulho e direções entre N30E a N70E, sendo geralmente miloníticas – geradas em um regime de deformação destal com componente dúctil (SADOWSKI, 1991). Longitudinalmente, o Segmento Cubatão apresenta deformações de diferentes níveis estruturais. Segundo o autor, na direção NE do lineamento, a deformação afeta rochas mais profundas, com a presença de cataclasitos e imposição de novas xistosidades aos corpos rochosos.

Em relação à topografia, o Sistema Cubatão imprime no relevo uma depressão linear ligada à erosão diferencial imposta pela faixa de metassedimentos e de milonitos que acompanham as falhas de Lancinha, Cubatão e Além Paraíba (SADOWSKI, 1991). Outro reflexo da zona de falha na topografia é o alinhamento da drenagem, como por exemplo: o encaixa dos vales do Rio Paraíba do Sul, Rio Mogi, Rio Branco, Rio São Lourenço, Rio Juquiá e o baixo curso do Rio Ribeira de Iguape (SADOWSKI, 1991).

O perfil topográfico geológico (figura 5) está localizado na Zona de Transcorrência São Paulo, caracterizada por sua estrutura em blocos de falhas – ou compartimentos – com características litológicas e estruturais próprias (HASUI *et al.*, 1978). Os compartimentos apresentados aqui estão delimitados pelas falhas transcorrentes de Santa Rita (ao norte da área de estudo) e a Falha de Natividade (ao sul da área de estudo). A principal falha da área de estudo é a falha Taxaquara (Taxaquara/Cubatão), a qual intercepta o setor central do município de São Luiz do Paraitinga e o setor sul do município de Lagoinha.

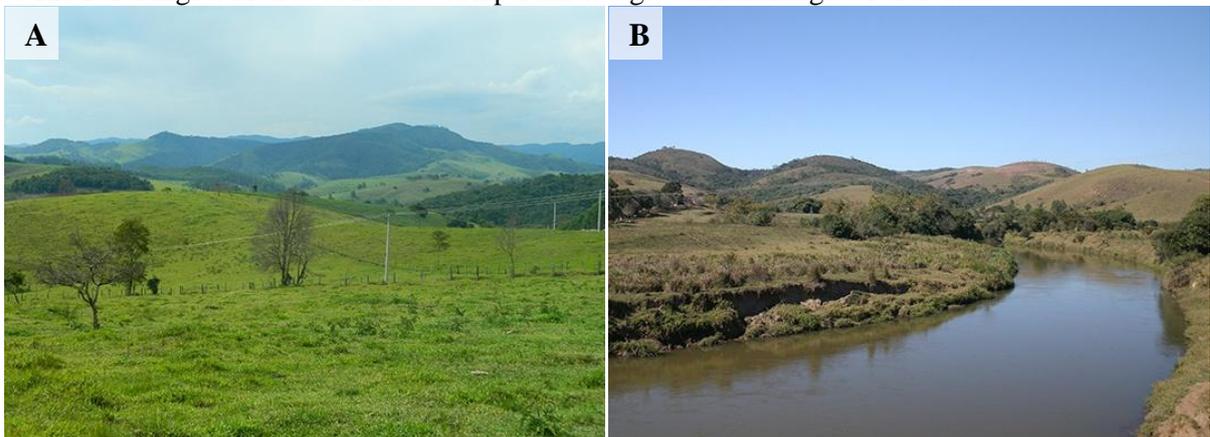
Do ponto de vista geomorfológico, a área de estudo está localizada no Planalto de Paraitinga – Paraibuna, morfoescultura que apresenta uma herança tectônica do Pré-Cambriano por apresentar um nítido controle estrutural. Apesar dos ciclos de erosão e dos processos morfoclimáticos que afetaram/afetam essa região, tais processos não suprimiram os traços das estruturas primárias, tais como: linhas de falha, foliação metamórfica (bandamento

e/ou xistosidade) e linhas de fraturas (HASUI *et al.*, 1978; GATTO *et al.*, 1983; ROSS e MOROZ, 1997; HASUI, 2010).

Ao norte, o Planalto de Paraitinga - Paraibuna apresenta o compartimento Quebra-Cangalha, o qual apresenta forma de fuso (forma alongada com extremidades mais estreitas em relação ao centro) na direção NE – SW. Sua litologia é composta por migmatitos homogêneos, ectinitos e granitoides. Inseridos no compartimento Quebra – Cangalha é possível distinguir dois subcompartimentos menores: Serra de Quebra – Cangalha e o Gráben Paraitinga – Paraibuna (figura 5).

A Serra de Quebra – Cangalha é um alto dissecado com altitudes entre 800 – 1000 metros, sustentada por granitoides e migmatitos homogêneos e controlada localmente pelas falhas de Santa Rita e Canas (essa localizada fora da área de estudo), ambas ramificações da falha Taxaquara (HASUI *et al.*, 1978; GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012) (figura 7A). A área rebaixada localizada entre as falhas de Santa Rita e Taxaquara, onde está situado o Rio Paraitinga, apresenta características morfotectônicas e estruturais que indicam um possível gráben paralelo ao de Taubaté, porém em uma altitude mais elevada e de formação mais recente (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012) (figura 7B).

Figura 7: (A) vista parcial da Serra de Quebra-Cangalha ao fundo e relevo de morros baixos; (B) leito do Rio Paraitinga e morros baixos do compartimento gráben Paraitinga – Paraibuna.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017).

Segundo Gontijo-Pascutti *et al.*(2012), o Gráben Paraitinga – Paraibuna seria de origem mais recente, pois esta região apresenta ocorrências de reativações neotectônicas. Esse gráben não apresenta pacotes sedimentares semelhantes aos da Bacia de Taubaté, além de haver um desnivelamento de 300 – 400 metros entre o Gráben Paraitinga – Paraibuna e o Gráben de Taubaté. A morfologia da área é composta pela planície do Rio Paraitnga, colinas baixas, morros paralelos e pequenas serras, com altitudes modestas variando entre 400 – 700

metros (figuras 7 A e B). Observou-se em campo que nesse compartimento o número de cicatrizes de erosão supera o número de cicatrizes de movimento de massa, com destaque para a erosão laminar, ravinamentos e voçorocas vinculadas aos terracetes de pisoteio (figura 8).

Figura 8: Cicatriz de erosão (ravinamento) em encostas do compartimento gráben Paraitinga – Paraibuna.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017).

O Compartimento Litorâneo, segundo Hasui *et al.* (1978), é composto por corpos granitoides e de migmatitos homogêneos estromatíticos. Inserida neste contexto está a Serra de Paraitinga, cuja morfologia apresenta morros dissecados, vales fechados com encostas de alta declividade, serras alongadas e alinhadas na direção ENE - WSW com altitudes entre 1000 – 1500 metros e ângulos de encosta de até 50°. A drenagem da região apresenta um condicionamento à estrutura tectônica, apresentando padrões retangulares a subdendríticos adaptados aos sistemas de falhas e juntas, cujos rios apresentam regime torrencial e as planícies aluviais são estreitas e pouco desenvolvidas (GATTO *et al.*, 1983; ROSS e MOROZ, 1997) (figura 9A).

Figura 9: (A) contexto geomorfológico da Serra de Paraitinga; (B) terracetes de pisoteio em depósito de sopé de encosta; (C) escorregamentos translacionais rasos em encostas do Compartimento Litorâneo.



Fonte: (A) e (B) Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2016); (C) Gramani, M. F. (2010).

Nesse compartimento há um maior número de ocorrências de cicatrizes de movimento de massa (com predomínio dos escorregamentos translacionais rasos). No município de São Luiz do Paraitinga, pode-se destacar a bacia do Rio do Chapéu como a área mais afetada pelos movimentos de massa registrada em campo. Esta área apresenta formações superficiais de texturas argilosa e areno – argilosa de espessuras variáveis, correspondendo aos cambissolos, argissolos e neossolos. A troca da vegetação de primária e secundária por pastagens, silvicultura (pinus e eucaliptos) acelera o desenvolvimento dos processos morfogenéticos, originando sulcos, ravinas, voçorocas e movimentos de massa generalizados (GATTO *et al.*, 1983; ROSS e MOROZ, 1997) (figuras 9 B e C).

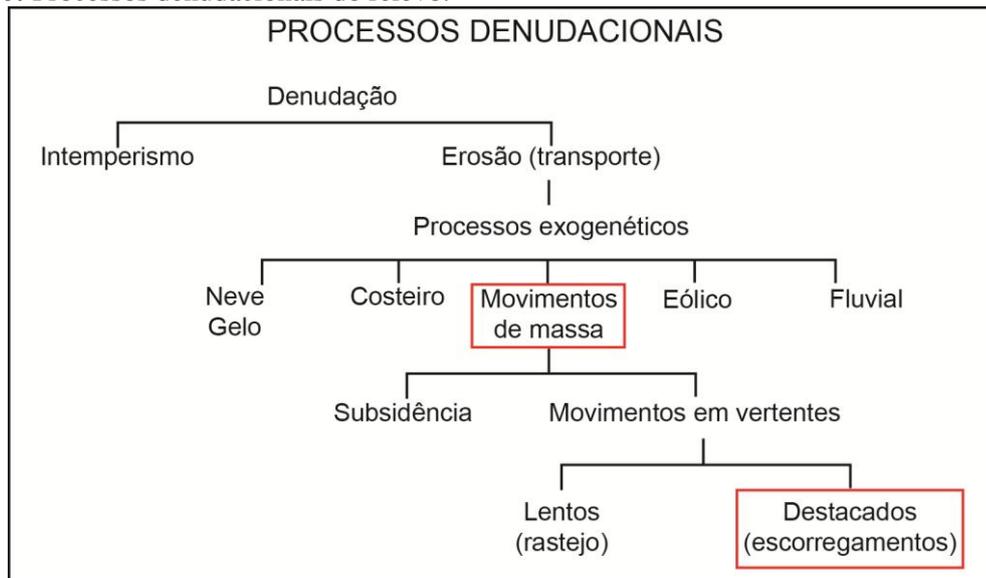
4. Fundamentação teórica e conceitual

Neste capítulo são explicitados os conceitos relacionados aos processos de movimento de massa, seus fatores condicionantes e deflagradores. Os conceitos aqui expostos serviram de guias para o entendimento de tais processos e suas causas, auxiliando na escolha dos parâmetros de análise desta pesquisa. A primeira parte do capítulo trata do papel dos processos de movimento de massa como um dos elementos de denudação do relevo. A segunda parte apresenta as definições de três grupos de tipologias de movimento de massa. A terceira parte expõe os fatores condicionantes e deflagradores destes processos.

4.1 Denudação do relevo e os processos de movimentos de massa

Do ponto de vista geológico, os movimentos de massa fazem parte dos processos denudacionais do relevo, estando inseridos também no processo do ciclo das rochas (CROZIER, 1986). Denudação é um antigo e abrangente conceito que se refere ao desgaste de materiais ao longo do tempo geológico. Ao longo do século XIX houve diferentes concepções a respeito do conceito de denudação. Para Davis (1899), *apud* Crozier (1986), a denudação estaria restrita à atividade de remoção de regolito e perda de materiais das encostas. Nesse caso, para Davis (1899), a ação dos rios estaria excluída dos processos denudacionais (CROZIER, 1986). O processo de denudação, assim, ocorreria em terras íngremes pertencentes ao primeiro estágio do ciclo geográfico.

O conceito de denudação envolve os mecanismos de intemperismo (desagregação do material) e erosão (transporte de material). Existem cinco grupos de processos exogenéticos (controlados por forças externas) capazes de erodir em função de sua ação intensa, são estes: ação do gelo, ação costeira, movimentos de massa, ação eólica e ação fluvial (figura 10) (CROZIER, 1986). De acordo com Fernandes e Amaral (2000), os movimentos de massa, assim como os processos de intemperismo e erosão, são fenômenos naturais contínuos de dinâmica externa, os quais modelam a paisagem da superfície terrestre.

Figura 10: Processos denudacionais do relevo.

Fonte: Adaptado de Crozier (1986).

Além desses conceitos de denudação apresentados, os autores Gallagher, Brown e Johnson (1998) e Ring *et al.* (1999) apontam para uma diferenciação entre os conceitos de denudação, erosão e exumação. Para Gallagher, Brown e Johnson (1998) há a denudação tectônica e a denudação erosiva. A primeira está associada aos processos de reativações de falhas e zonas de cisalhamento, impondo uma cominuição e transporte dos materiais rochosos. Já a segunda refere-se à atuação dos fatores exógenos em períodos de erosão rápida.

Para Ring *et al.* (1999), a denudação é processo de remoção de material rochoso e terrígeno por meio de processos tectônicos ou exógenos. Já o termo exumação refere-se à exposição em superfície de rochas ígneas e metamórficas formadas em profundidade. Segundo os autores, há os seguintes meios de exumação: falhamento normal, afinamento litosférico e erosão de orógenos.

Os processos de movimento de massa se diferem dos demais processos denudacionais por não necessitar de água como agente de transporte, e sim da força da gravidade (CROZIER, 1986). Segundo, Fernandes e Amaral (2000), os processos erosivos (erosão laminar, voçorocas, ravinas e etc.) são distintos dos movimentos de massa, pois o impacto da água e a desagregação dos materiais não são, em geral, seguidos de movimentos coletivos de massa com arraste de grandes volumes de partículas liberadas.

4.2 Definições de movimentos de massa e tipos

Segundo Summerfield (2013), os processos de movimento de massa são caracterizados pelo transporte de material encosta abaixo sob a influência da força da gravidade, sem a assistência da água em movimento, gelo ou ar. O autor também aponta o termo perda de massa (*mass wasting*) como um sinônimo para os movimentos de massa, porém, o autor ressalta que este termo também é utilizado em um sentido mais amplo, englobando todos os processos que envolvem o rebaixamento do relevo.

De acordo com Gupta (2011), o movimento de massa pode ser definido como um termo geral para os movimentos de materiais vertente abaixo sob a ação da gravidade – geralmente em um estado relativamente seco. O autor aponta três variáveis que caracterizam os movimentos de massa. A primeira está relacionada à natureza do movimento: os materiais podem cair das encostas (quedas); deslizar sobre uma superfície ou movimentar-se como fluxos hiperconcentrados (quando lubrificados de água). A segunda variável relaciona-se à natureza dos materiais. O material em movimento pode apresentar uma variação textural partindo desde um matacão até o tamanho de uma partícula de argila. Normalmente movimentando-se sob a forma de uma mistura de materiais mal selecionados. A terceira variável concerne à velocidade do movimento. O material em movimento pode rastejar (*creep*) ao longo da vertente e/ou movimentar-se em alta velocidade, descolando-se de maneira instantânea.

Selby (1993) caracteriza os movimentos de massa como movimento de solo ou rocha encosta abaixo sob a influência da gravidade sem a ajuda direta de água, ar ou gelo. Segundo o autor, o papel da água e do gelo reside na redução da tensão dos materiais das encostas, contribuindo com o comportamento plástico e fluido do solo. Selby (1993) utiliza o termo “perda de material” (*mass wasting*) no lugar de movimento de massa (*mass movement*) ou escorregamento (*landslide*), pois, para o autor, o termo *mass wasting* engloba as quedas, rastejos e tombamentos.

Bierman e Montgomery (2014) definem os movimentos de massa como os processos de translação de material rochoso ou de solos saturados (ou parcialmente saturados) ao longo de uma superfície de ruptura ou plano de cisalhamento. De acordo com Ruhe (1975), os materiais terrígenos apresentam propriedades físicas que tendem a deformação quando expostos a uma aplicação de força externa. A resistência ao cisalhamento (*shear strength*) é a capacidade de um material resistir ao estresse/tensão de cisalhamento (deslizamento de um corpo sobre o outro). A força de cisalhamento é quantificada por três componentes: ângulo de

atrito, coesão e força normal (*normal stress*). A maneira como esses três componentes interagem determinam a força de cisalhamento e a estabilidade dos materiais (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014). Porém, quando os materiais são expostos a uma força externa (*shear stress*) maior que a resistência ao cisalhamento, o equilíbrio de uma encosta, por exemplo, pode ser modificado; tendendo à ruptura dos materiais (RUHE, 1975).

Na natureza há diversos tipos de movimentos de massa, isso se deve aos diferentes tipos de materiais, fatores condicionantes e fatores deflagradores destes processos (FERNANDES e AMARAL, 2000). Segundo Bierman e Montgomery (2014), há três grandes tipos de movimentos de massa: escorregamentos, corridas e quedas. Esses três processos podem ocorrer separadamente ou em conjunto, formando um evento mais complexo. Os movimentos de massa podem ser tanto lentos quanto rápidos, com presença de água ou não.

Os escorregamentos implicam em movimentos de coesos blocos de solo e de rocha ao longo de um plano de cisalhamento fino e bem definido (zona de intensa tensão de cisalhamento). Os escorregamentos podem ter superfícies planares ou curvas, podem ser lentos ou rápidos e também podem se transformar em fluxos após um escorregamento inicial (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014).

Escorregamentos translacionais ou planares (*translational slide*) ocorrem em vertentes planas ou abaixo de linhas de cumeadas. Essa tipologia de movimento de massa é a forma mais frequente dentre todas as tipologias. Apresenta superfícies de ruptura em forma plana, a qual acompanha, de modo geral, as descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas dos materiais. Essas descontinuidades podem ser oriundas das atividades de processos geológicos (acamamento, fraturas, bandamentos, entre outros), geomorfológicos (depósitos de encostas) ou pedológicos (contato entre horizontes – solo e saprolito). Os escorregamentos translacionais podem ser rápidos ou lentos, dependem da umidade e da natureza do material constituinte da vertente. Em relação à dimensão, um escorregamento translacional pode afetar todo um lado de uma montanha, deslizando ao longo de planos de estratificação (FERNANDES e AMARAL, 2000; BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figuras 11A e B; figura 12).

Figura 11: (A) escorregamento translacional raso em São Luiz do Paraitinga – descontinuidade entre rocha e solo; (B) escorregamento translacional raso em São Luiz do Paraitinga.



Fonte: Gramani, M. F. (2010).

Escorregamentos rotacionais (*rotational slide*) são movimentos de solos ou rochas ao longo de superfícies de ruptura em forma côncava e dobrada. Exibem uma forma típica de “escada”, com uma pronunciada escarpa principal, seguida de escarpas secundárias. Apresentam blocos rolados em meio ao escorregamento e uma elevada quantia de material acumulado ao sopé da ruptura. Os escorregamentos rotacionais são comuns em áreas de depósitos de materiais espessos, coesos e relativamente homogêneos. Podem ser rápidos (ocorrer em segundos) ou lentos (dias), são frequentemente reativados, principalmente se um curso d’água erodir o sopé do escorregamento (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figura12).

Figura 12: Tipologia dos processos de movimentos de massa: escorregamentos.



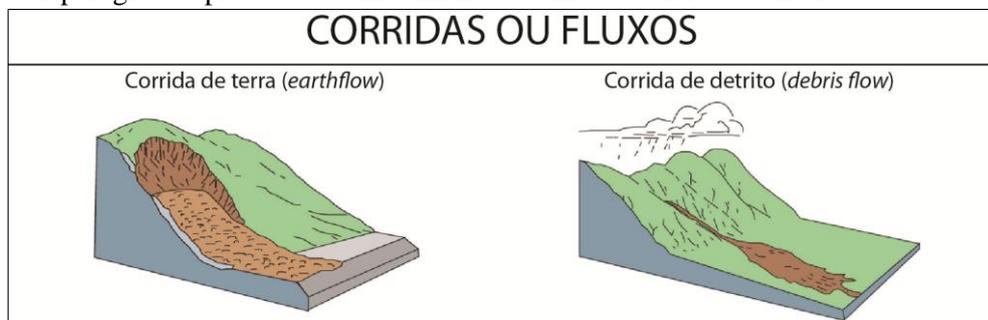
Fonte: Extraído e adaptado de Highland e Bobrowsky (2008).

Os fluxos (*flow*) ocorrem em planos de ruptura/cisalhamento não definidos. Os materiais fluem tal como fluidos viscosos. As corridas implicam em certa quantidade de água, porém um grande escorregamento e quedas de rochas, às vezes, podem se transformar em corridas de materiais secos e terminarem a longas distâncias em relação à base da encosta (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figura 13).

Corridas de detritos (*debris flow*) são movimentos rápidos em materiais saturados, frequentemente canalizados e em vertentes íngremes. As corridas de detritos são uma mistura de rochas, lama e água que podem viajar para longe da vertente a partir do ponto inicial de ruptura. Os componentes necessários para a corrida de detritos ocorrer são: solo suscetível ao cisalhamento, água subterrânea em abundância, encosta íngreme (entre 26° e 45°) e um pequeno escorregamento para deflagrar a corrida de detritos. Os materiais carregados pelas corridas de detritos se deformam de maneira rápida, apresentando um comportamento plástico e podendo formar leques de deposição de até 6° de inclinação (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figura 13).

Ainda no grupo das corridas ou fluxos, há as corridas de terra (*earthflow*). Esse é um tipo de movimento de massa de terra comum em materiais ricos em argila e, diferentemente da corrida de detritos, as corridas de terra se movem como um rígido bloco dentro da ruptura de uma massa de material. Apresentam uma alta variedade de mobilidade e velocidade, dependendo da natureza do material envolvido; podem ocorrer em vertentes entre 5° e 25° de inclinação; podem se mover durante meses, anos ou apresentar movimentos pulsados (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figura 13).

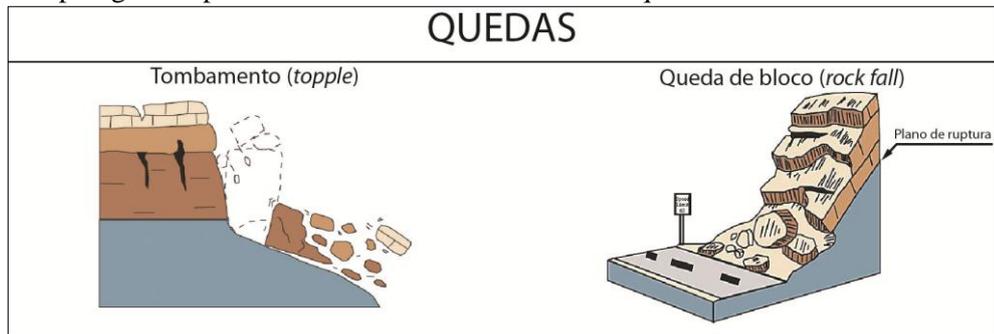
Figura 13: Tipologia dos processos de movimentos de massa: corridas ou fluxos.



Fonte: Extraído e adaptado de Highland e Bobrowsky (2008).

As quedas (*fall*) e os tombamentos (*topple*) se iniciam pela separação de blocos rochosos e/ou de solo por meio de tombamento ou rolamento de materiais oriundos de penhascos em encostas muito íngremes (entre 45° a 90°). Essa tipologia de movimento de massa pode ser favorecida pela presença de discontinuidades na rocha, tais como fraturas e bandamentos composicionais (FERNANDES e AMARAL, 2000; BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) (figuras 14 e 15).

Figura 14: Tipologia dos processos de movimentos de massa: quedas.



Fonte: Extraído e adaptado de Highland e Bobrowsky (2008).

Figura 15: Bloco rochoso abatido ao longo plano de ruptura, paralelo ao bandamento composicional.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

4.3 Fatores condicionantes: geológicos e morfológicos.

Para que ocorram os processos de movimento de massa, é necessária a conjunção de fatores condicionantes e deflagradores destes processos. Esses fatores têm sua origem relacionada com a própria formação das rochas, sua evolução geológica e geomorfológica subsequente, como: tectonismo, intemperismo, erosão e ação antrópica (AUGUSTO FILHO e VIRGILLI, 2015).

Guidicini e Nieble (1984) conceituam os fatores condicionantes como agentes predisponentes e os fatores deflagradores como agentes efetivos – esses subdivididos em preparatórios e imediatos. Os agentes predisponentes são o conjunto de condições geológicas, geométricas e ambientais em que o movimento de massa pode ocorrer. Trata-se de um conjunto das características e condições naturais do ambiente, sem a interferência antrópica.

Guidicini e Nieble (1984) e Augusto Filho e Virgilli (2015) apontam para seis variáveis do complexo geológico: natureza petrográfica, estado de alteração por

intemperismo, acidentes tectônicos (falhamentos e dobramentos), atitude das camadas (direção e mergulho), formas estratigráficas e intensidade de diaclasamento.

Segundo Hearn (2011) e Stead e Wolter (2015), é comum verificar que os processos tectônicos, tais como dobramentos, falhamentos e cisalhamentos, podem influenciar de maneira significativa a estabilidade de encostas em áreas montanhosas. As deformações rúpteis e/ou dúcteis de massas rochosas geradas por movimentos tectônicos estão comumente presentes ao longo de planos, linhas de falha e juntas. Como resultado das deformações, as massas rochosas apresentam ranhuras, farinha de rocha, diminuição e quebra dos minerais. Esses resultados reduzem a resistência da rocha ao longo dos planos de discontinuidades, além de fornecer a cinemática necessária para deslocamentos dos materiais em encostas. De acordo com Selby (1993), rochas severamente deformadas pelo tectonismo estão propensas à abertura e intensificação de juntas, criando zonas de materiais cisalhados (*shatter zones*), nos quais o intemperismo pode agir preferencialmente.

A estabilidade de encostas é significativamente influenciada pelas estruturas geológicas presentes em rochas e em materiais alterados com estruturas reliquias preservadas. As estruturas desempenham um papel decisivo, pois podem controlar os mecanismos de ruptura dos materiais e influenciar no comportamento das rochas e formas de relevos desenvolvidos sobre esses materiais. As estruturas geológicas referem – se às quebras naturais presentes em massas rochosas, tais como: falhas, juntas, planos de acamamento, foliação, xistosidade, bandamento e planos de clivagem – as quais são genericamente tratadas como discontinuidades (GERRARD, 1988; SELBY, 1980 e 1993; WYLLIE e MAH, 2004).

Para Wyllie e Mah (2004), as investigações dos elementos geológicos em relação à estabilidade de vertentes geralmente categorizam as discontinuidades de acordo com sua natureza, ou seja, como foram formadas. Segundo os autores, isso é útil, pois cada categoria de discontinuidade apresenta propriedades similares em relação à resistência ao cisalhamento. Wyllie e Mah (2004) apontam cinco tipos comuns e suas definições de discontinuidades:

- a) Falhas: são rupturas paralelas (ou subparalelas) em blocos rochosos adjacentes, com presença de movimento relativo entre si causado por cisalhamento (deformação rúptil). Por haver movimento relativo de blocos, há, necessariamente, um rejeito mensurável do plano de falha, com valores de direção e mergulho. (WYLLIE e MAH, 2004; NEVES, 2011; FOSSEN, 2013; SALAMUNI, 2016).
- b) Acamamento: planos paralelos à superfície de deposição de sedimentos (WYLLIE e MAH, 2004).

- c) Foliação: são feições planares presentes em rochas ígneas (foliação primária) ou em rochas metamórficas (foliação secundária) que ocorrem de maneira repetida e penetrativamente no corpo rochoso, apresentando uma orientação paralela de minerais placóides. É uma estrutura gerada por fluxo plástico, em geral resultante da deformação gerada por cisalhamento dúctil (LOCZY e LADEIRA, 1976; WYLLIE e MAH, 2004; NEVES, 2011; FOSSEN, 2013; SALAMUNI, 2016).
- d) Juntas e fraturas: são descontinuidades nas quais não são observados movimentos relativos entre blocos rochosos. Em geral, as juntas interligam estruturas primárias tais como acamamento, clivagem e xistosidade (WYLLIE e MAH, 2004).
- e) Clivagem: inserida em um subgrupo de foliações, a clivagem refere – se à propriedade que uma rocha tem de romper – se em planos aproximadamente paralelos. São descontinuidades formadas pela alternância de camadas de materiais de diferentes competências (LOCZY e LADEIRA, 1976; WYLLIE e MAH, 2004; FOSSEN, 2013).
- f) Xistosidade: é definida por uma intensa anisotropia planar e paralela, marcada pela orientação ou reorientação de minerais preexistentes e cristalização orientada de novos minerais, com destaque para os micáceos. A xistosidade pode ser produzida mecanicamente pela recristalização, rotação interna, achatamento contínuo e por processos de metamorfismo (LOCZY e LADEIRA, 1976; SALAMUNI, 2016).
- g) Bandamento gnáissico: é a estrutura planar definida pela recristalização orientada de minerais, apresentando segregação metamórfica de agregados granoblásticos intercalados com agregados orientados, criando a feição bandada de espessuras variáveis resultante de metamorfismo de alta temperatura (LOCZY e LADEIRA, 1976; SALAMUNI, 2016).

A importância do entendimento das descontinuidades dos materiais para a estabilidade de encostas está no fato delas serem planos de fraqueza, onde as rupturas tendem a ocorrer ao longo destas superfícies (SELBY, 1980; GERRARD, 1988; SELBY, 1993; WYLLIE e MAH, 2004; STEAD e WOLTER, 2015). De acordo com os autores, as descontinuidades apresentam diferentes características que podem exercer controle na estabilidade de encostas, são estas: orientação; espaçamento; natureza da superfície; e material de preenchimento.

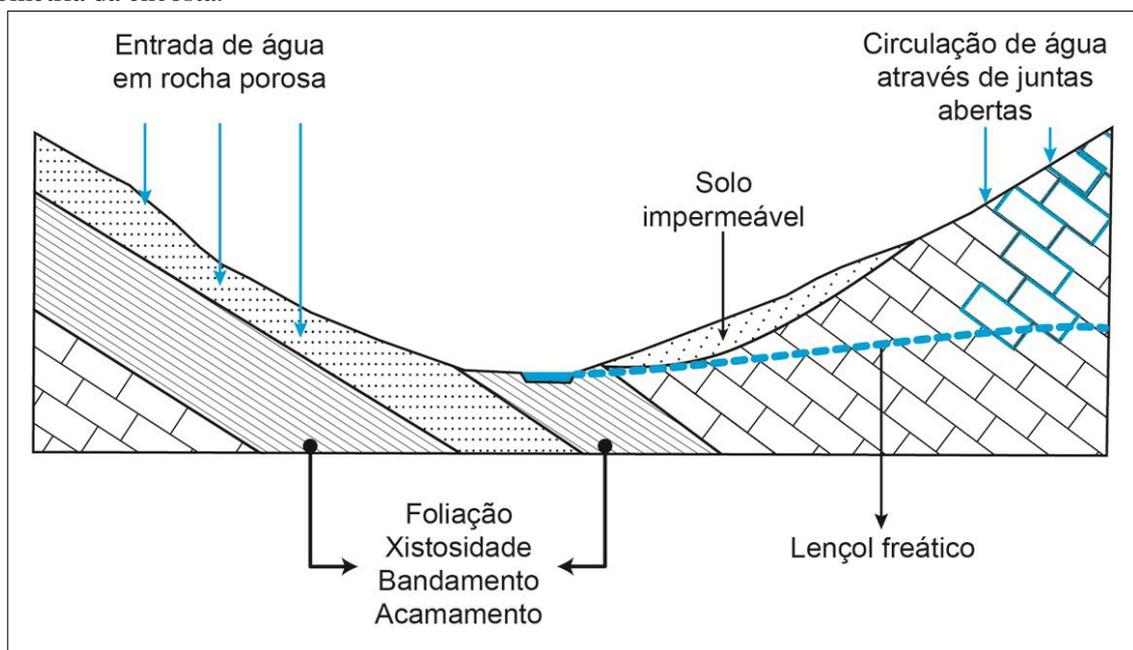
A orientação de descontinuidades é expressa como o mergulho e o rumo do mergulho da superfície. Essa característica é importante em diversas maneiras, a orientação dos planos das descontinuidades pode controlar a configuração das formas de relevo, controlar a orientação da distribuição de carga aplicada em massas rochosas (GERRARD, 1988). As

rupturas de encostas, tais como escorregamentos e tombamentos, são diretamente controladas pela orientação dos planos de discontinuidades e sua relação com a geometria de encostas, representadas pelo ângulo (declividade) e o aspecto (orientação) de encosta (SELBY, 1980; GERRARD, 1988; SELBY, 1993).

Segundo Selby (1980; 1993), a maior estabilidade ocorre quando as discontinuidades estão orientadas (mergulham) para dentro da encosta e a menor estabilidade se dá quando as discontinuidades estão orientadas para fora da encosta. Ainda de acordo com o autor, ângulos desfavoráveis de discontinuidades são, talvez, a causa mais comum de debilidade em encostas – pois o ângulo da encosta é controlado pelo ângulo de mergulho das discontinuidades e o ângulo de atrito entre os materiais. Encostas são geralmente mais estáveis onde o mergulho das discontinuidades é menor do que o ângulo de atrito do plano de ruptura (SELBY, 1993; WYLLIE e MAH, 2004) (figura 16).

De acordo com Selby (1993), além da orientação e geometria dos planos de discontinuidades, o autor aponta para a alternância entre camadas resistentes e frágeis das rochas. Seja pela deformação, pelo intemperismo ou pela pressão da água ao longo das camadas mais frágeis (ou incompetentes) das rochas, estas características aumentam o grau de suscetibilidade à ruptura.

Figura 16: Orientação entre planos de foliação (ou de acamamento) e de juntas em relação à geometria da encosta.



Fonte: Extraído e adaptado de Selby (1993).

Segundo Gerrard (1988) e Wyllie e Mah (2004), o espaçamento das descontinuidades é um fator importante para estabilidade de encostas. Quanto maior for o espaçamento entre as descontinuidades, maior será a possibilidade de zonas de fraqueza, diminuindo a estabilidade da encosta. O espaçamento pode definir o tamanho dos materiais rochosos e controlar a entrada de água no sistema, facilitando os processos de intemperismo físico e químico.

A natureza das descontinuidades comanda a resistência ao movimento e influencia a distribuição da tensão interna das massas rochosas. Qualitativamente, as superfícies das descontinuidades podem ser classificadas como lisa ou rugosa. Com o aumento da rugosidade da superfície das descontinuidades, maior será sua resistência (GERRARD, 1988).

O material de preenchimento das descontinuidades pode ter um efeito decisivo na resistência dos materiais e na estabilidade de encosta. As descontinuidades podem conter materiais como sedimentos finos e de baixo atrito entre seus planos. Por meio da circulação da água, esses materiais podem sofrer alteração química e física, resultando em materiais argilosos (minerais secundários) que tendem diminuir a resistência da massa rochosa, assim como seu ângulo de atrito (GERRARD, 1988).

De acordo com Stead e Wolter (2015), as rupturas em encostas compostas por rochas ígneas são altamente variadas, o processo pode depender da topografia, das condições de estresse *in situ* e grau de intemperismo. Apesar de rochas graníticas e similares apresentarem uma alta resistência, estruturas tais como os planos de esfoliação e o fraturamento podem diminuir a resistência da rocha, aumentando a suscetibilidade à ruptura de encosta. Fell, Stapledon e MacGregor (2012) apontam que as camadas produzidas pela esfoliação esferoidal são tipicamente paralelas à superfície das encostas, promovendo uma condição geométrica favorável aos movimentos de massa. Segundo Stead e Wolter (2015), zonas de falha em área de rochas ígneas atuam como zonas de fraqueza e apresentam um controle significativo no comportamento e no controle nos processos de rupturas. Além disso, essa condição estrutural influencia no fluxo de águas subterrâneas, o que é um fator importante nas condições de poro pressão e intemperismo em encostas.

Segundo Stead e Wolter (2015), os processos de movimento de massa são comuns em rochas metamórficas. Foliações, bandamentos, clivagens e outros aspectos deformacionais influenciam fortemente na estabilidade de encostas em rochas metamórficas. Stead e Wolter (2015) apontam que a foliação dominante pode ser paralela, oblíqua ou oposta à direção do escorregamento, características geométricas estão relacionadas aos mecanismos de escorregamentos translacionais, rotacionais e tombamentos. Além dessas características, a

fácies metamórfica também pode influenciar na resistência da massa rochosa e contribuir para estabilidade ou ruptura de encostas, a depender da composição mineralógica e fábrica.

Hearn (2011) aponta que foliações e clivagens em rochas de baixo e médio grau metamórfico agem como planos de fraqueza, aumentando a possibilidade de ruptura caso a encosta esteja esta orientada conforme a geometria da atitude da descontinuidade. Segundo o autor, o fraturamento nessas rochas frequentemente facilita a entrada de água, e, como resultado, as taxas de intemperismo tendem a ser altas. O intemperismo nessas rochas produzem materiais alterados compostos por argilas, as quais tendem ao escorregamento em presença de água. Frascá e Sartori (2015) também apontam que rochas metamórficas, caso estejam alteradas sob a forma de saprolitos ou solos residuais, podem ser propícias aos movimentos de massa pela presença de planos ricos em minerais micáceos, como a biotita e muscovita.

De acordo com Hearn (2011), a foliação em rochas de maior grau metamórfico (xistos e gnaisses) pode também exercer um grande controle na estabilidade de encostas. Xistos tendem a ser menos propensos ao intemperismo e à instabilidade de encosta que os filitos, porém mais suscetível que os gnaisses. Xistos tendem a romper ao longo dos planos de xistosidade, já os gnaisses tendem a ser mais maciços e romper ao longo de juntas e fraturas (figura 17).

De acordo com Fell, Stapledon, MacGregor (2012) e Stead e Wolter (2015), as rochas sedimentares apresentam um comportamento tipicamente anisotrópico devido aos planos de acamamento, os quais agem como planos de fraqueza a contribuir com a instabilidade de encosta. Acamamentos compostos por diferentes granulometrias (areia X argila) que mergulham para dentro de encostas podem levar ao processo de tombamento. A estabilidade em rochas sedimentares é controlada pelo relativo espaçamento entre camadas, pela presença de juntas, pela diferença de resistência dos materiais entre camadas e pela atitude do acamamento em relação à geometria de encosta (STEAD e WOLTER, 2015).

O complexo morfológico são as características morfométricas/geométricas do relevo, que estão ligadas à declividade, orientação das encostas, amplitude altimétrica e forma do perfil de encosta (retilíneo convexo e côncavo). Já complexo climático – hidrológico: clima, regime de chuvas e águas subterrâneas; gravidade; energia solar e tipo de vegetação.

Os agentes efetivos são aqueles que deflagram o processo de movimento de massa, podendo ser naturais ou antrópicos. Estes agentes ainda são subdivididos em preparatórios e imediatos, considerando sua forma de atuação do período pré-ruptura (AUGUSTO FILHO e VIRGILLI, 2015). Os agentes preparatórios são as precipitações: erosões físicas e químicas; ação de fontes e mananciais; oscilação do lençol freático e ação antrópica e de animais. Os agentes imediatos estão relacionados às precipitações intensas, fusão do gelo e neve, erosão, terremotos, ondas de vento e ação do homem (GUIDICINI e NIEBLE, 1984).

Para esta pesquisa foram escolhidos somente alguns agentes predisponentes (ou fatores condicionantes) para a análise dos movimentos de massa. Devido à grande extensão da área de estudo, foram elencados dois grupos de parâmetros de análise: litoestrutural e morfológico. A análise da litoestrutura pode auxiliar a responder sobre a influência dos materiais nos processos de movimento de massa. A análise dos parâmetros morfológicos do relevo (ângulo e aspecto) visa o entendimento do controle dos elementos da topografia e sua relação aos movimentos de massa.

Segundo Gao (1993), o parâmetro ângulo refere-se ao grau inclinação de uma encosta, além de atuar como um controlador de energia potencial dos materiais, o ângulo da encosta também pode controlar a taxa de percolação da água da superfície. Segundo Selby (1993) o parâmetro morfológico ângulo de encosta se relaciona com o ângulo de mergulho de foliação, juntas ou acamamento das rochas, sendo o ângulo da encosta controlado pelas estruturas. Augusto Filho e Virgilli (2015) apontam que quando os ângulos da encosta e das estruturas são semelhantes, a possibilidade de ruptura do material é maior, exceto quando as estruturas estão horizontalizadas.

Ainda com relação ao ângulo de encosta, alguns autores observaram a influência desse parâmetro morfológico como um condicionante dos processos de escorregamento. Nery e Vieira (2015), para a bacia do Rio Ultrafértil, na escarpa da Serra do Mar (SP), obtiveram a classe de 30° - 50° como a mais suscetível aos escorregamentos.

Fernandes *et al.* (2001), para as bacias dos rios Quitite e Papagaio, no Maciço da Tijuca (RJ), observaram que a classe mais propensa à instabilidade de encosta era a de 37,5° - 55,5°. Para Lan *et al.* (2004), as classes mais suscetíveis aos escorregamentos para a bacia do Rio Xiaojiang (SW da China), foram as de 30° - 40° e de 40° - 50°.

Dias *et al.* (2017), para a bacia do Rio Santo Antônio, no município de Caraguatatuba (SP), notaram que a classe mais suscetível aos escorregamentos foi a de 20° - 30°.

Chen *et al.* (2011), observaram que as encostas com ângulos entre 30° e 50° eram a mais suscetíveis aos escorregamentos em bacias tributárias do Rio *Peinan*, em Taiwan. Todos estes autores, além de apontarem para ângulos de encosta semelhantes como os mais suscetíveis ao escorregamento, demonstram como esse parâmetro morfológico do relevo desempenha um papel importante como um fator controlador.

Para Capitani *et al.* (2013), o parâmetro aspecto desempenhou um papel significativo na distribuição de movimentos de massa em áreas tectonicamente deformadas. Observaram que, quando a orientação da encosta era similar ao *trend* litoestrutural, a suscetibilidade à ocorrência de movimentos de massa era maior, pois a orientação dos planos de descontinuidade das rochas era semelhante aos planos de orientação das encostas.

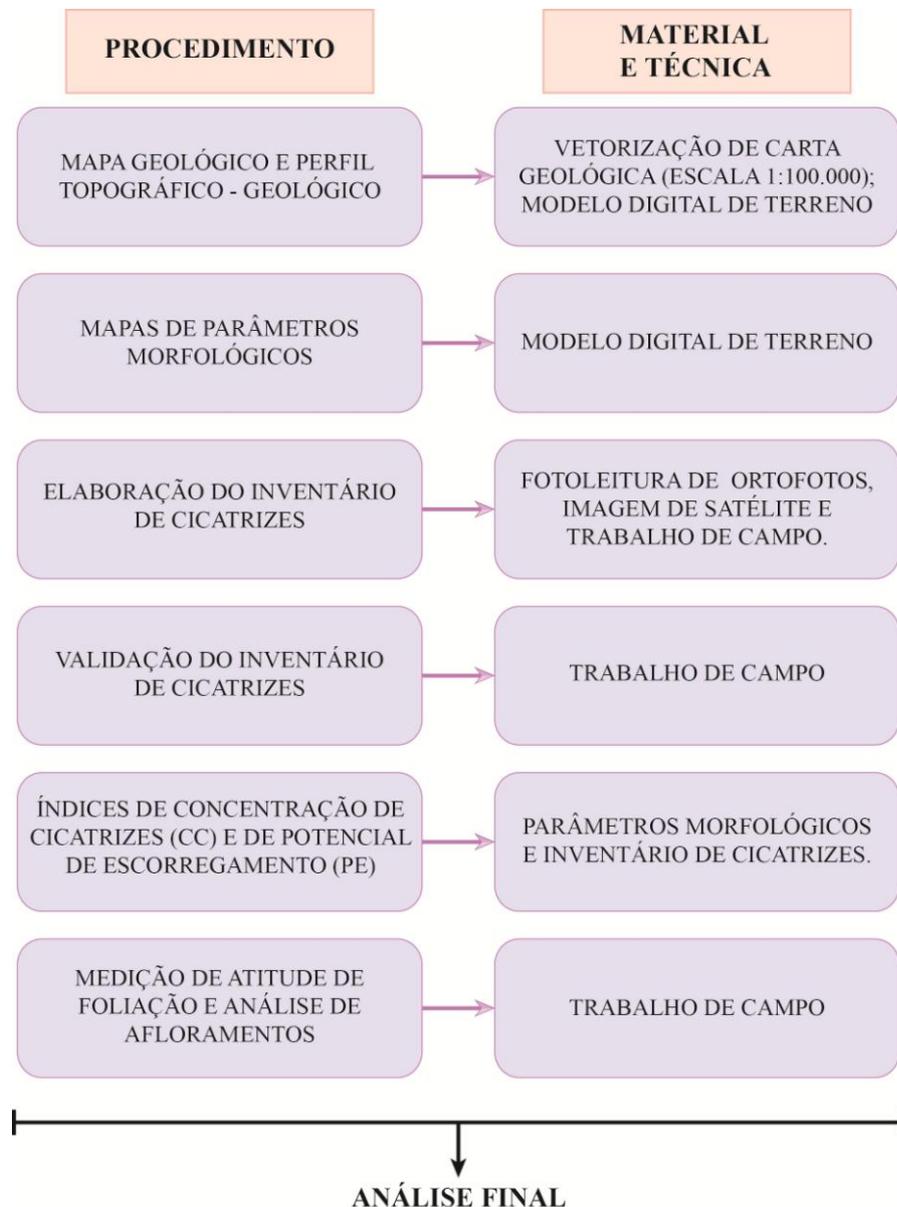
Cerri *et al.* (2017) notaram que o parâmetro aspecto de encosta, em conjunto com a orientação dos planos de foliação, exercia um papel importante como condicionantes dos escorregamentos nas bacias dos rios Santo Antônio e Canivetal, no município de Caraguatatuba (SP).

Fernandes *et al.* (2004), para o Maciço da Tijuca (RJ), observaram que o aspecto de encosta em consonância com a orientação dos planos de foliação, mostrava-se como um fator controlador dos escorregamentos.

5. Procedimentos metodológicos e técnicos

Para alcançar o objetivo desta pesquisa, foram elencados seis procedimentos metodológicos: elaboração mapa geológico (5.1); mapas dos parâmetros morfológicos do relevo (5.2); elaboração do inventário de cicatrizes de escorregamentos (5.3); validação do inventário de escorregamentos (5.4); cálculo dos índices de concentração de cicatrizes e de potencial de escorregamento (5.5); levantamento de dados dos litotipos, litoestruturas e confecção de rosetas e rede de *Schmidt – Lambert* (5.6). Por fim, a análise final elaborada no capítulo sete (figura 18).

Figura 18: Procedimentos metodológicos e técnicos.



5.1 Elaboração de mapa geológico e perfil geológico - topográfico

Foi utilizada a carta geológica do mapeamento *Geologia da Região Administrativa Três (Vale do Paraíba) do Estado de São Paulo*, produzidas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A (IPT) nos anos de 1977 e 1978. A carta que abrange os municípios de Lagoinha e São Luiz do Paraitinga é SF – 23 – Y – D – III (em escala de 1:100.000) (IPT, 1977).

Para elaborar o mapa geológico, a carta foi georreferenciada e vetorizada em que foram contemplados todos os polígonos referentes aos litotipos, todas as feições lineares estruturais (lineamentos, contatos litológicos, linhas de falhas e dobras) e pontos com os valores legíveis de atitude de foliação, bandamento e/ou xistosidade dos afloramentos presente na carta original.

O perfil geológico – topográfico foi elaborado com as informações dos litotipos e estruturas da carta geológica e as informações das altitudes foram obtidas do mosaico de imagens de radar *ALOS PALSAR Global Radar Imagery* (2006 a 2011) com pixel de 12,5m de resolução. A confecção do perfil geológico – topográfico foi elaborada em três etapas cartográficas: criação de uma linha de corte de sentido N – S; elaboração de um perfil de elevação a partir de dados de altitude do Modelo Digital de Terreno (MDT); divisão do perfil de elevação conforme as larguras dos litotipos da carta geológica (IPT, 1977). Assim, o perfil geológico – topográfico foi elaborado com escala horizontal 1:115.000 e escala vertical de 1:20.000.

5.2 Elaboração de mapas de parâmetros morfológicos do relevo

Os mapas dos parâmetros morfológicos do relevo foram confeccionados por meio do mosaico de imagens de radar *ALOS PALSAR Global Radar Imagery* (2006 a 2011) com pixel de 12,5m x 12,5m de resolução. Esta base topográfica foi adquirida por meio do sítio eletrônico da *Alaska Satellite Facility*¹. Para complementar os mapas dos parâmetros morfológicos do relevo, foi utilizada a base vetorial do mapa da rede de drenagem do estado de São Paulo, ano 2013, em escala de 1:50.000. Esta foi obtida por meio do sítio eletrônico da Coordenadoria de Planejamento Ambiental (CPLA) e Secretaria de Meio Ambiente do estado de São Paulo.

¹ Sítio eletrônico da *Alaska Satellite Facility*: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>

Com as bases de dados citadas, foram elaborados dois mapas de parâmetros morfológicos do relevo: mapa de ângulo de encosta e aspecto de encosta. Os valores de ângulo de encosta foram divididos em oito classes de declividade por meio do método de “Quebras Naturais” (RAMOS *et al.*, 2016), o qual consiste em agrupamentos naturais referentes ao universo de dados, resultando em 8 classes (0° - 6°; 6° - 10°; 10° - 14°; 14° - 18°; 18° - 22°; 22° - 26°; 26° - 30° e 30° - 58°). As classes do mapa de aspecto também foram categorizadas em oito classes, segundo os quadrantes e seus azimutes N (337,5° - 22,5°), NE (22,5° - 67,5°), E (67,5° - 112,5°), SE (112,5° - 157,5°), S (157,5° - 202,5°), SW (202,5° - 247,5°), W (247,5° - 292,5°) e NW (292,5° - 337,5°), onde cada quadrante apresenta a medida de 45°.

5.3 Elaboração de inventário de cicatrizes de escorregamento

A construção do inventário de cicatrizes de escorregamento foi dividida em duas etapas. A primeira consistiu no georreferenciamento e na vetorização das cicatrizes de escorregamentos contidas na “*Carta de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações*” do município de São Luiz do Paraitinga, na escala de 1:75.000. Esse material cartográfico oficial foi elaborado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) em conjunto com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no ano de 2014.

A segunda etapa consistiu na elaboração do inventário de cicatrizes de escorregamento para o município de Lagoinha, que não possui um mapeamento oficial. Para isso, foram utilizadas as imagens de satélite do *Google Earth* (anos de 2010 e 2011) e as ortofotos de resolução de 1 x 1 m dos anos de 2010 e 2011 produzidas pela Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S.A (EMPLASA). A fotointerpretação foi realizada na escala de 1:5.000, com auxílio do relevo sombreado (produzido por meio do MDT) sobreposto às ortofotos e imagens de satélite. Os critérios de posição na encosta, diferença altimétrica entre o plano de ruptura e o material carreado foram utilizados para mapear as cicatrizes de movimento de massa/erosão.

Ao todo, foram vetorizadas 48 cicatrizes de escorregamento para o município de São Luiz do Paraitinga e 227 cicatrizes de movimento de massa/erosão para Lagoinha, totalizando 398 cicatrizes em uma área de 873,1 km².

5.4 Validação do inventário de cicatrizes

A validação do inventário preliminar de cicatrizes consistiu em duas etapas: elaboração de ficha de campo e trabalho de campo.

O inventário oficial do município de São Luiz do Paraitinga (CPRM-IPT, 2014) não distingue a tipologia dos movimentos de massa, sendo condensadas/representadas como “*cicatriz de deslizamento recente indicativa de susceptibilidade local/pontual*”. Além disso, o inventário oficial não traz informações sobre a geometria e os materiais que compõem as cicatrizes.

Assim, uma ficha de campo foi elaborada com o objetivo de agregar mais informações sobre as condições de ocorrência dos movimentos de massa da área de estudo. Focou-se na caracterização das condições de uso e ocupação do solo onde os processos de movimento de massa ocorreram, assim como: as características acerca de sua tipologia; tipo de encosta; dimensões e parâmetros morfológicos dos planos de ruptura e dos depósitos e tipo de material mobilizado e depositado, com base nos trabalhos de Crozier (1986) e Gramani e Tominaga (2016) (figura 19).

Figura 19: Ficha de campo para caracterização de movimentos de massa.

FICHA DE CAMPO - CARACTERÍSTICAS DE PROCESSOS DE MOVIMENTOS DE MASSA				
NOME			DATA	
1. DADOS DE LOCALIZAÇÃO				
Nº do ponto	Datum	X (m)	Y (m)	Z (m)
2. CARACTERÍSTICAS DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO: VEGETAÇÃO E INFLUÊNCIA ANTRÓPICA				
Solo exposto		Pastagem		Mata
Silvicultura		Capoeira		Capoeirão
Veg. rasteira		Veg. arbustiva		Plantio (tipo)
Drenagem natural		Drenagem urbana		Água servida
Surgência		Corte		Aterro
Fossas		Vazamentos/tubos		Concentração água em superfície
3. TIPO DE ENCOSTA				
Natural		Corte/aterro		Parede rochosa
4. CARACTERÍSTICAS DOS PROCESSOS				
Tipologia do movimento de massa		Localização em encosta (terços)		
Translacional		Superior	Médio	Inferior
Rotacional		Superior	Médio	Inferior
Cunha		Superior	Médio	Inferior
Queda de blocos		Superior	Médio	Inferior
Fluxos		Superior	Médio	Inferior
Rastejo		Superior	Médio	Inferior
Erosão/movimento de massa		Superior	Médio	Inferior

Outros		Superior	Médio	Inferior
5. CARACTERÍSTICAS DOS MATERIAIS				
Solo residual		Rocha alterada		Matacões e blocos
Saprolito		Cobert .coluvionar		
6. TIPO DE MATERIAL MOBILIZADO				
Solo		Rocha		Antrópico (lixo)
7. PARÂMETROS MORFOLÓGICOS DE CICATRIZES E DEPÓSITOS				
Plano de ruptura		Massa deslocada		
Comprimento		Comprimento		
Largura		Largura		
Altura		Altura		
Profundidade		Profundidade		
8. DATA ("POSSÍVEL") DO ESCORREGAMENTO			Fonte:	
9. REGISTRO FOTOGRÁFICO				
Número de fotos				Ângulo de visada

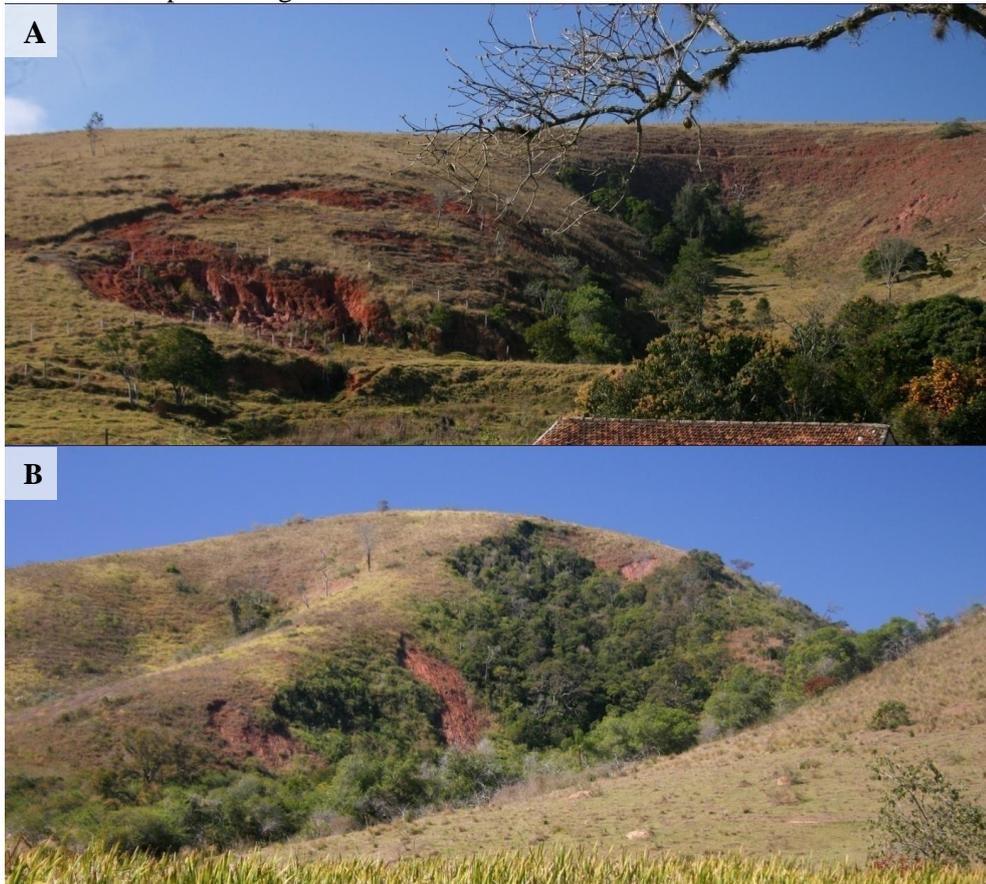
O primeiro trabalho de campo na área de estudo foi realizado entre os dias 26 e 29 de julho de 2017 nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha. Ao longo desses quatro dias de campo foram coletados dados sobre o contexto geomorfológico regional, uso e ocupação do solo, caracterização das cicatrizes de movimento de massa, validação do inventário preliminar de cicatrizes e distinção das cicatrizes de erosão e movimento de massa para o município de Lagoinha. Para tal, foram utilizados os seguintes materiais e instrumentos de campo: ficha de campo; cartas topográficas de Lagoinha (SF-23-Y-D-III-2) (IBGE, 1973), São Luiz do Paraitinga (SF-23-Y-D-III-1) (IBGE, 1974), Natividade da Serra (SF-23-Y-D-III-3) (IBGE, 1978) e Ubatuba (SF-23-Y-D-III-4) (IBGE, 1981) – todas em escala de 1:50.000, com o inventário preliminar de cicatrizes sobreposto; GPS e trena eletrônica para medição dos parâmetros morfológicos das cicatrizes de movimento de massa.

Ao todo, foram levantados 22 pontos ao longo de 160 km percorridos, em uma área de aproximadamente 200 km². Ao longo dessa extensão percorrida em campo, verificou-se que o inventário oficial do município de São Luiz do Paraitinga (CPRM-IPT, 2014) é coerente com as cicatrizes vistas em campo, porém o mapeamento oficial não contempla a quantidade de cicatrizes de movimento de massa, a qual era maior do que a apresentada no documento oficial.

Além de obter informações detalhadas sobre as cicatrizes de movimento de massa e caracterizar o uso e ocupação do solo, o trabalho de campo também teve como objetivo validar o inventário elaborado para o município de Lagoinha. Notou-se que muitas feições pontuadas como cicatrizes de movimento de massa eram, na verdade, cicatrizes de erosão.

Devido às grandes dimensões da área de estudo (873,1 km²), optou-se por uma validação amostral das cicatrizes de escorregamento. Com o trabalho de campo foi possível observar e distinguir feições pertencentes aos escorregamentos e às erosões (figura 20 A e B). Essas observações realizadas em campo auxiliaram na correção do inventário de cicatrizes elaborado em gabinete, permitindo confirmar ou incluir pontos de cicatrizes de escorregamento e excluir pontos de cicatrizes de erosão.

Figura 20: (A) cicatriz de erosão no município de Lagoinha; (B) cicatriz de escorregamento translacional no município de Lagoinha.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017).

Desta maneira, para que os inventários dos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha tivessem uma qualidade satisfatória, esses foram refeitos após as informações obtidas em campo. Para isso, foi criado um mapeamento pós-campo de verificação das cicatrizes de movimento de massa (figura 21). Esta verificação foi elaborada por intermédio de uma grade (arquivo vetorial) a qual subdividiu a área de estudo em quadrados de 2 x 2 km, o que possibilitou um maior controle sobre a vetorização do novo inventário.

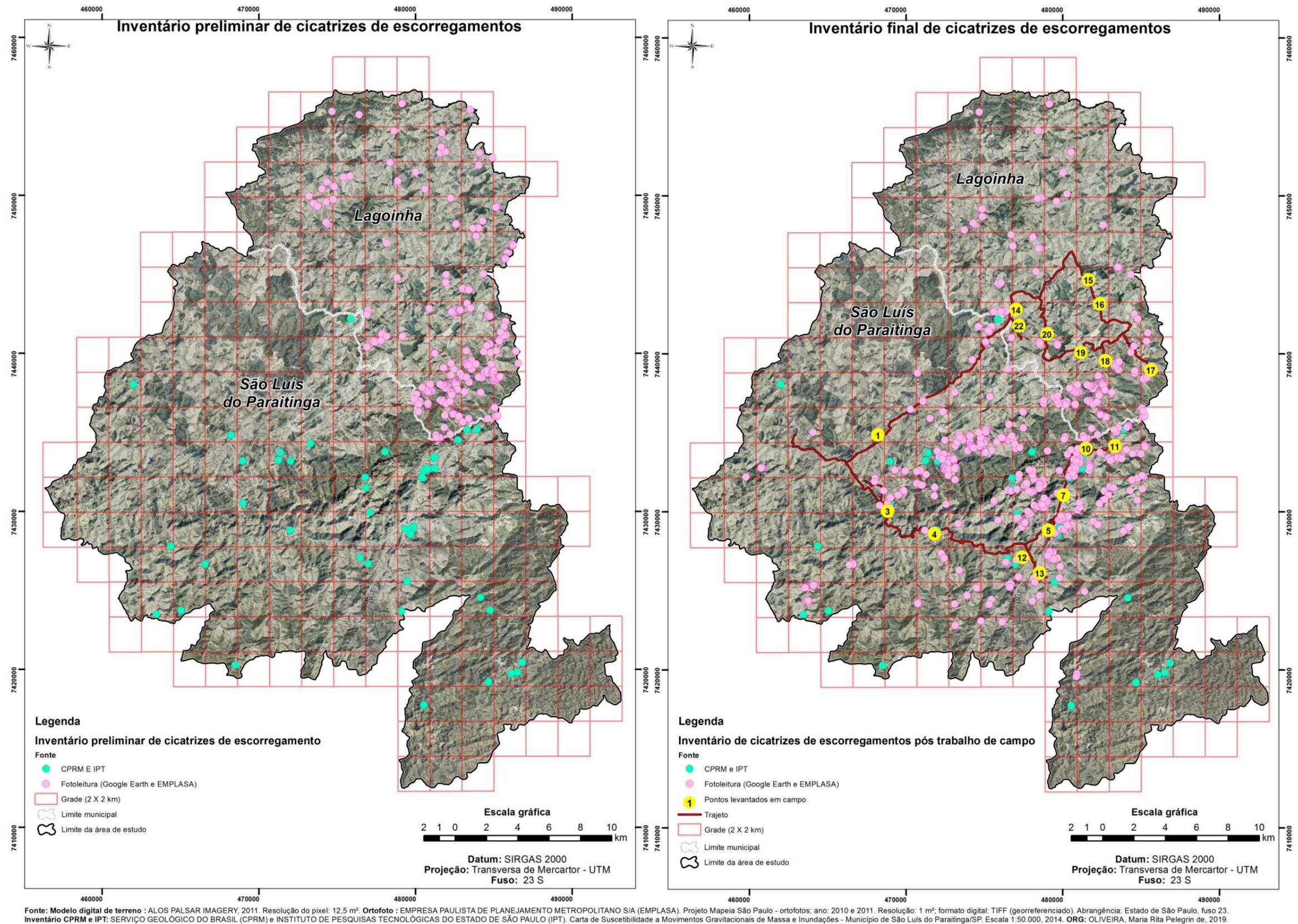


Figura 21: Mapa do levantamento de campo e verificação de cicatrizes de escorregamento.

5.5 Cálculo dos índices de concentração de cicatrizes e potencial de escorregamento

Os cálculos dos índices de concentração de cicatrizes e potencial de escorregamento foram elaborados por meio da correlação entre o inventário de cicatrizes e os mapas dos parâmetros morfológicos de relevo. Este método permitiu quantificar e avaliar a distribuição do número de cicatrizes de cada classe morfológica de ângulo e aspecto (GAO, 1993).

O índice de concentração de cicatrizes (CC) é definido como a razão entre o número total de cicatrizes de cada classe pela área total da área de estudo, expresso em porcentagem (%). Já o índice de potencial de escorregamento (PE) consiste na razão entre o número de cicatrizes de cada uma das classes, seja de ângulo de encosta ou aspecto de encosta, pela área de cada classe, expresso em porcentagem (%) (GAO, 1993).

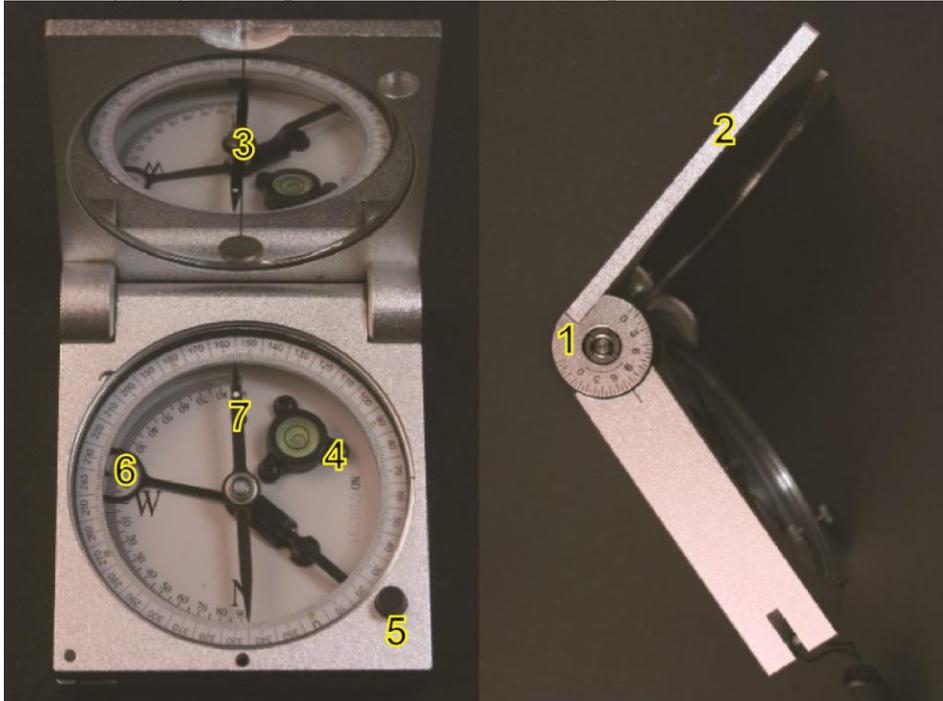
5.6 Levantamento de dados dos litotipos e litoestruturas

As informações sobre os litotipos e as litoestruturas foram obtidas por meio de fontes primárias e secundárias: trabalho de campo e carta geológica (IPT, 1977), respectivamente. Esse segundo trabalho de campo teve como objetivo buscar informações sobre a litoestrutura como fator condicionante dos processos de escorregamento. O levantamento de dados primários foi realizado entre os dias 19/08/2018 e 22/08/2018 nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha. Devido à escala regional da pesquisa, o trabalho de campo focou nas áreas com maior presença de cicatrizes de escorregamento: área urbana do município de São Luiz do Paraitinga, bacia do Rio do Chapéu e vale do Rio Paraitinga, essas últimas áreas entre Lagoinha e São Luiz do Paraitinga.

Durante os quatro dias de campo, foram percorridos 85km de extensão, abrangendo uma área de aproximadamente 200km². Foram analisados 20 afloramentos com o objetivo de traçar um panorama da disposição geométrica dos planos de foliação, grau de deformação, grau de intemperismo e amostras das rochas de cada faixa de litotipo presente na carta geológica elaborada por Hasui *et al.* (1978). Os materiais utilizados no trabalho de campo foram cartas topográficas de Lagoinha (SF-23-Y-D-III-2) (IBGE, 1973), São Luiz do Paraitinga (SF-23-Y-D-III-1) (IBGE, 1974), Natividade da Serra (SF-23-Y-D-III-3) (IBGE, 1978) e Ubatuba (SF-23-Y-D-III-4) (IBGE, 1981) – todas em escala de 1:50.000; carta geológica na escala de 1:100:000 (IPT, 1977), GPS; martelo petrográfico e bússola geológica do tipo CLAR (figura 22).

Para isso, foram realizadas cinco atividades em campo e três em gabinete. As atividades em campo consistiram em georreferenciamento dos afloramentos com: GPS; descrição expedita da mineralogia, textura e estrutura das rochas; tomada de 49 medidas de atitude de feições planares (bandamento e xistosidade) com bússola do tipo CLAR (figura 22); elaboração de croquis, registro fotográfico e classificação das rochas dos afloramentos.

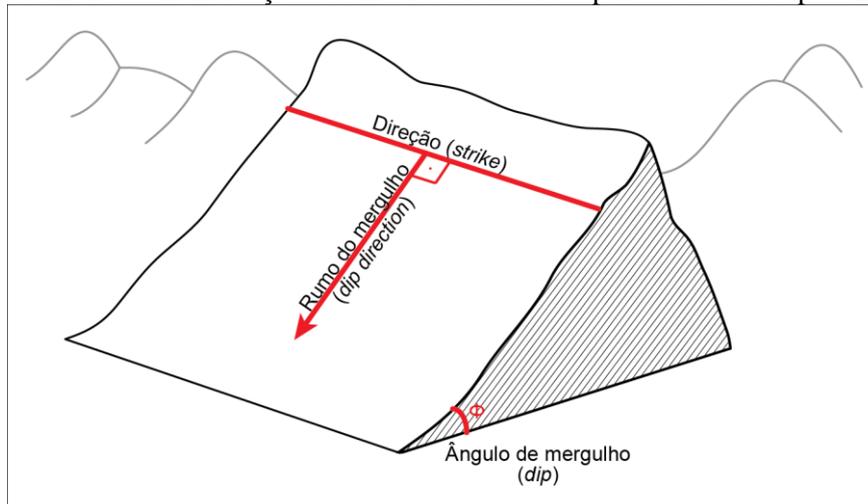
Figura 22: Bússola geológica do tipo CLAR utilizada em campo.



Legenda: 1. Clinômetro: ângulo do mergulho ($0^\circ - 90^\circ - 0^\circ$); 2: Tampa graduada; 3: Espelho; 4: Nível de bolha; 5: Trava da agulha; 6: Ajuste de declinação magnética; 7: Agulha para medição do rumo do mergulho. **Fonte:** Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2019).

A bússola do tipo CLAR foi escolhida para o trabalho de campo por sua praticidade. Este equipamento permite a medição de linhas e feições planares em uma única operação (figura 24), agilizando o trabalho de mapeamento de geologia estrutural. A bússola do tipo CLAR fornece os valores do rumo azimutal do mergulho (obtido pela agulha) e o mergulho do plano (obtido pelo clinômetro). Estas medidas devem ser expressas por meio da notação azimutal, onde os valores de rumo do mergulho são expressos em três dígitos ($000^\circ - 360^\circ$) e o mergulho em dois dígitos ($0^\circ - 90^\circ - 0^\circ$). O sistema CLAR não fornece o valor de direção, para que este seja obtido, deve-se somar ou subtrair noventa graus dos valores de rumo do mergulho (figura 23).

Figura 23: Afloramento com indicação das medidas fornecidas pela bússola do tipo CLAR.



Fonte: Extraído e modificado de LOCZY e LADEIRA (1976).

Figura 24: Medição de plano de foliação em escorregamento de blocos.



Foto: Carlos de Oliveira (2018).

As atividades em gabinete consistiram em: georreferenciamento e vetorização de 33 pontos com valores de direção e mergulho contidos na carta geológica elaborada por Hasui *et al.* (1978); fotografias de amostras em lupa eletrônica de luz transmitida (aumento de 10x) com escala em milímetros (mm); elaboração do diagrama de rosetas com a distribuição dos rumos de mergulho dos planos de foliação, distribuição das direções dos planos de foliação, elaboração de estereogramas polares (rede de *Schmidt – Lambert*) para escorregamentos e atitudes dos planos de foliação e a estatística foram executados por meio do *software* Openstereo.

6. Resultados e discussões

6.1 Inventário de cicatrizes

Como resultado, chegou-se ao mapa do inventário de cicatrizes (figura 25), em que foram identificadas cicatrizes de escorregamentos obtidas por meio da vetorização do inventário oficial do município de São Luiz do Paraitinga (CPRM-IPT, 2014) e aquelas obtidas por meio da interpretação das ortofotos, imagens de satélite e trabalho de campo.

Para uma área de 873,1 km², há 567 cicatrizes de escorregamentos, sendo 131 no município de Lagoinha e 436 localizadas no município de São Luiz do Paraitinga. Outro resultado do trabalho de campo e da aplicação da ficha de campo foi a classificação dos escorregamentos segundo sua tipologia. Ao longo do primeiro trabalho de campo foram levantados 22 pontos em uma extensão de 160 km, como apresentado anteriormente. Porém, doze pontos foram referentes somente à observação dos escorregamentos.

Dos doze pontos observados, um escorregamento foi classificado como rotacional – onde a linha amarela representa o plano de ruptura e as linhas vermelhas os depósitos (figura 26 A e B). Dez foram classificados como escorregamentos translacionais rasos (figura 26 C e D) e um como um escorregamento complexo (figura 26 E e F). Assim, 75% dos escorregamentos identificados no trabalho de campo são do tipo translacional raso, e os 25% restantes dos escorregamentos amostrados apresentam as demais tipologias. Desta maneira, por amostragem, pode-se indicar que a tipologia predominante de escorregamento da área de estudo é a planar ou translacional raso.

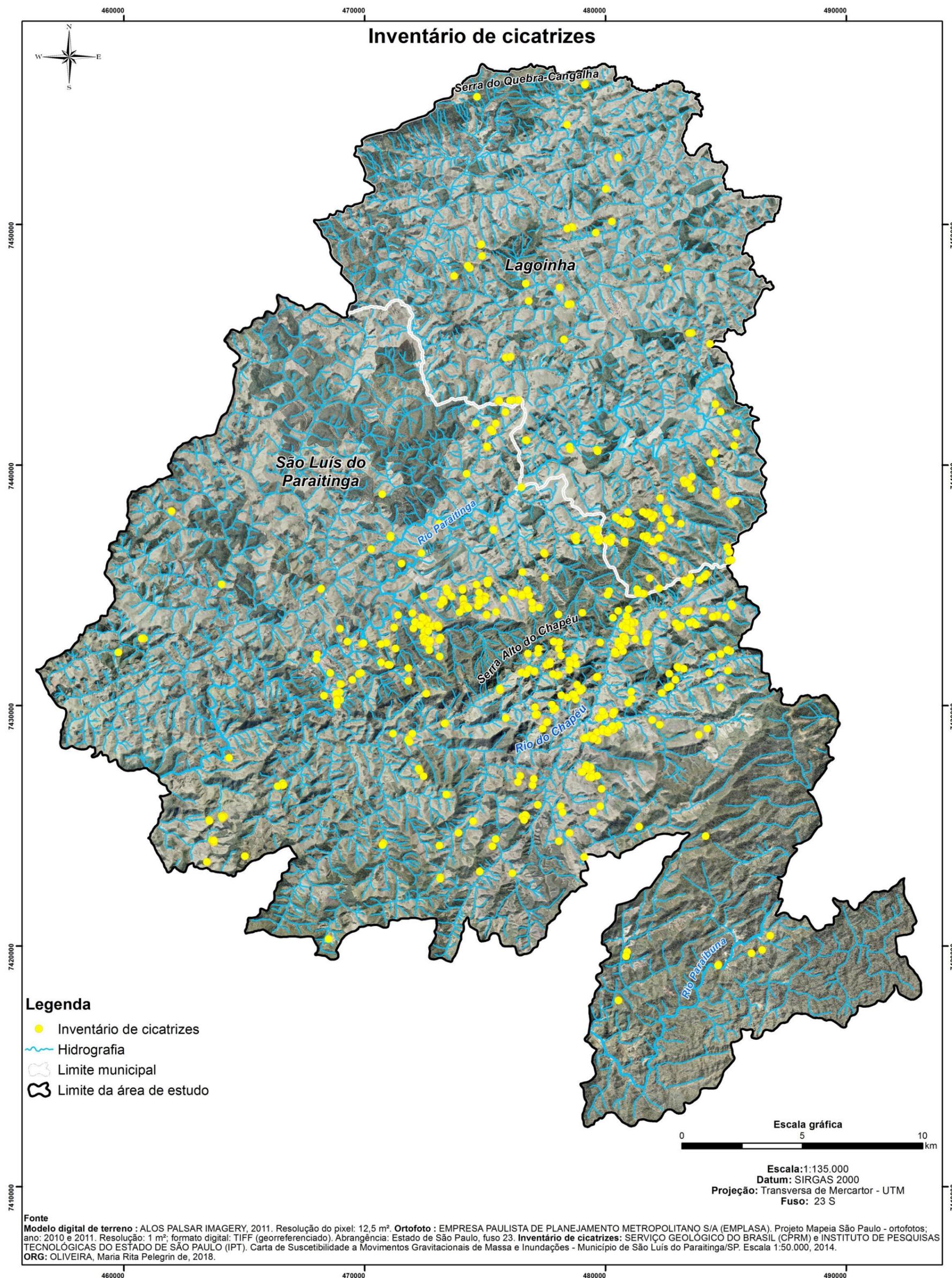
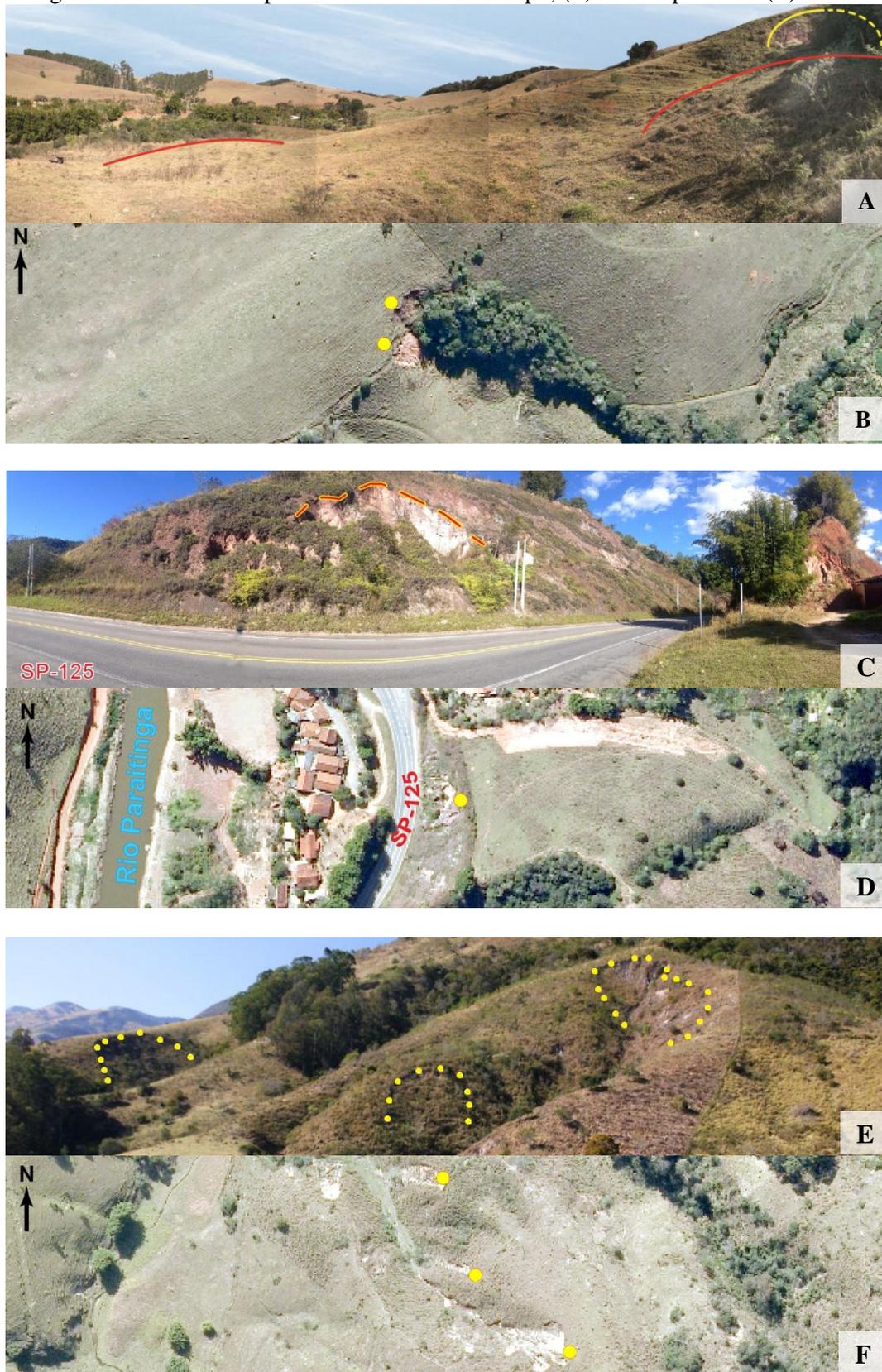


Figura 25: Mapa do inventário de cicatrizes.

Figura 26: (A) escorregamento rotacional com destaque para plano de ruptura (amarelo) e depósito (vermelho); (B) vista superior de (A); (C) escorregamento translacional raso; (D) vista superior de (C); (E) escorregamentos rasos e complexos verificados em campo; (F) vista superior de (E).



Fonte: (A), (C) e (E) Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017); (B), (D) e (F) EMPLASA (2010).

6.2 Caracterização litológica e estrutural

Neste subcapítulo será apresentado: o mapa do trabalho de campo com o trajeto realizado e a localização dos pontos de levantamento de dados litoestruturais (figura 27); a descrição de 17 afloramentos (tabela 1) com suas características petrográficas e estruturais (medição de atitude de foliação); fotos e croquis com a interpretação de mecanismos de suscetibilidade aos escorregamentos segundo a disposição geométrica da topografia e a litoestrutura.

Tabela 1: Afloramentos analisados em campo.

Ponto	Longitude (X)	Latitude (Y)	Rumo do mergulho	Mergulho	Litotipo local	Favorável ao escorregamento
01 - Rodovia Oswaldo Cruz	468.848	7.430.046	314	74	Granitoide foliado	Sim
02 - Canal do Rio do Turvo	467.520	7.436.858	315	76	Bt – gnaisse e anfibolito	---
03 - Canal do Rio Paraitinga	478.910	7.441.080	310	70	Milonito	---
04 - Corredeira do Rio do Chapéu	467.910	7.428.916	350	75	Bt - gnaisse	Não
05 - Espelho de falha normal	468.077	7.428.439	320	60	Bt - gnaisse	Sim
06 - Canal do Córrego do Pinhal	468.073	7.428.364	NE - SW	**	Migmatito	---
07 – Rod. Abílio M. de Campos	476.412	7.427.389	020	50	Bt - gnaisse	Sim
08 – Rod. Abílio M. de Campos (A)	474.922	7.427.839	120	30	Migmatito	Não

Ponto	Longitude (X)	Latitude (Y)	Rumo do mergulho	Mergulho	Litotipo local	Favorável ao escorregamento
08 – Rod. Abílio M. de Campos (B)	474.922	7.427.839	008	50	Bt – gnaiss	Não
09 - Cachoeira do Rio do Chapéu	480.888	7.433.574	350	70	Bt – gnaiss e migmatito	Sim
10 - Encosta montante da Cachoeira do Rio do Chapéu	480.937	7.433.516	340	75	Migmatito	Sim
11 - Perfil de alteração de biotita - xisto	481.486	7.433.888	312	65	Bt - xisto	A depender (anfiteatro)
12 - Topo da Serra Alto do Chapéu	481.325	7.434.477	310	62	Bt - xisto	A depender (anfiteatro)
13 - Fazenda Ponte Nova	477.201	7.441.750	352	50	Bt - gnaiss	Sim
14 - Via de acesso João Roman	468.011	7.431.916	320	70	Bt – gnaiss e bt - xisto	Não
15 - Cachoeira Renó Martins	478.833	7.424.995	NE - SW	**	Granitoide foliado	Sim
16 - Estrada do Pinga	481.550	7.429.551	Sem foliação	Sem foliação	Leucogranito	Sim
17 - Ponte do Rio do Chapéu	467.959	7.428.834	300	80	Bt - gnaiss	Sim

Legenda: Sem medida de mergulho (**). Medida realizada em canal fluvial (---). A coluna “favorável ao escorregamento” diz respeito somente em relação à atitude de foliação e geometria de encosta. Os nomes dos pontos foram extraídos dos topônimos presentes nas cartas topográficas (IBGE, 1973; 1974; 1978; 1981) utilizadas em campo.

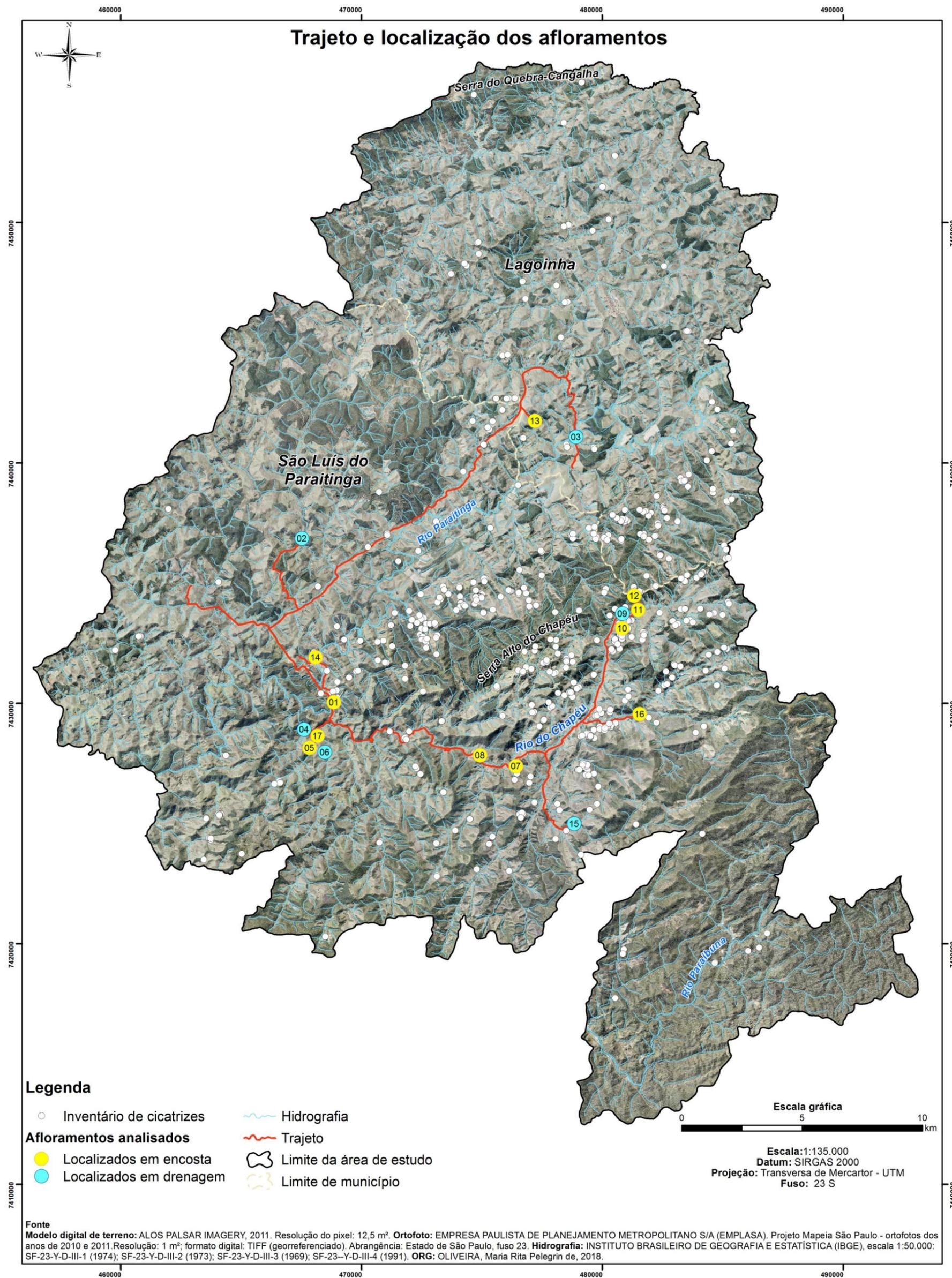


Figura 27: Mapa da localização dos afloramentos para levantamento de dados de litoestrutura.

Ponto 01 – Rodovia Oswaldo Cruz

O ponto 01 está localizado na pista sul da Rodovia Oswaldo Cruz, próximo à entrada do centro urbano de São Luiz do Paraitinga. Esse ponto apresenta uma cicatriz de escorregamento em corte de estrada (figura 28).

Figura 28: Escorregamento na faixa sul da Rodovia Oswaldo Cruz.

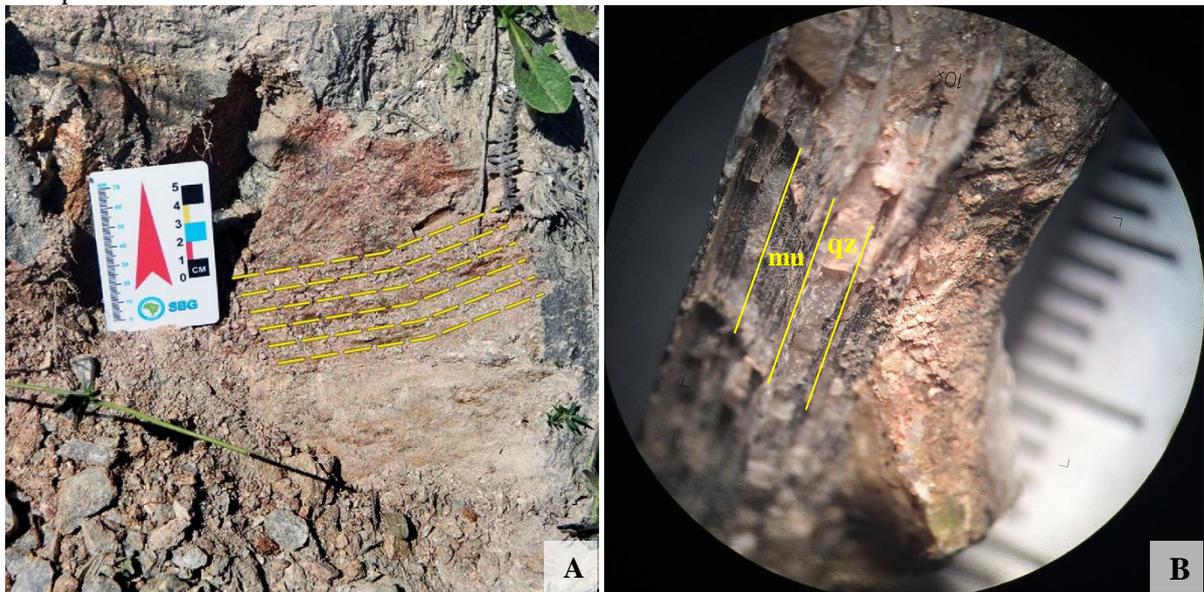


Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017).

Localmente, a rocha observada assemelha-se um granitoide foliado. Apresenta uma mineralogia com alto teor de plagioclásio fraturado e quimicamente alterado, dando origem a planos compostos de um material semelhante aos argilominerais caulinita e/ou sericita. Além do plagioclásio, a rocha é também rica em quartzo e muscovita (figura 29 B).

O afloramento apresenta-se bem intemperizado, porém pode-se observar a preservação da foliação da rocha (figura 29 A). As medições com bússola apontaram que, tanto a encosta, quanto a foliação, seguem o *trend* estrutural NE - SW e um alto grau de mergulho. Sugere-se que estas configurações geométricas semelhantes da rocha e da encosta favorecerem o escorregamento, o qual seguiu o mergulho da foliação.

Figura 29: (A) foliação preservada em afloramento de granitoide; (B) detalhe do mineral muscovita em lupa.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Ponto 02 – Canal do Rio do Turvo

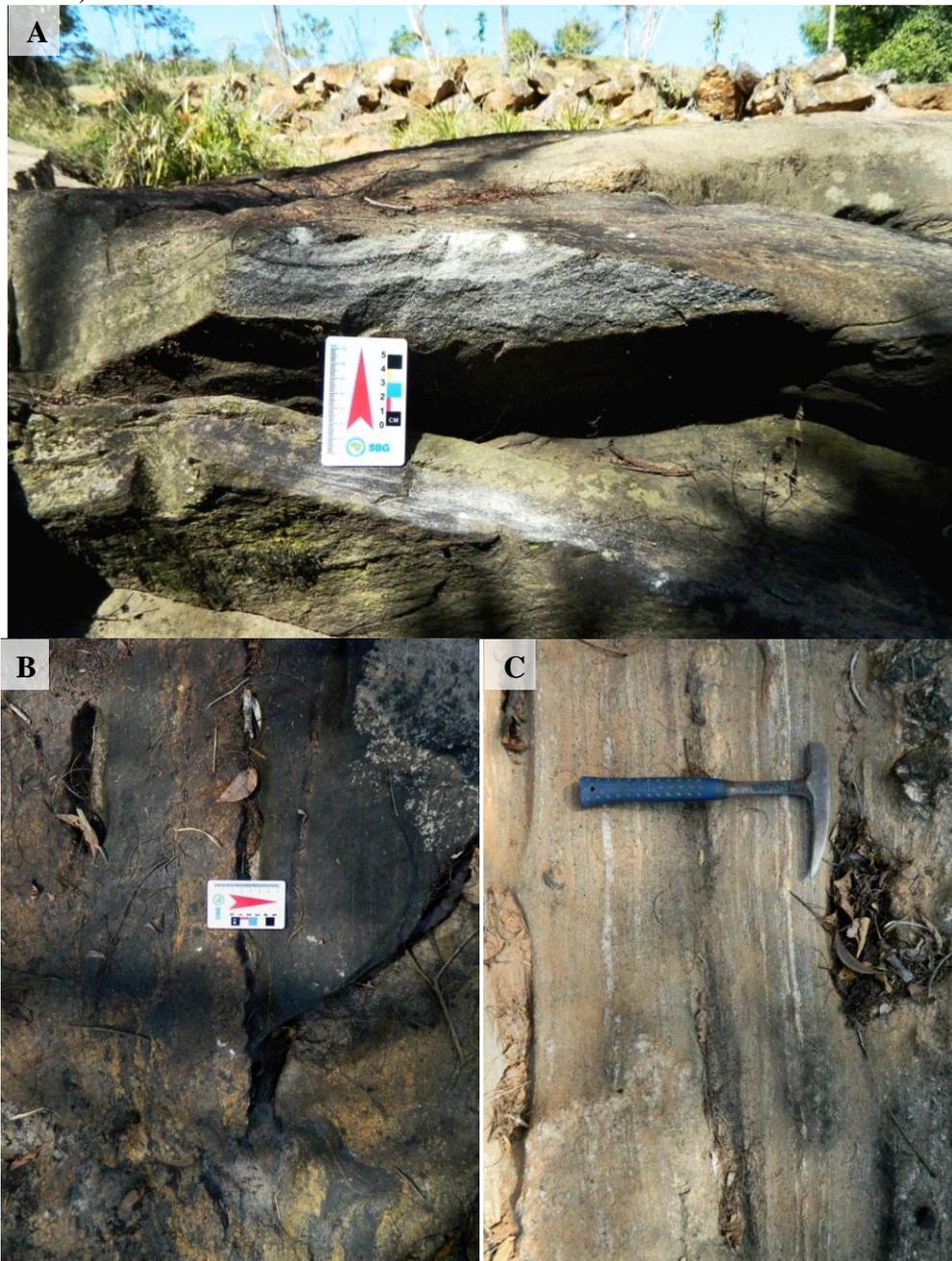
Afloramento localizado no leito do Rio do Turvo, afluente da margem direita do Rio Paraitinga. Neste ponto, o Rio do Turvo apresenta-se como um rio de regime torrencial e rupturas de declives ao longo de seu perfil longitudinal, assemelhando-se à uma estrutura de *knickpoint*.

Pontualmente, foi observado dois graus metamórficos ao longo do afloramento. Paralelamente há uma rocha de menor grau, representada pelo biotita-gnaiss e uma de maior grau representada pelo anfibolito. O biotita-gnaiss apresenta uma cor acinzentada e bandamento composto por faixas alternadas de minerais máficos (biotita) e largas faixas compostas por quartzo e feldspato (figura 30 A e C). As bandas máficas e félsicas estão orientadas ora de maneira retilínea, ora de maneira dobrada – denotando um regime de deformação dúctil.

O setor de predomínio do anfibolito (figura 30 B) sugere ser uma zona de migmatização, pois este se apresenta sob a forma de um bolsão máfico, segregado do leucossoma do afloramento. Observou-se que a rocha também apresenta uma estrutura foliada, a qual é percebida por meio do alinhamento dos minerais félsicos.

Apesar de apresentarem diferentes graus metamórficos, tanto o biotita-gnaiss, quanto o anfibolito, ambos apresentam a mesma atitude de foliação e fraturas ao longo de seus planos de foliação.

Figura 30: (A) biotita-gnaiss dobrado; (B) anfíbolito foliado; (C) biotita-gnaiss (bandamento máfico x félsico).



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Ponto 03 – Canal do Rio Paraitinga

O afloramento do ponto 03 está localizado no leito do Rio Paraitinga. Nesse setor, o rio apresenta-se encaixado, tendo seu curso controlado pela estrutura de *trend* NE - SW (figura 31).

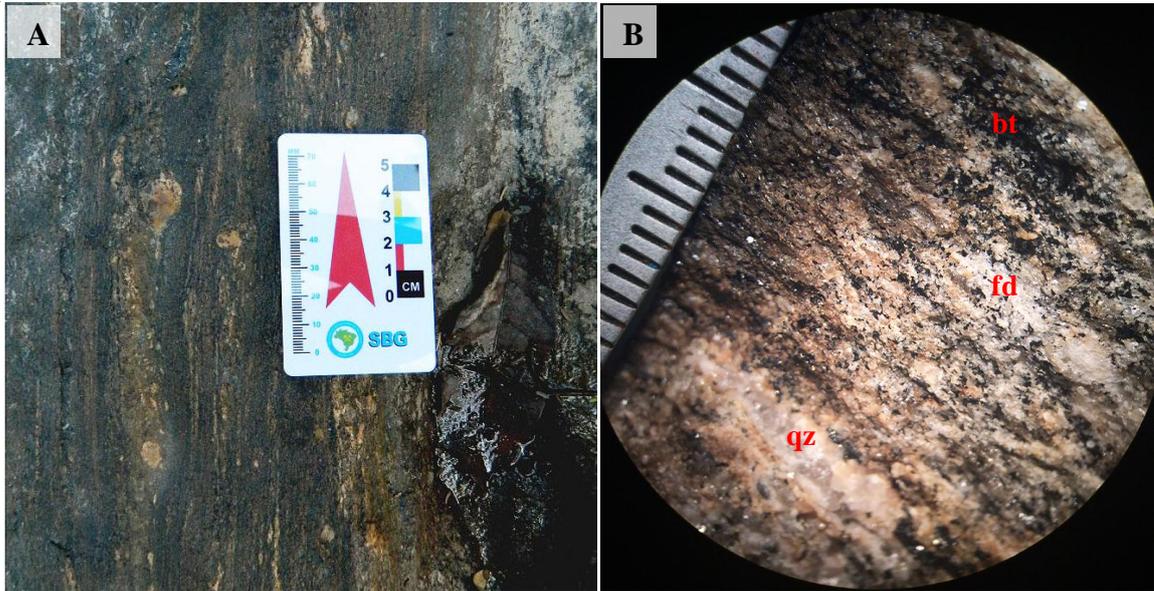
Figura 31: Leito do Rio Paraitinga e espelho de falha normal.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

De acordo com Hasui *et. al.* (1978), esse afloramento está contido na área dos migmatitos homogêneos estromatíticos (PEDe). Localmente, a rocha observada apresenta uma estrutura foliada, formada por planos compostos de minerais máficos e félsicos, representados pela biotita e pelo quartzo e feldspato potássico, respectivamente. Foi observado que os minerais da rocha estavam fraturados e truncados, além destas características de moagem, foi observado também que o minerais de feldspato potássico apresentavam-se sob a forma de *augen* com sombras de pressão em suas extremidades (figura 32 A). Esses indicadores cinemáticos apontam para uma área de alta deformação de ambiente dúctil – rúptil, característico de zonas de cisalhamento e de formação de milonitos (figura 32 B). Assim como o Rio Paraitinga, nesse ponto, o fraturamento da rocha e a foliação seguem o mesmo *trend* NE – SW, e apresentam um alto ângulo de mergulho.

Figura 32: (A) afloramento de milonito com *augen* de feldspato potássico; (B) foliação milonítica em lupa.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

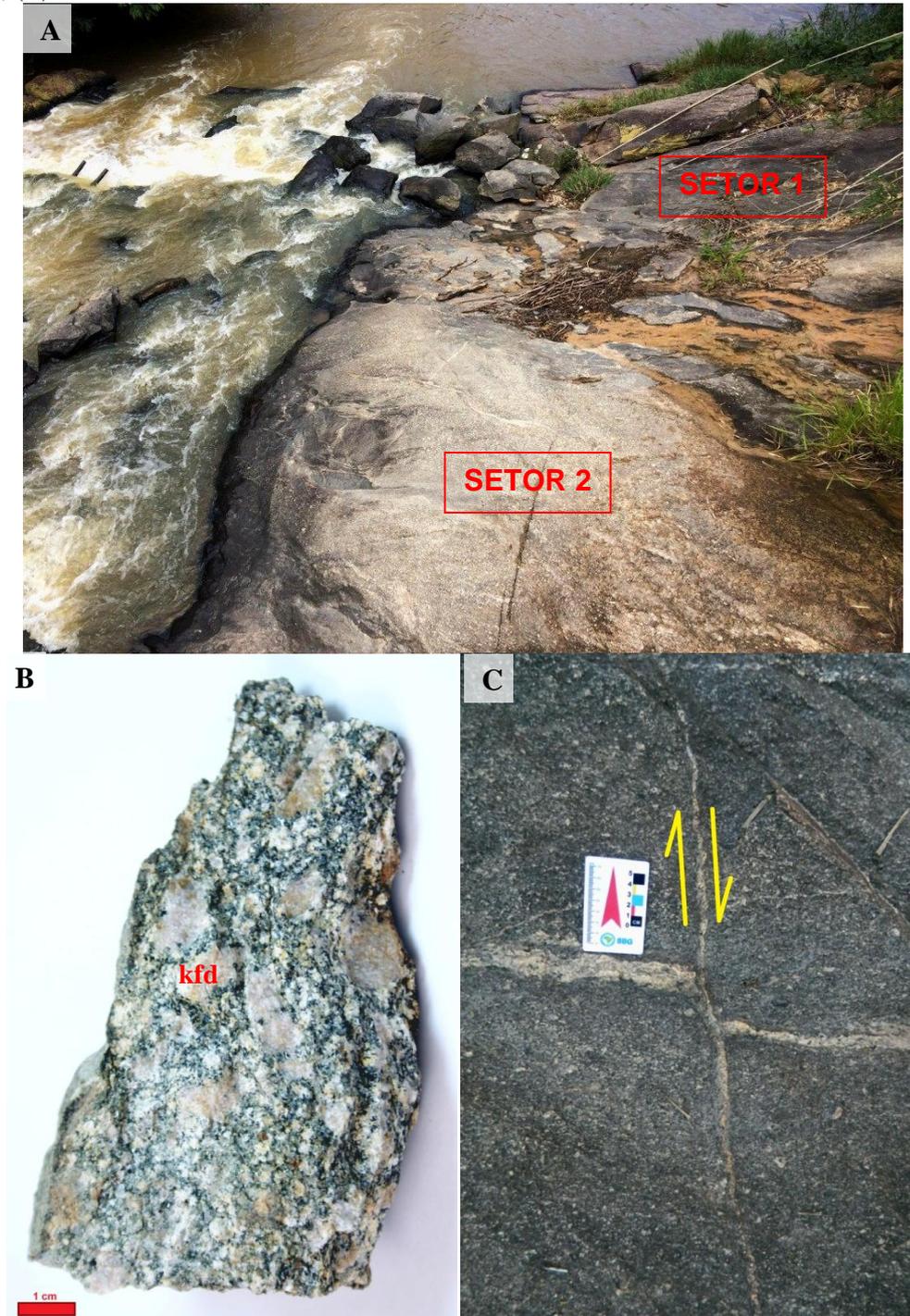
Ponto 04 – Corredeira do Rio do Chapéu

Afloramento localizado no leito do Rio do Chapéu, afluente da margem esquerda do Rio Paraitinga. Ao longo das margens foi observada a presença de lajeados e blocos rolados. Nesse ponto o rio tem seu leito encaixado, disposto em um vale fechado e apresenta um regime torrencial. Segundo Hasui *et. al.* (1978), o ponto está localizado e sob a influência da falha transcorrente Taxaquara. A rocha deste ponto apresenta dois setores de homogeneidade distintos (figura 33 A). O setor 01 apresenta fenocristais de feldspato truncados, fraturados e, também, sob a forma de *augen* com sombras de pressão (figura 33 B). Neste setor foi possível observar um veio de feldspato deslocado, revelando um indicador cinemático de transcorrência dextral (figura 33 C). O setor 02 do afloramento apresenta uma maior segregação dos minerais, os quais se apresentam sob a forma de bolsões máficos e félsicos.

Foi observado ao longo do afloramento uma predominância de quartzo, feldspato potássico e biotita. Esses minerais compunham os planos de foliação da rocha, ora com planos máficos, ora com planos félsicos. Notou-se que a atitude da foliação permaneceu a mesma, denotando que o sentido da deformação foi a mesma no afloramento – com *trend* de NE – SW e alto mergulho de 75°. As características de moagem de minerais (cominuição e fraturamento), estiramento e minerais com a forma de *augen* indicam que esta rocha se formou em ambiente dúctil – rúptil, característicos de ambiente de falha.

A geometria da encosta em relação à geometria da atitude da foliação não é concordante, estas estão perpendiculares entre si. Porém, dadas as características de alta deformação do afloramento (apontadas pela presença de minerais fraturados e estirados) e por estar em ambiente de falha, pode-se afirmar que estes materiais rochosos estão mais suscetíveis ao ataque dos agentes do intemperismo.

Figura 33: (A) afloramento setorizado; (B) amostra do setor 01 com fenocristais de feldspato potássico; (C) indicador cinemático de transcorrência destal em setor 01.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Ponto 05 – Espelho de falha normal

Neste ponto, no Córrego do Pinhal, afluente da margem esquerda do Rio do Chapéu, foi observado o leito rochoso da drenagem, esta controlada estruturalmente por uma falha normal (figura 34 A). O vale do Córrego do Pinhal apresenta-se na forma de V, fechado, com presença de blocos rolados e quebrados ao longo de seu curso.

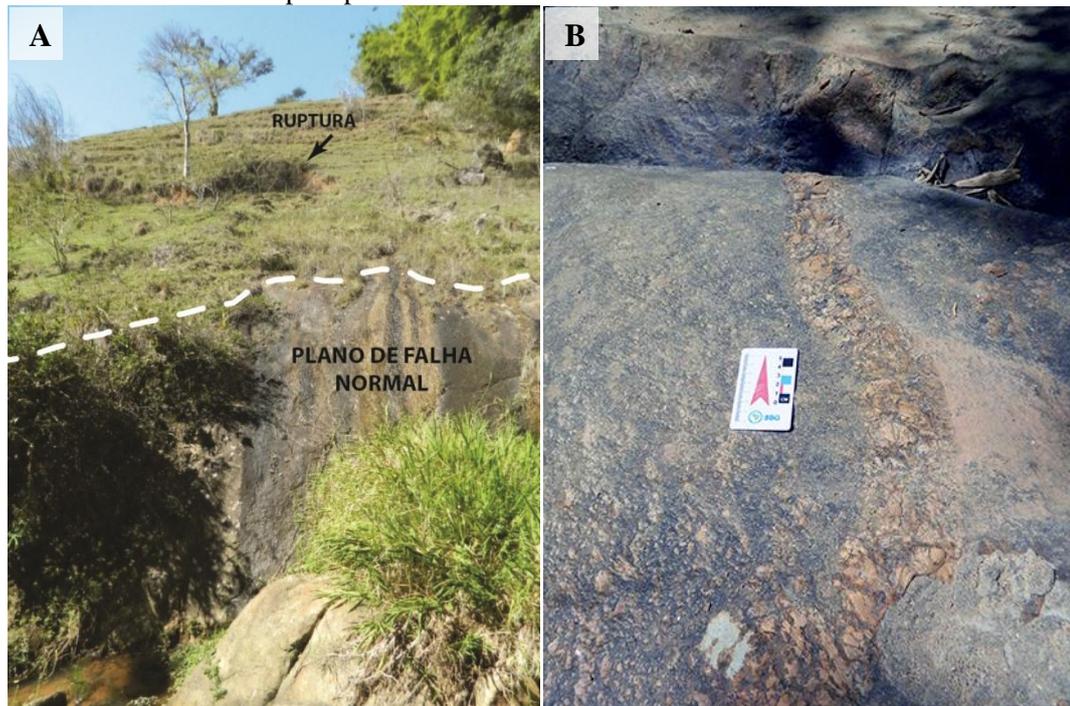
O local apresenta uma mata ciliar composta por bambu e o uso do solo predominante encosta acima é de pastagem com terracetes de pisoteio. Observou-se que o material alterado sobre a rocha era raso e que a descontinuidade entre rocha e o material alterado era nítida, facilitando o processo de escorregamento do material sobre a drenagem (figura 34 B; 35 A).

Figura 34: (A) espelho de falha normal; (B) escorregamento sobre espelho de falha normal.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Figura 35: (A) material alterado escorregado sobre plano de falha; (B) afloramento de biotita –gnaisse com bandas dobradas de feldspato potássico.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Foram observados afloramentos de biotita-gnaisse compostos por fenocristais de feldspato potássico, biotita e quartzo. Essas rochas apresentavam uma estrutura foliada composta por planos máficos e félsicos alternados e orientados segundo o *trend* NE - SW, com mergulho de aproximadamente 60°. Os minerais, com destaque para o feldspato potássico, estavam dobrados e fraturados – indicando uma alta deformação e um ambiente de formação dúctil e rúptil (figura 35 B).

Ponto 06 – Canal do Córrego do Pinhal

A montante do ponto anterior, ainda na área da Faixa de Transição (PEMa) (IPT, 1977), foi observado um afloramento de migmatito no leito do Córrego do Pinhal. Notou-se que a rocha de alto grau metamórfico apresentava melanossoma e paleossoma em porções discretas. Até que, no topo da encosta, nota-se um migmatito com uma faixa granítica possivelmente gerada por anatexia. O migmatito deste ponto apresenta enclaves de restito composto por planos de biotita e um neossoma granítico alcalino composto por quartzo e feldspato potássico, cuja estrutura cortava a orientação da foliação do paleossoma (figura 36 A, B e C).

Figura 36: (A) afloramento de migmatito em topo de encosta; (B) detalhe de possível faixa anatética; (C) enclave de restito envolto pelo neossoma granítico alcalino.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

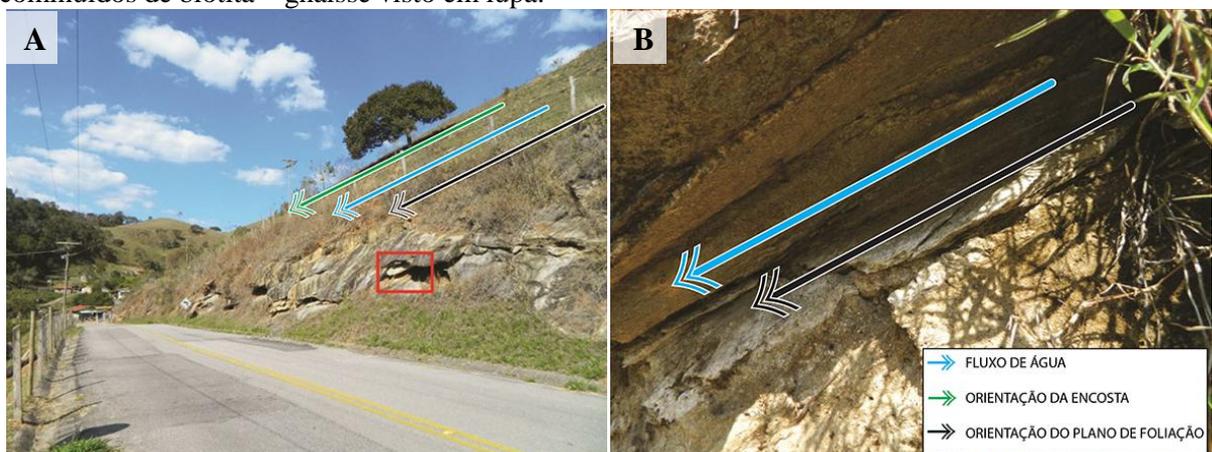
Ponto 07 – Rodovia Abílio M. de Campos (pista sentido Catuçaba)

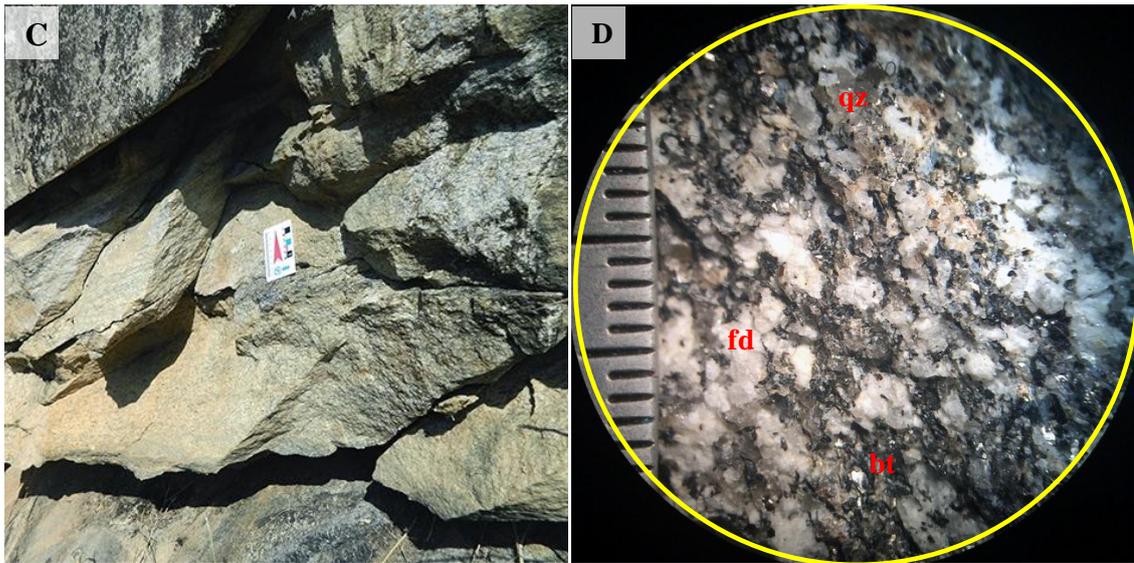
Afloramento localizado em corte de encosta na Rodovia Abílio M. de Campos no sentido do distrito de Catuçaba, na bacia do Rio do Chapéu. Ao longo do afloramento notou-se que a rocha encontra-se fraturada, apresentando blocos escorregados e rolados, chegando a atingir o leito carroçável da rodovia.

A rocha que aflora neste ponto é um biotita – gnaisse. Esta rocha apresenta uma estrutura finamente foliada, com planos félsicos compostos por minerais de quartzo e feldspato, e planos máficos ricos em biotita. O afloramento ora apresenta textura fanerítica grossa (em sua maior parte), ora apresenta textura porfirítica com *augen* de feldspato estirado conforme a foliação da rocha. Devido à cominuição e estiramento dos minerais, é possível que esta área seja uma zona milonítica. Essas características deformacionais podem estar relacionadas à falha transcorrente Taxaquara, com estruturas associadas que podem ser observadas ao longo do vale do Rio do Chapéu (figura 37 D e E).

Observou-se que a atitude de foliação deste afloramento era concordante com a orientação da encosta (figura 37 A e B), orientados para norte e ângulo de encosta e mergulho semelhantes. Por se tratar de uma área deformada, por apresentar características de milonitização e por apresentar uma concordância entre a geometria da encosta em relação à geometria da atitude da foliação, pode-se sugerir que, do ponto de vista estrutural, esta é uma área suscetível aos escorregamentos.

Figura 37: (A) afloramento de biotita – gnaisse lindeiro à rodovia; (B) foliação da rocha em concordância com a geometria da encosta; (C) fraturas do afloramento de detalhe; (D) minerais cominuídos de biotita – gnaisse visto em lupa.





Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

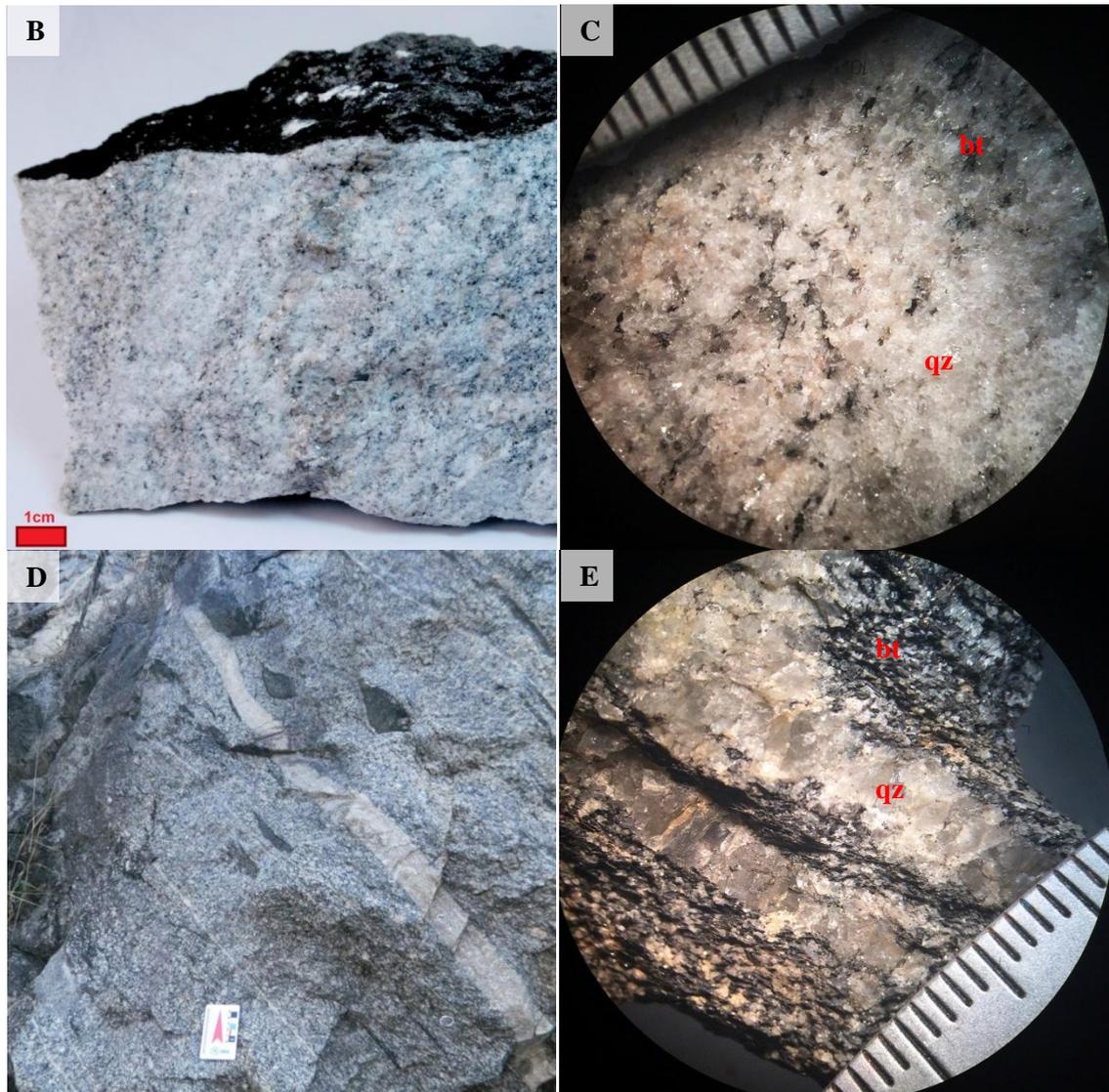
Ponto 08 A e B – Rodovia Abílio M. de Campos (pista sentido Catuçaba)

Afloramento localizado na Rodovia Abílio M. de Campos, na pista com sentido para o distrito de Catuçaba (figura 38 A). De acordo com Hasui *et. al.* (1978), o afloramento do ponto 08 está localizado na área das rochas granitoides (PEY). Devido à heterogeneidade de litotipos presentes, o afloramento foi dividido em dois setores com características semelhantes.

O setor A apresenta uma rocha félsica, de foliação difusa, textura fanerítica e composta pelos minerais quartzo, feldspato e biotita (figura 38 B e C). Já a rocha do setor B apresenta uma cor acinzentada, estrutura foliada nítida, bolsões máficos, faixas félsicas e sua mineralogia é composta por fenocristais de biotita, quartzo e feldspato. Ambos setores apresentaram fraturas, blocos deslocados e rolados (figura 38 D e E).

Figura 38: (A) afloramento em corte de estrada; (B) amostra de mão coletada no setor A; (C) amostra do setor A em lupa; (D) detalhe do afloramento no setor B; (E) amostra do setor B em lupa.





Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

As medidas tomadas com bússola mostraram que cada setor apresenta uma atitude de foliação distinta, estando perpendiculares entre si. Este tipo de medida pode apontar para uma possível dobra no afloramento. Do ponto de vista da relação geométrica entre os planos de foliação e a geometria de orientação e ângulo de encosta, tanto a atitude do setor A e B não favorecem o escorregamento.

Pontos 09 e 10 – Cachoeira do Rio do Chapéu e encosta a montante da Cachoeira do Rio do Chapéu

A Cachoeira do Chapéu está localizada em um afluente de primeira ordem da margem esquerda do Rio do Chapéu. Notou-se que a drenagem está em um vale fechado, circundado de encostas de alto declive. O uso do solo é predominantemente de pastagem e a mata ciliar é

composta por bambus e eucaliptos. Pôde-se observar que haviam blocos fraturados e rolados ao longo da drenagem (figura 39 A e B).

Figura 39: (A) Cachoeira do Chapéu; (B) vista superior de blocos fraturados e rolados em drenagem.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2017).

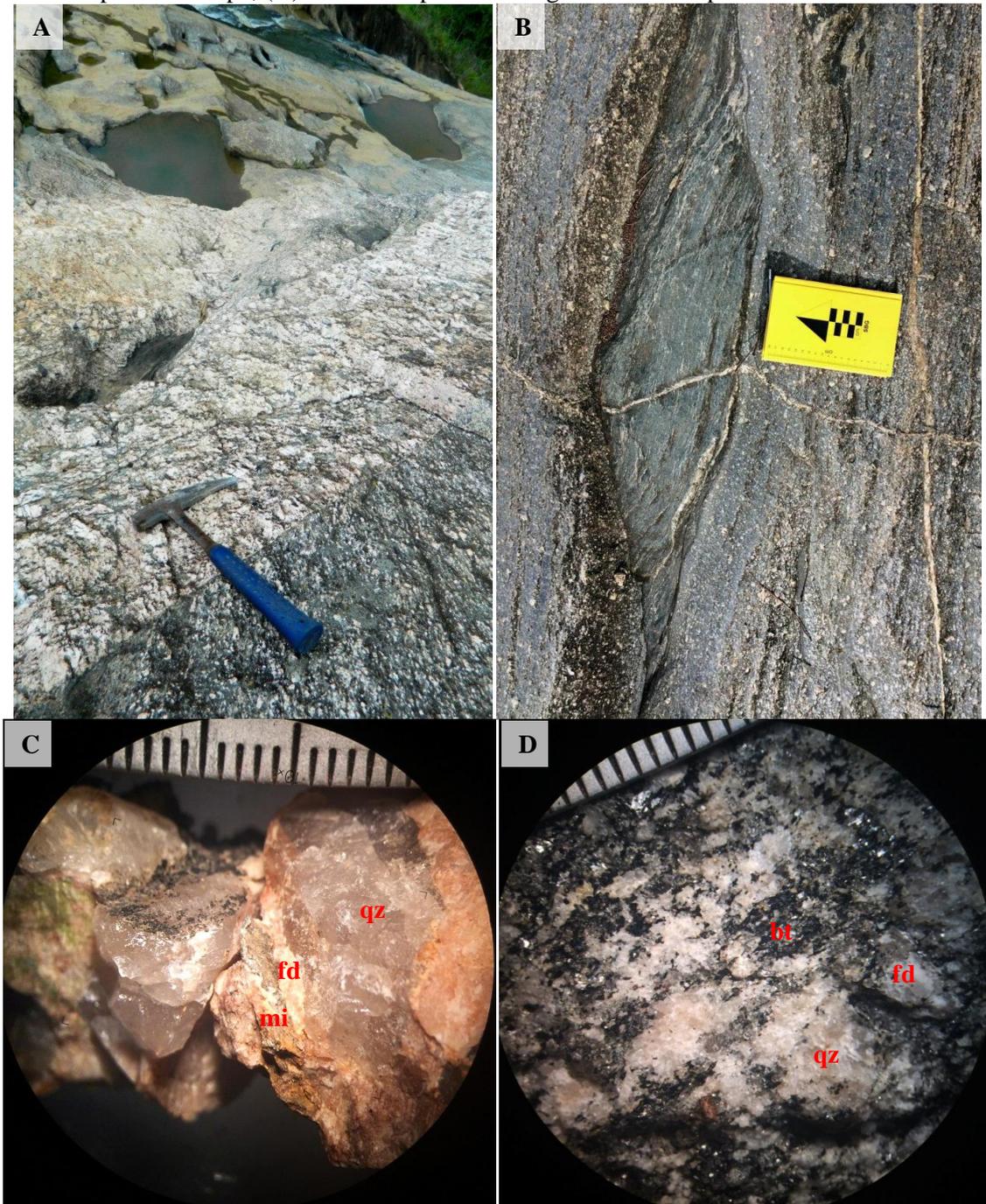
De acordo com Hasui *et. al.* (1978), o ponto deste afloramento encontra-se no contato de transição entre a Faixa de Transição (PEMa) e as Rochas Granitoides (PEY). Ao longo do afloramento notou-se uma área predominada por uma rocha acinzentada, com estrutura foliada, cujos planos máficos eram compostos por biotita e os planos félsicos por quartzo e feldspato potássico, denotando um biotita-gnaisse.

A montante do afloramento, a rocha ainda mantém as características mineralógicas e estruturais mencionadas, porém a segregação entre os minerais máficos e félsicos tornou-se mais evidente, caracterizando uma rocha migmatítica. A faixa granítica (figura 40 A e C), gerada por anatexia, apresenta uma composição mineralógica de quartzo e feldspato e o paleossoma apresenta uma estrutura foliada composta por planos máficos ricos em biotita e planos félsicos quartzo-feldspáticos (figura 40 B e D).

Ao longo do afloramento, notou-se a presença de *augen* de feldspato potássico, linhas félsicas falhadas (indicando um movimento transcorrente dextral), minerais quebrados, fendas e fraturas concordantes com a foliação da rocha. Tais características estruturais indicam que a

rocha apresenta um alto grau de deformação e apontam para uma formação em ambiente dúctil – rúptil.

Figura 40: (A) faixa anatética quartzo-feldspática; (B) enclave máfico; (C) detalhe da faixa anatética quartzo-feldspática em lupa; (D) detalhe do paleossoma gnáissico em lupa.



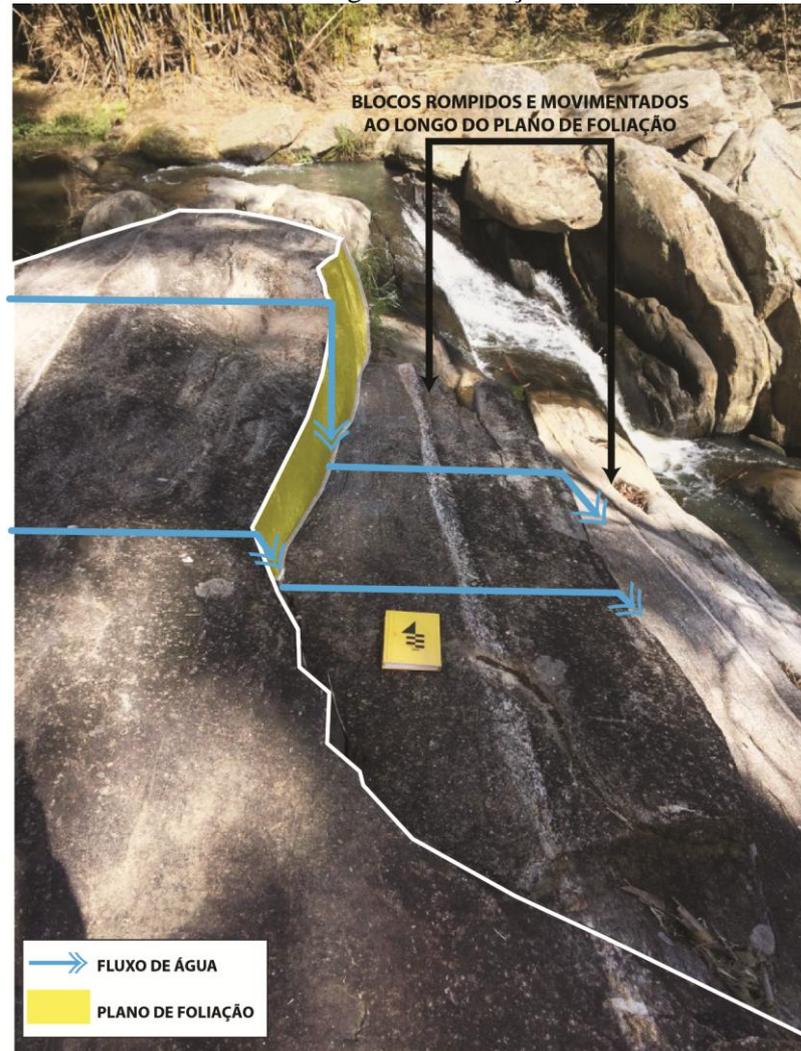
Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018

As medidas do mergulho e rumo de mergulho se mantiveram semelhantes ao longo de todo afloramento, todas as atitudes apresentaram um *trend* de NE - SW e um alto mergulho de, aproximadamente, 70 graus. Notou-se que os blocos rochosos apresentavam fraturas e

abatimentos seguindo o plano da foliação, os quais também estavam coincidentes com a geometria da encosta (figura 41).

Por se tratar de uma área altamente deformada e por apresentar uma consonância entre a geometria da encosta em relação à geometria da atitude da foliação, sugere-se, do ponto de vista estrutural, que esta área é suscetível aos escorregamentos.

Figura 41: Blocos abatidos no sentido do mergulho da foliação.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Pontos 11 e 12 – Perfil de alteração de biotita – xisto e topo da Serra do Alto do Chapéu

Localizado em um corte de estrada, o ponto 11 é caracterizado por ser um regolito desenvolvido em micaxisto. O regolito ainda preserva a estrutura da rocha de origem, apresentando planos ricos em filossilicatos, como a biotita e planos compostos por quartzo e minerais de feldspato já intemperizados. Por estar localizado em um anfiteatro (*hollow*), o mergulho da foliação ora concorda com a encosta, ora não. Em áreas onde a encosta concorda

com a foliação, sugere-se que o movimento de massa pode ocorrer e ser facilitado pelos planos compostos por filossilicatos já alterados em argila (figura 42).

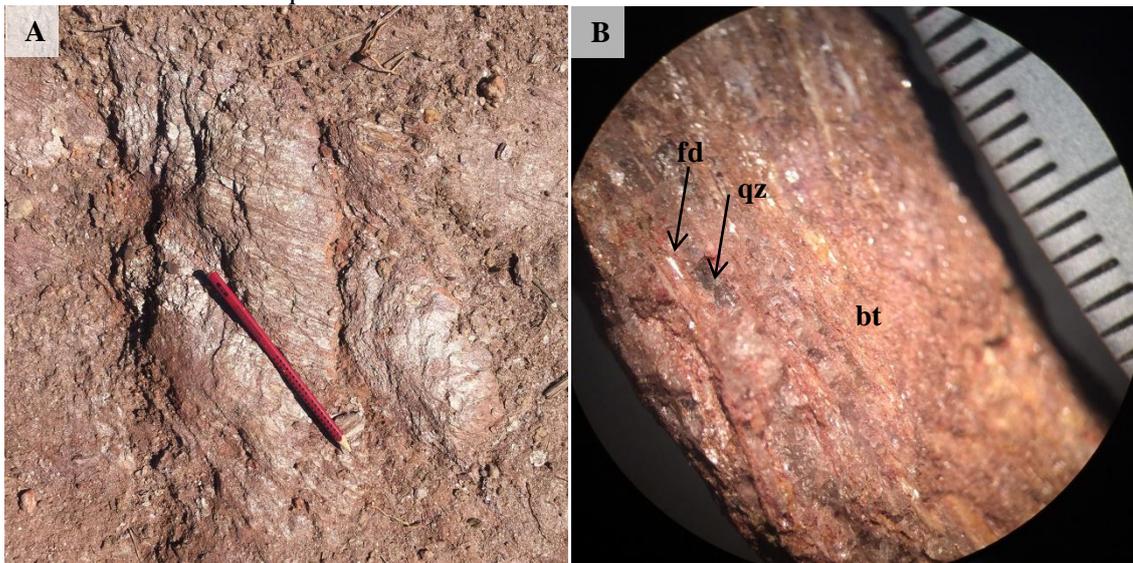
Figura 42: Regolito desenvolvido em micaxisto.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

O ponto 12 está localizado na linha de crista da Serra Alto do Chapéu, em um corte de estrada vicinal. Nesse ponto, o relevo é composto por morros com encostas de grande amplitude altimétrica e alta declividade. Foi observado um biotita - xisto de cor avermelhada, rico em filossilicatos como a muscovita e a biotita, além de apresentar os minerais quartzo e feldspato (figura 43 A e B). Sua xistosidade apresentou um *trend* NE - SW e um mergulho que variou de 62 a 72 graus. O afloramento, em muitas porções, apresentou-se intemperizado, já sob a condição de saprolito – apesar de tais características, o saprolito ainda preserva a xistosidade do protolito. Assim como no ponto 11, em áreas onde a geometria da encosta concorda com a da foliação, o movimento de massa pode ocorrer e ser facilitado pelos planos compostos por filossilicatos alterados.

Figura 43: (A) afloramento de biotita-xisto; (B) biotita-xisto em lupa com destaque para as finas camadas de filossilicatos e quartzo.

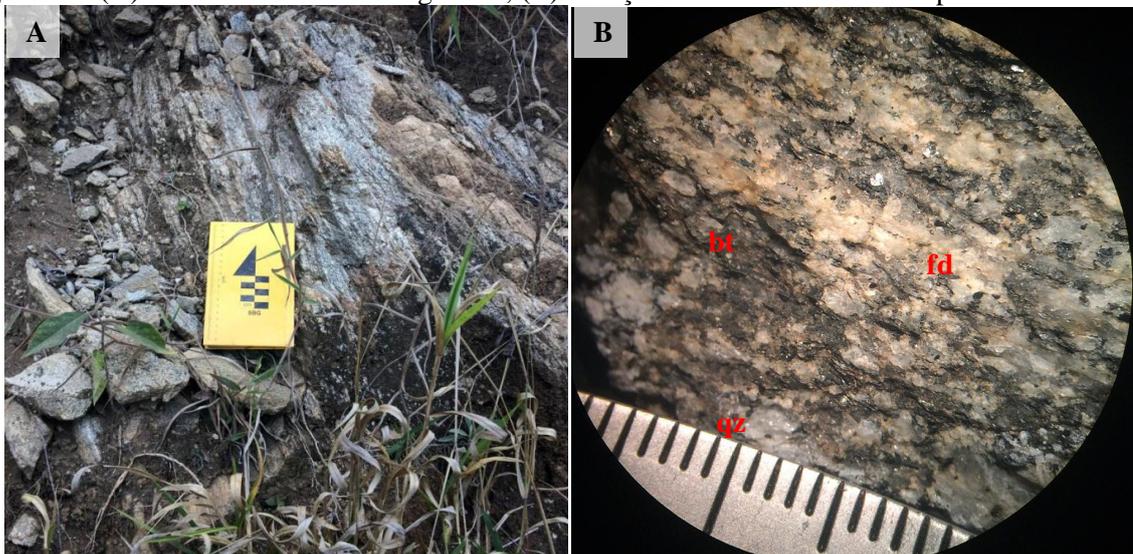


Fonte: (A) Maurício Liska Borba (2018); (B) Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Ponto 13 – Fazenda Ponte Nova

Afloramento de biotita – gnaiss localizado em um corte de estrada vicinal (figura 44 A). Essa rocha apresentou uma textura fanerítica, estrutura finamente bandada composta por planos máficos ricos em biotita e planos félsicos de quartzo e feldspato (figuras 44 B). O afloramento apresentava pequenos blocos rolados, fraturas ao longo das bandas e setores friáveis. Neste ponto, a atitude de foliação da rocha está concordante com a geometria da encosta, sugerindo um ponto de maior suscetibilidade aos escorregamentos, principalmente em setores onde o afloramento apresenta-se mais fragmentado.

Figura 44: (A) afloramento de biotita-gnaiss; (B) foliação máfica X félsica em lupa.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Ponto 14 – Via de acesso João Roman

Afloramento localizado na via de acesso João Roman, na área urbana de São Luiz do Paraitinga, em uma encosta às margens do Rio Paraitinga. Pode-se descrever a área do ponto como um vale encaixado, cujas margens são estreitas e as encostas apresentam altos ângulos de inclinação e talvegue aprofundado. A encosta onde se encontra o afloramento apresenta uma grande cicatriz de escorregamento, cujo processo é recorrente e apresenta difícil estabilização, vide obras de contenção de encosta por sua extensão, tal como o retaludamento com bermas (figura 45).

A observação da mineralogia e da estrutura da rocha foi efetuada em uma pequena abertura ao sopé da encosta (figura 46 A). O afloramento apresentava-se no estágio de saprolito, porém as estruturas do protolito estavam preservadas, permitindo as tomadas de medidas de atitude da foliação. O material apresentava uma foliação fina e apertada, composta por planos máficos ricos em biotita e planos félsicos de plagioclásio e quartzo (figura 46 B). Apesar do protolito já estar intemperizado, foi possível observar fenocristais dos minerais primários da rocha e linhas de minerais secundários derivados do feldspato (material argiloso semelhante caulinita) – essas características de estrutura e mineralógica podem indicar um afloramento de biotita –gnaisse.

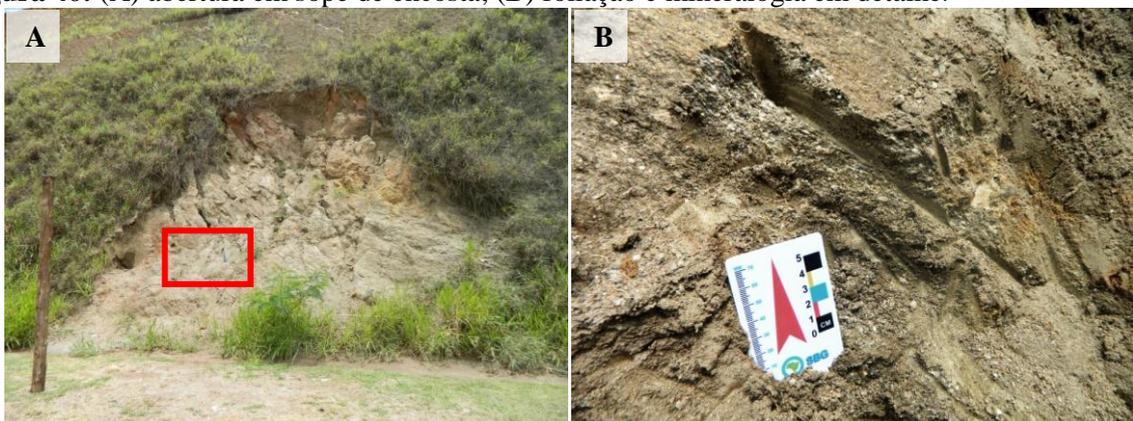
As medidas de atitude da foliação indicam que a estrutura do saprolito apresenta uma direção de NE – SW e um alto ângulo de mergulho, de aproximadamente 70 graus. Foi observado que a geometria do saprolito não concorda com a geometria da encosta, o que, ao contrário, poderia aumentar a suscetibilidade ao escorregamento. Porém, mesmo com a geometria da encosta estando em discordância com a geometria dos planos de foliação, houve escorregamento. Dois fatores estruturais podem ajudar a explicar a ocorrência deste escorregamento são: o alto ângulo de mergulho dos planos de foliação, o que pode favorecer a entrada de água no sistema, e a localização da encosta estar em área de falha transcorrente, cuja ação tende a diminuir a resistência dos materiais e acelerar o processo de intemperismo e movimento de massa.

Figura 45: Escorregamento localizado na Via João Roman em diferentes estágios de estabilização de encosta.



Fonte: Mantovani *et al.* (2019).

Figura 46: (A) abertura em sopé de encosta; (B) foliação e mineralogia em detalhe.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Ponto 15 – Cachoeira Renó Martins

Afloramento localizado no leito de um afluente da margem direita do Ribeirão da Cachoeirinha, na Cachoeira Renó Martins (bacia do Rio do Chapéu). O local apresenta uma queda d'água de grande amplitude altimétrica e alto ângulo de encosta. As margens apresentam blocos fraturados e rolados entremeados a uma vegetação de eucalipto (figura 47 A e B).

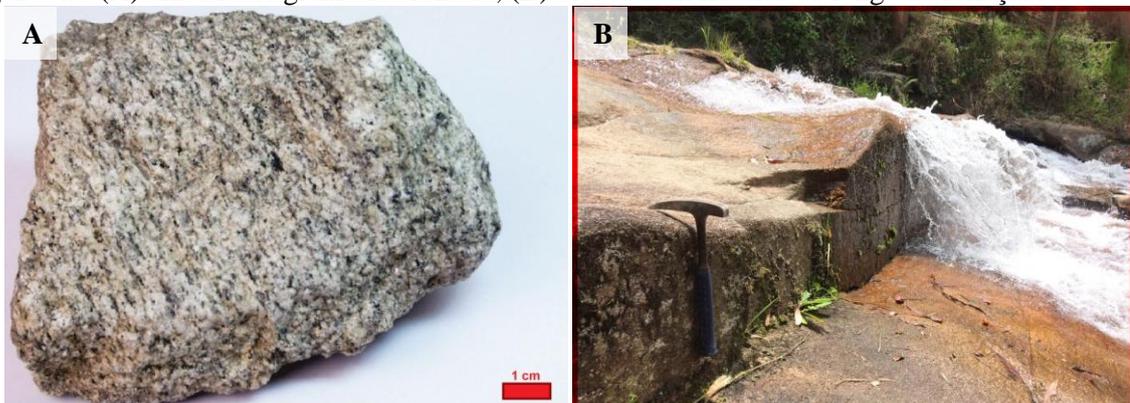
Segundo Hasui *et. al.* (1978), o afloramento está inserido na área das Rochas Granitoides (PEY), onde pôde ser observado uma rocha félsica, rica em feldspato e quartzo. Sua estrutura foliada foi percebida pelo alinhamento dos mineráís máficos de biotita (figura 48 A). A rocha apresenta lineações e fraturas seguindo a direção da foliação, cujo *trend* era de NE - SW. Os blocos estavam sobrepostos seguindo o mesmo plano da encosta. Além dessa geometria concordante entre encosta e a estrutura da rocha, havia fendas paralelas por onde a água circulava (figura 48 B), o que pode facilitar os processos de intemperismo e transporte desses blocos.

Figura 47: (A) Cachoeira Renó Martins; (B) blocos rolados às margens da drenagem.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Figura 48: (A) amostra de granitoide foliado; (B) blocos com fraturas ao longo da foliação.

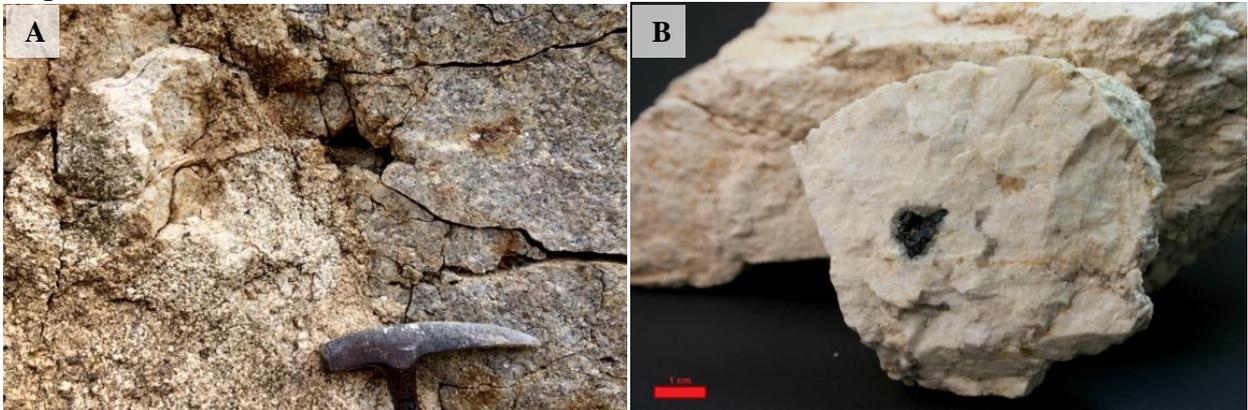


Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Ponto 16 – Estrada do Pinga

Ponto localizado um corte na Estrada do Pinga, na bacia do Córrego do Meio, apresentando um escorregamento em rocha ígnea. O afloramento apresentava uma rocha félsica, de estrutura maciça e uma composição mineralógica de mica, quartzo e feldspato (esses dois últimos em maior quantidade dentre os demais minerais). A rocha apresentava uma alta dureza, porém com uma estrutura altamente fraturada, friável e rompia-se facilmente ao longo dos planos de clivagem do feldspato – características estas que podem ter facilitado o processo de escorregamento (figura 49 A e B).

Figura 49: (A) detalhe da rocha fraturada; (B) amostra com mineral de turmalina em detalhe.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

O afloramento apresentava dois tipos de intemperismo: físico e químico. O intemperismo físico foi observado pelo fraturamento da rocha sã, já o intemperismo químico foi notado pela presença de um material semelhante à caulinita – esta depositada em volta de pequenos blocos de rocha.

O plano de ruptura do escorregamento apresentava os dois tipos de materiais citados, ressalta-se que a rocha sã apresentava menor mobilidade, enquanto que a rocha quimicamente alterada apresentava maior mobilidade. O depósito do escorregamento era composto por um material saprolítico de granulometria variável, variando desde areia grossa até pequenos blocos de rocha sã (figura 50).

Apesar de o escorregamento ter ocorrido em uma rocha ígnea, e essa não apresentar um plano de descontinuidade preferencial (tal como: foliação e/ou bandamento) pode-se sugerir um fator estrutural. O fator estrutural pode residir no cisalhamento imposto pela falha transcorrente de Taxaquara, causando uma deformação dútil ao corpo rochoso, notada pelo intenso fraturamento do afloramento.

Independente da gênese desse fraturamento, essa desagregação do material rochoso pode facilitar a entrada e os fluxos de água dentro do afloramento. Assim, acelerando tanto o intemperismo físico, quanto o químico – favorecendo o transporte de material por meio do processo do movimento de massa.

Figura 50: Afloramento em corte de estrada com material saprolítico escorregado e blocos rolados.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Ponto 17 – Ponte do Rio do Chapéu

Ponto localizado em estrada de terra, próximo ao ponto turístico *Corredeiras do Chapéu*. O afloramento apresenta cor cinza escuro e uma constituição mineralógica de quartzo, feldspato e rico em biotita. Foi possível observar veios félsicos de composição quatzo-feldspática ora dobrados, ora retilíneos. Havia presença de *augen* de feldspato, minerais cominuídos e truncados. Essas características apontam para um ambiente de formação dúctil – rúptil de alta deformação. Além destas características, o afloramento apresentava foliação de direção NE - SW e um ângulo de mergulho de aproximadamente 80 graus.

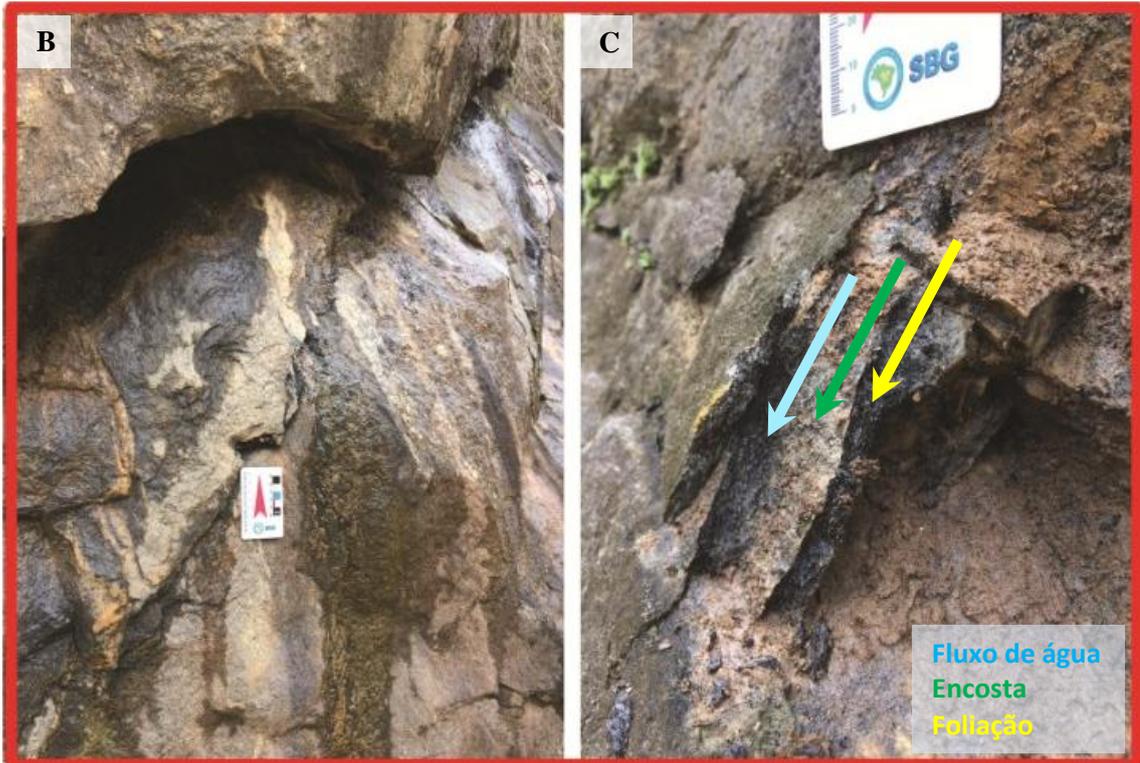
Segundo Hasui *et. al.* (1978), a região é caracterizada pela transição entre o litotipo faixa de transição (PEMa) e o micaxisto e quartzo-micaxisto (PEx) e sob o controle estrutural da falha transcorrente Taxaquara. A rocha apresentava uma estrutura foliada fina e apertada,

composta por planos máficos e félsicos alternados. Apesar de apresentar uma alta dureza, a rocha soltava-se facilmente nos planos compostos pelo filossilicato biotita.

O afloramento formado composto por blocos tombados e escorregados. Observou-se que os blocos tombados apresentavam planos de fraturas e os blocos escorregados movimentaram-se seguindo a geometria dos planos de foliação (figura 51 A). Tanto os planos de foliação, quanto as fraturas, facilitavam a circulação de água através do afloramento, acelerando os processos de intemperismo e transporte. Nos planos compostos por biotita, pôde-se observar um material alterado, um argilomineral semelhante a illita (figura 51 B e C). Essas condições mineralógicas e estruturais do afloramento tornam essa rocha suscetível a escorregamentos e/ou tombamentos futuros.

Figura 51: (A) afloramento de biotita – gnaisse com blocos escorregados e tombados; (B) e (C) circulação de água através dos planos de foliação.





Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

6.3 Litoestrutura

No subcapítulo litoestrutura, os resultados das medições de atitude de foliação realizadas em campo e as obtidas por meio carta geológica (IPT, 1977) serão descritos e analisados por meio estereograma e diagrama de roseta.

6.3.1 Atitude de foliação

Como resultado das 54 de medidas tomadas em campo, e dos 28 pontos georreferenciados e extraídos da carta geológica (IPT, 1977), tem-se um total de 82 medições de atitude da foliação distribuídas nas unidades litológicas da área de estudo. As medidas de atitude de foliação foram distribuídas em oito quadrantes com o objetivo de verificar, estatisticamente, quais são os rumos do mergulho (*dipdir*) de foliação mais frequentes, assim como para os valores de mergulho (*dip*).

A relação entre os planos de foliação segundo os quadrantes apontou para seguinte distribuição: 39 planos orientados para norte; 1 plano orientado para leste, 5 orientados para sudeste, 1 orientado para sul, 1 orientado para sudoeste e 35 planos de foliação orientados para noroeste. Nota-se que as maiores frequências são as relativas aos quadrantes N e NW, com valores de 47,6 % e 42,7%, respectivamente (tabela 2). As menores frequências estão associadas aos quadrantes E, S e SW, com valor de 1,2% cada. Já o quadrante SE apresentou uma frequência de 6,1% dos planos de foliação.

Tabela 2: Distribuição dos planos de foliação e suas respectivas frequências X orientação por quadrantes.

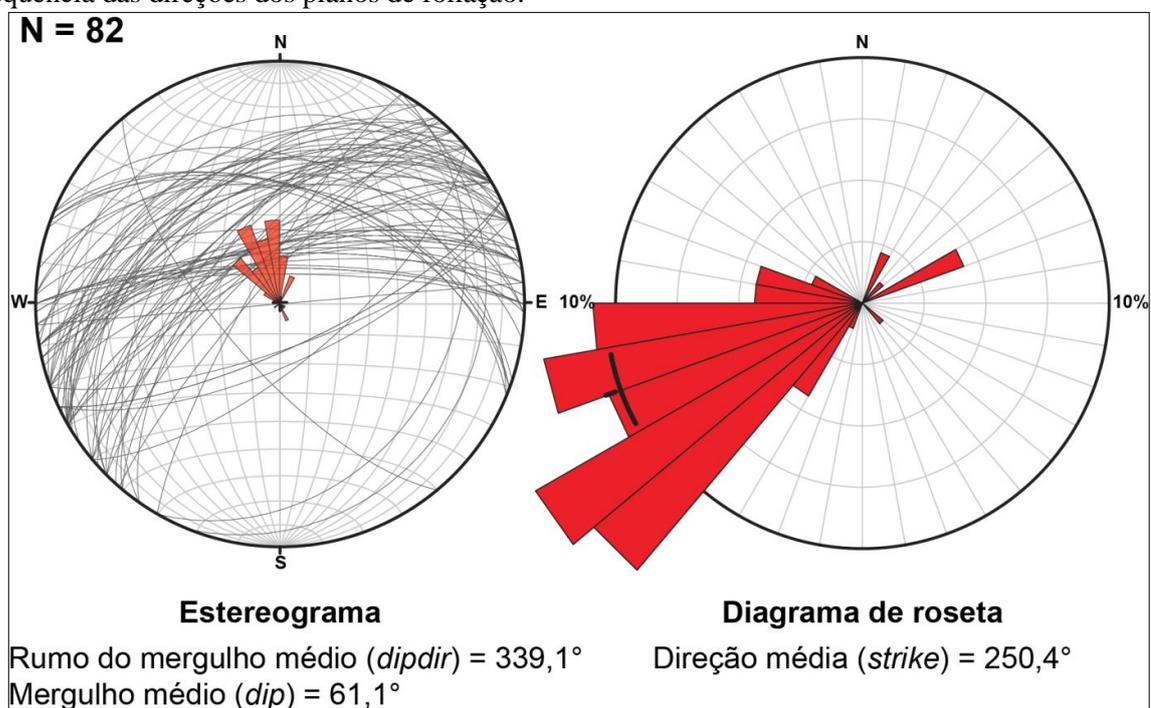
Quadrantes	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Nº de planos de foliação	39	0	1	5	1	1	0	35
Frequência (%)	47,6	0,0	1,2	6,1	1,2	1,2	0,0	42,7

Pode-se verificar a distribuição dos planos de foliação também por meio da plotagem em estereograma (rede de *Schmidt - Lambert*) e diagrama de roseta. Nota-se um maior número de planos orientados para NW e N, com uma média de rumo do mergulho (*dipdir*) igual a 339,1°; uma direção média (*strike*) de 250,4° - apresentando maior frequência entre os quadrantes SW e W, com valores de 42,7% e 47,6% respectivamente (figura 52). Quanto aos

ângulos de mergulho, os resultados apontam para uma variação entre o mínimo de 18° e o máximo de 90° , apresentando um mergulho médio de $61,1^\circ$.

De acordo com os dados apresentados, pode-se afirmar que o *trend* dos planos de foliação variou de NE - SW para WSW – ENE, orientados preferencialmente para NW e N, e com altos ângulos de mergulho. Observa-se que a única medida de atitude de foliação divergente das demais foi a do espelho de falha normal do ponto 07 do trabalho de campo; a qual apresentou um valor de rumo de mergulho igual 230° e uma direção de SE – NW.

Figura 52: Estereograma com a distribuição das atitudes de foliação e diagrama de roseta da frequência das direções dos planos de foliação.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Comparando os resultados obtidos pelas medições de atitude de foliação desta pesquisa, verifica-se uma semelhança com os resultados de Almeida e Ebert (2006), Eirado *et al.* (2006) e Meira *et al.* (2014) para o contexto regional do segmento central da Faixa Ribeira.

Com objetivo de determinar os regimes tectônicos e deformacionais da orogênese Neoproterozoica da Serra da Bocaina (segmento central da Faixa Ribeira), Almeida e Ebert (2006) analisaram dados de atitude de foliação, lineação e lâminas delgadas de grãos de quartzo e feldspato para os domínios litoestruturais Embu, Paraíba do Sul, Juiz de Fora e Costeiro.

Os autores observaram indicadores cinemáticos apontando rejeitos transcorrentes destrais, porfiroclastos rotacionados e estirados – denotando condições de deformação dúctil-

rúptil, concordando com as observações realizadas em campo para esta pesquisa. Para todos os domínios litoestruturais, os dados de foliação gnáissica (Sn) e milonítica (Sm) apontaram para uma direção geral de N40-50°E e mergulhos entre 30° e 80°, orientados para SE ou NW, concordando com resultados de atitude média da foliação de 339,1°/61,1° aqui apresentados.

Por meio do estereograma polar para o Domínio Embu, Almeida e Ebert (2006) apontam atitude dos máximos de foliação gnáissica em 313/37 e 150/40 para 74 medições (figura 53). Nota-se que a distribuição dos polos de atitude de foliação para o Domínio Embu apresenta uma direção preferencial de NE - SW e uma maior densidade de planos orientados para SE. Os dados para o Domínio Embu concordam com os resultados de atitude de foliação dessa pesquisa, ambos com uma direção preferencial de NE - SW e planos orientados ora para NW, ora para SE, embora os resultados aqui obtidos apresentem uma maior frequência de planos orientados para NW e mergulhos de maior intensidade.

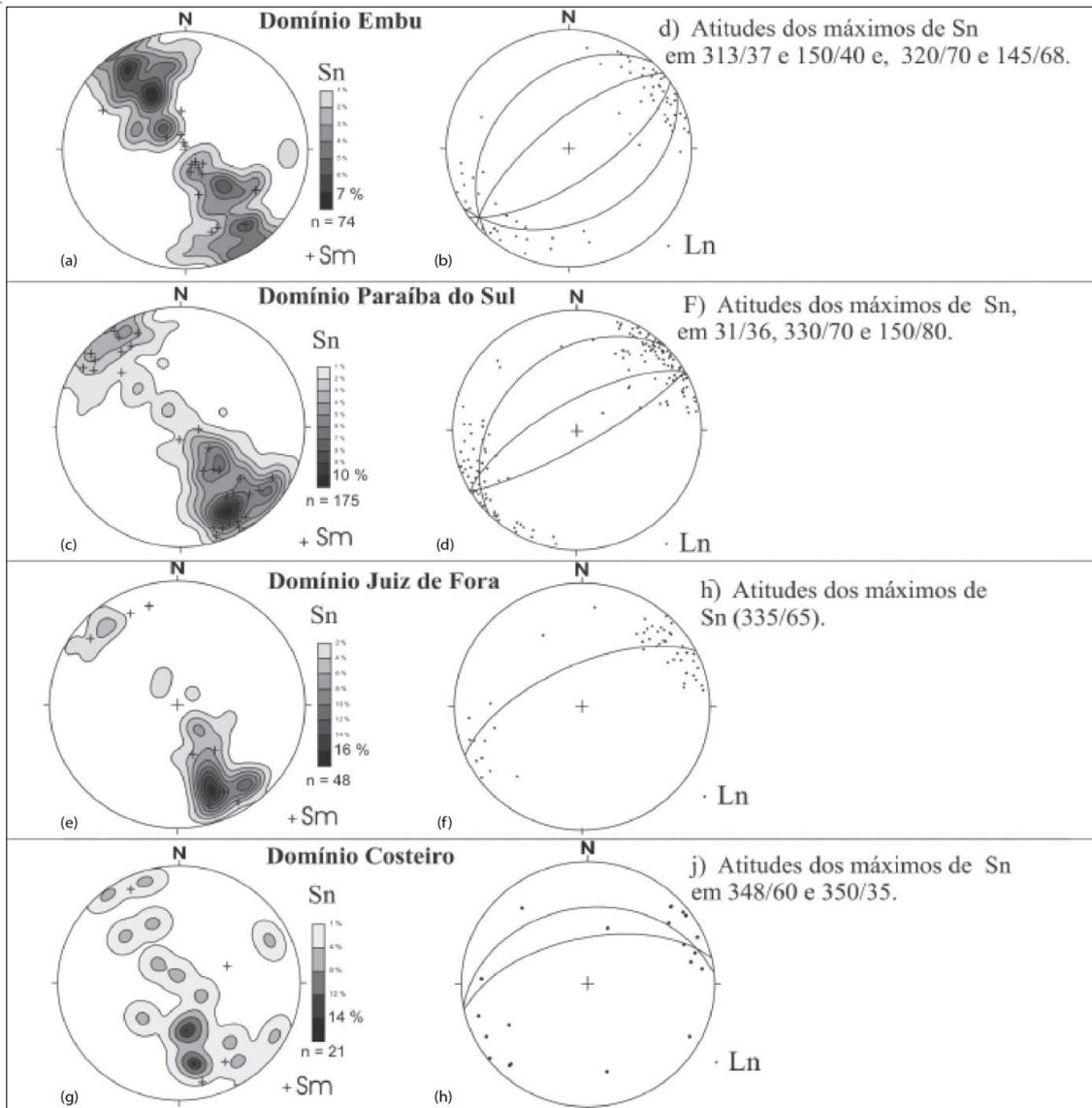
Para o Domínio Paraíba do Sul, Almeida e Ebert (2006) apresentam os valores de 330/70 e 150/80 atitudes de foliação gnáissica para 175 medidas. A distribuição dos pólos de atitude foliação apresenta direção NE - SW, uma maior densidade de planos orientados para NW e mergulhos mais intensos, concordando com a distribuição e os valores de atitude de foliação obtidos neste trabalho. Os estereogramas polares para os Domínios Juiz de Fora e Costeiro são os mais semelhantes aos resultados aqui obtidos. Ambos apresentam direção preferencial de NE - SW, e valores de rumo de mergulho e mergulho de 335/65 e 348/60 para Domínio Juiz de Fora e Costeiro, respectivamente. Esses valores concordam com o resultado de atitude de foliação média de 339,1°/61,1° e, também, por apresentarem uma maior densidade de planos orientados para NW.

Em uma pesquisa realizada na Serra da Bocaina e Baía da Ilha Grande, Eirado *et al.* (2006) descrevem as quatro unidade tectônicas que compõem o segmento central da Faixa Ribeira entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, compostas pelos terrenos Ocidental, Embu, Oriental e Paraíba do Sul. Por meio de uma análise estrutural e petrográfica, Eirado *et al.* (2006) caracterizaram as unidades lito-estratigráficas, e estilos estruturais de deformação e os limites tectônicos de cada terreno.

Dentre os terrenos analisados pelos autores, os terrenos Embu e Ocidental são de maior pertinência para esta pesquisa, devido à localização de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha nesses terrenos. Segundo Eirado *et al.* (2006), o terreno Ocidental apresenta foliação paralela ao bandamento composicional dos metassedimentos e mergulhos de alto ângulo orientados para NW, e, localmente, para SE. Segundo o estereograma de atitudes de foliação para o Terreno Ocidental, pode-se observar uma direção preferencial de NE-SW,

uma maior densidade de planos de foliação orientados para NW e altos ângulos de mergulho, com valor máximo de 335/72 (figura 54). Essa distribuição dos planos de foliação e seus respectivos valores de rumo do mergulho e mergulho concordam com o resultado de 339,1°/61,1° obtido para São Luiz do Paraitinga e Lagoinha.

Figura 53: Estereogramas polares onde “a, c, e, g” representam atitudes de foliação de seus respectivos domínios litoestruturais.



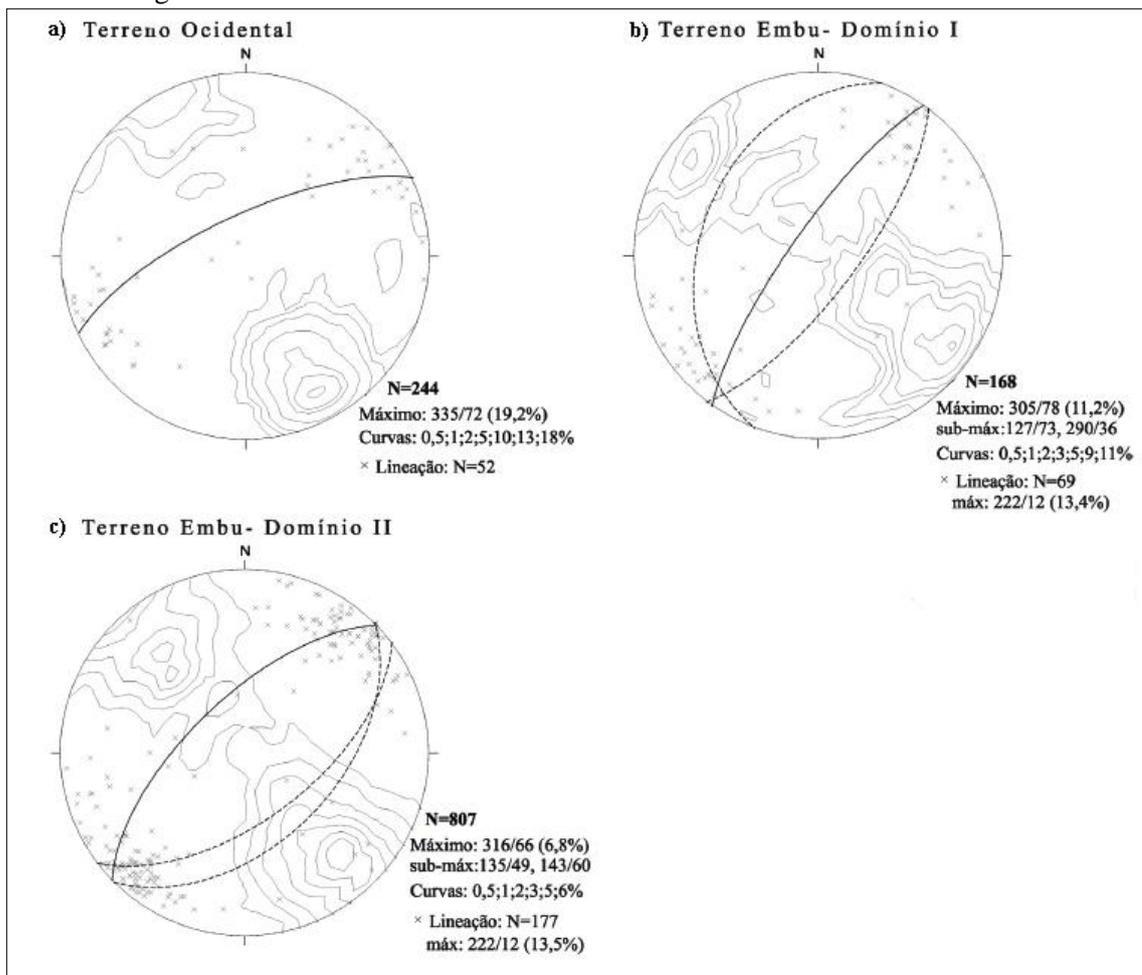
Fonte: Extraído de Almeida e Ebert (2006).

Eirado *et al.* (2006) caracterizam a foliação do terreno Embu como paralela ao bandamento composicional e migmatítico, com uma xistosidade nos gnaisses e xistos e clivagem em rochas quartzíticas. Outra característica estrutural deste terreno é a orientação do rumo do mergulho, devido ao efeito das dobras, a foliação ora está orientada para NW, ora para SE. Estas mesmas características petrográficas e estruturais foram encontradas nos

afloramentos analisados em campo nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha, com exceção das rochas quartzíticas, as quais não foram encontradas no trabalho de campo.

Eirado *et al.* (2006) dividem o terreno Embu em dois domínios estruturais: I e II. Segundo os autores, o domínio I apresenta uma maior densidade de planos de foliação orientados para NW e ângulos de mergulho mais intensos, com valores de atitude de foliação de 305/78 e 127/73. Já o domínio estrutural II, apresenta um equilíbrio na densidade de planos de foliação entre as orientações NW e SE e ângulos de mergulhos mais suaves, com valores de atitude de foliação de 316/66 e 135/49. Os resultados de atitude de foliação para esta pesquisa concordam com a orientação dos planos de foliação orientados preferencialmente para NW, tal como no domínio estrutural I, e ângulos de mergulho semelhantes ao domínio estrutural II.

Figura 54: Estereogramas de atitudes de foliação e lineação mineral de suas respectivas unidades tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira.



Fonte: Extraído e adaptado de Eirado, Heilbron e Almeida (2006).

Meira *et al.* (2014), em uma pesquisa sobre a evolução tectônica neoproterozoica dos complexos Embu e Costeiro, analisaram dados estruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos nas localidades de Santa Branca, Salesópolis, Paraibuna e São Sebastião no setor leste do estado de São Paulo. Os autores realizaram seções geológicas transversais com intuito de agrupar os conjuntos litológicos e caracterizar a cinemática das estruturas.

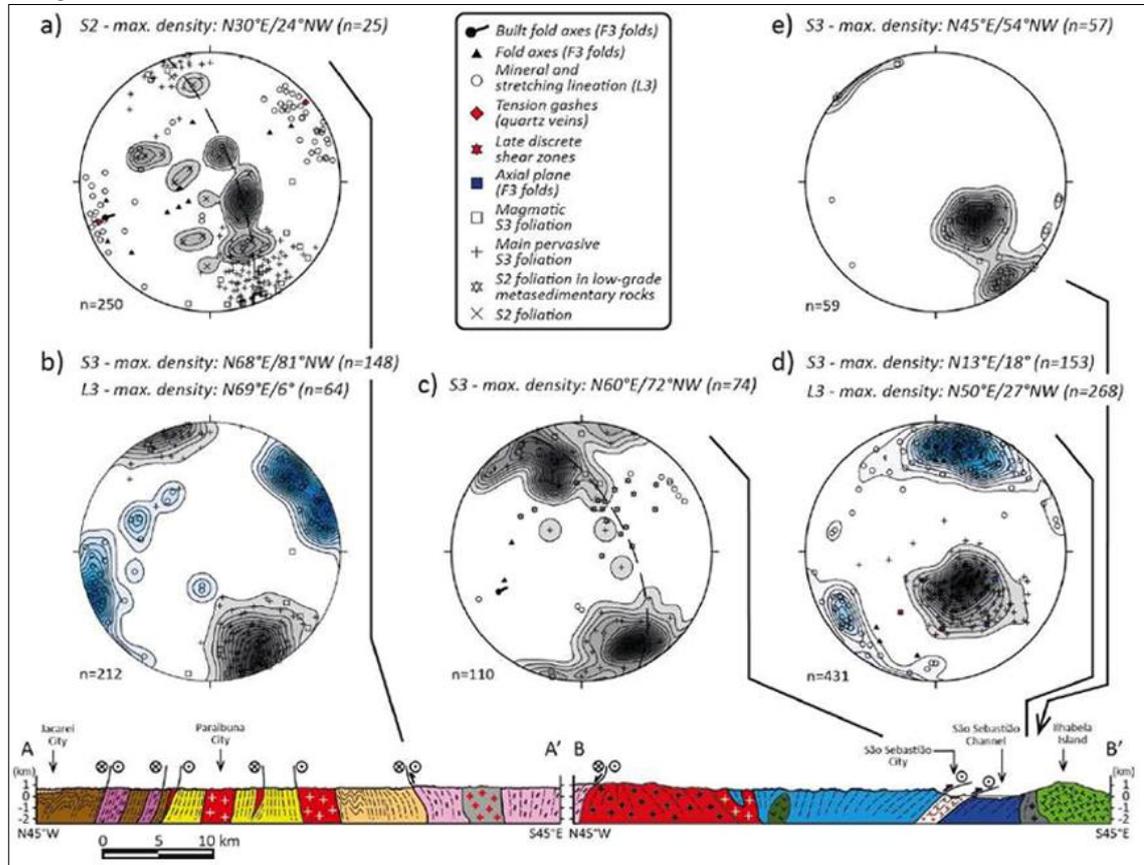
Segundo os autores, o Complexo Embu apresenta foliações milonítica e protomilonítica associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes. Essas foliações apresentam altos ângulos de mergulho, com um valor médio de 81° orientados para NW, e uma direção média de 68° para NE – denotando um *trend* de ENE – WSW (figura 55). Apesar dos ângulos de mergulho apresentados Meira *et al.* (2014) terem um valor médio de 81° , a distribuição dos planos de foliação e o ângulo de mergulho médio para a São Luiz do Paraitinga e Lagoinha assemelham-se ao estereograma “B”, o qual há uma predominância de planos orientados para NW e um ângulo de mergulho médio de 60° .

De acordo com Meira *et al.* (2014), os indicadores cinemáticos sugerem uma componente dextral associados às zonas de cisalhamento transcorrentes. Tais resultados encontrados são semelhantes à foliação milonítica encontrada nos pontos 03, 04, 07, 09 e 10 do trabalho de campo (região da falha transcorrente Taxaquara), e aos indicadores de falha transcorrente dextral no ponto 04. Assim como a foliação, esses pontos também apresentam altos ângulos de mergulho orientados para NW e com direção aproximada entre NE – SW e ENE – WSW.

De acordo com Meira *et al.* (2014), o Complexo Costeiro apresenta rochas com foliação milonítica e protomilonítica, assim como o Complexo Embu. Porém, os valores de ângulo de mergulho são mais suaves e apresentam uma variação angular a depender do domínio estrutural. Em uma unidade composta por ortognaisses, anfibolito e rochas migmatíticas para-derivadas, a atitude de foliação média é de $N60^\circ E/72^\circ NW$. Já em uma unidade composta por ortognaisses, migmatitos para-derivados e leucogranito São Sebastião, a atitude foliação média é de $N50^\circ E/27^\circ NW$. Segundo Meira *et al.* (2014), os indicadores cinemáticos para o Complexo Costeiro sugerem uma componente sinistral associados às zonas de cisalhamento transcorrentes.

Comparando os estereogramas do Complexo Costeiro, observa-se uma maior similaridade com o “C”, no qual há uma maior densidade de planos de foliação orientados para NW e mergulhos em torno de 60° e 70° . Os demais estereogramas também apresentam um *trend* NE – SW, assim como encontrado para esta pesquisa, porém os estereogramas “D” e “E” apresentam ângulos de mergulho de menor intensidade.

Figura 55: Perfis geológicos e estereogramas de atitudes de foliação e lineação mineral de seus respectivos domínios litoestruturais. Domínio Embu: estereogramas “a” e “b”. Domínio Costeiro ocidental: estereograma “c”. Domínio Costeiro oriental: estereograma “d”. Batólito Ilha Bela: estereograma “e”.



Fonte: Extraído de Meira *et al.* (2014).

6.4 Parâmetros morfológicos do relevo

Neste subcapítulo, parâmetros morfológicos do relevo, serão descritos os resultados obtidos entre a relação do inventário de cicatrizes e os parâmetros ângulo e aspecto de encosta. Será apresentada a distribuição das cicatrizes de escorregamento para cada classe de parâmetro morfológico, assim como as classes mais suscetíveis à ruptura de encosta segundo os índices de concentração de cicatrizes (CC) e potencial de escorregamento (PE).

6.4.1 Parâmetro morfológico: ângulo de encosta.

Como resultado da relação entre o inventário de cicatrizes de escorregamento e o parâmetro ângulo, 567 cicatrizes de escorregamento foram distribuídas em oito classes de ângulo de encosta, apresentando uma variação angular entre zero e cinquenta e oito graus (tabela 3).

Tabela 3: Distribuição de cicatrizes de escorregamento segundo classes de ângulo de encosta

Ângulo (°)	0°-6°	6°-10°	10°-14°	14°-18°	18°-22°	22°-26°	26°-30°	30°-58°
Área (km ²)	96,4	130,5	170,0	173,1	142,5	92,5	45,3	22,8
Número de cicatrizes	5	8	41	83	136	156	81	57

De acordo com a tabela 3, observa-se que, conforme o incremento do ângulo de encosta há um aumento da área de cada classe e o número de ocorrências de cicatrizes de escorregamento. Esse aumento do número de cicatrizes é percebido desde o primeiro intervalo, de 0° - 6°, até o intervalo de 22° - 26°, o qual apresentou o maior número de escorregamentos. Porém, mesmo com o aumento do ângulo de encosta nos dois últimos intervalos, nota-se uma diminuição da área e do número de cicatrizes.

Em setores de maior ângulo de encosta, como na Serra de Quebra-Cangalha (ao norte da área de estudo) e Serra Alto do Chapéu (setor SE da área de estudo), há uma menor ocorrência de escorregamentos. Essa distribuição também é percebida quando visualizada em mapa (figura 56), com uma maior ocorrência no setor central da área de estudo, entre as latitudes 7430000 m e 7440000 m, no reverso da Serra do Alto do Chapéu e vale do Rio do Chapéu.

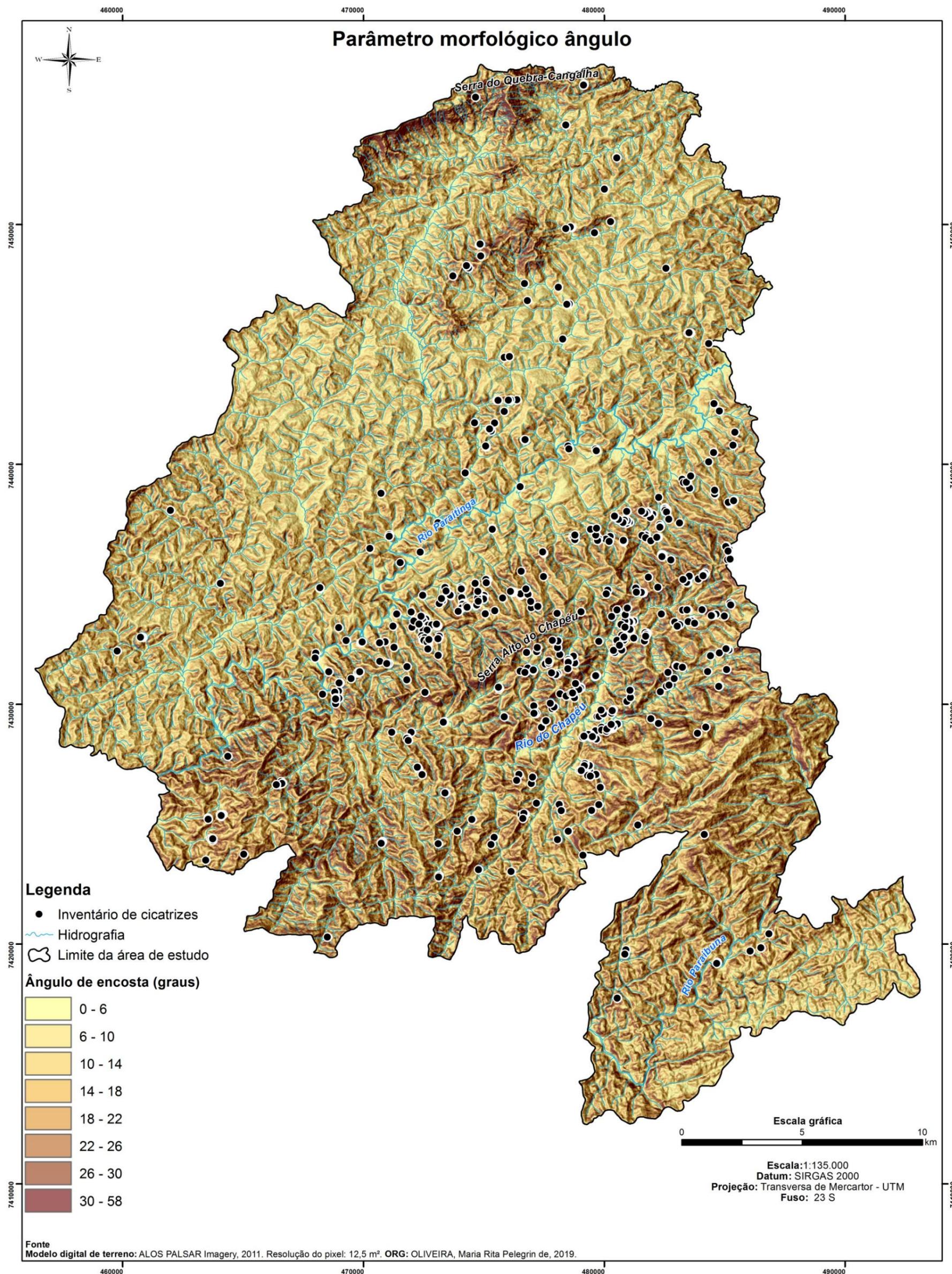
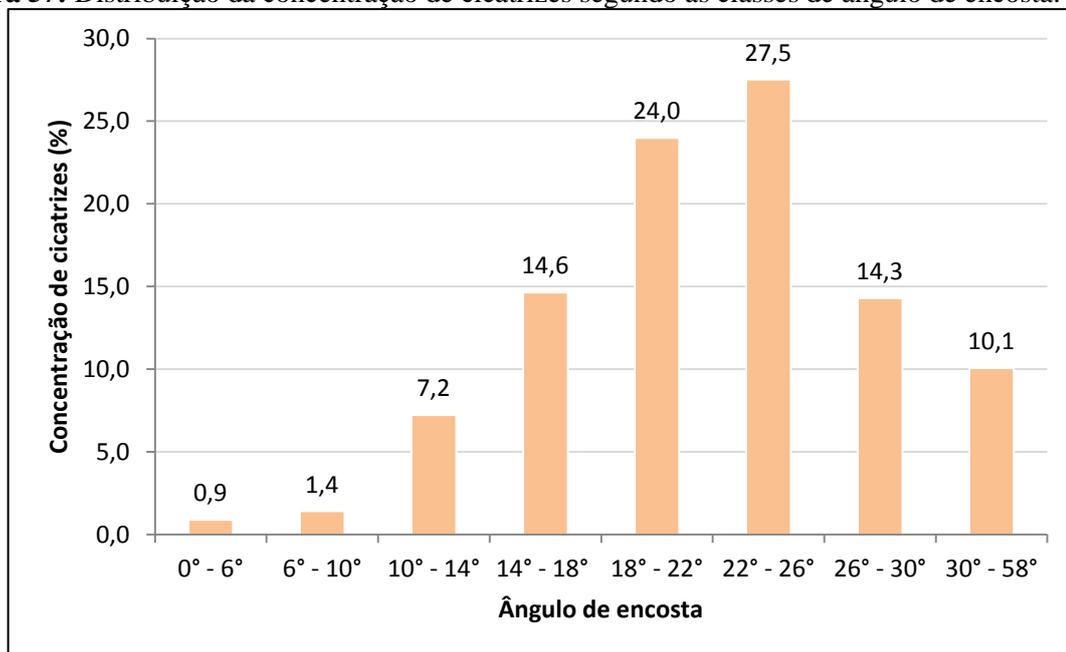


Figura 56: Mapa de ângulo de encosta.

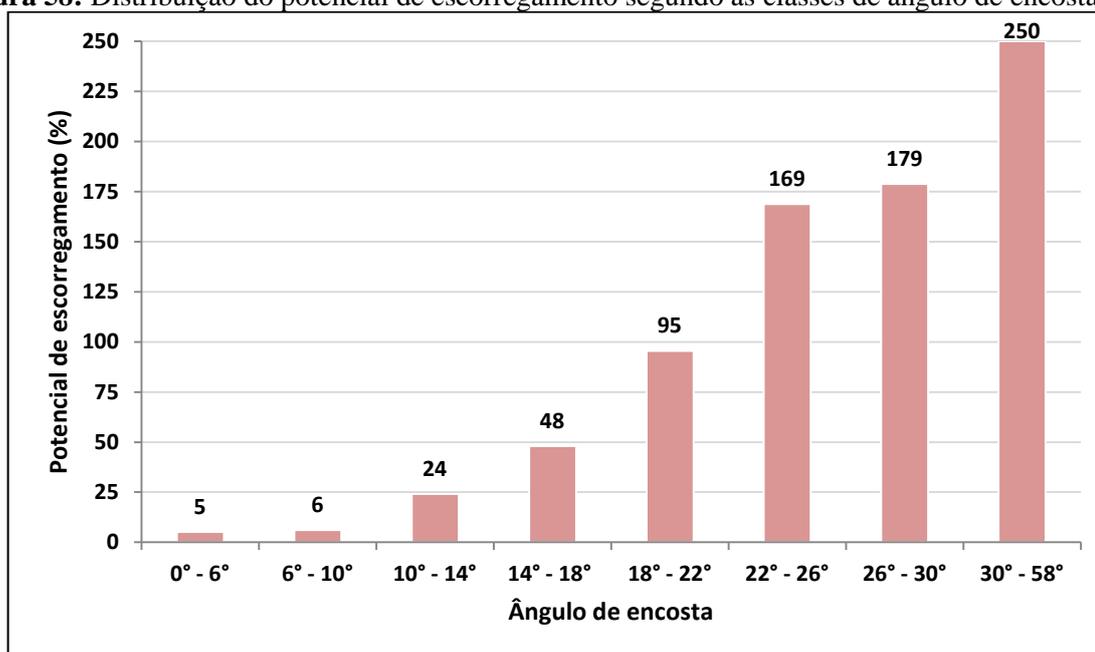
Com destaque para a maior ocorrência de escorregamentos nas classes entre 18° e 26°, os números do índice de concentração de cicatrizes (CC) apresentam uma distribuição semelhante à distribuição dos escorregamentos segundo as classes de ângulo de encosta. Apresentam-se na forma de pirâmide, com seus pontos máximos nas classes entre 18° a 26° (figura 57). Nota-se também um aumento da concentração de cicatrizes conforme o aumento do ângulo de encosta; e uma diminuição do índice nas duas últimas classes. Segundo o índice de concentração de cicatrizes, a classe mais suscetível à ocorrência de escorregamentos é a de 22° - 26°, com o valor de 27,5%.

Figura 57: Distribuição da concentração de cicatrizes segundo as classes de ângulo de encosta.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Além do índice de concentração de cicatrizes, para avaliar a suscetibilidade a escorregamentos, foi calculado o índice potencial de escorregamento (PE). Diferentemente da distribuição das cicatrizes de escorregamento segundo as classes de ângulo de encosta e o índice de concentração de cicatrizes, os valores de potencial de escorregamento apresentaram um incremento direto segundo o aumento do ângulo de encosta (figura 58). Apesar das classes de 18° - 22° e 22° - 26° abrangerem 51% do total de cicatrizes de escorregamento da área de estudo, o intervalo mais propenso à ruptura de encosta é o de 30° - 58° com valor de potencial de escorregamento de 250%. A distribuição do índice de potencial de escorregamento, assim como seus valores, pode ser explicada devido ao seu método de cálculo, o qual contempla a área de cada classe em sua equação. Assim, a classe de 30° - 58°, que apresenta uma área de 22,8 km², apontou para um valor elevado de potencial de escorregamento.

Figura 58: Distribuição do potencial de escorregamento segundo as classes de ângulo de encosta.

Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Comparando os resultados da distribuição das cicatrizes de escorregamento segundo as classes de ângulo de encosta, concentração de cicatrizes e potencial de escorregamento, observa-se uma semelhança com os resultados obtidos por D'Amato Avanzi *et al.* (2004), em pesquisa realizada nos Alpes Apuan (NW da Itália). Os autores observaram 647 escorregamentos distribuídos em uma área de 150 km² e, com base na relação entre o número de cicatrizes segundo as classes de ângulo de encosta, apontaram que as classes com a maior frequência foram a de 31° - 35° e de 36° - 40°, abrangendo 547 escorregamentos.

Embora as características climáticas e de formas do relevo sejam distintas entre o Planalto de Paraitinga – Paraibuna e os Alpes Apuan, os valores obtidos para o potencial de escorregamento são concordantes. Porém, segundo o índice de concentração de cicatrizes e a distribuição dos escorregamentos pelas classes de ângulo de encosta, os resultados se distanciam em aproximadamente 10° de diferença.

Dias *et al.* (2017) analisaram a suscetibilidade aos escorregamentos segundo os índices de concentração de cicatrizes, frequência e potencial de escorregamento para os parâmetros morfológicos ângulo de encosta e curvatura na bacia do Rio Santo Antônio, escarpa da Serra do Mar, no município de Caraguatatuba –SP. Segundo as autoras, o ângulo de encosta da bacia varia entre zero grau e valores maiores que 30°. A partir disto, a classe de concentração de cicatrizes de maior intensidade foi a de 20,1° - 30°, com um valor de CC igual a 31,1%. Estes resultados se assemelham aos obtidos nesta pesquisa, tanto em relação à classe de maior CC e o valor de CC, quanto o índice de potencial de escorregamento, para qual as autoras

apontam a classe $> 30^\circ$ como a mais suscetível aos escorregamentos. Apesar da área de estudo de Dias *et al.* (2017) estar localizada em um contexto geomorfológico de escarpa de falha e esta pesquisa em um contexto geomorfológico de planalto em reverso de escarpa, ambas localidades se assemelham quanto à suscetibilidade aos escorregamentos segundo o parâmetro ângulo de encosta.

Fernandes *et al.* (2001) analisaram três condicionantes morfológicas para determinação de áreas propensas aos escorregamentos nas bacias dos rios Quitite e Papagaio, no Maciço da Tijuca (RJ), as quais foram: ângulo de encosta, curvatura e área de contribuição. Com estes três parâmetros, os autores calcularam o índice de potencial de escorregamento (PE) e a frequência, e chegaram à classe de ângulo de encosta de 37° - $55,5^\circ$ como a classe mais suscetível aos movimentos de massa, com um valor de potencial de escorregamento de PE de, aproximadamente, 15%. Embora o valor máximo de PE apontado nessa pesquisa seja diferente do obtido por esses autores, os intervalos de ângulo de encosta se assemelham.

Para o Planalto de Paraitinga – Paraibuna, Colangelo (2012), por meio de ensaios experimentais em campo, analisou a tensão de resistência e a tensão cisalhante com o objetivo de delimitar ângulos de encostas para condições de estabilidade. O autor chegou aos valores de 18° , 20° e 22° para encostas em embasamentos rochosos de micaxisto, migmatito e granito-gnaiss. A partir destes valores de ângulo de encosta, a condição de estabilidade seria diminuída. Apesar do método utilizado ser diferente do aplicado no presente trabalho, os valores de ângulo de encosta apontados por Colangelo (2012) são próximos aos resultados entre a distribuição de escorregamentos segundo classes de ângulo de encosta e os valores de concentração de cicatrizes aqui apresentados.

Chen *et al.* (2011), para duas bacias hidrográficas tributárias do Rio Penian (SE de Taiwan), analisaram os efeitos da topografia como fatores condicionantes de escorregamentos. Por meio de técnicas estatísticas, os autores observaram que aproximadamente metade do número total de cicatrizes de escorregamento estava localizada em encostas com ângulo entre 30° - 50° para duas bacias tributárias do Rio Peinan. Esses valores de ângulo de encosta concordam com o intervalo apontado pelo índice de potencial de escorregamento obtido nesta pesquisa.

6.4.2 Parâmetro morfológico: aspecto de encosta.

Como resultado da relação entre o inventário de cicatrizes de escorregamento e o parâmetro aspecto, as 567 cicatrizes de escorregamento foram distribuídas em oito classes de aspecto de encosta, apresentando uma variação angular de 45° entre cada quadrante – N, NE, E, SE, S, SW, W e NW. Segundo a tabela 4, nota-se que o tamanho das áreas de cada quadrante é semelhante, diferentemente do que ocorre com o parâmetro de ângulo de encosta – todas em média apresentam 108 km² de extensão.

Tabela 4: Distribuição de cicatrizes de escorregamento segundo classes de aspecto de encosta .

Aspecto (quadrante)	S	NE	SW	SE	E	W	N	NW
Área (km ²)	105,5	104,6	104,7	112,6	104,8	106,3	119,3	115,3
Número de cicatrizes	33	38	51	60	63	90	106	126

Nota-se que o aumento do número de cicatrizes de escorregamento ocorre de S, NE, SW, SE, E, W, N e NW. Destacando os quadrantes norte e noroeste, os quais apresentaram juntos cerca de 50% de todos os escorregamentos. Assim como para o parâmetro ângulo de encosta, a distribuição de cicatrizes também é percebida no setor central da área de estudo, entre as latitudes 7430000 m e 7440000 m, no reverso da Serra do Alto do Chapéu e vale do Rio do Chapéu (figura 59).

Os resultados do índice de concentração de cicatrizes (CC) apresentam uma distribuição ascendente de sul, para nordeste, sudoeste, sudeste, leste, oeste, norte e noroeste (figura 60). Nota-se que as classes dos valores máximos de concentração de cicatrizes coincidem com as de distribuição dos escorregamentos por classes de aspecto. Segundo o gráfico, os quadrantes norte e noroeste são os mais suscetíveis aos escorregamentos, com valores de CC de 18,7% e 22,2%, respectivamente.

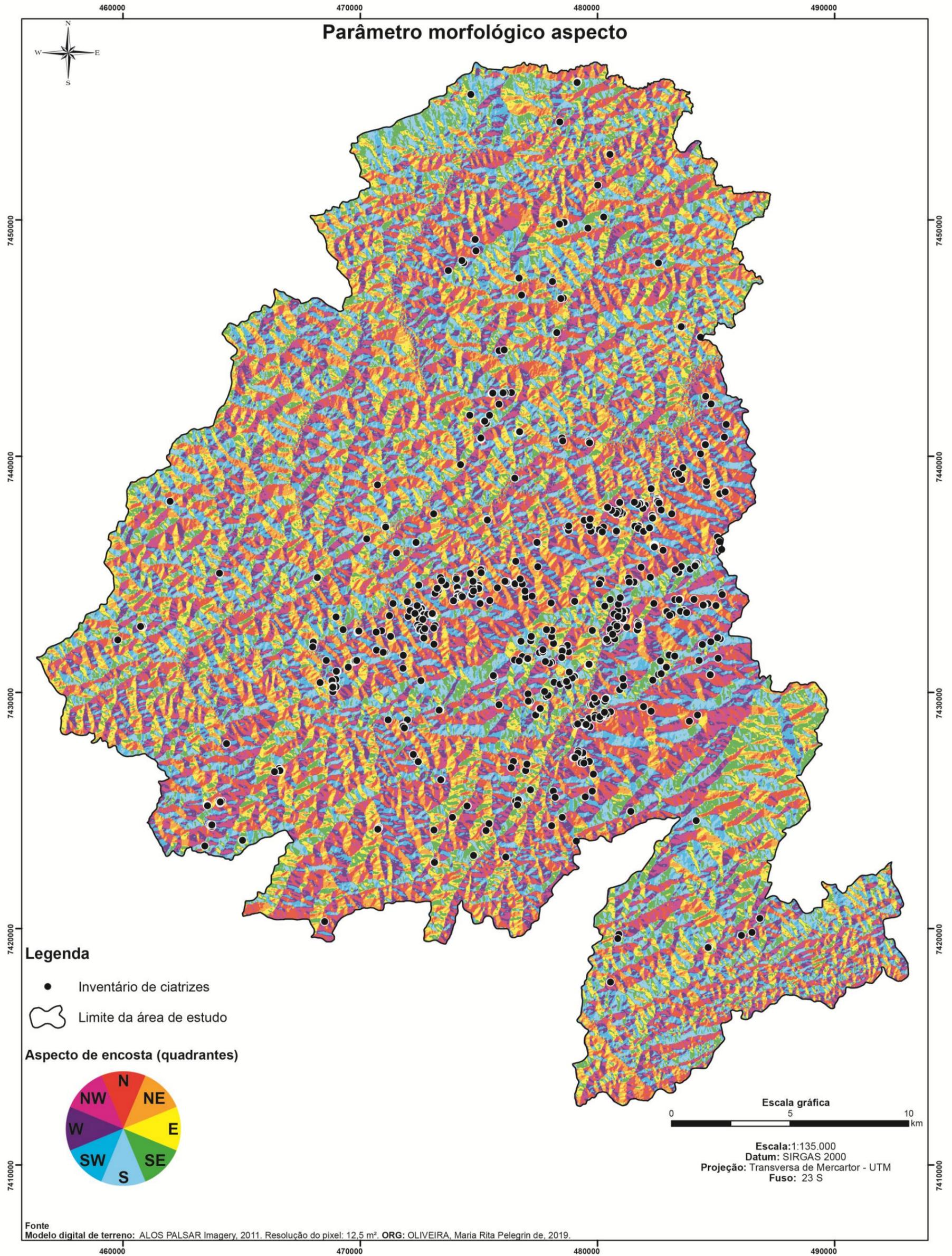
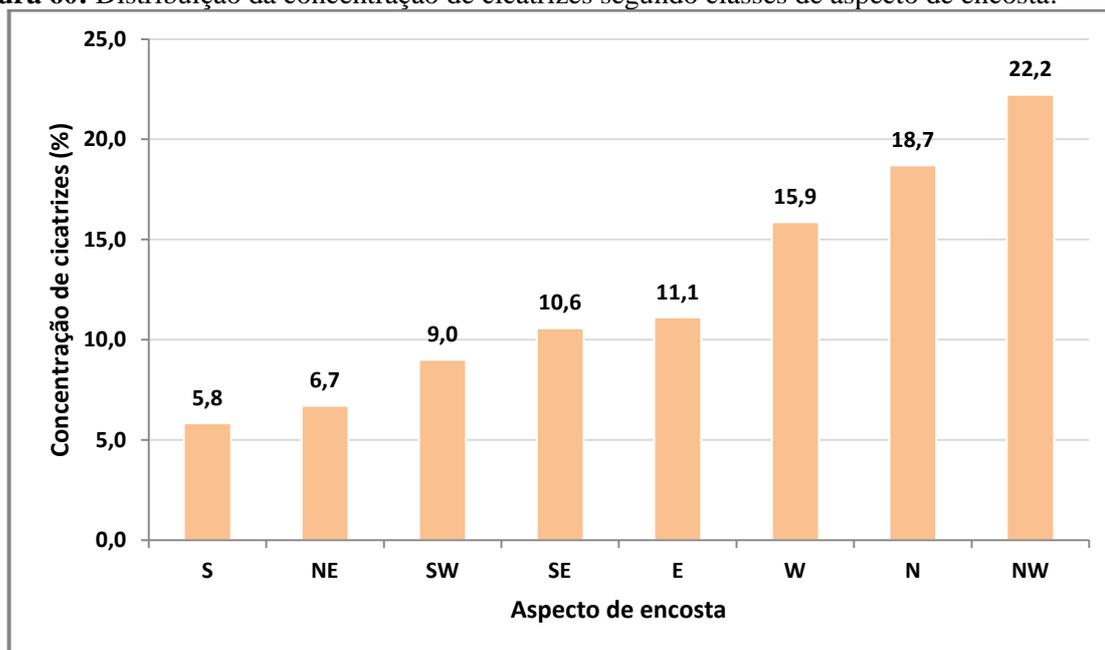


Figura 59: Mapa de aspecto de encosta.

Figura 60: Distribuição da concentração de cicatrizes segundo classes de aspecto de encosta.

Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

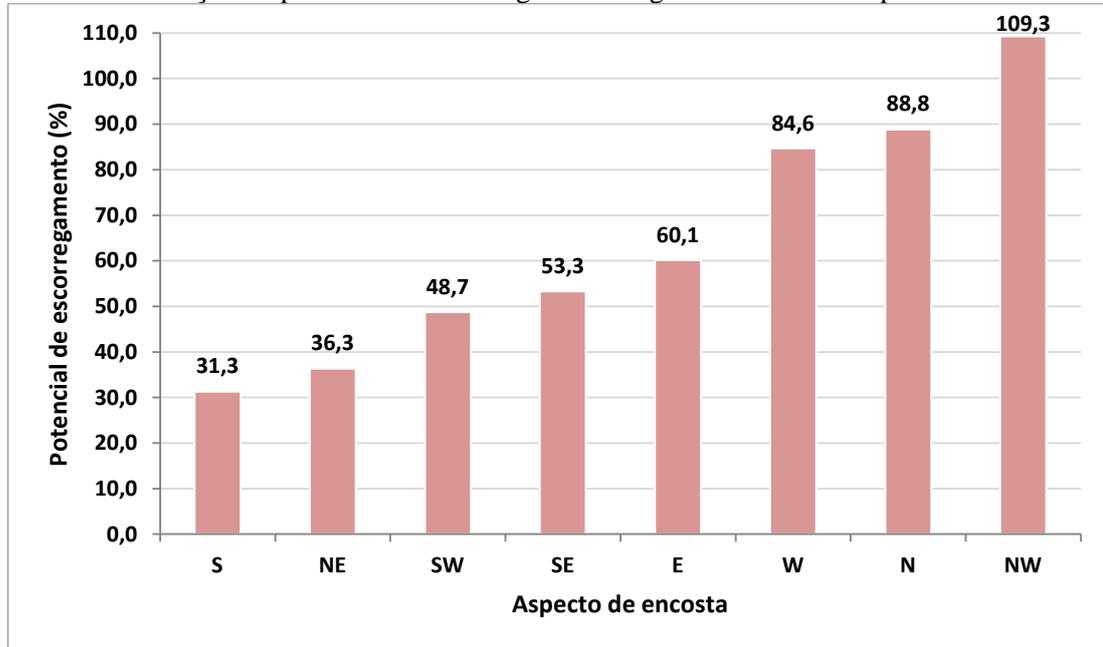
Para avaliar a suscetibilidade a escorregamentos, o índice potencial de escorregamento (PE) foi calculado para o parâmetro aspecto. De acordo com a distribuição apresentada pelo gráfico de potencial de escorregamento, nota-se que, tanto a distribuição das cicatrizes pelas classes de aspecto de encosta, o índice de concentração de cicatrizes, o potencial de escorregamento também apresenta o mesmo padrão de distribuição, e as mesmas classes de norte e noroeste como as mais suscetíveis ao escorregamento (figura 61). Independentemente da maneira que se distribua as cicatrizes de escorregamento ou as quantifique, a organização das classes de aspecto de encosta permanece a mesma.

Novamente, assim como para o parâmetro ângulo, a distribuição regular para o parâmetro aspecto pode ser explicada devido ao seu método de cálculo, o qual contempla a área de cada classe em sua equação. Porém, neste caso, como as áreas de cada quadrante são semelhantes, os totais de cicatrizes preponderaram nos cálculos de CC e PE.

Fernandes *et al.* (2004) consideraram quatro condicionantes morfológicos para determinação de áreas sujeitas aos escorregamentos nas bacias dos rios Quitite e Papagaio. Dentre os condicionantes morfológicos analisados está o aspecto de encosta. A partir desse parâmetro calcularam a suscetibilidade aos escorregamentos por meio do índice de potencial de escorregamento (PE) e frequência de escorregamentos. Além do aspecto de encosta, também analisaram a atitude da foliação e a direção preferencial de fraturas em gnaisse (Gnaisse Archer) e em intrusões graníticas do maciço. De acordo com os autores, os valores

de atitude de foliação variam entre $000^{\circ}/30^{\circ}$ e $180^{\circ}/30^{\circ}$, e as direções de fraturas variam entre NE – SW e NW – SE.

Figura 61: Distribuição do potencial de escorregamento segundo classes de aspecto de encosta.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira (2018).

Ainda segundo esses autores, 70% das encostas estão orientadas para SW, W e NW, e que esta característica está associada à estrutura do embasamento rochoso, especialmente em relação à foliação metamórfica. Fernandes *et al.* (2004) apontam que, segundo os valores de frequência, as encostas mais suscetíveis aos escorregamentos foram as orientadas para SW, NW e W. Já, segundo o índice de potencial de escorregamento, a orientação de encosta mais propensa à ruptura é a N. Exceto para encostas orientadas para W, os valores de frequência e de potencial de escorregamento concordam com os resultados obtidos para esta pesquisa, onde encostas orientadas para W, N e NW são as mais suscetíveis aos escorregamentos.

Cerri *et al.* (2017) analisaram a relação entre dados estruturais de atitude da foliação e a geometria de encostas para as bacias dos rios Santo Antônio e Canivetal no município de Caraguatatuba – SP. Com relação à geometria de encostas, os autores analisaram o parâmetro morfológico aspecto com o objetivo de compará-lo com a orientação dos planos de foliação e sua influência sobre os escorregamentos. Assim como a região de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha, o município de Caraguatatuba também está inserido no contexto litoestrutural do segmento central da Faixa Ribeira, apresentando um *trend* de NE – SW e uma litologia composta por ortognaisses e migmatitos ricos em filossilicatos (muscovita e biotita).

Cerri *et al.* (2017) observaram que as encostas orientadas para NW e W apresentaram maior suscetibilidade aos escorregamentos, tanto para a bacia do Rio Canivetal, quanto para bacia do Rio Santo Antônio. Estes dados concordam com os resultados obtidos para São Luiz do Paraitinga e Lagoinha, onde as encostas mais propensas aos escorregamentos estão orientadas para W, N e NW.

Para determinar a suscetibilidade aos escorregamentos no condado de Janghung, Coreia do Sul, Lee *et al.* (2002) desenvolveram uma análise utilizando dados de atitude de foliação, juntas e o parâmetro morfológico aspecto. Segundo os autores, a área de estudo é altamente deformada, com *trend* estrutural de NW – SE e uma litologia composta por ortogneisse, biotita micaxisto, migmatito e granito. Lee *et al.* (2002) observaram que as encostas orientadas para SE e N foram as mais propensas à ruptura, seguindo a orientação dos planos de foliação impostos pelo *trend* de NW – SE. Comparando os resultados obtidos em São Luís do Paraitinga, Lagoinha e Janghung, observa-se que a maior suscetibilidade ao processo de escorregamento se dá quando a foliação das rochas apresenta uma geometria semelhante à orientação da encosta.

Capitani *et al.* (2013) pesquisaram a influência do aspecto de encosta e sua influência como fator de predisposição aos escorregamentos em duas bacias hidrográficas na região da Toscana, Itália. Para analisar a suscetibilidade aos escorregamentos, os autores utilizaram duas análises estatísticas, a bivariada e a multivariada. Os autores observaram que o aspecto de encosta influenciou o condicionamento dos escorregamentos para a bacia de Milia, a qual apresenta um *trend* de NW – SE e as encostas orientadas para NW foram as mais afetadas com os escorregamentos. Os autores ressaltam que os resultados indicaram que o aspecto de encosta apresentou uma maior influência em escorregamentos translacionais rasos, porém não para as demais tipologias, também corroborando com os resultados dessa pesquisa sob o ponto de vista da relação estrutural e aspecto de encosta.

6.5 Relação entre parâmetros morfológicos, planos de foliação metamórfica e suscetibilidade a escorregamentos

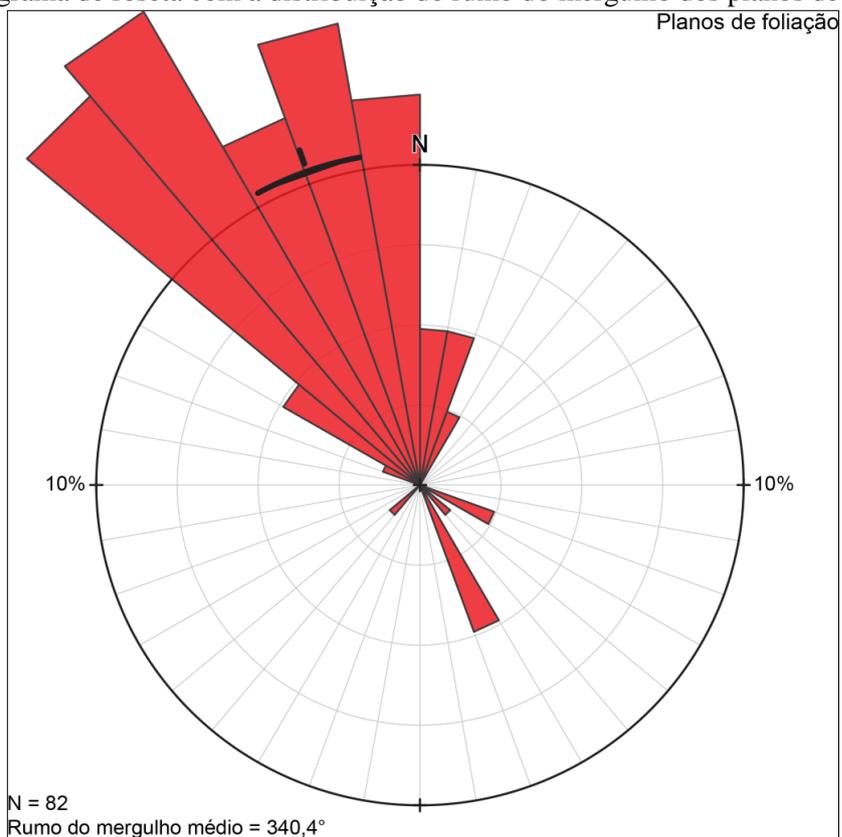
Como já exposto nos subcapítulos de atitude da foliação e parâmetros morfológicos do relevo, tanto a orientação dos planos de foliação metamórfica, quanto a orientação das encostas para São Luiz do Paraitinga e Lagoinha apresentam a mesma orientação preferencial de NW e N. Essa distribuição pode ser melhor observada comparando os diagramas de roseta elaborados para o rumo do mergulho da foliação e a orientação dos escorregamentos (figuras 62 e 63).

O diagrama de roseta dos planos de foliação metamórfica apresenta a distribuição de 82 medidas e uma orientação média de rumo de mergulho de $340,4^\circ$. A distribuição das atitudes de foliação metamórfica apresenta uma frequência de 47,6% dos planos orientados para N; 42,7% orientados para NW; 6,1% orientados para SE e os demais 3,6% dos planos de foliação distribuídos igualmente entre os quadrantes E, S e SW. Já o diagrama de roseta para os escorregamentos apresenta a distribuição dos 567 escorregamentos segundo sua orientação (rumo do mergulho), o qual apresentou uma orientação média de 322° . A distribuição das orientações dos escorregamentos apresenta uma frequência de 18,7% orientadas para N; 6,7 orientadas para NE; 11,1% orientadas para E; 10,6 orientadas para SE; 5,8% orientadas para S; 9,0% orientadas para SW; 15,9% orientadas para W e 22,2% orientadas para NW.

Com base na comparação dos dois diagramas de roseta, observa-se uma semelhança entre os quadrantes mais frequentes para atitude de foliação metamórfica e dos escorregamentos. Assim como para a foliação metamórfica, quanto para os escorregamentos, ambos apresentaram uma orientação preferencial para N e, principalmente para NW. Desta maneira, pode-se inferir que a orientação dos planos de foliação metamórfica exercem uma influência no condicionamento dos escorregamentos, já que ambos apresentam aproximadamente a mesma orientação.

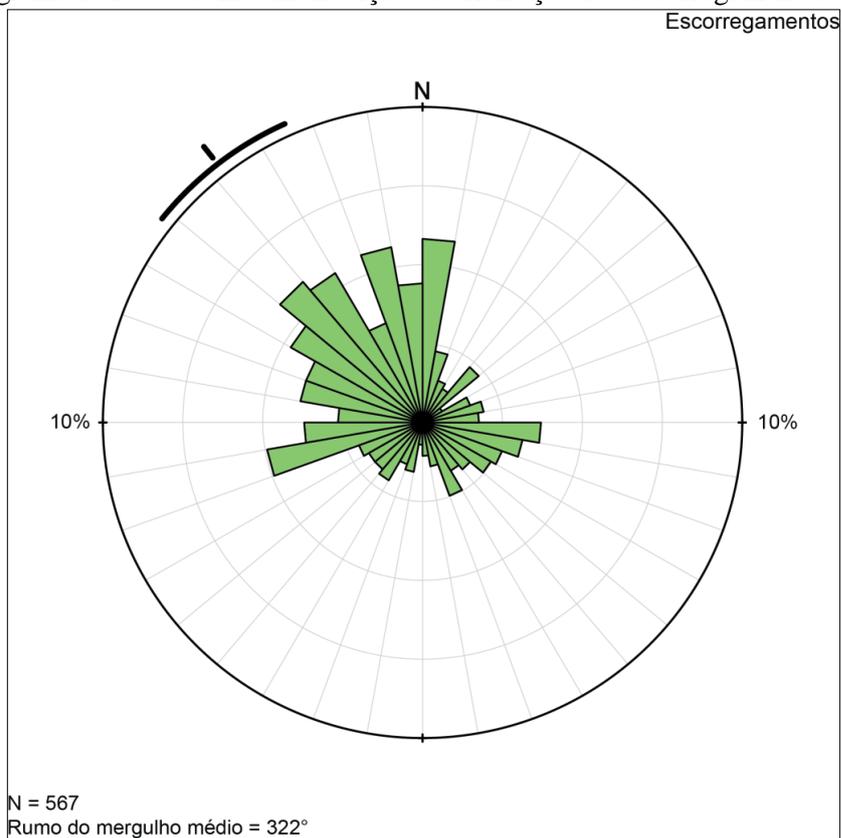
De maneira a integrar os parâmetros morfológicos ângulo e aspecto de encosta com atitude de foliação metamórfica, pode-se comparar a relação entre as partes por meio dos estereogramas polares. Com estes foi possível averiguar a distribuição da atitude de foliação metamórfica (*dipdir/dip*) com a distribuição dos valores de ângulo (*dip*) de encosta e aspecto (*dipdir*) para cada ponto de escorregamento; ou seja, tanto a foliação, quanto os escorregamentos foram analisados como planos que apresentam um mergulho e um rumo do mergulho.

Figura 62: Diagrama de roseta com a distribuição do rumo do mergulho dos planos de foliação.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Figura 63: Diagrama de roseta com a distribuição da orientação dos escorregamentos.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

O estereograma polar para foliação metamórfica (figura 64) apresenta a distribuição das 82 medidas de foliação e aponta onde ocorre a maior a densidade de pólos segundo o mergulho e o rumo do mergulho. Assim, observa-se que há uma maior concentração da atitude de foliação metamórfica orientada para NW, com aproximadamente 30% dos ângulos de mergulho entre os valores de 40° a 60° e 35% dos ângulos de mergulho entre 70° e 80°.

O estereograma polar para os escorregamentos (figura 65) mostra a distribuição de seus 567 polos e a área de ocorrência de maior densidade segundo o valor de ângulo e aspecto de encosta. Observa-se que os pólos estão distribuídos com maior predominância entre os quadrantes SE e NW, sendo esse último com maior número de pólos. Segundo o gráfico, a maior densidade de pólos ocorre em 330°/21,7°, com aproximadamente 55% dos escorregamentos com valores de ângulo de encosta entre 20° e 30°, 30% dos escorregamentos entre 10° e 20°, e 10% dos escorregamentos entre os ângulos de encosta de 30° e 40°.

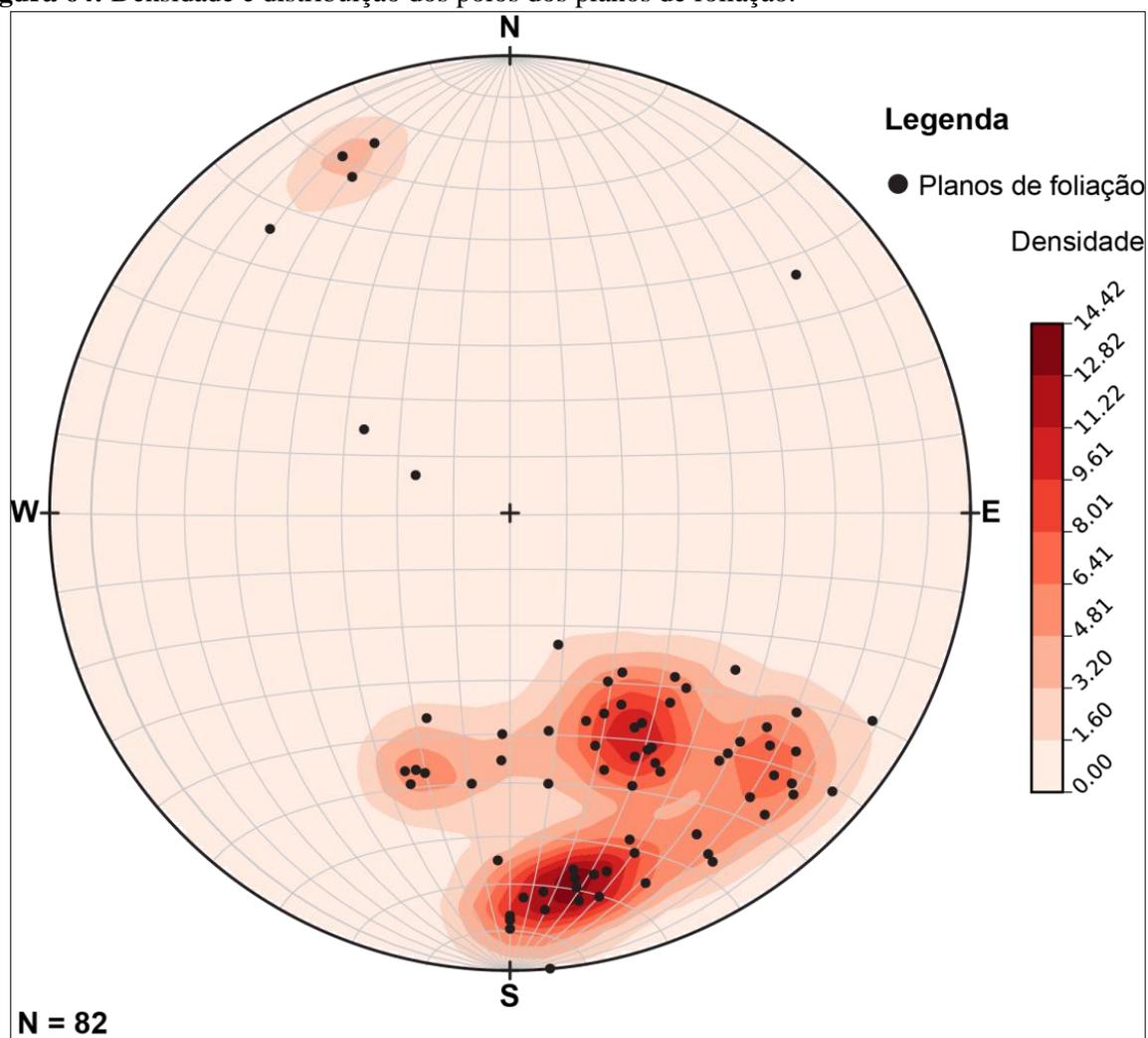
Comparando os dois estereogramas, nota-se uma similaridade em relação à orientação dos planos de foliação e a orientação dos escorregamentos para NW. Já em relação aos valores de ângulo de mergulho da foliação metamórfica e de ângulo de encosta dos escorregamentos, observa-se que os mergulhos da foliação são mais intensos que os ângulos de encosta nos quais os escorregamentos ocorreram. Em geral, para mergulho de foliação médio de 60° e encostas com ângulos médios de 30°, pode-se afirmar que a geometria das rochas apresenta-se subverticalizada em relação às encostas, podendo facilitar a entrada de água entre os planos de descontinuidade (seja foliação/bandamento/xistosidade) e agilizando os processos de intemperismo químico e físico – portanto, aumentando a suscetibilidade aos escorregamentos.

Os resultados da relação entre a geometria de encosta e a geometria da foliação metamórfica para o Planalto de Paraitinga - Paraibuna assemelham-se aos pressupostos teóricos apontados por Selby (1993), Hearn (2011), Fell, Stapledon e MacGregor (2012), Augusto Filho e Virgilli (2015) e Stead e Wolter (2015).

Comparando os resultados de suscetibilidade aos escorregamentos obtidos para esta pesquisa, notou-se uma correspondência com os resultados de Roering, Kirchner e Dietrich (2005). Com o objetivo de caracterizar os controles estruturais em processos de escorregamentos no Oregon (EUA), os autores observaram que havia uma correspondência entre a estrutura do embasamento rochoso e o parâmetro aspecto de encosta. Kojima et al. (2015), em uma pesquisa realizada na península Kii (Japão), notaram que os escorregamentos ocorreram de maneira subparalela do controle estrutural imposto pela atitude foliação e o acamamento em relação à geometria das encostas.

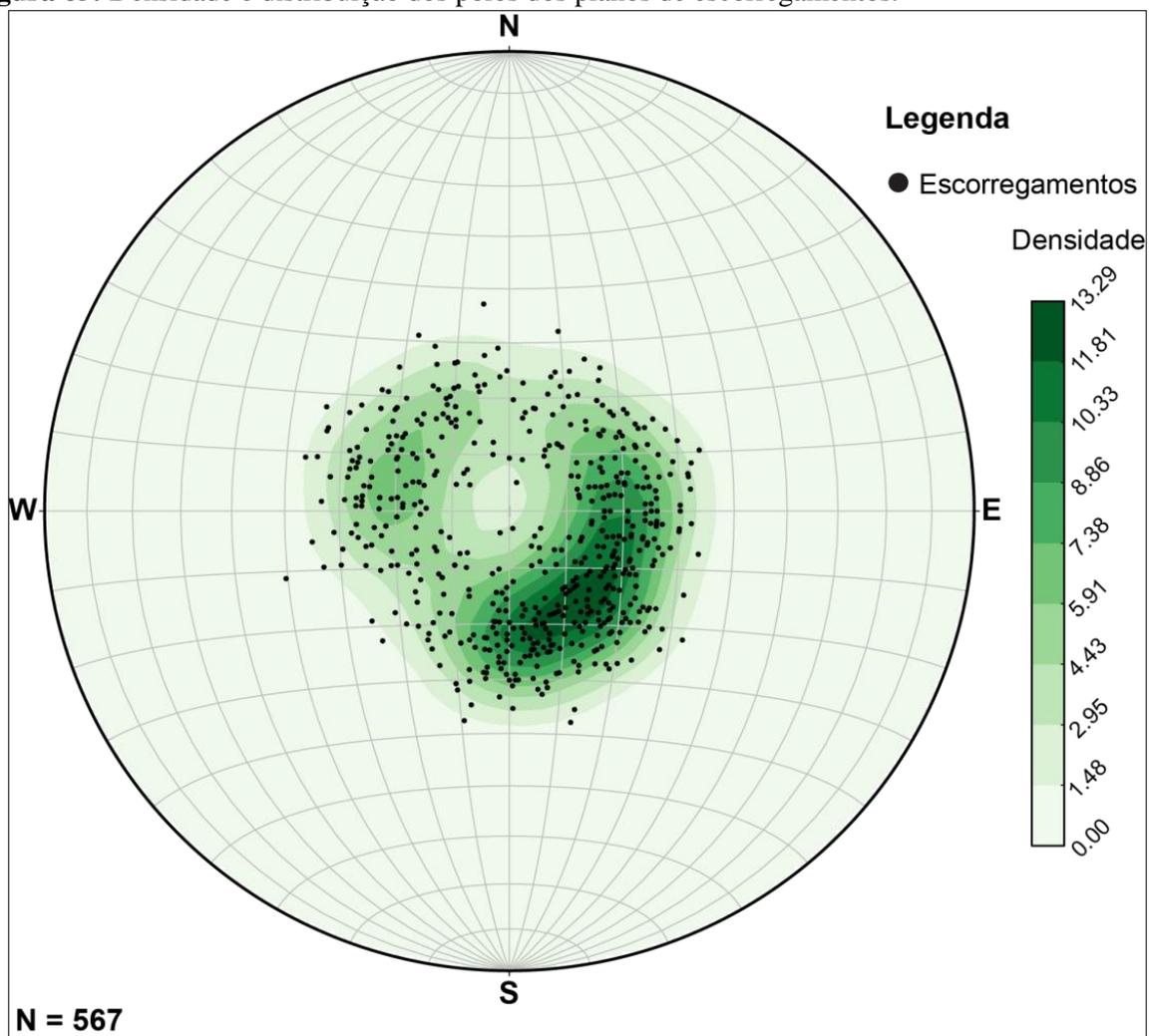
Kycl et al. (2017) verificaram que no Vale do Rio Ameka (Etiópia) as estruturas de relevo apresentam a mesma orientação das estruturas tectônicas, e que estas semelhanças levam ao desenvolvimento de escorregamentos na região. Para o município de Caraguatatuba (SP), Cerri et al. (2018) observaram que encostas mais afetadas por escorregamentos tinham a mesma direção de mergulho indicada pela atitude de foliação e bandamento de gnaisses e migmatitos da região.

Figura 64: Densidade e distribuição dos polos dos planos de foliação.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

Figura 65: Densidade e distribuição dos polos dos planos de escorregamentos.



Fonte: Maria Rita Pelegrin de Oliveira, 2018.

7. Considerações finais

Esta pesquisa teve como objetivo analisar a suscetibilidade aos escorregamentos no Planalto de Paraitinga – Paraibuna segundo análise litoestrutural e de parâmetros morfológicos do relevo. Para isto, foram realizados dois trabalhos de campo, um com objetivo de reconhecer o contexto geomorfológico regional e as características dos processos de escorregamentos nos municípios de São Luiz do Paraitinga e Lagoinha, e o segundo trabalho de campo teve o objetivo de reconhecer as características petrográficas dos litotipos e suas estruturas.

Com os dados coletados em ambos os trabalhos de campo, e aliados às análises realizadas em gabinete, foi possível observar correlações entre os parâmetros morfológicos ângulo de encosta, aspecto de encosta e atitude de foliação metamórfica e seus resultados em relação aos escorregamentos.

Com relação ao inventário de cicatrizes, foi possível observar em campo que a maioria dos escorregamentos que ocorre no Planalto de Paraitinga – Paraibuna é da tipologia translacional raso, e estes escorregamentos estão localizados predominantemente na bacia do Rio do Chapéu.

Do ponto de vista da litoestrutura, a área de estudo apresenta características estruturais e litológicas ligadas ao segmento central da Faixa Ribeira, o qual apresenta rochas datadas do Arqueano e do Neoproterozoico, tais como os ortognaisses, migmatitos e granitoides sintectônicos. Essas rochas apresentam um *trend* estrutural de NE – SW, foliação metamórfica subvertical orientada ora para NW (mais frequente), ora para SE.

Os ângulos de encosta para os municípios de São Luiz do Paraitinga apresentam uma variação entre 0° e 58°. Segundo o índice de concentração de cicatrizes, a classe mais suscetível aos escorregamentos é a de 22° - 26°, com valor de CC igual a 27,5%, porém, segundo o índice de potencial de escorregamento, a classe mais suscetível aos escorregamentos é a de 30° - 58°, com valor de PE igual a 250%.

O parâmetro ângulo de encosta apresentou totais de área semelhantes para cada quadrante, com aproximadamente 100 km² cada. Observou-se que os quadrantes que mais apresentaram cicatrizes de escorregamento foram, em ordem crescente, o quadrante W, N e NW. De acordo com o índice de concentração de cicatrizes, as encostas orientadas para NW são as mais instáveis, apresentando um valor de CC igual a 18,7%. Segundo o índice de

potencial de escorregamento, a classe mais propensa aos escorregamentos também é a NW, com valor de PE igual a 109,3%.

A relação entre os parâmetros morfológicos ângulo de encosta, aspecto de encosta e atitude de foliação metamórfica apresentou resultados correspondentes. De maneira geral, a orientação dos planos de foliação metamórfica concorda com a orientação das encostas e dos escorregamentos.

A relação entre o mergulho dos planos de foliação e o ângulo de encosta, em geral, apresentam uma diferença de 20° a 30°. Isto significa que os planos de foliação estão subverticais em relação aos ângulos de encosta. Esta condição geométrica pode facilitar a entrada de água por meio das discontinuidades planares, acelerando o intemperismo químico e físico dos materiais, os deixando desagregados e dinamizando os processos de escorregamentos.

Pode-se ressaltar outro condicionamento estrutural evidente na distribuição regional das cicatrizes de escorregamento: a falha transcorrente Cubatão/Taxaquara. Por meio da observação do mapa geológico e do mapa do inventário de cicatrizes, é possível notar o alinhamento dos escorregamentos concordando com o alinhamento da falha transcorrente (de direção NE – SW).

Dentre os dezessete afloramentos analisados, foi possível notar que os pontos localizados na área de influência direta da falha transcorrente Cubatão/Taxaquara, apresentavam características de deformação dúctil e rúptil, como: minerais estirados, truncados e fraturados – típicos de zonas miloníticas. Ressalta-se que estas características estruturais observadas em campo concordam com os apontamentos de Hasui *et al.* (1978) e Sadowski (1991). É possível aventar que a deformação imposta pela falha transcorrente Cubatão/Taxaquara possa ter acelerado os processos de desagregação de material terrígeno e rochoso, facilitando os processos de escorregamentos nesta região.

8. Bibliografia

1. ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
2. ALMEIDA, S. H. S.; EBERT, H. D. Estruturação tectônica e análise deformacional do segmento central do Cinturão Ribeira na Serra da Bocaina, nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 269–281, 2006.
3. ALOS PALSAR RTC HIGH RESOLUTION. Disponível em <http://www.asf.alaska.edu/>. Acessado em março de 2018. DOI [10.5067/Z97HFCNKR6VA](https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA)
4. AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILLI, J. C. Estabilidade de Taludes. In: OLIVEIRA, A. M. S E BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 2015. p. 243 – 269.
5. BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. Hillslope. **Key Concepts in Geomorphology**. New York: W. H. Freeman and Company Publishers, 2014, p.145 – 178.
6. CAPITANI, M.; RIBOLINI, A.; BINI, M. The slope aspect: A predisposing factor for landsliding? **Comptes Rendus Geoscience**, v. 345, n. 11–12, p. 427–438, 2013.
7. CERRI, R. I.; REIS, F. A. G. V.; GRAMANI, M. F.; GIORDANO, L. C.; ZAINE, J. E. Landslides Zonation Hazard: Relation between geological structures and landslides occurrence in hilly tropical regions of Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2017.
8. CERRI, R. I.; REIS, F. A. G. V.; GRAMANI, M. F.; ROSOLEN, V.; LUVIZOTTO, G. L.; GIORDANO, L. C.; GABELINI, B. M. Assessment of landslide occurrences in Serra do Mar mountain range using kinematic analyses. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 9, p. 325, 2018.
9. CHEN, H.; LIN, G. W.; LU, M. H.; SHIH, T.Y.; HORNG, M. J.; WU, S. J.; CHUANG, B. Effects of topography, lithology, rainfall and earthquake on landslide and sediment discharge in mountain catchments of southeastern Taiwan. **Geomorphology**, v. 133, n. 3–4, p. 132–142, 2011.
10. 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 - USP.**, v. Especial 3, p. p.112-129, 2012.
11. CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa da Geodiversidade do Brasil. Escala de 1:2.500.000, 2006.
12. CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil**. Escala de 1:5.000.000, 2011.
13. CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL e IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Carta de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações - Município de São**

Luís do Paraitinga/SP. Escala 1:50.000, 2014.

14. CROZIER, M. J. Classification of slope movement. In: **Landslides: causes, consequences & environment.** [s.l.] Routledge London & New York, 1986. p. 3 – 31.
15. D'AMATO AVANZI, G.; 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**, v. 73, n. 3–4, p. 215–228, 2004.
16. DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal of The Royal Geographical Society.** v. 14, n. 5, pp. 481-504, 1899.
17. DIAS, H. C.; DIAS, V. C.; VIEIRA, B. C. Condicionantes Morfológicos e Geológicos dos Escorregamentos Rasos na Bacia do Rio Santo Antônio, Caraguatatuba/SP. **Geography Department University of Sao Paulo**, n. spe, p. 157, 2017.
18. EMPLASA - EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S/A. **Projeto Mapeia São Paulo – Ortofotos.** Ano: 2010 e 2011 (resolução:1 m²) Formato Digital: Tiff (georreferenciado) Abrangência: Estado de São Paulo (fuso 23).
19. EMPLASA - EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S/A. **Região Metropolitana do Vale do Paraíba e Litoral Norte.** Disponível em <https://www.emplasa.sp.gov.br/RMVPLN>. Acessado em maio de 2019.
20. EIRADO, L. G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 426–436, 2006.
21. FELL, R.; STAPLEDON, D.; MACGREGOR, P. Landslides and geologic environments. In: CLEAGUE, J. J.; STEAD, D. (Ed.). **Landslides: Types, Mechanisms and Modeling.** 1st. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2012. p. 134–143.
22. FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de Massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T. E CUNHA, S. B. (ORG). **Geomorfologia e meio ambiente.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2000. p. 123–181.
23. FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas : Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2001.
24. FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **CATENA**, v. 55, n. 2, p. 163–181, 2004.
25. FOSSEN, H. **Geologia Estrutural.** 1^o. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2012, 584 p.
26. FRASCÁ, M. H. B. O.; SARTORI, P. L. P. Minerais e Rochas. In: OLIVEIRA, A. M. S E BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia.** São Paulo: Associação Brasileira de

Geologia de Engenharia, 2015. p. 15 – 38.

27. GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JOHNSON, C. Fission track analysis and its applications to geological problems. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, p. 519–572, 1998.

28. GAO, J. Identification of topographic settings conducive to landsliding from dem in Nelson county, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**, 1993.

29. GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL - Levantamento dos Recursos Naturais. Folhas SF23/24 Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Volume 32. ed. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia Secretaria Geral, 1983. p. 305–385.

30. GERRARD, J. **Rocks and Landforms**. 1st. ed. London, UK: Academic Division of Unwin Hyman Ltd., 1988, 319 p.

31. GOMES, L. A.; GRAMANI, M. F. **Relato de Vistoria Técnica – São Luís do Paraitinga**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT, 2010, 33 p.

32. GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. et al. As Serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (ORG). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Becca, 2012, 900 p.

33. GRAMANI, M. F.; TOMINAGA, L. K. Identificação e Mapeamento de Áreas de Risco de Desastres Naturais. In: SÃO PAULO: COORDENADORIA ESTADUAL DE PROTEÇÃO E DEFESA CIVIL DE SÃO PAULO. **Redução de Risco de Desastres: Uma Construção de Resiliência Local**. São Paulo, 2016.

34. GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. 2ª edição ed. São Paulo: Editora Blucher, 1984, 194 p.

35. GUPTA, A. **Tropical Geomorphology**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2011, 409 p.

36. HASUI, Y; PONÇANO, W. L; BISTRISHI, C. A; STEIN, D. P; GALVÃO, C. A. C. E; GIMENEZ, A. F; ALMEIDA, M. A; PIRES NETO, A. G; 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**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT. (Monografias IPT, 1), 1978.

37. HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141–169, 2010.

38. HEARN, G. J. A3 Slope materials, landslide causes and landslide mechanisms. **Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications**, v. 24, n. 1, p. 15–57, 2011.

39. HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NETO, M. C. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R. . B.-N. (Ed.). . **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 203–234.
40. HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. **The Landslide Handbook – A Guide to Understanding Landslides**. Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 2008, 129 p.
41. IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA. **Brasil em Síntese**. Disponível em <https://cidades.ibge.gov.br/>. Acessado em maio de 2019.
42. IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA. **Carta Topográfica de Lagoinha (SP) (SF-23-Y-D-III-2)**. IBGE, 1973.
43. IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA. **Carta Topográfica de Natividade da Serra (SP) (SF-23-Y-D-III-3)**. IBGE, 1978.
44. IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA. **Carta Topográfica de São Luís do Paraitinga (SP) (SF-23-Y-D-III-1)**. IBGE, 1974.
45. IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA. **Carta Topográfica de Ubatuba (SP) (SF-23-Y-D-III-4)**. IBGE, 1981.
46. IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT. **Geologia da Região Administrativa 3**. São Paulo, 1977. Quadrícula SF-23-Y-D-III. Escala 1:100.000.
47. KOJIMA, S.; NAGATA, H.; YAMASHIROYA, S.; 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**, v. 186, p. 44–56, 2015.
48. KYCL, P.; RAPPRIK, V.; VERNER, K.; NOVOTNÝ, J.; HROCH, T.; MIŠUREC, J.; ESHETU, H.; TADESSE HAILE, E.; ALEMAYEHU, L.; GOSLAR, T. Tectonic control of complex slope failures in the Ameka River Valley (Lower Gibe Area, central Ethiopia): Implications for landslide formation. **Geomorphology**, v. 288, p. 175–187, 2017.
49. LAN, H. X.; ZHOU, C. H.; WANG, L. J.; ZHANG, H. Y.; LI, R. H. Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. **Engineering Geology**, 2004.
50. LEE, J. C.; CHU, H. T.; ANGELIER, J.; CHAN, Y. C.; HU, J. C.; LU, C. Y.; RAU, R. J. Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: Influence from inherited fold belt structures. **Journal of Structural Geology**, 2002.
51. LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. São

Paulo: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq); Edgard Blücher Ltda., 1976, 528 p.

52. MANTOVANI, J. C.; CAROU, C. B.; GRAMANI, M. F.; CAVALHIERI, C. P. **Drones Multirrotores de Pequeno Porte como Ferramenta na Gestão de Risco de Desastres Naturais**. In: YOSHIZAKI, H. T. Y.; RODRIGUEZ, C. A. M.; CICCOTTI, L. (ORG). **Riscos e Desastres: caminhos para o desenvolvimento sustentável**. ISBN – 978-65-80035-12-0. 2019.

53. MARCHEZINI, V.; TRAJBER, R.; CONCEIÇÃO, R.S.; MENDES, T.S.G.; NEGRI, R. G. Desafios para uma agenda de prevenção de desastres em sítios históricos: o caso de São Luiz do Paraitinga, SP. **Patrimônio e Memória**, v. 14, n. 2, p. 375–400, 2018.

54. MEHNERT, K. R. **Migmatites and the Origin of the Granitic Rocks**. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1971, 393 p.

55. MEIRA, V.T.; JULIANI, C.; SCHORSCHER, J.H.D.; HYPPOLITO, T.; GARCIA-GASCO, A. Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Eastern São Paulo State, Brazil: a case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and gneiss dome development on assembly of Western Gondwana. In: MEIRA, V. T. **Evolução tectono-metamórfica Neoproterozóica dos complexos Embu e Costeiro no contexto de formação do Gondwana ocidental (leste do estado de São Paulo)**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2014. p. 348.

56. PELLEGRINA, G. J. **Proposta de um procedimento metodológico para o estudo de problemas geoambientais com base em banco de dados de eventos atmosféricos severos**. 2011. 184 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Engenharia, 2011.

57. NERY, T. D.; VIEIRA, B. C. Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 74, n. 2, p. 369–378, 2015.

58. NEVES, B. B. B. **Glossário de geotectônica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011, 256 p.

59. RADAMBRASIL. **Carta de Avaliação do Relevo do Levantamento de Recursos Naturais**. V.32, Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória na escala de 1:1.000.000 - Projeto RADAMBRASIL, 1983.

60. RADAMBRASIL. **Carta Geomorfológica do Levantamento de Recursos Naturais**. V. 32, Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória na escala de 1:1.000.000 - Projeto RADAMBRASIL, 1983.

61. RAMOS, A. P. M; JUNIOR, J. M; DECANINI, M. M. S.; PUGLIESI, E. A.; OLIVEIRA, R. F.; FILHO, A. C. P. **Avaliação Qualitativa e Quantitativa de métodos de classificação de dados para o mapeamento coroplético**. Revista Brasileira de Cartografia, n° 68/3, p. 609 – 629, 2016.

62. RING, U.; BRANDON, M. T.; WILLET, S. D.; LISTER, G. S Exhumation

processes: normal faulting, ductile flow and erosion. **Geological Society Special Publication**, v. v. 154, 1999.

63. 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**, v. 117, n. 5, p. 654, 2005.

64. ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Departamento de Geografia (FFLCH – USP). Laboratório de Cartografia Geotécnica – Geologia Aplicada - IPT/FAPESP, 1997. Escala 1:500.000.

65. RUHE, R. V. **Geomorphology: geomorphic processes and superficial geology**. Boston: Houghton Mifflin, 1975, 246 p.

66. SADOWSKI, G. R. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. v. 22, p. 15–28, 1991.

67. SALAMUNI, E. Mapeamento e Reconhecimento de Estruturas Tectônicas. In: NADALIN, R. **Tópicos Especiais em Cartografia Geológica**. [s.l.] Gráfica da UFPR, 2016. p. 255 – 302.

68. SAWYER, E. W; BROWN, M. **Working with Migmatites**. Quebec City, Quebec: Mineral Association of Canada, Short Course 38, 2008, 170 p.

69. SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites**. Ottawa, Ontário: The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC Research Press, 2008, 385.

70. SELBY, M. J. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with test from Antarctica and New Zealand. **Z. Geomorph N. F.**, v. 24, n. 1, p. 31–51, 1980.

71. SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. 2nd ed. Oxford, New York: Oxford University Press Inc., 1993, 446 p.

72. STEAD, D.; WOLTER, A. A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. **Journal of Structural Geology**, v. 74, p. 1–23, 2015.

73. SUMMERFIELD, M. J. **Global Geomorphology**. New York: Routledge, 2013, 560 p.

74. TASSINARI, C. C. G. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal**. 1988. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988. doi:10.11606/T.44.1988.tde-18032013-162323.

75. VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. **Serra do Mar: the most “tormented” relief in Brazil**. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R. E SANTOS, L. J. C. **Landscapes and Landforms of Brazil, World Geomorphological Landscapes**, Springer, p. 285-297, 2015.

76. WIMMENAUER, W.; BRYHNI, I. Migmatites and related rocks. **Natural History**, 2002.

77. WYLLIE, D. C.; MAH, C. W. **Rock Slope Engineering**. 4 th ed. New York, NY: CRC Press, 2004, 456 p.