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

REBECA DURÇO COELHO

**Caracterização das Propriedades Físicas do Solo e a Instabilidade das
Encostas na Serra do Mar (Itaóca - SP)**

*Characterization of Soil Physical Properties and Slopes Instability in the Serra
do Mar (Itaóca - SP)*

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Versão Corrigida

São Paulo

2020

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

REBECA DURÇO COELHO

Versão Corrigida

Caracterização das Propriedades Físicas do Solo e a Instabilidade das Encostas na Serra do Mar (Itaóca –SP)

Dissertação de Mestrado apresentado 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.

Linha de Pesquisa: Estudos Interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia

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

Programa Novos Talentos – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)

Orientadora: Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira

Co-orientador: Prof. Dr. Edilson Pissato

São Paulo

2020

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

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

C672c Coelho, Rebeca Durço
Caracterização das Propriedades Físicas do Solo e a
Instabilidade das Encostas na Serra do Mar (Itaóca -
SP) / Rebeca Durço Coelho ; orientadora Bianca
Carvalho Vieira. - São Paulo, 2020.
85 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. Propriedades Físicas do
Solo. 3. Intemperismo. 4. Granito. 5. Vale do
Ribeira. 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): Rebeca Durço Coelho

Data da defesa: 07/08/20

Nome do Prof. (a) orientador (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, 16/09/2020

(Assinatura do (a) orientador (a))

Rebeca Durço Coelho

Caracterização das Propriedades Físicas do Solo e a Instabilidade das Encostas na Serra do Mar (Itaóca –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

Profª. Dra. Bianca Carvalho Vieira (Orientadora)
Departamento de Geografia – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Edilson Pissato (Co-orientador)
Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo

Profª. Dra. Maria Carolina Villaça Gomes
Departamento de Geografia – Universidade do Estado de Santa Catarina

Profª. Dra. Sheila Aparecida Correia Furquim
Departamento de Geografia – Universidade de São Paulo

Prof. Dra. Sarah Lawall
Departamento de Geografia – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

À profa. Dra. Bianca, orientadora deste trabalho, pela oportunidade e aprendizado ao longo destes anos e por todo auxílio em campo. Ao prof. Dr. Edilson Pissato, co-orientador, pela ajuda e pelas recomendações de literatura essenciais.

Ao Pesquisador Msc. Marcelo Gramani pelo incentivo e confiança em meu trabalho. Agradeço por sempre me receber com todo entusiasmo possível e proporcionar experiências únicas em campo.

À Profa. Dra. Maria Carolina, Carol, pelo auxílio em campo durante a coleta das infindáveis amostras e pela disposição em ajudar nos momentos de dúvida.

À Camila Carou e Maria Rita, pela amizade e por todas conversas geomorfológicas e pedológicas possíveis, além das divertidas experiências em campo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e ao Programa de Pós Graduação em Geografia Física (PPGF-USP) pelo suporte financeiro.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT) que por meio do Programa Novos Talentos disponibilizou todo suporte técnico e estrutural para a execução dos ensaios laboratoriais.

Aos colegas do Laboratório de Resíduos e Áreas Contaminadas (LRAC-IPT) por realizarem as inúmeras análises laboratoriais. Em especial aos queridos Oderlei, Fábio, Regis, Vera e todos estagiários que acompanharam mais de perto esta longa etapa.

Às minhas amigas do coração: Gabriela, Natacha, Denise, Bruna, Camila, Ana, Adriana, Caroline e Aline. Dentre os encontros que a vida e a USP proporcionaram vocês são as mais especiais, obrigada por permanecerem e partilharem os altos e baixos do cotidiano de modo tão divertido e carinhoso comigo. Agradeço por terem ouvido minhas reclamações, pelos conselhos dados e por sempre torcerem por mim. Há mais de 10 anos cada uma de vocês me mostra diariamente uma forma diferente de ver o mundo e sinto-me muito grata por tê-las em minha vida.

Às minhas queridas amigas Vivian e Helen Dias, por dividirem as experiências da pós-graduação, pela amizade, incentivo, e por todo suporte técnico e emocional ao longo dessa jornada. Cada uma de vocês me inspira de modo singular, é muito bom poder contar com a amizade de vocês.

À minha querida tia, Maria Regina, que sempre incentivou meus estudos e acreditou em meu potencial, mesmo quando eu mesma não acreditava. Sou imensamente sortuda por tê-la em minha família, pois, sem você os caminhos poderiam não existir.

À Lídia, por sempre acreditar nos meus sonhos e apoiar nos momentos de angústia. O carinho e admiração que tenho por você não cabem em mim.

Aos meus pais, Braz e Solange, vocês são minha fonte de vida e amor diário. Obrigada por me ensinarem que o caminho da verdade e honestidade, por mais que seja doloroso algumas vezes, é sempre o melhor caminho. Eu amo vocês!

À todos, muito obrigada!

COELHO, R.D. Caracterização das Propriedades Físicas do Solo e a Instabilidade das Encostas da Serra do Mar (Itaóca – SP) [Dissertação]. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo; 2020.

RESUMO

Durante o verão de 2014, o município de Itaóca (SP) foi afetado por fortes chuvas concentradas nas cabeceiras das bacias hidrográficas que desencadearam movimentos de massa generalizados. A ocorrência de escorregamentos rasos está relacionada a inúmeros fatores, dentre eles temos o intemperismo que pode contribuir para a redução da resistência mecânica, causando uma alteração nas propriedades geotécnicas e hidráulicas do perfil, favorecendo instabilidades. O objetivo deste projeto foi caracterizar perfis de intemperismo e correlacionar algumas de suas propriedades físicas com os principais mecanismos de ruptura. Para tal, foi selecionado um talude de corte que apresentasse: I) perfil típico de intemperismo (rochas na base, corestones, etc.); II) Acesso para coleta de amostras de solo e III) Evidência de processos anteriores de escorregamentos rasos (cicatrizes de escorregamentos) no mesmo compartimento. O perfil de intemperismo foi caracterizado por descrições morfológicas do solo, granulometria, análise de porosidade, condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), além de medições pelo martelo de Schmidt no maciço rochoso. Os resultados indicaram a presença de 3 camadas principais (Solo Residual Maduro, Solo Residual Jovem e Saprolito) com distintas texturas, morfologia e permeabilidade. Foram observadas significativas discontinuidades (estruturais, texturais e etc) entre o Solo Residual Maduro e o Solo Residual Jovem que podem favorecer o aparecimento de discontinuidades hidráulicas. No Solo Residual Maduro a água percolaria com maior facilidade, enquanto que no Solo Residual Jovem teria certa dificuldade devido as diferenças entre seus atributos físicos, facilitando assim a formação de uma zona saturada e surgimento de poropressões positivas contribuindo com a instabilização. Durante chuvas intensas, possíveis rupturas ocorreriam entre Residual Maduro e Residual Jovem devido principalmente a mudanças abruptas em suas propriedades físicas e permeabilidade.

Palavras-chave: Escorregamento; Propriedades Físicas do Solo; Intemperismo; Granito; Vale do Ribeira.

COELHO, R.D. Characterization of Soil Physical Properties and the Slopes Instability in the Serra do Mar (Itaóca - SP) [Dissertation]. São Paulo: Faculty of Philosophy, Languages and Human Sciences, University of São Paulo; 2020.

ABSTRACT

During the summer of 2014, the municipality of Itaóca (SP) was affected by concentrated heavy rains at the headwaters of the watersheds that triggered widespread mass movements. The shallow landslides occurrence is related to numerous factors, among them, the weathering that can contribute to the reduction of mechanical resistance, causing a change in the geotechnical and hydraulic properties of the profile, thus favoring instabilities. The project aimed to characterize weathering profiles and to correlate some of its physical properties with the main rupture mechanisms. For this purpose, a cut slope was selected containing: I) Typical weathering profile (rocks at the base, corestones, etc.); II) Easy access to collect soil samples, and III) Evidence of past shallow landslide (landslides scars) in the same compartment. The weathering profile was characterized by soil morphological descriptions, particle size, porosity analysis, and saturated hydraulic conductivity (K_{sat}), in addition to measurements by the Schmidt hammer in the rock mass. The results indicated the presence of 3 main layers (Mature Residual Soil, Young Residual Soil, and Saprolite) with distinct textural, morphological, and permeability differences. It was observed significant discontinuities (e.g. structural, textural) between the Mature Residual Soil and the Young Residual Soil that may facilitate the appearance of hydraulic discontinuities. In the Residual Maduro the water would percolate more quickly, but it would have some difficulty at Residual Jovem due to the differences between its physical attributes, furthering the formation of a saturated zone and the appearance of positive pore pressure, contributing to instability. During intense rainfall, possible ruptures would occur between Residual Maduro and Residual Jovem due mainly to abrupt changes in their physical properties and permeability.

Keywords: Landslide; Soil Physical Properties; Weathering; Granite; Ribeira River Valley.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Evento de 2014 Itaóca (SP). A) Bacia do Gurutuba intensamente afetada por escorregamentos rasos B) Cidade de Itaóca atingida pelo material mobilizado. Fonte: Arquivo Prefeitura Municipal Itaóca (SP).	14
Figura 3.1: Tipos de escorregamentos. Modificado de Bierman e Montgomery (2014).	17
Figura 3.2: Escorregamentos translacionais rasos em diferentes regiões da Serra do Mar, detalhe para a clara distinção entre o material que foi mobilizado do material que permaneceu na encosta. A) Santa Catarina, 2008; B) Rio de Janeiro, 2011; C) Itaóca, 2014. Fonte: A) Instituto Geológico (SP), B) Bianca C. Vieira e C) Prefeitura de Itaóca (SP).	18
Figura 3.3: Número de pixels afetados por escorregamentos rasos apontados por Nery e Vieira (2015).	19
Figura 3.4: Parâmetros morfológicos e suas respectivas classes encontradas por Fernandes et al. (2001).	20
Figura 3.5: Perfil de intemperismo em gnaisses e granitos na Serra do Mar, Fonte: Vargas (1994).	23
Figura 3.6: Perfil de alteração completo de gnaiss ou granito, Fonte: Traduzido de Barata (1969).	24
Figura 3.7: Típico perfil de intemperismo para rochas ígneas e metamórficas. Fonte: traduzido de Deere e Patton (1971).	26
Figura 3.8: Diferentes classes de intemperismo encontradas num talude de corte, adaptado de Letto et al. 2016.	28
Figura 3.9: Propriedades físicas de um perfil de solo no topo de uma cicatriz de escorregamento raso em granito. Traduzido e adaptado de Watakabe e Matsushi (2019).	31
Figura 3.10: Esquema de ruptura desenvolvida devido ao aumento da poropressão Adaptado e traduzido de Che et al. (2013).	33
Figura 4.1: Localização do município de Itaóca (SP) e do talude escolhido para o estudo.	35
Figura 4.2: A) Localização das bacias atingidas e do talude estudado (ponto vermelho) no município de Itaóca; B) Talude escolhido para estudo; C) 1, 2 e 3 - Perfis de alteração ao longo do rio Gurutuba (Unidade Itaóca). Fotos: B) Arquivo IPT, 2019 e Coelho, 2019; C) Carou, 2018. Org.: Autora, 2020.	64

Figura 4.3: Distribuição de algumas variáveis na área próxima ao talude estudado. Fonte: Cartas topográficas IGC 1: 10 000. Imagem 2010 Fonte: Ortofoto EMPLASA. Imagem 2014 Fonte: Google Earth, 2014. Org.: Autora, 2020.	13
Figura 4.4: Geologia das encaixantes do maciço Itaóca. Fonte: Mello (1995).	40
Figura 4.5: Granito Itaóca e suas fácies; Fonte: Modificado de mapa GeoSGB da CPRM Acesso: Out/ 2018, Org.: Autora, 2020.	41
Figura 4.6: Presença de fenocristal de feldspato em amostra de mão da fácies a do granito Itaóca. Detalhe para a intensa alteração dos demais minerais no restante da amostra. Foto: Gramani, 2017.	43
Figura 4.7: Hietograma com série histórica de médias de chuva para Itaóca SP. Fonte: DAEE, 2020.	44
Figura 5.1: Localização do talude escolhido (seta vermelha) e cicatrizes de escorregamento do evento de 2014 (linhas pontilhadas amarelas). Fonte: Acervo IPT, 2019.	45
Figura 5.2: Perfis de alteração do talude escolhido: Lateral 1, Central e Lateral 2. Foto: Bianca C. Vieira, 2019.	46
Figura 5.3: Coleta de amostras A) Indeformadas; B) Deformadas, Foto: Bianca C. Vieira, 2019.	47
Figura 5.4: A) Uso do Permeâmetro de Guelph no campo em que possível observar suas estruturas principais, reservatório de água, tripé e conexões entre a ponteira e o reservatório, Foto: Autora (2019). B) Visão esquemática do Permeâmetro de Guelph e seus principais componentes. Fonte: Modificado de Soto (1999).	48
Figura 5.5: A) Trincheira com furo; B) Guelph posicionado na trincheira; C) Leitura da queda d'água do Permeâmetro de Guelph. Foto: Autora, 2019.	49
Figura 5.6: A) Martelo de Schmidt, Foto: Bianca C. Vieira, 2019; B) Etapas de Uso do Martelo de Schmidt: I) Martelo na posição inicial; II) Ao comprimir o martelo a mola é tracionada; III) A massa é liberada para o impacto; IV) após o impacto a massa rebate e retorna. Modificado de: Brandi et al (2015).	50
Figura 5.7: Área do talude onde se encontra o granito (linha pontilhadas), e o bloco onde foi realizada as análises com o Martelo de Schmidt (retângulo amarelo), Foto: Bianca C. Vieira, 2019.	51
Figura 5.8: A) Amostras esboroadas B) Separação das amostras maiores e menores que 2 mm. Foto: Autora, 2019.	52

Figura 5.9: A) Provetas após agitação; B) Separação areias para estufa; C) Agitador de areia. Foto: Autora, 2019.....	53
Figura 5.10: A) Fração grossa com dispersante; B) Lavagem para retirada dos finos; C) Fração grossa após a estufa, detalhe para o fenocristal de feldspato. Foto: Autora, 2019.	54
Figura 5.11: A) Cilindros na bandeja de saturação; B) Conjunto de Funis de Büchner; C) Dessecadores com cilindros. Foto: Autora, 2019.	56
Figura 6.1: A) Foto geral da camada; B) Detalhe do grânulo de feldspato, Foto: Autora, 2020.....	59
Figura 6.2: Granulometria <i>Solo Residual Maduro</i>	60
Figura 6.3: Porosidade <i>Solo Residual Maduro</i>	61
Figura 6.4: <i>Solo Residual Jovem</i> , A) Detalhe para o bolsão de rocha intensamente alterada (flechas brancas) e B) Hidromorfia (flecha preta) possivelmente favorecida devido a feição reliquiar da rocha. Fonte: Autora, 2019.....	63
Figura 6.5: Granulometria <i>Solo Residual Jovem</i>	63
Figura 6.6: Porosidade <i>Solo Residual Jovem</i>	64
Figura 6.7: Base do Regolito: A) Bloco de granito alterado, detalhe para esfoliação esferoidal típicas deste litotipo (flecha vermelha); B) Saprolito nos limites com a rocha alterada, detalhe para o predomínio do material mais grosso . Fonte: A) Camila Carou, 2017 e B) Autora, 2019.....	66
Figura 6.8: A) Saprolito apresentando feições reliquias, destaque para a junta preenchida com material argilo-siltoso (flecha amarela); B) Detalhe para amostra de mão com minerais primários em diferentes estágios de alteração. Foto: Autora, 2019.....	66
Figura 6.9: Granulometria <i>Saprolito</i>	67
Figura 6.10: Porosidade perfil Central - <i>Saprolito</i>	68
Figura 6.11: Boxplot com valores do martelo de Schmidt.....	69
Figura 6.12: Perfil de alteração típico em granito com as características mais significativas encontradas em Itaóca (SP). Org.: Autora, 2020.	70
Figura 6.13: Médias granulométricas do perfil central	71
Figura 6.14: Perfil Central Completo. Org. Autora, 2020.....	72
Figura 6.15: Comparação dos 3 perfis no talude, Localização do talude UTM (22 S 720514 mE/ 7272323 mS). Org.: Autora, 2019.	75
Figura 6.16: Condutividade hidráulica em diferentes profundidades e litologias conforme aponta Matsushi et al. (2006).....	77

Figura 6.17: Rupturas no talude de corte. A) Solo residual; B) Solo Residual Jovem Modificado de Deere e Patton (1971).....	77
Figura 6.18: Cicatriz estudada por Lin (2015). A) Visão geral da localização da cicatriz próxima ao talude de corte B) Vista de chão das dimensões aproximadas da cicatriz. Fonte: A) Google Earth imagem (2014) B) Gramani (2015).....	78
Figura 6.19: Contato entre as camadas e possível limite de ruptura (linha pontilhada branca). Diferenças estruturais/ morfológicas e de cor entre A) Residual Maduro e B) Residual Jovem. Org.: Autora, 2020.....	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1: Classes de areia - <i>Solo Residual Maduro</i>	60
Tabela 6.2: Classes de areia – <i>Solo Residual Jovem</i>	63
Tabela 6.3: Classes de areia - <i>Saprolito</i>	67

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1: Comparação entre diferentes terminologias para perfis de alteração em meio tropical envolvidos em instabilidades de encostas. Fonte: Baseado e Adaptado de Deere e Patton (1971) e Vaz (1996). Org.: Autora, 2020.....	22
Quadro 3.2: Estágios de intemperismo de um granito e movimentos de massa associados.....	27
Quadro 3.3: Classificação e descrição das classes de intemperismo.....	28
Quadro 3.4: Influência geral das frações do solo associadas a suas propriedades e/ou comportamentos.....	30
Quadro 4.1: Fácies do Granito Itaóca.....	40
Quadro 4.2: Características petrográficas encontradas na Unidade Itaóca do maciço.....	42
Quadro 5.1: Comparação da Granulometria entre NBR e USDA.....	52

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 5.1	49
Equação 5.2	56
Equação 5.3	56
Equação 5.4	57

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS.....	16
3	MOVIMENTOS DE MASSA: ESCORREGAMENTOS RASOS EM SOLO.....	17
3.1	<i>Escorregamentos Rasos em Solo: Condicionantes Morfológicos</i>	<i>18</i>
3.2	<i>Perfis de Alteração e a Instabilidade das Encostas em Meio Tropical.....</i>	<i>21</i>
3.3	<i>Escorregamentos Rasos em Solo: Propriedades Físicas e Instabilidades.....</i>	<i>26</i>
4	ÁREA DE ESTUDO.....	35
5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	45
5.1	<i>Seleção da Área de Estudo</i>	<i>45</i>
5.2	<i>Determinação dos Perfis de Alteração e Coleta de Amostras.....</i>	<i>46</i>
5.3	<i>Ensaio da Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) dos Solos</i>	<i>47</i>
5.4	<i>Caracterização do Maciço Rochoso</i>	<i>50</i>
5.5	<i>Análises Físicas dos Solo.....</i>	<i>51</i>
5.5.1	<i>Granulometria</i>	<i>51</i>
5.5.2	<i>Porosidade.....</i>	<i>55</i>
6	RESULTADOS.....	58
6.1	<i>Solo Residual Maduro.....</i>	<i>58</i>
6.2	<i>Solo Residual Jovem</i>	<i>62</i>
6.3	<i>Saprolito.....</i>	<i>65</i>
6.4	<i>Propriedades Físicas e a Instabilidade das Encostas</i>	<i>69</i>
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
8	REFERÊNCIAS	81

1 INTRODUÇÃO

A Serra do Mar é um compartimento geológico-geomorfológico localizada na costa brasileira com aproximadamente 1.500 km de extensão (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Anualmente durante a estação chuvosa, a região é afetada por movimentos de massa de diferentes tipologias, sendo os escorregamentos rasos os mais frequentes, predominando nos trechos de alta e média encosta (WOLLE; CARVALHO, 1989; CRUZ, 1990). A região é conhecida por ser cenário de diversos eventos catastróficos ligados a estes processos, que causam grandes perdas econômicas e sociais (COELHO-NETTO et al., 2009).

Durante o verão de 2014, o município de Itaóca, região sul da Serra do Mar paulista, foi intensamente afetada por chuvas concentradas, cerca de 150 mm /6 h, nas cabeceiras das bacias de drenagem que desencadearam movimentos de massa generalizados (**Figura 1.1**). Diversos núcleos urbanos foram atingidos, resultando na destruição de plantações, moradias, estradas, intensa mobilização vegetal e assoreamento de muitos pontos dos rios Palmital e Funil (BROLLO et al., 2015; GRAMANI; MARTINS, 2016).

Figura 1.1: Evento de 2014 Itaóca (SP). **A)** Bacia do Gurutuba intensamente afetada por escorregamentos rasos **B)** Cidade de Itaóca atingida pelo material mobilizado. Fonte: Arquivo Prefeitura Municipal Itaóca (SP).

A ocorrência dos escorregamentos rasos na Serra do Mar pode estar relacionada a algumas propriedades dos solos (FURIAN et al., 1999; FURIAN et al., 2002; COLÂNGELO, 2012; MENDES et al., 2015). Porém, muitas vezes, a obtenção de dados de solos são dificultados devido às características da área, tais como: grande extensão, distintos

compartimentos geológicos-geomorfológicos, densa floresta tropical, grande amplitude altimétrica, entre outros (CERRI et al., 2020).

As propriedades dos solos podem afetar diretamente a estabilidade/instabilidade das encostas, pois alguns atributos físicos (textura, estrutura, porosidade entre outros) podem exercer influência direta na dinâmica hidrológica do perfil de alteração (SIDLE et al., 1985; SELBY, 1993). Neste contexto, a movimentação da água na encosta é um processo complexo, principalmente devido a heterogeneidade e anisotropia presente nos solos que afetam diretamente a capacidade de reter/drenar água (BROOKS, 2003; SIDLE, OCHIAI, 2006; MENDES et al., 2015).

Tendo em vista uma melhor compreensão desta dinâmica, a caracterização dos perfis de alteração e de suas propriedades é conhecida como uma das principais ferramentas quando se busca entender a estabilidade das encostas e seus mecanismos de instabilização (WOLLE, 1988). Sendo a caracterização do perfil de alteração uma etapa prévia fundamental na escolha do método mais adequado de estabilização (AUGUSTO FILHO, 1992).

Embora os escorregamentos rasos sejam um dos processos mais recorrentes na região, causando grandes perdas econômicas e sociais, dados referentes as propriedades do solo envolvidos nestes processos ainda não são suficientes (WOLLE; CARVALHO, 1989). Desta forma, entender o papel exercido pelas propriedades físicas dos solos, ao longo dos perfis de alteração, no desencadeamento dos escorregamentos rasos se faz necessário na compreensão de seus mecanismos deflagratórios.

2 OBJETIVOS

O objetivo central desta pesquisa consiste em **caracterizar perfis de alteração e correlacionar alguns de seus atributos com os principais mecanismos de ruptura**. Para tal, os seguintes objetivos específicos foram definidos:

- Identificar as alterações das propriedades físico-mecânicas ao longo dos perfis de alteração.
- Avaliar a influência das variações entre as propriedades físico-mecânicas e a condutividade hidráulica saturada, tentando identificar possíveis descontinuidades hidráulicas ao longo dos perfis.
- Inferir a possível profundidade/camada de ruptura por meio da avaliação das propriedades analisadas.

3 MOVIMENTOS DE MASSA: ESCORREGAMENTOS RASOS EM SOLO

Os movimentos de massa são definidos como o deslocamento descendente de solo, material rochoso ou ambos sob a influência da gravidade, e sem a contribuição direta de outros fatores (água, ar, gelo e etc.) (SELBY, 1993; SUMMERFIELD, 2013). Dentre as diferentes tipologias de movimentos de massa, os escorregamentos translacionais rasos são os mais frequentes, ocorrendo em diferentes paisagens, sendo também a tipologia mais comum que envolvem solos (SELBY, 1993; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008;). Em ambiente montanhoso e/ou escarpado, os escorregamentos são os processos geomorfológicos mais dinâmicos, muitas vezes alterando a topografia local e redistribuindo o material mobilizado para longas distâncias de sua área original (DE BLASIO, 2011).

Bierman e Montgomery (2014) dividem os escorregamentos (*slides*) em 2 tipos principais: rotacionais e translacionais (**Figura 3.1**). Os rotacionais (*slumps*) são profundos e possuem uma superfície de ruptura curvada/côncava, sua velocidade é variada. Enquanto que os translacionais possuem a superfície de ruptura planar, paralela ao plano da encosta, acompanhando os planos de fraqueza no interior do manto de alteração ao qual o material se desloca ao longo da superfície geralmente mobilizando solo e/ou rocha (BIERMAN; MONTGOMERY, 2014).

Figura 3.1: Tipos de escorregamentos. Modificado de Bierman e Montgomery (2014).

Nas encostas tropicais úmidas da Serra do Mar, os escorregamentos translacionais rasos são processos geomorfológicos recorrentes, especialmente nas estações chuvosas (DE PLOEY; CRUZ, 1979; GUIDICINI; NIEBLE, 1984) (**Figura 3.2**). Estes processos predominam essencialmente na alta e média encostas, mobilizando uma camada superficial e pouco espessa

do solo residual ou coluvionar, que desliza paralelamente a encosta (WOLLE; CARVALHO, 1989; CRUZ, 2000). O plano de ruptura geralmente encontra-se em profundidades que variam entre 0,5m e 5m e apresentam a superfície de escorregamento bem definida, o que permite uma perfeita distinção entre o material deslizado e o não movimentado (FERNANDES; AMARAL, 1996).

Figura 3.2: Escorregamentos translacionais rasos em diferentes regiões da Serra do Mar, detalhe para a clara distinção entre o material que foi mobilizado do material que permaneceu na encosta. **A)** Santa Catarina, 2008; **B)** Rio de Janeiro, 2011; **C)** Itaóca, 2014. Fonte: A) Instituto Geológico (SP), B) Bianca C. Vieira e C) Prefeitura de Itaóca (SP).

3.1 *Escorregamentos Rasos em Solo: Condicionantes Morfológicos*

Os parâmetros topográficos/morfológicos relacionam as formas com a hidrologia da encosta e alguns parâmetros como: curvatura, elevação, ângulo, aspecto e etc., são importantes ferramentas nos estudos de previsão e definição de áreas instáveis. Porém a compreensão de processos naturais como os escorregamentos rasos é dificultada pela complexa relação entre os diferentes fatores condicionantes (FERNANDES et al., 2001; SIDLE; OCHIAI, 2006).

A curvatura influencia diretamente na distribuição dos fluxos, especialmente em eventos intensos de chuva. Os segmentos côncavos (*hollows*) concentram um maior volume de fluxos em superfície e subsuperfície, facilitando a saturação do solo, aumentando a poropressão e,

consequentemente a instabilização nas encostas (FERNANDES et al., 2001; SIDLE; OCHIAI, 2006; BIERMAN; MONTGOMERY, 2014). Já o ângulo representa a inclinação que a encosta possui em relação a base do terreno. Este parâmetro pode influenciar na velocidade no qual o fluxo e/ou material se movimenta na encosta, bem como nas variações da espessura e de algumas propriedades do solo (SIDLE et al, 1985).

A ocorrência de escorregamentos rasos na Serra do Mar é mais frequente sobretudo em encostas com ângulo a partir dos 30° (DIAS et al., 2017; VIEIRA.; RAMOS, 2015). Para a bacia Ultrafértil na região de Cubatão, Nery e Vieira (2015) apontam que as encostas convexas e retilíneas, com ângulos entre 30-50°, apresentaram maior suscetibilidade aos escorregamentos rasos (**Figura 3.3**). Outros autores encontraram resultados similares também para a região da Serra do Mar (DE PLOEY; CRUZ, 1979; VIEIRA et al., 2010).

Em estudos desenvolvidos na bacia do Alaco na Itália, Calcaterra e Parise (2005) encontraram que boa parte das rupturas se encontravam entre 30°- 45° sendo sua maior concentração na classe 38°. Os autores também apontaram que parte das rupturas se encontravam na parte côncava das encostas (*hollows*) devido principalmente a convergência de fluxos superficiais e subsuperficiais que facilitam as instabilidades.

Figura 3.3: Número de pixels afetados por escorregamentos rasos apontados por Nery e Vieira (2015).

Fernandes et al. (2001) ao analisarem movimentos de massa nas bacias do Quitite e Papagaio no maciço da Tijuca (RJ) indicaram a classe 37° - 55,5° como mais suscetível estes

processos. É possível observar que o potencial de escorregamentos aumenta até a classe 37-55,5° a partir daí o potencial tende a diminuir e a declividade torna-se um fator limitante como indicam os autores. Mesmo com a frequência aproximada entre as 3 classes de curvatura, o potencial de escorregamentos predominou nas encostas côncavas (**Figura 3.4**). De modo similar, Oliveira et al. (2018), ao avaliarem a suscetibilidade morfológica e geológica a escorregamentos rasos no planalto de Paraitinga - Paraibuna, apontam que a classe com o maior potencial foi a de 30°-58°.

Figura 3.4: Parâmetros morfológicos e suas respectivas classes encontradas por Fernandes et al. (2001).

O aspecto representa a posição da encosta em relação aos raios solares e aos sistemas atmosféricos, logo é um fator que está ligado aos processos hidrológicos via evapotranspiração, desenvolvimento das raízes, velocidade dos processos intempéricos e etc. (SIDLE; OCHIAI, 2006).

Embora a elevação, por si só, não seja considerado um parâmetro físico plausível no desencadeamento dos escorregamentos (SIDLE; OCHIAI, 2006), o efeito da orografia pode favorecer a concentração de chuvas em algumas cotas altimétricas em relação a outras, conforme apontam estudos de Pellegatti e Galvani (2010) na Serra do Mar. Deste modo, podendo contribuir para uma saturação do solo mais rápida em determinados compartimentos da encosta durante os eventos pluviométricos mais intensos.

3.2 *Perfis de Alteração e a Instabilidade das Encostas em Meio Tropical*

O estudo de perfis de alteração é amplo e diversificado e, ao se comparar diferentes trabalhos, notou-se que a nomenclatura para os solos residuais varia, podendo incluir/excluir os horizontes pedológicos, ou zonas do perfil de alteração (**Quadro 3.1**). Para este trabalho, optou-se por uma adaptação de Wolle (1988), porém vale ressaltar que não foi utilizado nenhum sistema classificatório específico, apenas valeu-se de nomenclaturas já consagradas na literatura em associação com os dados obtidos em campo e em laboratório.

Quadro 3.1: Comparação entre diferentes terminologias para perfis de alteração em meio tropical envolvidos em instabilidades de encostas. Fonte: Baseado e Adaptado de Deere e Patton (1971) e Vaz (1996). Org.: Autora, 2020.

COMPARAÇÃO DE PERFIS DE INTEMPERISMO EM ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS								
Barata (1969) <i>Ígneas e metamórficas</i>	Deere e Patton (1971) <i>Ígneas e metamórficas</i>		Wolle (1988) <i>Ígneas e metamórficas</i>	Vargas (1994) <i>Ígneas e metamórficas</i>			Coelho (2020) <i>Granito</i>	Processos
Zona I: Solo Residual Maduro	Solo Residual	IA - Horizonte A	Solo Superficial (Residual Maduro)	Solo Residual	Zona I	Horizonte A	Solo Residual Maduro	+Pedológicos
		IB - Horizonte B				Horizonte B		
Zona IIA: Solo Residual Jovem	Rocha Alterada	IC - Horizonte Saprolítico	Solo Saprolítico (Residual Jovem)		Zona II	Horizonte C	Solo Residual Jovem	+Intempéricos Químicos
Zona IIB: Solo Residual Jovem		IIA - Horizonte de Transição						-Intempéricos Físicos
Zona III: Rocha Muito Alterada		IIB - Rocha Parcialmente alterada			Saprolito (Saprolito Grosso)	Zona III	Saprolito	Saprolito
Zona IV: Rocha Fissurada ou Fraturada				Rocha Alterada	Rocha Alterada ou Sã		Zona IV	Rocha Alterada
Zona V: Rocha Mãe	Rocha Sã	III - Rocha Sã	Rocha Sã		Zona V	Rocha Sã	Rocha Sã	Incipientes/Ausentes

Na Serra do Mar, para encostas envolvidas em escorregamentos, Vargas (1994) apresenta um perfil de intemperismo dividido em 5 zonas principais com características distintas (**Figura 3.5**). A *Zona I* é composta por argila ou areia saturada, vermelha castanha ou amarela, enquanto que a *Zona II* possui argila ou areia argilosa, dura ou rijá, vermelha castanha ou amarela, geralmente com vestígios da estrutura original (VARGAS, 1994). O autor aponta que a *Zona III* (saprolito) é constituída por um solo arenoso ou argiloso residual contendo frações grossas e vestígios da estrutura original eventualmente com matações ou camadas de rocha decomposta. A *Zona IV* (rocha alterada) possui matações ou blocos de rocha quase sã misturados com solo arenoso ou argiloso e a *Zona V* é composta pela rocha sã eventualmente fraturada (VARGAS, 1994).

Figura 3.5: Perfil de intemperismo em gnaisses e granitos na Serra do Mar, Fonte: Vargas (1994)

Wolle (1988), em seus estudos sobre as instabilidades nas encostas da serra de Cubatão, apresenta um perfil de intemperismo dividido em 5 camadas principais: *Solo superficial*, *solo saprolítico*, *saprolito*, *rocha alterada* e *rocha sã*.

Como principais características das camadas, o autor destaca que o *Solo Superficial* é geralmente homogêneo e corresponde aos horizontes pedológicos. O *Solo Saprolítico* apresenta estrutura reliquiar herdada da rocha mãe, que condicionam o aparecimento de discontinuidades

e núcleos rochosos alterados mais duros no seu interior. Já a camada *Saprolito*, Wolle (1988) indica que é a transição entre o material terroso e a rocha, nela é possível encontrar matacões e/ou porções de rocha alterada imersos em sua matriz. Para as camadas rochosas, o autor aponta que a *Rocha Alterada* é o material essencialmente rochoso, porém intensamente intemperizado, possui as características básicas da rocha, porém mais fracas e a *Rocha Sã* é o material rochoso muito pouco alterado ou não intemperizado.

Em estudos realizados por Barata (1969) sobre os escorregamentos de 1966/1967 no Rio de Janeiro, o autor descreve que o material envolvido foi proveniente de gnaisses e granitos sendo dividido em 5 zonas principais: *I - Solo Residual Maduro*, *IIA e IIB Solo Residual Jovem*; *III - Rocha muito alterada*; *Rocha Fissurada* e *IV - Rocha Sã* (Figura 3.6).

Figura 3.6: Perfil de alteração completo de gnaisses ou granitos, Fonte: Traduzido de Barata (1969).

Para o *I - Solo Residual Maduro*, Barata (1969) descreve como um material que possui entre 5m a 10 m de espessura, argiloso, de cor amarelo-avermelhado, sem estrutura e/ou aparência da rocha mãe. O autor caracteriza o *Solo Residual Jovem (IIA e IIB)* como mais espesso que o *Solo Residual Maduro* (>20 m), alguns casos mantêm a estrutura reliquiar da rocha mãe e uma textura mais grossa e é possível encontrar núcleos duros de rocha no material alterado, suas cores podem ser cinza, amarelo, marrom entre outros. Já a *III - Rocha Muito Alterada* é a camada de transição para o material rochoso propriamente dito, é constituída de núcleos rochosos alterados de todos os tamanhos rodeados por veios ou pontos de solo residual maduro e/ou jovem (BARATA, 1969). Para a *IV - Rocha Fissurada* é fraturada e/ou com um sistema de juntas, e geralmente estas fissuras encontram-se preenchidas por um

material mais fino e/ou argiloso preenchendo as fissuras enquanto que a *V - Rocha Mãe* se encontra na base é pouco intemperizada (BARATA, 1969).

Em um amplo estudo sobre estabilidade de encostas em solos residuais no meio tropical, Deere e Patton (1971) apresentam perfis de alteração para diferentes litologias. Para rochas ígneas e metamórficas, os autores dividem os perfis em 3 zonas principais: *I Solo Residual*, *II Rocha Alterada* e *III Rocha Sã*, sendo que cada zona possui mais subdivisões (**Figura 3.7**).

O *I- Solo Residual*, possui 3 zonas (I A, I B e I C): a *Zona IA* geralmente é mais porosa e a matéria orgânica é mais expressiva, presença de eluviação; *Zona IB* geralmente possui o acúmulo de Fe, Al e Si, além dos minerais de argila, presença de iluviação; *Zona IC* (saprolito) apresenta evidências relictas do material parental e possui menos de 10% em volume de corestones em sua composição (DEERE; PATTON, 1971).

Deere e Patton (1971) apontam que a *Zona IIA* (transição) possui uma variação entre 10% a 95% de corestones em sua composição, além de ter uma ampla variação nas propriedades físicas dos seus componentes. Esta zona geralmente é muito permeável e o material entre os corestones possui o predomínio da areia média a grossa (*gruss*) em sua constituição. Já a *Zona IIB* possui rochas parcialmente alteradas com perceptíveis descolorações e alterações ao longo das juntas, enquanto que a *Zona III* é composta pela rocha pouco alterada e/ou que apresenta alterações incipientes no material rochoso (DEERE; PATTON, 1971).

Figura 3.7: Típico perfil de intemperismo para rochas ígneas e metamórficas. Fonte: traduzido de Deere e Patton (1971).

3.3 Escorregamentos Rasos em Solo: Propriedades Físicas e Instabilidades

Os processos intempéricos são responsáveis pelas alterações químicas e mecânicas de diferentes litologias nas mais diversas condições climáticas. Em particular, rochas cristalinas quando intensamente alteradas, independentemente de sua origem, estão sujeitas a diversos tipos de instabilidades (CALCATERRA; PARISE, 2010). Como exemplo, granitos em ambiente tropical úmido tendem a formar espessos mantos de alteração devido ao intemperismo profundo, que se combinados com relevo íngreme e intensa precipitação estão sujeitos a escorregamentos frequentes e generalizados (MIGÓN, 2010).

O grau de alteração dos materiais nas encostas pode exercer influência direta na estabilidade, assim como também pode influenciar na tipologia dos escorregamentos. Durgin (1977) relacionou os estágios de intemperismo em rochas graníticas com os movimentos de massa mais comuns associados a cada classe de alteração (**Quadro 3.2**). O autor descreve que em áreas que o granito é menos intemperizado em relação a outras litologias locais, este, tende

a ser mais estável (concentrar menos escorregamentos), enquanto que em áreas onde o intemperismo químico é mais intenso, o granito tende a ser a litologia mais propensa a instabilidades.

Quadro 3.2: Estágios de intemperismo de um granito e movimentos de massa associados.

Estágios de Intemperismo	Movimentos de Massa
(4) <i>Saprolito</i> (rocha completamente decomposta)	Escorregamentos Rotacionais
(3) <i>Granito Decomposto</i> (>85% da rocha decomposta)	Corrida de Detritos, Avalanche de Detritos, Debris Slides
(2) <i>Corestones</i> (15-85% da rocha decomposta)	Avalanche de Rochas, Rolamento de Rochas
(1) <i>Rocha Fresca</i> (< 15% da rocha decomposta)	Queda de Bloco, Avalanche de Detritos;

Fonte: Adaptado de Durgin (1977).

Na bacia do mediterrâneo, a região da Calábria (Itália) é conhecida por ser uma das áreas mais propensas a movimentos de massa devido a diversos fatores como chuvas intensas e concentradas, terremotos, atividade antropogênica e etc. Muitos trabalhos realizados na área associam a predisposição das encostas a erosão e/ou deslizamentos aos processos intempéricos (CALCATERRA et al., 2005; GULLÀ et al., 2008; IETTO et al., 2018 entre outros).

Em uma ampla pesquisa realizada na região, Ietto et al. (2016) realizaram diversas análises em granitos (geológicas, geotécnica, geofísicas entre outras), definindo classes de intemperismo que variam de I –rocha fresca a VI- solo residual (**Figura 3.8**) e (**Quadro 3.3**). De acordo com os autores, para cada classe era possível fazer uma correlação com os movimentos de massa mais comuns na região. Neste caso, os escorregamentos rasos predominaram entre as classes IV e V, onde o material envolvido é uma mistura de solo com rochas altamente intemperizadas com propriedades geotécnicas mais fracas.

Quadro 3.3: Classificação e descrição das classes de intemperismo.

Classes	Descrição
I - Rocha fresca	Nenhum sinal visível de intemperismo do material rochoso; cor geral da rocha cinza; talvez leve descoloração nas principais superfícies de descontinuidade; Feldspato duro e brilhante; Biotita e hornblenda brilhantes, não manchadas; Quartzo incolor ou cinza, vítreos; NSchmidt > 60
II-Rochas suavemente intemperizadas	Descoloração indicando o intemperismo do material de rochoso e superfícies de descontinuidade; Feldspato de Plagioclásio ligeiramente arenosos; Biotita e hornblenda ligeiramente manchadas e opacas. NSchmidt variam de 45-60
III - Rocha moderadamente intemperizada	As rochas mostram uma mudança da cor original; textura e microestrutura da rocha estão preservadas; A ponta do martelo do geólogo arranha ligeiramente a massa de rocha e as partes grandes são mal quebradas se a rocha é golpeada pela cabeça do martelo; Menos do que 35% do material rochoso está decomposto e/ou desintegrado em solo; Cor bruno-amarelada; A rocha fresca está presente como uma estrutura contínua ou como núcleos rochosos; O grupo dos feldspatos plagioclásio se decompõe em pequenos pedaços; NSchmidt variam de 25-40.
IV - Rocha altamente intemperizada	As rochas mostram uma completa mudança da cor original, com coberturas amarelo avermelhadas sob superfícies fraturadas; a textura e microestrutura da rocha sã ainda estão preservadas; estas rochas fazem um som intermediário quando é golpeado pelo martelo. A massa rochosa não sofre uma tensão clara pelo martelo do geólogo e as partes grandes são quebradas facilmente se forem golpeadas pelo martelo; Mais do que 35% do material rochoso está decomposto e/ou desintegrado em solo; Cor bruno- amarelada para um laranja/bruno amarelada; A rocha fresca está presente como uma estrutura contínua ou como núcleos rochosos; Feldspatos plagioclásios de arenosos a pulverulento; NSchmidt variam de 10 a 25.
V- Rocha completamente intemperizada	As rochas mostram uma completa mudança da cor original, com uma cobertura amarelo-avermelhada sob superfícies fraturadas; a textura original e a microestrutura da rocha sã estão presentes em resquícios estas rochas são por vezes caracterizadas por um comportamento semelhante a um solo e são facilmente penetradas pela ponta do martelo de geólogo; grandes pedaços destas rochas podem ser quebradas pela mão; Todo material rochoso está decomposto e/ou desintegrado em solo; cor bruno amarelada para bruno avermelhada; a estrutura da massa original ainda está em grande parte intacta; Feldspatos plagioclásio pulverulento ao "soft", facilmente perfurado por um pino; Feldspato ortoclásio arenoso, menos facilmente perfurado; N Schmidt variam de 0 a 15
VI - Solo residual	Consiste principalmente em solos residuais, detriticos-coluviais com porções limitadas de rochas completamente degradadas; as rochas mostram uma mudança completa da cor original, com fraturas penetrantes e superfícies de descontinuidade onde é observada uma matriz pedogênica rica em ferro e rica em argila; a textura original da rocha sã está completamente destruída; Estas rochas são caracterizadas por comportamento do solo; grandes pedaços são facilmente quebrados pelas mãos;

Fonte: modificada e adaptada de IETTO *et al.* (2016) e Perri *et al.*, (2016).

Figura 3.8: Diferentes classes de intemperismo encontradas num talude de corte, adaptado de Ietto *et al.* 2016.

Em um trabalho multidisciplinar na Calábria, Calcaterra e Parise (2005) compilaram dados de diversos materiais intemperizados, em conjunto com a distribuição espacial e tipologia dos movimentos de massa mais comuns, na tentativa de entender se existe alguma correlação entre eles. Na área, os escorregamentos são mais comuns nas encostas entre 30°- 45° com boa parte das ocorrências de rupturas entre as profundidades 1,5 m e 2m. Os autores ainda indicam que mais de 50% dos movimentos de massa ocorreram na classe IV ou IV-V de intemperismo. Ietto e Cella (2018) obtiveram resultados similares em Capo Vaticano (Itália), porém com a maior concentração de processos na classe IV de intemperismo (rochas altamente intemperizadas).

Outros estudos desenvolvidos em rochas cristalinas também apontam como estas diferenciações nos estágios de alteração e em suas propriedades podem influenciar diretamente na estabilidade da encosta, e muitas vezes condicionar diferentes tipologias de movimentos de massa (BORRELLI et al., 2007; CALCATERRA et al., 2010a; BORRELLI et al., 2014)

No Japão, Tobe e Chigira (2006) associam que as disparidades entre o intemperismo de diferentes litologias podem ter influenciado na densidade de escorregamentos na área. Os autores apontam que, mesmo sob o mesmo índice pluviométrico (218 mm/5 h), os escorregamentos se concentraram em áreas onde predominavam granitos, sendo a densidade de escorregamentos para a área granítica de 293/km² contra apenas 13/km² em áreas com granodioritos. Da mesma forma, Chigira et al. (2011) apresentaram outras áreas no Japão afetadas por escorregamentos em 2009, sendo que em uma delas estes processos ocorreram somente em granitos intemperizados e não em rochas metamórficas também presentes na área.

Os processos intempéricos agem de maneira a zonear as camadas no manto de alteração fazendo com que possuam diferentes características/propriedades (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Logo, o regolito pode ser definido como uma sequência de camadas com distintas propriedades que se desenvolveram acima do material rochoso (DEERE; PATTON, 1971; OLLIER, 2010).

Deste modo, é crucial entender o papel dos fatores condicionantes em diferentes escalas no desencadeamento dos escorregamentos, pois, a variação das propriedades físicas ao longo do regolito faz com que ele possua camadas com comportamentos hidrológicas diferentes afetando diretamente a estabilidade (WIEGAND et al., 2012).

Referente às propriedades do solo, alguns atributos como textura, estrutura, porosidade, podem exercer influência direta na dinâmica da água e consequentemente afetar a estabilidade

das encostas (SIDLE et al., 1985; SELBY, 1993). Conforme aponta o **Quadro 3.4**, em solos mais arenosos há uma tendência a alta drenagem e uma baixa capacidade de retenção de água, enquanto que em solos com uma textura mais argilosa tendem a possuir uma alta capacidade de retenção de água e uma taxa de drenagem muito lenta.

Quadro 3.4: Influência geral das frações do solo associadas a suas propriedades e/ou comportamentos.

Propriedade/ Comportamento	<i>Areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
Taxa de drenagem	Alta	Lenta a média	Muito lenta
Capacidade de retenção de água	Baixa	Média a alta	Alta
Susceptibilidade a erosão hídrica	Baixa (exceto areia fina)	Alta	Baixa (agregada), alta(não agregada)

*Exceções a essas generalizações ocorrem, especialmente como resultado da estrutura do solo e da mineralogia da argila. Fonte: Adaptado de Brady e Weil, 2013.

As diferenças texturais entre as camadas podem ser determinantes em algumas ocorrências de escorregamentos rasos. Em Uganda (África), Kitutu et al.(2009) apontam que o tipo de solo (cambissolos, nitossolos, cambissolos entre outros) não foi um fator determinante na ocorrência de escorregamentos na área, mas sim a textura do solo. Os autores indicam que as diferenças texturais entre as camadas condicionaram significativas mudanças de permeabilidade que favoreceram as rupturas na área.

Watakabe e Matsushi (2019) sugerem que a suscetibilidade de uma encosta a escorregamentos é dependente da estrutura dos materiais em subsuperfície, bem como das propriedades dos materiais resultantes do intemperismo. Os autores, ao avaliarem algumas cicatrizes de escorregamentos em diferentes litologias e para a cicatriz sob granitos, concluíram que as diferenças estruturais e texturais entre o solo (mais permeável) e o saprolito (menos permeável) favorecem o aparecimento de zonas saturadas na base contato entre as camadas. A superfície de ruptura encontra-se aos 65 cm, onde os autores encontraram as mudanças nas propriedades mais significativas (**Figura 3.9**).

Figura 3.9: Propriedades físicas de um perfil de solo no topo de uma cicatriz de escorregamento raso em granito. Traduzido e adaptado de Watakabe e Matsushi (2019).

Borrelli et al. (2007), ao avaliarem a relação entre o intemperismo e movimentos de massa, apontam a textura do material alterado como um dos parâmetros preliminares na diferenciação entre os graus de intemperismo das camadas do regolito. Os autores ressaltaram que, por meio das mudanças do tamanho dos grãos ao longo do perfil, foi possível realizar esta delimitação e, em certos casos, a análise textural pode ser uma importante ferramenta para estes fins.

A condutividade hidráulica do solo (K) é um parâmetro que representa a facilidade com que um solo transmite água, dependendo diretamente das propriedades do meio e/ou do fluído. Quando seu valor máximo é atingido denomina-se a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) (ARAÚJO; LIBARDI, 2013).

A K_{sat} é dependente de fatores como a densidade do solo e de partículas, estrutura, macroporosidade e microporosidade entre outros. Mesquita e Moraes (2004) indicam que a estrutura do solo é um dos parâmetros que pode exercer mais influência na K_{sat} do que a textura, pois, solos argilosos podem ter comportamentos hidráulicos similares a solos arenosos dependendo de sua estrutura. Em relação a porosidade, os autores apontam que a K_{sat} depende, em boa parte da forma e continuidade dos poros, sendo esta propriedade altamente variável de um local para o outro.

Os macroporos, poros com diâmetro $> 0,08$ mm, possibilitam a circulação livre de água. Em solos mais grossos, mesmo com a porosidade total mais baixa, o movimento da água é relativamente rápido em consequência do predomínio da macroporosidade. Por outro lado, nos microporos a movimentação da água é lenta e parte da água fica retida nos poros. Em solos com a textura mais argilosa pode haver o predomínio da microporosidade, tornando assim o movimento da água mais lento no perfil, mesmo com o volume total de poros alto (BRADY; WEIL, 2013).

Ribeiro et al. (2007), ao analisarem algumas propriedades físicas do solo apontam que a distribuição e tipologia dos poros pode condicionar seu comportamento físico-hídrico, ao ponto que solos argilosos podem apresentar uma boa condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) se associada a outros fatores como baixa densidade e alta porosidade, resultado de sua estrutura. Os autores também destacam que a K_{sat} do solo variou de maneira diretamente proporcional a macroporosidade, enquanto que a microporosidade não foi adequada para a compreensão do comportamento hidráulico dos casos avaliados.

Na bacia do Papagaio (RJ), Vieira e Fernandes (2004), com objetivo entender o papel das discontinuidades hidráulicas no desenvolvimento dos escorregamentos rasos, indicaram que as mudanças abruptas da K_{sat} entre as camadas de solo favorecem as instabilidades. Os autores atribuíram as variações na K_{sat} ao longo dos perfis às alterações entre macro e microporosidade, assim como destacaram que o comportamento da K_{sat} sofre forte influência da fração argila. Neste caso, a K_{sat} apresentou uma tendência de aumento com a profundidade resultando na diminuição do conteúdo de argila (33% para 8%) e da microporosidade (45% para 32%).

As discontinuidades presentes no manto de alteração podem favorecer as rupturas nas encostas, tendo sua origem ligada a diversos fatores, como fraturas, bandamentos, horizontes de solo, discontinuidades hidráulicas, entre outros. As estruturas relictas favorecem o surgimento de discontinuidades no manto de alteração exercendo uma influência considerável na estabilidade das encostas (DEERE; PATTON, 1971; FERNANDES; AMARAL, 1996).

Em Hong Kong, Irfan e Woods (1988) relata que grande parte da ocorrência de escorregamentos rasos estava relacionada direto ou indiretamente com as discontinuidades presentes nos mantos de alteração. De acordo com os autores, tal constatação ficou mais evidente ao observar que na área a maioria dos planos de ruptura acompanhava as discontinuidades presentes no interior do material alterado.

As discontinuidades facilitam o avanço do intemperismo que penetra mais efetivamente no regolito criando: a) zonas de fraquezas preferenciais (mais permeáveis); b) zonas de maior resistência (menos permeáveis) (SELBY, 1993). Em ambos os casos, ao longo das discontinuidades haverá uma diferença de poropressão em relação ao material do seu entorno, e, Irfan (1998) atribuíu esta diferença de poropressão uma série de escorregamentos que ocorreram somente alguns dias após fortes chuvas, devido ao acúmulo localizado e gradual de água em materiais mais impermeáveis sob diques alterados.

Em Camarões (África), ao analisarem uma cicatriz sob basaltos Che et al. (2013) concluíram que a ruptura ocorreu devido às heterogeneidades presentes no manto de alteração. Os autores assumiram que a ruptura foi resultado da permeabilidade mais acentuada nas fraturas em zonas localizadas dos solos superficiais, que favoreceu o acúmulo de água da chuva e ao desenvolvimento de um lençol freático suspenso no saprolito (menos permeável). Tal situação, permitiu o surgimento de zonas de poropressão positiva que favorecem a instabilização (**Figura 3.10**).

Figura 3.10: Esquema de ruptura desenvolvida devido ao aumento da poropressão Adaptado e traduzido de Che et al. (2013)

A oscilação do teor de umidade do solo atua principalmente sobre a coesão aparente (sucção) reduzindo-a (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Os intensos períodos chuvosos podem

contribuir para a diminuição ou eliminação da coesão aparente das encostas, motivo pelo qual muitas rupturas de encostas ocorrem em épocas mais chuvosas do ano (PINTO, 2006; VARGAS, 1994).

Dentre os diferentes fatores já mencionados, Tatizana et al. (1987) também destacam o papel da umidade prévia do solo e da tipologia da chuva como condições favoráveis a instabilidades. Os autores apontam que a maior parte dos escorregamentos na Serra do Mar está associada as frentes estacionárias, comuns na área, que favorecem a saturação do solo devido a chuvas de longa duração. A chuva acumulada de 4 dias foi determinada como efetiva no desencadeamento dos escorregamentos na região.

Lumb (1975), num amplo estudo em Hong Kong (China) sobre instabilidades, correlacionou a influência da chuva com escorregamentos na área. O autor concluiu que a ocorrência de desastres na região (>50 escorregamentos/dia) está ligada a uma chuva diária >100 mm associada a uma chuva acumulada de 15 dias acima de 350 mm, ou seja, fatores que corroboraram para um estágio de saturação prévia dos solos facilitando as instabilizações. Outros estudos também correlacionam a intensidade e/ou tipologia das chuvas com escorregamentos (BRAND et al, 1984; GUZZETTI et al., 2008 entre outros).

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no município de Itaóca (SP), no alto Ribeira, na divisa com o estado do Paraná (**Figura 4.1.**). A região possui bacias que foram atingidas por movimentos de massa generalizados durante o verão de 2014, dentre elas destacamos as bacias do Gurutuba que foi intensamente afetada por escorregamentos rasos (CAROU et al., 2017) e a bacia do córrego Guarda Mão por corridas de detritos (GRAMANI; MARTINS, 2016) (**Figura 4.2.**).

Figura 4.1: Localização do município de Itaóca (SP) e do talude escolhido para o estudo.

Nas imediações do talude escolhido para estudo, existe alta incidência de cicatrizes de escorregamentos rasos, principalmente nas imediações da bacia do rio Gurutuba, sendo possível identificar claramente tais feições próximas ao divisor de águas (**Figura 4.2 B**). Carou et al (2017) mapeou para esta bacia cerca de 336 cicatrizes decorrentes somente deste evento.

Ao longo do rio Gurutuba é possível encontrar alguns taludes de corte com material de alteração exposto (**Figura 4.2 C: 1, 2 e 3**). Os taludes apresentam espessos mantos de alteração (~6 metros), e em suas bases observa-se alguns blocos graníticos com diferentes graus de alteração, e veios de quartzo. No material rochoso, em alguns blocos observa-se a presença da esfoliação esferoidal típica deste litotipo. Nas bases graníticas rochosas, o material apresentou uma matriz mineralógica dominada por quartzo, biotita, muscovita e feldspatos, e em alguns

pontos os fenocristais de feldspato (cinza) são facilmente identificáveis visualmente, fato descrito por Mello (1995) como característico da fácies cinza 1 do maciço.

Nas encostas côncavas e/ou convexas, com ângulos entre 25° ~ 49° , se encontram o maior número de cicatrizes próximas ao talude (**Figura 4.3**). De modo similar, tais características também foram encontradas por Carou (2019) que ao avaliar uma área próxima (Bacia do Gurutuba) aponta que a maioria das cicatrizes se encontra entre os ângulos 25° - 35° e em encostas com curvatura convexa. Para a região da Serra do Mar, nesta linha de pesquisa, outros trabalhos mostram a maior concentração de escorregamentos entre 30° ~ 50° como Tatizana et al. (1987) em Cubatão e Dias et al. (2017) em Caraguatatuba.

Na área há uma variação de 200 m de elevação entre a drenagem e a parte mais alta do relevo. As cicatrizes se concentraram nas cotas mais altas, próximas ao divisor de águas e/ou no terço superior da encosta, essencialmente entre 300 m-450 m, fato que também convergem com trabalhos já realizados na Serra do Mar como Nery e Viera (2015), que encontraram a classe de 200 m a 400 m como a mais susceptível a escorregamentos. Tais dados, corroboram para a constatação que, além das características intrínsecas ao solo que condicionam a instabilidades, as características morfológicas da área também favorecem a ocorrência destes processos.

Figura 42: A) Localização das bacias atingidas e do talude estudado (ponto vermelho) no município de Itaipava; B) Talude escolhido para estudo; C) 1, 2 e 3 - Perfis de alteração ao longo do rio Gurutuba (Unidade Itaipava). Fotos: B) Arquivo IPT, 2019 e Coelho, 2019; C) Carou, 2018. Org.: Autora, 2020.

Figura 43: Distribuição de algumas variáveis na área próxima ao talude estudado. Fonte: Cartas topográficas IGC 1: 10 000. Imagem 2010 Fonte: Ortofoto EMPLASA. Imagem 2014 Fonte: Google Earth, 2014. Org.: Autora, 2020.

Em termos litológicos a área se apresenta muito homogênea, devido ao embasamento ser constituído principalmente por rochas graníticas pouco fraturadas. A área se encontra sob o maciço Itaóca, que possui uma extensão superior a 200 km², fazendo parte dos terrenos pré-cambrianos do Cinturão Ribeira que afloram no vale do rio Ribeira de Iguape, localizado entre o sul-sudeste de São Paulo e nordeste do Paraná, como parte das faixas de dobramento do Sudeste do Brasil (MELLO; BETTENCOURT, 1998).

O maciço Itaóca se encontra totalmente encaixado no grupo Lajeado (Grupo Açungui), composto essencialmente por metassedimentos, limitado ao sul pelo lineamento Ribeira e ao norte pelo lineamento quarenta oitava (**Figura 4.4**). O maciço encontra-se no Cinturão Ribeira que, segundo Faleiros et al.(2012, p. 21), “*compreende um largo segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro*” Os autores ainda destacam que na área há a presença de diversos blocos retrabalhados de origens distintas e suítes granitoides intrusivas de afinidade diversa.

As rochas graníticas de composição variável perfazem cerca de 50% da área exposta do terreno Apiaí, considerando ainda o maciço Itaóca um corpo com dimensões intermediárias (WERNICK; PENALVA, 1978). A geologia do grupo Açungui (Terreno Apiaí) é essencialmente caracterizada por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico (CAMPANHA; SADOWSKI, 1994).

Figura 4.4: Geologia das encaixantes do maciço Itaóca. Fonte: Mello (1995).

O maciço Itaóca foi classificado por Mello (1995) em 6 fácies intrusivas mais comuns (Fácies cinza 1 e 2 e fácies rósea 1,2,3 e 4), e ainda uma fácies (Cinza 3) além de uma associação de fácies (rósea 5). Faleiros et al. (2012) distinguiram o batólito em 5 fácies (a, b, c, d e, e) organizadas em 3 domínios principais: Unidade Itaóca (Fácies a); Milonítica (Fácies b) e Saltinho (Fácies c, Fácies d e Fácies e) (**Quadro 4.1**).

Quadro 4.1: Fácies do Granito Itaóca.

Unidades	Mello (1995)	Faleiros et al (2012)
Itaóca	Cinza 1, 2 e 3	Fácies a
Milonítica	Rósea 3 e 4	Fácies b
Saltinho	Rósea 1 e 2	Fácies c, d, e

Fonte: Mello (1995) e Faleiros et al. (2012), Org.: Autora, 2019.

A *fácies a* (Unidade Itaóca) ocupa cerca de 70% da área total do maciço, ocupando as áreas: central, leste e norte (**Figura 4.5**). A unidade é composta principalmente por monzogranito, quartzo-monzonito e quartzo-sienito (Faleiros et al. 2012). As fácies descritas por Mello (1995) possuem a textura porfiróides, e para a o *fácies cinza 1* (dominante) os fenocristais de feldspato potássico variam entre 7 e 20 mm (**Figura 4.6**), ao longo de uma granulação média (3 a 6 mm) (**Quadro 4.2**). A mineralogia da *fácies a* é composta principalmente por oligoclásio, feldspato alcalino, biotita, hornblenda e quartzo (FALEIROS et al; 2012)

Figura 4.5: Granito Itaóca e suas fácies; Fonte: Modificado de mapa GeoSGB da CPRM Acesso: Out/2018, Org.: Autora, 2020.

Quadro 4.2: Características petrográficas encontradas na Unidade Itaóca do maciço.

Fácies	Cor	Textura	Megacristal				Matriz		
			Tipo*	Cor	Forma dos cristais	Tamanho (mm) máx./ mín.	Forma dos cristais	Granulação	Máfico principal
Cinza 1	Cinza	Porfíroide	FK	Cinza	Idiomórfica a hipidiomórfica	20/7	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média	Biotita
Cinza 2	Cinza	Porfíroide	FK	Rósea	Idiomórfica a hipidiomórfica	12/6	Hipidiomórfica a xenomórfica	Média a grossa	Biotita
Cinza 3	Cinza	Porfíroide	FK, P, Q	Cinza	Idiomórfica a hipidiomórfica	10/3	Hipidiomórfica a xenomórfica	Fina a média	Biotita

*FK=Feldspato Potássico; P=Plagioclásio; Q=Quartzo.

Fonte: Adaptado de Mello (1995), Org.: Autora, 2020.

A *Fácies b* (Unidade Milonítica) ocupa cerca de 10% da área total do maciço e está localizada na borda sul do plúton. A fácies é constituída principalmente por monzogranito e quartzo-monzonito foliados a gnáissicos, protomiloníticos a miloníticos, de cor cinzenta a rósea, em geral com orientação preferencial de forma de megacristais de feldspato (8 a 20 mm) (FALEIROS et al., 2012). As *Fácies c*, *Fácies d* e *Fácies e* encontram-se na Unidade Saltinho que compõe 20% da área total e localiza-se na parte oeste do maciço como destacam Faleiros et al (2012).

A *Fácies c* possui duas variações principais, sendo uma constituída por biotita-hornblenda-monzogranito rósea, e outra por hornblenda-biotita-monzogranito a quartzo-monzonito, rosa-esbranquiçado. A *Fácies d* é constituída principalmente por hornblenda-biotita-quartzo-monzonito mesocrático rósea a levemente esbranquiçado. A *Fácies e* compreende de biotita-hornblenda-quartzo-monzonito a quartzo-sienito rósea, (FALEIROS et al., 2012).

Figura 4.6: Presença de fenocristal de feldspato em amostra de mão da fácies a do granito Itaóca. Detalhe para a intensa alteração dos demais minerais no restante da amostra. Foto: Gramani, 2017.

Do ponto de vista geomorfológico, Ross (2002) caracterizou a região do Vale do Ribeira em cinco macro compartimentos de relevo, sendo o município de Itaóca localizado na unidade V- Sistema de morros em superfície de cimeira do Alto Ribeira. Esta unidade possui ambiente montanhoso com topos nivelados nos divisores principais por volta dos 900 m e alguns setores podendo atingir 1000-1100 m, que geralmente são mantidos por rochas metamórficas mais resistentes como o quartzito, apresentando morfologia de cristas alongadas e contínuas ou massas intrusivas graníticas, que se estendem por grandes áreas (ROSS, 2002). Ainda sobre o relevo da área, o autor aponta que há o predomínio das formas de morros com topos convexos e vales relativamente estreitos e profundos com vertentes muito inclinadas (30-60%), possuindo relevos alongados e mais altos. O mapa geomorfológico do IPT (1981) aponta que o município é limitado ao norte pela serra da Boa Vista, constituída principalmente por escarpas de topos angulosos e alta declividade ($>30\%$), sendo o restante do município composto principalmente por um relevo montanhoso.

Em relação à cobertura pedológica, os argissolos vermelho-amarelo ocupam quase a totalidade do município, ao norte nas áreas mais elevadas encontram-se os neossolos litólicos, cambissolos háplicos e os afloramentos rochosos, e as manchas de gleissolos são encontradas próximas as áreas com drenagens mais marcantes (ROSSI, 2017). É importante destacar que não há um mapa pedológico de detalhe para toda a região, sendo o mapeamento de Rossi (2017) para o estado de São Paulo o mais atual, porém com a escala de 1:250 000.

No aspecto climático, pela classificação Köppen- Geiger a área é classificada como Cfa, clima subtropical úmido. As chuvas predominam durante boa parte do ano, sendo os meses de verão concentrando as maiores precipitações. A série de chuvas (1970-2000) da área demonstra que os meses mais chuvosos vão de outubro a março, sendo janeiro o mês mais chuvoso com médias por volta dos 219,8 mm, seguido por fevereiro com médias de 161 mm (**Figura 4.7**). O período de inverno é o menos chuvoso sendo agosto o mês com a menor precipitação média anual da série (68,7 mm). As temperaturas mínimas médias anuais oscilam entre 11° e 20° C, enquanto as médias das máximas anuais variam entre 22° e 32° C (ROSS, 2002).

Figura 4.7: Hietograma com série histórica de médias de chuva para Itaóca SP. Fonte: DAEE, 2020.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os procedimentos metodológicos/materiais para alcançar os objetivos propostos. As etapas de **campo** foram definidas como: Seleção da Área de Estudo (5.1); Determinação dos Perfis de Alteração e Coleta de Amostras (5.2); Ensaio da Condutividade Hidráulica Saturada dos Solos (K_{sat}) (5.3) e Caracterização do maciço Rochoso (5.4.). A seguir foram realizadas as etapas de **laboratório**: Análises Físicas dos Solos (5.5); Granulometria (5.5.1) e Porosidade (5.5.2).

5.1 Seleção da Área de Estudo

Para seleção de uma área representativa, foram realizados previamente trabalhos de campo afim de determinar um talude que possuísse as seguintes características: I) Típico perfil de alteração em rocha granítica (rochas na base, corestones e etc.); II) Acesso para coleta de amostras e III) Evidências dos processos de escorregamentos rasos pretéritos (cicatrices) no mesmo compartimento (**Figura 5.1**).

Figura 5.1: Localização do talude escolhido (seta vermelha) e cicatrizes de escorregamento do evento de 2014 (linhas pontilhadas amarelas). Fonte: Acervo IPT, 2019¹

¹ Imagens obtidas por Caio Pompeu Cavalieri, 2019.

5.2 Determinação dos Perfis de Alteração e Coleta de Amostras

Nesta etapa, foram definidos 3 perfis de alteração ao longo do talude escolhido: *Lateral 1*, *Central* e *Lateral 2* (**Figura 5.2**). A determinação dos 3 perfis no mesmo talude teve como objetivo avaliar as possíveis diferenças e/ou semelhanças laterais e em profundidade das propriedades físicas dos solos e dos materiais nos perfis de alteração.

Figura 5.2: Perfis de alteração do talude escolhido: Lateral 1, Central e Lateral 2. Foto: Bianca C. Vieira, 2019.

Para a coleta das amostras (deformadas e indeformadas), os perfis foram limpos removendo cerca de 20 cm do material exposto. O material foi coletado de acordo com as normas estabelecidas pelo IPT (2017).

Nas profundidades em que houve mudança de cor, textura e/ou estrutura foram coletadas amostras indeformadas para os ensaios de porosidade (**Figura 5.3 A**) e deformadas para as análises granulométricas (**Figura 5.3 B**).

Figura 5.3: Coleta de amostras **A)** Indeformadas; **B)** Deformadas, Foto: Bianca C. Vieira, 2019.

5.3 Ensaios da Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) dos Solos

Para os ensaios da Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) foi utilizado o Permeâmetro de Guelph modificado (**Figura 5.4 A**). O equipamento é um permeâmetro de furo e de carga constante que determina a condutividade hidráulica saturada de campo acima do nível freático. O Permeâmetro de Guelph foi criado por Reynolds et al. (1983) e posteriormente melhorado por Reynolds e Elrick (1985). Seu uso possui algumas vantagens como apontam Reynolds e Elrick (1985), como: fácil transporte e manuseio, baixo custo, operável facilmente por uma pessoa, demanda de pouca água para o uso e menor tempo para obtenção dos resultados em comparação com outros métodos.

O permeâmetro é constituído por um tubo de Mariotte (**Figura 5.4 B**) que é apoiado por um tripé facilitando seu uso em terrenos irregulares e por um conjunto de reservatórios interno (graduado) e externo. O sistema de tubos está conectado entre si e conduz a água dos reservatórios até o furo de sondagem, sendo que a saída de água do aparelho ocorre pela ponteira do permeâmetro, que também funciona como um dissipador de energia da saída de água (SOTO, 1999).

Para a instalação e uso do aparelho é necessária a realização de um furo de sondagem com diâmetro conhecido no solo, e que também seja possível que a extremidade inferior do permeâmetro alcance o fundo do furo. Em seguida, deixa-se que a água flua dentro da perfuração, mantendo-se uma carga hidráulica constante e conhecida. A condutividade

hidráulica saturada (K_{sat}) ocorre quando a velocidade de percolação da água torna-se igual à velocidade de saída da água do aparelho (REYNOLDS; ELRICK, 1985a).

Figura 5.4: A) Uso do Permeâmetro de Guelph no campo em que possível observar suas estruturas principais, reservatório de água, tripé e conexões entre a ponteira e o reservatório, Foto: Autora (2019). B) Visão esquemática do Permeâmetro de Guelph e seus principais componentes. Fonte: Modificado de Soto (1999).

As profundidades dos ensaios foram definidas com base nas descrições morfológicas dos perfis, que indicaram uma mudança de estrutura entre 0,5m e 1m. Nas proximidades da área existem muitas cicatrizes que possuem superfícies de ruptura de 1m de profundidade. Este fato também corroborou para a escolha das profundidades dos ensaios de permeabilidade. Com base nessas características foram definidas as duas profundidades de ensaio, 0,5m (blocos subangulares) e 1 m (sem estrutura).

Após a determinação das profundidades foi aberta a primeira trincheira (**Figura 5.5 A**). Nesta trincheira com o auxílio de um trado holandês, foi feito um furo com o diâmetro conhecido e inserido o Permeâmetro de Guelph posicionado de maneira que não houvesse impedimento do fluxo das mangueiras (**Figura 5.5 B**).

Para a leitura da variação do nível da água (**Figura 5.5 C**), determina-se um intervalo de tempo constante (cm/s) e inicia-se o ensaio. Quando esta variação se torna constante após 3

leituras consecutivas no mesmo intervalo de tempo, obtêm-se o fluxo constante e o ensaio é finalizado.

Para o cálculo da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) foi utilizada a Equação 5.1 sugerida por Elrick et al (1989):

$$K_{sat} = \frac{CQ}{2\pi H^2 + C\pi a^2 + \frac{2\pi}{\alpha}} \quad \text{Equação 5.1}$$

Onde:

K_{sat} = condutividade saturada [L/T]

C = Constante de proporcionalidade adimensional

Q = fluxo constante medido no campo ($Q = R \times A$) [L^3T^{-1}]

a = raio do furo [L]

H = carga constante aplicada

α = características texturais e estruturais do solo. [L^{-1}]

Figura 5.5: A) Trincheira com furo; B) Guelph posicionado na trincheira; C) Leitura da queda d'água do Permeômetro de Guelph. Foto: Autora, 2019.

5.4 Caracterização do Maciço Rochoso

Para a caracterização da rocha na base do perfil de alteração central, foi utilizado o Martelo de Schmidt (**Figura 5.6 A**). O martelo Schmidt é um instrumento utilizado internacionalmente em mecânica das rochas, sendo normatizado pela *International Society for Rock Mechanics* – (ISRM). Ele também é chamado de esclerômetro de Schmidt, e é utilizado para testes não destrutivos em concreto ou rocha, com o objetivo de avaliar a dureza superficial dos mesmos.

Para sua utilização, em campo ou laboratório, o martelo Schmidt deve ser colocado preferencialmente perpendicular à superfície analisada (**Figura 5.6 B - I**). Seu mecanismo consiste em uma mola que é comprimida quando o martelo é pressionado sobre a superfície a ser testada (**Figura 5.6 B - II**). Após o impacto, a massa rebate (**Figura 5.6 B-III**) e retorna (**Figura 5.6 B - IV**). A distância de rebote é lida diretamente em uma escala numérica no próprio instrumento e é chamada de número de rebote (R). Quanto maior a resistência da superfície testada, menor a deformação e maior o rebote (BUYUKSAGIS; GOKTAN, 2007). Para obtenção do valor foram utilizadas as Diretrizes da ASTM - D5873 em blocos com, preferencialmente, uma média de 10 leituras por amostras. Os ensaios foram realizados na base do perfil, onde o granito Itaóca encontra-se parcialmente exposto, nos blocos próximos ao perfil central (**Figura 5.7**)

Figura 5.6: A) Martelo de Schmidt, Foto: Bianca C. Vieira, 2019; B) Etapas de Uso do Martelo de Schmidt: I) Martelo na posição inicial; II) Ao comprimir o martelo a mola é tracionada; III) A massa é liberada para o impacto; IV) após o impacto a massa rebate e retorna. Modificado de: Brandi et al (2015).

Figura 5.7: Área do talude onde se encontra o granito (linha pontilhadas), e o bloco onde foi realizada as análises com o Martelo de Schmidt (retângulo amarelo), Foto: Bianca C. Vieira, 2019.

5.5 *Análises Físicas dos Solo*

Os ensaios laboratoriais foram realizados no Laboratório de Resíduos e Áreas Contaminadas (LRAC) do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT).

Foram coletadas 41 amostras deformadas para os ensaios granulométricos e 28 amostras para os ensaios de porosidade ao longo dos 3 perfis, afim de caracterizar cada camada do perfil em relação a profundidade.

5.5.1 *Granulometria*

Para as amostras em estado deformado foram utilizados os Procedimento Ensaio IPT – nº 3852 - “Análise Granulométrica Conjunta” e “Procedimento Ensaio IPT - 5545 - “Determinação do Teor de Umidade”. A classificação granulométrica utilizada para este ensaio foi a NBR 6502 (**Quadro 5.1**).

Quadro 5.1: Comparação da Granulometria entre NBR e USDA²

0,002mm 0,060mm		0,200mm		0,600mm		2,00mm (NBR 6502)	
Argila	Silte	Areia Fina		Areia Média		Areia Grossa	
		Areia Muito Fina	Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa	Areia Muito Grossa	Pedregulho
		0,002mm 0,053mm	0,125mm 0,250mm	0,500mm	1,00mm	2,00mm (USDA, 1975)	

Foram separados cerca de 500 gr de cada amostra deformada, que foram secas na estufa a 55 °C por 24 horas (**Figura 5.8 A**). Após este período, as amostras foram esboroadas, pesadas (peso total) e peneiradas para a separação da fração grossa (>2 mm) do restante (**Figura 5.8 B**). Em seguida, foram separados 50 gr de Terra Fina Seca em Estufa (TFSE) por amostra e acrescentados aos 250 ml de solução dispersante que foram encaminhadas para garrafas e transferidas para o agitador de Wagner e rotacionadas por 17 horas. A solução dispersante para cada 1 litro de água deionizada é constituída por *Hidróxido de Sódio - 04 gr (NaOH) + Hexametáfosfato de Sódio – 10 gr (NaPO₃)₆*.

Figura 5.8: A) Amostras esboroadas B) Separação das amostras maiores e menores que 2 mm. Foto: Autora, 2019.

Para a obtenção da fração fina (silte e argila), as soluções (amostras + solução dispersante) foram transferidas para as provetas e completadas com água deionizada até o volume de aproximadamente 1 litro. A solução na proveta foi agitada por 1 minuto com um agitador manual, logo em seguida o densímetro foi mergulhado na proveta com a solução e concomitantemente foi iniciado o cronômetro para o controle do tempo das medições (**Figura**

² Fonte: Procedimento de Ensaio IPT – 3852 Folha nº 1/14 revisão 13 maio/17

5.9 A). As leituras foram realizadas nos seguintes tempos acumulados após a agitação: 0; 0,5; 1; 2; 4; 8; 15; 30; 60; 120; 240; 480; e 1440 min e posteriormente compiladas nas tabelas para o cálculo final das frações.

Para os valores da areia, após a última leitura do densímetro, a solução da proveta foi removida com água corrente para retirada de todo seu conteúdo para a peneira de 0,075 mm. O material foi lavado até a água sair límpida e o material que permaneceu retido na peneira foi transferido para uma cápsula de porcelana branca (**Figura 5.9 B**) e transferida para secagem na estufa a 105° C por 24 horas. Após este período, as cápsulas foram transferidas para os dessecadores até atingirem a temperatura ambiente. Em seguida, o material foi colocado em um jogo de peneiras para tamisagem com a seguinte sequência: 1,18 mm; 0,600 mm; 0,425 mm; 0,250 mm; 0,150 mm; 0,075 mm (**Figura 5.9 C**).

Figura 5.9: A) Provetas após agitação; B) Separação areias para estufa; C) Agitador de areia. Foto: Autora, 2019.

Para a fração grossa (>2 mm), em cada amostra foi adicionada a solução dispersante até a total cobertura do material deixando em repouso por 24 horas (**Figura 5.10 A**). Posteriormente o material foi transferido para a peneira com malha de 2 mm e lavado em água corrente para a total remoção dos finos (**Figura 5.10 B**). O material retido na peneira foi transferido para uma cápsula de porcelana e inserido na estufa a 105 ° C por 24 horas até sua secagem completa (**Figura 5.10 C**). Em seguida o material foi transferido para um conjunto de peneiras com as

seguintes malhas (50 mm; 37,5 mm; 25 mm; 19 mm; 9,5 mm; 4,75 mm; 2 mm) após a tamisação cada fração foi devidamente pesada e separada. Após estes procedimentos, todos os dados foram compilados nas tabelas para o posterior cálculo de todas as frações por amostra e confecção dos gráficos.

Figura 5.10: A) Fração grossa com dispersante; B) Lavagem para retirada dos finos; C) Fração grossa após a estufa, detalhe para o fenocristal de feldspato. Foto: Autora, 2019.

5.5.2 Porosidade

Para os ensaios de porosidade, as amostras indeformadas foram preparadas inicialmente removendo todos os excessos que ultrapassassem a altura do cilindro (amostra extra, raízes e etc). Na base de cada cilindro foram adicionados um papel filtro preso com um elástico (com as massas conhecidas) para que não houvesse perda de material durante os ensaios. Em seguida as amostras e o cilindro com o filtro de elástico foram pesados, para se obter a massa natural da amostra, e transferidos para uma bandeja que foi saturada com água. As amostras ficaram cerca de 24 horas em saturação (**Figura 5.11 A**).

Após a saturação, as amostras foram pesadas novamente para se obter a Massa Saturada (**Msat**) e transferidas para o conjunto de funis de Büchner (**Figura 5.11 B**). Antes de iniciar o ensaio foi verificado e nivelado todo o conjunto de funis. Em seguida, foi aplicada uma tensão de 80 cm cca (centímetros de coluna d'água) para eliminar a água dos macroporos por meio do tubo nivelador acoplado ao funil de placa porosa, durante 48 horas. Após este período, as amostras foram retiradas as amostras e pesadas com cilindro para a obtenção da Massa da amostra à tensão de 80 cca (**Mcca**).

Na próxima etapa, os elásticos foram retirados e os corpos de prova transferidos para a estufa a 105 °C por cerca de 24 horas. Após a secagem, as amostras foram transferidas com os cilindros da estufa para o dessecador até atingir a temperatura ambiente (**Figura 5.11 C**), para, posteriormente pesar e anotar para obter a **Massa seca (Ms)**. Em seguida, as amostras foram retiradas dos cilindros e inicia-se a pesagem individual, e mensuração com o paquímetro para a obtenção de sua tara, altura, raio para o cálculo do volume.

Figura 5.11: A) Cilindros na bandeja de saturação; B) Conjunto de Funis de Büchner; C) Dessecadores com cilindros. Foto: Autora, 2019.

A Porosidade Total (η) foi obtida por meio da equação 5.2:

$$\eta(\%) = \frac{M_{sat} - M_s}{V} \times 100 \quad \text{Equação 5.2}$$

Onde:

η = Porosidade total em (%)

M_{sat} = Massa saturada - Tara do cilindro

M_s = Massa da amostra seca a 105°C – Tara do cilindro

V = Volume da amostra (cm³/cm³)

Para o cálculo da Porosidade Efetiva (n_e), ou Macroporosidade, é utilizada a equação 5.3:

$$\eta_e(\%) = \frac{(M_{sat} - M_{cca})}{V} \times 100 \quad \text{Equação 5.3}$$

Onde:

η_e = Porosidade Efetiva em (%)

M_{sat} = Massa Saturada -Tara do cilindro

M_{cca} = Massa da amostra à tensão de 80cca- Tara do cilindro

V = Volume da amostra (cm^3/cm^3)

C_{ca} = Centímetro da coluna d'água

A Microporosidade foi determinada por meio da equação 5.4:

$$M_i (\%) = \frac{(M_{cca} - M_s)}{V} \times 100$$

Equação 5.4

Onde:

M_i = Microporosidade em (%)

M_{cca} = Massa da amostra à tensão em 80cca – tara do cilindro

M_s = Massa seca à 105°C – Tara do cilindro

V = Volume do cilindro (cm^3/cm^3)

6 RESULTADOS

Neste capítulo são apresentadas as descrições individuais detalhadas de cada camada e seus respectivos dados, a saber *Solo Residual Maduro* (6.1), *Solo Residual Jovem* (6.2) e *Saprolito* (6.3). No subcapítulo (6.4) é feita uma discussão sobre as *Propriedades Físicas dos Solos e as Instabilidades nas Encostas*.

6.1 *Solo Residual Maduro*

A camada denominada *Solo Residual Maduro* possui entre 0,7m e 1m de espessura, sendo a mais delgada dentre camadas (**Figura 6.1 A**). Apresenta as maiores concentrações de matéria orgânica, além da presença de atividade biológica como formigas e minhocas, fato este que pode ter condicionado a uma cor mais escura do material. O matiz dominante é a 10Y, variando entre o Bruno escuro ao Bruno amarelado- escuro. Possui forte presença de raízes finas a muito finas, sendo seu maior volume na superfície e a quase inexistência no limite de camadas.

A estrutura apresentou-se grumosa (grumos pequenos) superficialmente, à blocos sub-angulares e a ausência de estrutura na transição de camadas. Em relação à textura, a fração grossa dominante (areia grossa à muito grossa) apresentou minerais primários em forma de grânulos, alguns identificáveis a olho nu, como quartzo e feldspato potássico (**Figura 6.1 B**) típico da litologia da região (MELLO, 1995).

Figura 6.1: A) Foto geral da camada; B) Detalhe do grânulo de feldspato, Foto: Autora, 2020.

De uma maneira geral, o *Solo Residual Maduro* apresentou certa homogeneidade em relação granulometria. Os perfis Lateral 1, Central e Lateral 2 (L1, C e L2) mostraram uma tendência de redução das frações finas (Argila+Silte), com aumento das frações grossas (Areia+Cascalho). No perfil Central, a fração argila variou de 13% (0,1 m) a 9% (0,7m), com um pico de concentração de 17% (0,5m.) (**Figura 6.2**). A areia pouco aumentou com a profundidade, de 52% (0,1 m) a 54% (0,7m), na transição com o *Solo Residual Jovem*. Já o cascalho obteve uma maior variação num menor intervalo de profundidade, 19% (0,1 m) para 27% (0,2 m) em seguida diminuindo para 22% (0,3 m) e aumentando novamente para 28% (0,7m).

Os perfis Laterais (L1 e L2) mostraram a mesma tendência de redução dos finos. O perfil L1, porém, apresentou uma variação de 10% na fração cascalho em superfície. A fração argila diminuiu de 11% (0,1 m) para 6,9% (1m), e a maior concentração de finos está na profundidade 0,3 m com argila 16% e silte 22%.

Em L2 os finos diminuíram progressivamente, onde a fração argila reduziu de 13% (0,1 m) para 11% (0,7m) e a fração silte de 14% para 13% para as mesmas profundidades. A fração

areia apresentou uma concentração de 61% em 0,2 m, onde se encontra a menor de cascalho (14%). A areia grossa predominou nos três perfis (L1, C e L2), mantendo um discreto aumento no perfil central de 38% para 42%, e decréscimo nos perfis laterais. Em L1, o decréscimo foi cerca de 16%, enquanto que em L2 por volta de 9% (**Tabela 6.1**).

Figura 6.2:Granulometria Solo Residual Maduro

Tabela 6.1: Classes de areia Solo Residual Maduro

Prof. (m)	Classes de Areia (%)								
	Lateral 1			Central			Lateral 2		
	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa
0,1	27,7	23,4	48,9	32,7	28,8	38,5	28,8	28,8	42,3
0,2	33,3	27,5	39,2	32,7	26,9	40,4	37,7	26,2	36,1
0,3	30,4	28,3	41,3	31,5	25,9	42,6	24,4	30,7	45,0
0,5	35,5	23,5	41,0	31,4	27,5	41,2	31,6	24,6	43,9
0,7	40,3	26,8	32,8	33,3	24,1	42,6	38,5	28,8	32,7
1	38,6	27,9	33,5	-	-	-	-	-	-

Em relação à porosidade, no perfil Central houve o predomínio da macroporosidade, com valores por volta dos 31% (média) até os 0,3 m, ocorrendo uma diminuição para 17,1% em 0,5m e, conseqüentemente, um aumento da microporosidade (26,4%) na mesma profundidade (**Figura 6.3**).

Figura 6.3: Porosidade *Solo Residual Maduro*

Em L1 a microporosidade predomina até 0,5 m, tendo sua maior expressão em 0,2 m (49,6 %) com 13% de argila. Enquanto que aos 0,3 m houve um decaimento na microporosidade (29,6%) com um aumento na concentração de argila de 16%. Mesmo com conteúdo de argila próximos, a microporosidade diminuiu cerca de 20%. A princípio tal resultado não era esperado, pois alguns trabalhos como Vieira et al. (2015) e Brady e Weil (2013) apontam que a microporosidade pode estar associada ao conteúdo de argila e sua variação.

Em L2, houve o total predomínio da microporosidade, que variou de 22,2% (0,2 m) para 30% (0,7m), aumentando com a profundidade, ocorrendo o inverso com a macroporosidade, que diminuiu de 20,7% para 11,9% nas mesmas profundidades (**Figura 6.3**).

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) foi mensurada no perfil L1 e Central em duas profundidades (0,5m e 1m), que são aproximadamente os limites entre *Solo Residual Maduro* e *Solo Residual Jovem*. Em L1, na profundidade 0,5m, foram identificados valores baixos da K_{sat} ($4,6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$) inferindo materiais pouco permeáveis. Já o perfil Central apresentou uma K_{sat} de $6,5 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$, aumentando uma ordem de grandeza, porém ainda com uma K_{sat} baixa. L1 possui K_{sat} de $6,5 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ (1m) e o Central $1,08 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$. Sendo assim, na profundidade de 1m tanto em L1 e no Central são ligeiramente mais permeáveis que em 0,5m.

Em todas as profundidades com as medições de K_{sat} há o domínio da microporosidade. Tal fato pode ter influenciado nos baixos valores obtidos, juntamente com a estrutura maciça, característica predominante da camada de *Solo Residual Jovem*. Porém, aparentemente, a microporosidade por si só não explicaria as variações da K_{sat} nas diferentes profundidades e perfis, já que os valores de macro e microporosidade são muito próximos entre

si, não explicando completamente as variações encontradas. Logo, as variações de K_{sat} não foram completamente explicadas e/ou não estão ligadas aos atributos aqui mensurados

6.2 *Solo Residual Jovem*

O *Solo Residual Jovem* é a camada intermediária que possui aproximadamente 1,3 m de espessura. Nesta camada não há a presença de atividade biológica, mas é possível visualizar raízes capilares (raras) que permanecem somente na parte superior, próximas da transição entre o solo residual. Possivelmente tenham sido limitadas pelo tipo de vegetação dominante na área (pasto/gramínea). Seu matiz dominante é a 7.5YR, alterando do Bruno amarelado ao amarelo-avermelhado (limite com o Saprolito).

Ao longo desta camada não foi encontrada uma estrutura de pedológica definida, sendo o caráter maciço um atributo marcante. Muitas vezes a coleta de amostras foi dificultada por esta característica. Em algumas seções da camada foi possível observar a presença de feições reliquias, muitas vezes visíveis na forma de bolsões de rocha intensamente alterada (**Figura 6.4 A**), nos quais há nitidamente a alteração dos minerais primários, sendo a fração grossa mais predominante nestes bolsões do que no material do seu entorno. Em alguns trechos foi encontrada hidromorfia (**Figura 6.4 B**), possivelmente facilitada pela presença de feições reliquias (juntas) que agora encontram-se completamente intemperizadas.

Figura 6.4: *Solo Residual Jovem*, **A)** Detalhe para o bolsão de rocha intensamente alterada (flechas brancas) e **B)** Hidromorfia (flecha preta) possivelmente favorecida devido a feição reliquiar da rocha. Fonte: Autora, 2019.

As análises granulométricas para esta camada apresentaram certa semelhança em relação aos dados, com destaque para o aumento da concentração de argila nos 3 perfis analisados (L1, C e L2), característica marcante nesta camada.

No perfil Central, ocorreu um aumento dos finos, de 17% argila (1m) para 23,2%(2,3m) e silte de 10% para 15% nas mesmas profundidades (**Figura 6.5**). Como consequência, a fração grossa diminuiu: a areia de 49% (1m) para 40,8% (2,3m) e o cascalho de 24% (1m) para 20,5% (2,3m). Enquanto houve o aumento da argila em L1, de 11,9% (1,3m) para 15% (2,6m), ocorreu o decaimento da fração silte de 22,1% para 17% nas mesmas profundidades. A areia decaiu de 48,9% para 44% e o cascalho aumentou de 17,1% para 24%.

O perfil L2 apresentou-se ligeiramente mais arenoso e cascalhento que os demais, com um aumento de areia de 44% (1m) para 50%(2,3m) e de cascalho de 30% para 32% nas mesmas profundidades. Os finos, por sua vez, apresentaram uma queda, a argila variou de 15% (1m) a 12% (2,3m) chegando a 9% em 2m e o silte de 11% (1m) e 6% (2m e 2,3m) (**Figura 6.5**). A areia grossa foi a fração predominante na camada, nos três perfis (**Tabela 6.2**).

Figura 6.5: Granulometria *Solo Residual Jovem*

Tabela 6.2: Classes de areia – *Solo Residual Jovem*

Prof. (m)	Classes de Areia (%)								
	Lateral 1			Central			Lateral 2		
	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa
1	-	-	-	34,7	28,6	36,7	38,6	29,5	31,8
1,3	37,8	21,9	40,3	37,5	25,0	37,5	31,3	35,4	33,3
1,5	-	-	-	38,3	29,8	31,9	-	-	-
2	42,6	27,7	29,8	16,7	35,7	47,6	21,2	30,8	48,1
2,3	31,8	31,8	36,4	35,3	34,3	30,4	24,0	34,0	42,0
2,6	36,4	29,5	34,1	-	-	-	-	-	-

A microporosidade não apresentou uma tendência específica diretamente ligado a profundidade, porém segue um ligeiro aumento (**Figura 6.6**). O predomínio desta propriedade pode estar ligado ao aumento da concentração de argila associada à ausência de estrutura pedológica.

No perfil Central a micro variou de 26,5% (1m) a 32,3% (2,6m) com um aumento de 37,2% aos 1,3m, enquanto que a macro diminuiu de 18%(1m) e 15,8% (2,6m). Quanto aos perfis Laterais, L1 apresentou 33,3% em 1,3m e 30,1% em 2,3m e um aumento da macroporosidade de 7,4% para 17,2% para os mesmos pontos. Em L2 só houve uma medição de porosidade em 1,3m com registro de 29,9% de macroporosidade e 18% de microporosidade, não sendo possível fazer demais correlações (**Figura 6.6**).

Figura 6.6: Porosidade Solo Residual Jovem

6.3 *Saprolito*

A camada denominada *Saprolito* é a mais profunda e espessa, com aproximadamente 3,5m de espessura. Nela, não há qualquer vestígio de raízes ou atividade biológica. Em sua base é possível encontrar alguns blocos exumados de granito alterado com erosão esferoidal em seu entorno (**Figura 6.7 A**).

Na transição para a rocha alterada se encontram visivelmente as frações mais grossas de todo perfil (**Figura 6.7 B**). Os minerais primários encontram-se em maior concentração e menos alterados em relação as camadas superiores, sendo possível esta constatação devido à visível mudança de tamanho, essencialmente do feldspato. Em certos segmentos foi possível observar algumas feições reliquias da rocha, possivelmente juntas preenchidas por um material de textura fina argilo-siltosa ou silto-argilosa (**Figura 6.8 A**). Diversos fragmentos de rocha intensamente alterados são facilmente vistos envoltos em meio a matriz do saprolito, sendo a coleta de amostras indeformadas muitas vezes afetada por essa característica³ (**Figura 6.8 B**).

Os três perfis possuem certa semelhança granulométrica, de modo geral, apresentando altos teores de areia e de cascalho e conseqüentemente os menores teores de silte e argila. Quanto à porosidade, somente o perfil Central possui dados para análise, ocorrendo o predomínio da macroporosidade, demonstrando assim, uma inversão em relação ao *Solo Residual Jovem*.

³ Algumas amostras inutilizadas

Figura 6.7: Base do Regolito: **A)** Bloco de granito alterado, detalhe para esfoliação esferoidal típicas deste litotipo (flecha vermelha); **B)** Saprolito nos limites com a rocha alterada, detalhe para o predomínio do material mais grosso . Fonte: A) Camila Carou, 2017 e B) Autora, 2019.

Figura 6.8: **A)** Saprolito apresentando feições reliquias, destaque para a junta preenchida com material argilo-siltoso (flecha amarela); **B)** Detalhe para amostra de mão com minerais primários em diferentes estágios de alteração. Foto: Autora, 2019.

As frações grossas apresentaram maior expressividade, sendo L1 a mais cascalhenta com variações de 41,3% (3m) para 48,9% (5m) (**Figura 6.9**). Os perfis C e L2 são os mais arenosos. Em C houve uma variação da areia de 53% (2,6m) para 54% (6m) com um leve aumento de 56% em 5m. L2 possui a maior concentração de areia com 68% (5m). Em consequência do predomínio das frações grossas, a argila obteve os menores percentuais de todo o perfil. L1 apresentou os menores valores, 1,9% (3m), 1,6% (5m) e 4% (4m), o perfil Central entre 10% (2,6m) e 2% (6m) e L2 entre 9% (2,6m) e 8% (5m). Em relação as classes de areia, a areia grossa apresenta maior concentração em ambos perfis e aumentando de acordo com a profundidade (**Tabela 6.3**).

Figura 6.9: Granulometria Saprolito

Tabela 6.3: Classes de areia - Saprolito

Classes de Areia (%)									
Lateral1				Central			Lateral2		
Prof. (m)	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa	Fina	Média	Grossa
2,6	-	-	-	34,7	28,6	36,7	38,6	29,5	31,8
3	27,9	28,9	43,2	25,0	35,4	39,6	23,1	32,7	44,2
4	29,8	29,8	40,4	35,7	33,9	30,4	19,0	27,6	36,2
5	25,1	27,4	47,5	24,5	32,1	43,4	19,1	33,8	47,1
6	-	-	-	24,1	25,9	50,0	-	-	-

A macroporosidade predominou com tendência de aumento com a profundidade. Seu maior percentual foi 31% (3m), chegando a 28% (5m) (**Figura 6.10**). O predomínio da macroporosidade nesta camada pode estar intimamente ligado ao tamanho dos grãos dominantes nesta profundidade, no caso a fração grossa, que favorecem o aparecimento da macroporosidade. Nos demais perfis, L1 e L2, não há dados para comparação.

Figura 6.10: Porosidade perfil Central - *Saprolito*

Na base rochosa do perfil foram realizados testes com o Martelo de Schmidt (Esclerômetro). A base granítica apresentou-se alterada com presença de esfoliação esferoidal no entorno do núcleo duro dos blocos. Os valores para o martelo de Schmidt variaram de 20 a 48 (**Figura 6.11**) no núcleo rochoso duro e nas áreas no limite entre o saprolito e a rocha alterada os valores foram próximos de zero, ou não houve rebote do equipamento, bem como nas áreas de esfoliação esferoidal.

A base do perfil é constituída pela *fácies a* do granito Itaóca parcialmente exposto e os valores encontrados para o martelo de Schmidt apontam, segundo a G.C.O.(1988) *Rocha Moderadamente Alterada* (classe III), apresentando uma mudança da cor original, porém a textura e microestrutura da rocha permanecem preservadas; A ponta do martelo do geólogo arranha ligeiramente a massa de rocha e as partes grandes são mal quebradas se a rocha é golpeada pela cabeça do martelo; Menos do que 35% do material rochoso está decomposto e/ou desintegrado em solo; cor bruno-amarelada.

Figura 6.11: Boxplot com valores do martelo de Schmidt.

6.4 Propriedades Físicas e a Instabilidade das Encostas

Com base nos resultados obtidos⁴ foi possível a delimitação de camadas com distintos atributos em relação as propriedades físicas analisadas (textura, estrutura e porosidade), demonstrando como o avanço do intemperismo é capaz de zonear manto de alteração (DEERE; PATTON, 1971; GUIDICINI; NIEBLE, 1984; OLLIER, 2010).

O típico perfil de alteração para Itaóca foi descrito com as características mais relevantes encontradas (**Figura 6.12**). O padrão variável das propriedades físicas do perfil revela, provavelmente, um intemperismo não uniforme com a profundidade. Estas diferenças geram características geomecânicas próprias de cada camada. Com isso, o perfil poderá responder de maneira heterogênea em relação ao comportamento da infiltração e da percolação da água da chuva. Como exemplo inicial, as características morfológicas presentes no *Solo Residual Maduro* (estrutura em blocos subangulares) apresentam uma maior eficiência na drenagem interna do perfil em relação ao *Solo Residual Jovem* (estrutura maciça).

⁴ Como mencionado no capítulo anterior, as discussões foram baseadas no perfil central devido à completude de seus dados (sem perdas de amostras ao longo do perfil), possibilitando assim uma discussão mais ampla.

Figura 6.12: Perfil de alteração típico em granito com as características mais significativas encontradas em Itaóca (SP). Org.: Autora, 2020.

Cerri et al. (2020) ao caracterizar os perfis de solo ao longo de uma topossequência sob gnaisses em Caraguatatuba, apontam o papel da estrutura do solo e sua influência no comportamento hídrico no perfil. Os autores indicam que no horizonte C (Residual Jovem) predomina o caráter maciço ao longo da topossequência, enquanto que o horizonte B (Residual Maduro), apresenta estruturas distintas de acordo com sua posição na encosta. Na alta encosta, o horizonte B não apresenta o desenvolvimento de unidades estruturais (peds), ao passo que na baixa encosta apresenta estrutura em blocos subangulares (B 1), e no horizonte abaixo (B 2) possui estrutura maciça à granular fina.

Os resultados encontrados por Cerri et al. (2020) são similares aos descritos nesta pesquisa, uma vez que o caráter maciço e argiloso no horizonte C dificultaria a percolação da água, favorecendo seu acúmulo e aumento da poropressão. Sidle e Bogaard (2016) também

apontam que o aumento da poropressão se dá essencialmente devido a uma camada mais permeável acima de uma menos permeável, causando rupturas em resposta rápida a infiltração da água da chuva.

As camadas, mesmo arenosas (>45%), apresentaram-se completamente distintas em relação a fração argila. O *Solo Residual Maduro* possui valores médios para argila por volta de 12%, já o *Solo Residual Jovem* com 18% sendo a mais argilosa do perfil. A menor média, 7%, foi encontrada na camada inferior e mais profunda (*Saprolito*). Em contrapartida, a fração >2 mm aumentou com a profundidade e suas maiores concentrações encontram-se no *Saprolito*, com média de 31%. (**Figura 6.13**).

Figura 6.13: Médias granulométricas do perfil central

No Japão, Watakabe e Matsushi (2019) compararam áreas instáveis em diferentes litologias e, para as áreas graníticas uma cicatriz foi analisada. Para os granitos, o perfil no geral é muito arenoso (60%-80%) e as camadas superficiais predominam os finos (20%-40%). Os autores indicam que a alta permeabilidade dos solos graníticos arenosos permite que a água da chuva rapidamente chegue a ao saprolito (menos permeável) e desenvolva uma zona saturada. O perfil estudado também apresenta teores de areia elevados (41%-56%), este fato em associação com a fração grossa (19%-38%) também pode favorecer a permeabilidade (**Figura 6.14**).

Figura 6.14: Perfil Central Completo. Org. Autora, 2020

Kitutu et al. (2009) levantaram diversos perfis próximos a cicatrizes e os comparou com áreas estáveis em diferentes litologias em Uganda. De maneira geral, nas áreas graníticas e próximas as cicatrizes possuem a tendência de aumento da argila com a profundidade, 26 % (0,30 m) a 39% (1,3m+), enquanto a areia (21% - 13%) e silte (53% - 49%) diminuem respectivamente. Esta tendência de aumento de argila com a profundidade também foi observada no perfil de estudo até o *Residual Jovem*, posteriormente a fração argila diminui gradualmente (**Figura 6.14**).

Avelar et al. (2013) caracterizaram os materiais envolvidos nos escorregamentos rasos ocorridos no evento de 2011 na Serra do Mar (RJ), e para os de origem granítica as rupturas mais comuns se encontram entre 0,5m e 2m de profundidade, geralmente dentro do próprio saprolito. Segundo os autores, a textura para o saprolito rosa (16% argila, 35% silte, 46% areia, 3% cascalho) se aproxima dos valores do *Residual Jovem*, porém o perfil analisado apresenta maiores conteúdos de cascalho e menores de silte em comparação com aqueles encontrados por

Avelar et al. (2013). Este fato pode estar relacionado com diferenças na litologia (forte presença de fenocristais no granito Itaóca), e/ou disparidades no intemperismo entre os materiais.

Ao descrever uma cicatriz na bacia do Gurutuba, Carou (2019) encontrou uma tendência de aumento de areia (62% a 71%) e diminuição de argila até 1 m (12% a 7%). Esta mesma tendência foi observada somente no *Residual Maduro*, pois no *Residual Jovem* houve processo inverso com aumento de argila e diminuição de areia (**Figura 6.14**).

A autora também indica que a estrutura em blocos subangulares é predominante para os horizontes mais superficiais, enquanto que a maciça se torna mais presente com a profundidade. De forma similar, nesta pesquisa, a estrutura em blocos subangulares prevaleceu mais superficialmente e a maciça já se encontra presente na transição entre *Residual Maduro*/*Residual Jovem*, predominando totalmente no *Residual Jovem*.

As maiores concentrações de finos (Argila+ Silte) se encontram no *Residual Jovem*, variando de 27% a 39%, bem como as maiores concentrações de argila ao longo de todo perfil (**Figura 6.14**). Para uma amostragem no morro do Tinga (Caraguatatuba), Colângelo (2012) associou a coesão mais elevada do solo as maiores concentrações de finos, cerca de 72% e em sua maior parte constituída por argilas. De modo similar, o *Residual Jovem* pode apresentar uma maior coesão e resistência a penetração de água em relação as demais camadas, absorvendo-a mais lentamente.

No solo *Residual Jovem* a microporosidade prevalece em toda a camada. Tal característica pode estar ligada às altas concentrações de argila em associação com estrutura maciça. Mendes et al. (2015), ao analisar perfis de solo em Ubatuba, apontam a importância que a tipologia e a distribuição dos poros exercem na retenção de água no solo, e consequentemente na dinâmica da água no perfil. Os autores também destacam que a retenção de água nem sempre está relacionada diretamente com as características mineralógicas e texturais do solo, mas com aspectos como a distribuição de macro e microporos.

A porosidade total variou de 43% a 61% ao longo do perfil (**Figura 6.14**), esta propriedade é apontada por alguns autores como não tendo uma relação clara e/ou direta com as demais frações do solo e com as variações de K_{sat} (VIEIRA; FERNANDES, 2004; VIEIRA et al., 2015).

A princípio os baixos valores de K_{sat} podem estar ligados ao teor de argila do material, entretanto, a textura não deve ser o único parâmetro a ser analisado quando se trata de permeabilidade. Vieira e Fernandes (2004), ao avaliarem cicatrizes de escorregamentos,

indicaram que os baixos valores da K_{sat} , assim como sua variação, estavam relacionados às oscilações de argila e aos valores de microporosidade e a macroporosidade.

Na serra do mar na região de Caraguatatuba, Gomes e Vieira (2016) encontraram significativas descontinuidades hidráulicas entre 1m e 2,5m de profundidade, mostrando uma relação direta com a porosidade e a textura do solo. Em uma das cicatrizes, o aumento da K_{sat} , de 10^{-6} m s^{-1} (0,25 m) a 10^{-5} m s^{-1} (2,5 m), foi acompanhado pelo aumento da macroporosidade (18% a 29%) e do conteúdo de areia 40 % para 57%.

Como foram mensurados somente dois valores de K_{sat} em profundidade, não foi possível avaliar as possíveis descontinuidades hidráulicas com maior precisão ao longo do perfil, apenas estimar o local das possíveis descontinuidades hidráulicas por meio da literatura e das demais propriedades físicas analisadas. Portanto, fazendo uma correlação entre a K_{sat} e as propriedades físicas no perfil estudado, duas descontinuidades hidráulicas em potencial ocorreriam no contato *Residual Maduro/ Residual Jovem* (1m) e entre o *Residual Jovem/Saprolito* (2,6m), devido principalmente as diferenças de textura, estrutura e porosidade entre as camadas.

Estas mudanças nas propriedades físicas em profundidade podem condicionar descontinuidades hidráulicas significativas. Outros trabalhos também realizados na Serra do Mar apontam estas possíveis descontinuidades também convergem com as profundidades indicadas pela literatura, entre 1m e 2,5m, como sendo uma zona passível de ruptura, que é a área onde se encontram as K_{sat} mais significativas (WOLLE, 1988; FERNANDES et al., 2001; VIEIRA; FERNANDES, 2004; GOMES; VIEIRA, 2016).

Ao analisar o talude como um todo, é possível observar que as mudanças mais significativas nas propriedades ocorreram nos 3 perfis no contato entre as camadas (**Figura 6.15**). No contato *Residual Maduro/ Residual Jovem*, há uma mudança brusca com redução da macroporosidade e aumento da microporosidade acompanhado pelo aumento da fração argila. Já no contato *Residual Jovem/Saprolito*, ocorre o inverso, um aumento da macroporosidade, diminuição (quase ausência) da fração argila, e aumento da fração grossa, possivelmente condicionando uma K_{sat} mais alta.

É importante ressaltar, que o predomínio da microporosidade nos perfis laterais do *Solo Residual* não puderam ser aqui explicados pela textura e/ou estrutura do solo dominante, podendo ter sofrido influência de outros fatores tais como a morfologia e/ou posição na encosta.

Figura 6.15: Comparação dos 3 perfis no talude, Localização do talude UTM (22 S 720514 mE / 7272323 mS). Org.: Autora, 2019.

Na Serra do Mar, boa parte das rupturas dos escorregamentos rasos encontra-se principalmente no contato entre as camadas mais desenvolvidas do solo (Residual Maduro) e a rocha alterada (Residual Jovem) (CRUZ, 1974; DE PLOEY; CRUZ, 1979). Assim como verificado nesta pesquisa, tais rupturas são geradas essencialmente pelas diferenças texturais, estruturais e descontinuidades de caráter mecânico na transição entre estas camadas (COLÂNGELO, 2012).

A concentração de argila associada a outras propriedades físicas (textura, estrutura e porosidade) possibilitam o surgimento de diferenças da permeabilidade entre as camadas, interferindo no fluxo de água do perfil. As diferenças texturais e permoporosas podem causar instabilidades durante um período chuvoso e consequentemente escorregamentos (WATAKABE; MATSUSHI, 2019).

Matsushi et al (2006) em estudos sobre encostas com diferentes litologias e permeabilidades no Japão, concluíram que as diferenças de permeabilidades em profundidade causam as instabilidades. Estas diferenças de permeabilidade, neste caso, estavam ligadas essencialmente a litologia e seu reflexo principalmente na constituição textural do material. O perfil sob o lamito (*mudstone*) apresentou os maiores teores de argila e silte (12,4% e 43,7% respectivamente) e consequentemente uma menor permeabilidade. Já o perfil sob o arenito (*sandstone*) apresentou o maior teor de areia e menor de argila (84,3% e 5,6% respectivamente) e uma permeabilidade maior em relação aos perfis sob o lamito (**Figura 6.16**).

Nesta pesquisa os valores encontrados para K_{sat} foram muito baixos 10^{-7} ms^{-1} (0,5m) e 10^{-6} ms^{-1} (1m) fato este que pode estar ligado ao alto teor de argila em ambos pontos de coleta (17%). As mudanças de permeabilidade entre as camadas do solo podem causar escorregamentos conforme apontaram Furian et al (1999) em seus estudos na Serra do Mar paulista.

Figura 6.16: Condutividade hidráulica em diferentes profundidades e litologias conforme aponta Matsushi et al. (2006).

Para os escorregamentos rasos em solos residuais, Deere e Patton (1971) apresentam dois tipos de rupturas mais comuns: Aquelas que ocorrem na parte superior no solo residual (**Figura 6.17 A**) e outras ligadas às juntas/estruturas reliquias (**Figura 6.17 B**). Na primeira situação, os autores apontam que, durante períodos intensos de chuva, o aumento da poro-pressão nos limites entre os horizontes pedológicos e o saprolito geram a instabilização e consequentemente a ruptura. Já na segunda situação, as rupturas se desenvolvem ao longo dos planos de fraqueza encontrados no interior do saprolito, rocha alterada ou pouco alterada (DEERE; PATTON, 1971). Os planos de fraqueza podem ser formados por juntas, fraturas ou juntas relictas preservadas no saprolito. Os autores ainda afirmam que este tipo de escorregamento pode ser mais grave que o primeiro, pois é comum uma maior mobilização de material.

Figura 6.17: Rupturas no talude de corte. **A)** Solo residual; **B)** Solo Residual Jovem Modificado de Deere e Patton (1971).

As observações de campo indicaram que as cicatrizes próximas ao talude avaliado possuem por volta de 1m de profundidade. Fato este também constatado por Lin (2015) que realizou a análise de uma cicatriz próxima e verificou que a mesma possui uma largura de 10 m, comprimento de 8 m e uma profundidade média de 1m, com um volume estimado de material mobilizado de 80 m³ (**Figura 6.18**).

Esta profundidade, aproximadamente 1m, converge com o limite das camadas *Residual Maduro/ Residual Jovem*, ou seja, do material mais desenvolvido com o material menos desenvolvido (**Figura 6.19**). Nesta profundidade como já apontado, foram encontradas as mudanças nas propriedades físicas mais significativas, onde possivelmente as descontinuidades permoporosas favoreceram o surgimento de descontinuidades hidráulicas e rupturas.

Tais características também convergem com o trabalho de Wolle (1988) . O autor indica que para os trechos de alta e média encosta em Cubatão as superfícies de ruptura predominantemente se encontram na base da camada do solo superficial, que possui por volta de 1m de espessura.

Figura 6.18: Cicatriz estudada por Lin (2015). **A)** Visão geral da localização da cicatriz próxima ao talude de corte **B)** Vista de chão das dimensões aproximadas da cicatriz. Fonte: A) Google Earth imagem (2014) B) Gramani (2015).

Figura 6.19: Contato entre as camadas e possível limite de ruptura (linha pontilhada branca). Diferenças estruturais/ morfológicas e de cor entre **A)** Residual Maduro e **B)** Residual Jovem. Org.: Autora, 2020.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização do perfil de alteração mostrou-se como uma importante ferramenta na compreensão dos processos de escorregamentos rasos, uma vez que se observou como as propriedades físicas do solo podem interferir no comportamento hidrológico do perfil de alteração, sobretudo durante eventos intensos de precipitação pluviométrica.

Por meio da análise dos dados foi possível delimitar 3 camadas (*Solo Residual*, *Solo Residual Jovem* e *Saprolito*). Os resultados indicaram que as descontinuidades estruturais, texturais e porosas entre o *Solo Residual Maduro* e o *Solo Residual Jovem* favorecem o surgimento de descontinuidades hidráulicas. A água percolaria com maior facilidade no *Residual Maduro*, porém teria certa dificuldade no *Residual Jovem* devido as diferenças entre seus atributos físicos, facilitando a formação de uma zona saturada e surgimento de poropressões positivas contribuindo com a instabilização.

Espera-se que com esses resultados seja possível compreender melhor o papel das propriedades físicas do solo no desencadeamento dos escorregamentos rasos, bem como a evolução dos perfis de alteração em granitos no meio tropical úmido (Serra do Mar). Esta pesquisa poderá contribuir na disponibilidade de dados de solos envolvidos em escorregamentos rasos na região do Vale do Rio Ribeira (trecho sul da Serra do Mar paulista), podendo também ser útil em estudos de modelagem numérica destes mecanismos e processos. Acredita-se que estudos de planejamento do uso do solo, mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos entre outros possam ser complementados com os dados aqui expostos.

Por fim, recomenda-se que estudos futuros sejam realizados dentro da mesma bacia, em áreas instáveis (cicatrizes de escorregamentos) com objetivo de auxiliar na análise das propriedades físicas do solo. Sugere-se também que os ensaios de condutividade hidráulica saturada sejam realizados em diferentes pontos e profundidades ao longo da bacia, afim de delimitar com maior acurácia o comportamento hidrológico e possíveis descontinuidades hidráulicas destes solos.

8 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135–150, 1998.
- ARAÚJO, G. A. D. M. DE; LIBARDI, P. L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 37, n. 5, 2013.
- AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico geotécnica voltada à estabilização de encostas uma proposta metodológica. 1992, Rio de Janeiro, RJ: [s.n.], 1992. p. 721–733.
- AVELAR, A. S. *et al.* Mechanisms of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. 2013, [S.l: s.n.], 2013. p. 265–270.
- BARATA, F. E. Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro. 1969, México: [s.n.], 1969. p. 507–516.
- BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. *Key Concepts in Geomorphology*. 1. ed. New York, EUA: W. H. Freeman and Company Publishers, 2014.
- BORRELLI, L. *et al.* Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, southern Italy). *Catena*, v. 113, p. 325–340, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.08.014>>.
- BORRELLI, L.; GRECO, R.; GULLÀ, G. Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities: Reconnaissance and control procedures. *Geomorphology*, v. 87, n. 3, p. 158–175, jun. 2007. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X06003485>>.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. *A natureza e a propriedade dos solos*. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.
- BRAND, E. W. W.; PREMCHITT, J.; PHILLIPSON, H. B. B. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. 1984, Toronto: Canadian Geotechnical Society, 1984. p. 276–284.
- BROLLO, M. J. *et al.* Itaoca (SP): Histórico de acidentes e desastres relacionados a perigos geológicos. *14º Simpósio de Geologia do Sudeste (GEOSUDESTE)*, p. 6, 2015.
- BROOKS, S. M. Slopes and slope processes: Research over the past decade. *Progress in Physical Geography*, v. 27, n. 1, p. 130–144, 2003.
- BUYUKSAGIS, I. S.; GOKTAN, R. M. The effect of Schmidt hammer type on uniaxial compressive strength prediction of rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 44, n. 2, p. 299–307, 2007.
- CALCATERRA, D.; PARISE, M. Landslide types and their relationships with weathering in a Calabrian basin, southern Italy. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 64, n. 2, p. 193–207, 2005.
- CALCATERRA, D.; PARISE, M. Weathering as a predisposing factor to slope movements: an introduction. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, v. 23, n. 1, p. 1–4, 2010. Disponível em:

<<http://egsp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/EGSP23.1>>.

CAROU, C. B. *Mineralogia do Granito Itaóca e sua Relação com a Suscetibilidade a Escorregamentos Rasos na bacia do Rio Gurutuba*. 2019. 165 f. Universidade de São Paulo, 2019.

CAROU, CAMILA BERTAGLIA *et al.* Inventário dos Escorregamentos da Bacia do Rio Gurutuba, Vale do Ribeira (SP). *Geography Department University of Sao Paulo*, n. spe, p. 172, 27 jun. 2017. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/133377>>.

CERRI, R. I. *et al.* The assessment of soil chemical, physical, and structural properties as landslide predisposing factors in the Serra do Mar mountain range (Caraguatatuba, Brazil). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 7 abr. 2020. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10064-020-01791-1>>.

CHE, V. B. *et al.* Geotechnical and mineralogical characterisation of soils from landslide scars and inferred sliding mechanism: Case of Limbe, SW Cameroon. *Landslide Science and Practice: Global Environmental Change*, v. 4, p. 43–49, 2013. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-31337-0>>.

CHIGIRA, M. *et al.* Landslides in weathered granitic rocks in Japan and Malaysia. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, n. 57, p. 1–6, 2011.

COELHO-NETTO, A. L.; AVELAR, A. S. DE S.; LACERDA, W. A. Landslides and Disasters in Southeastern and Southern Brazil. *Developments in Earth Surface Processes*. [S.l.: s.n.], 2009. v. 13. p. 223–243. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0928202508100128>>.

COLÂNGELO, 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 - Volume Especial*, n. 2012, p. 112–129, 2012.

CRUZ, O. *A serra do mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP - Contribuição à Geomorfologia Litorânea Tropical*. 1974. 181 f. Universidade de São Paulo, 1974.

CRUZ, O. Contribuição geomorfológica ao estudo de escarpas da serra do mar. *Revista do Instituto Geológico*, v. 8–11, n. 1, p. 9–20, 1990. Disponível em: <<http://www.gnresearch.org/doi/10.5935/0100-929X.19900002>>.

CRUZ, O. Studies on the Geomorphic Processes of Overland Flow and Mass Movements in the Brazilian Geomorphology. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 504–507, 2000.

DE BLASIO, F. V. *Introduction to the Physics of Landslides*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2011. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-94-007-1122-8>>.

DE PLOEY, J.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *CATENA*, v. 6, n. 2, p. 111–122, set. 1979. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0341816279900018>>.

DEERE, D. U.; PATTON, F. D. Slope stability in residual soils. 1971, San Juan, Puerto Rico: American Society of Civil Engineers, 1971. p. 87–170.

DIAS, H. C.; DIAS, V. C.; VIEIRA, B. C. Condicionantes Morfológicos e Geológicos dos Escorregamentos Rasos na Bacia do Rio Santo Antônio, Caraguatatuba/SP. *Revista do Departamento de Geografia -USP - Volume Especial*, v. 8, n. spe, p. 157, 2017.

DURGIN, P. B. Landslides and the weathering of granitic rocks. *Reviews in Engineering Geology - Geological Society of America*, v. 3, p. 127–131, 1977.

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D.; TAN, K. A. *Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses*. [S.l: s.n.], 1989

FALEIROS, F. M.; MORAIS, S. M.; VICENTE, S. C. *Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-BV*. São Paulo: [s.n.], 2012. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/11366>>.

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*. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 123–181.

FERNANDES, NELSON FERREIRA *et al.* Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 2, n. 1, p. 51–71, 19 dez. 2001. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/8>>.

FURIAN, S. *et al.* Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil. *Geoderma*, v. 106, n. 1–2, p. 83–100, 2002.

FURIAN, S.; BARBIÉRO, L.; BOULET, R. Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. *Catena*, v. 38, n. 1, p. 65–83, nov. 1999. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816299000156>>.

GEOTECHNICAL CONTROL OFFICE; G.C.O. - GEOTECHNICAL CONTROL OFFICE. *Guide to Rock and Soil description*. Hong Kong: Civil Engineering Department, 1988.

GOMES, M. C. V.; VIEIRA, B. C. Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 60, n. 1, p. 53–65, 1 mar. 2016. Disponível em: <<http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article&issn=0372-8854&volume=60&issue=1&spage=53>>.

GRAMANI, M. F.; MARTINS, V. T. S. Debris flows occurrence by intense rains on January 13, 2014 at Itaoca city, São Paulo, Brazil: Impacts and Field observations. *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*. [S.l.]: CRC Press, 2016. v. 2. p. 1011–1019. Disponível em: <<https://www.taylorfrancis.com/books/9781498788076/chapters/10.1201/9781315375007-110>>.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. *Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação*. 2. ed. São Paulo: Editora Blücher, 1984.

GULLÀ, G. *et al.* Geotechnical and mineralogical characterization of fine grained soils affected by soil slips. *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future*, n. July 2014, p. 373–379, 30 jun. 2008. Disponível em: <<http://www.crcnetbase.com/doi/abs/10.1201/9780203885284-c36>>.

GUZZETTI, F. *et al.* The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides*, v. 5, n. 1, p. 3–17, 2008.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. The landslide handbook—A guide to understanding

landslides. *US Geological Survey Circular*, p. 129, 2008. Disponível em: <<https://pubs.usgs.gov/circ/1325/>>.

IETTO, F.; PERRI, F.; CELLA, F. Geotechnical and landslide aspects in weathered granitoid rock masses (Serre Massif, southern Calabria, Italy). *Catena*, v. 145, p. 301–315, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.027>>.

IETTO, FABIO; PERRI, F.; CELLA, F. Weathering characterization for landslides modeling in granitoid rock masses of the Capo Vaticano promontory (Calabria, Italy). *Landslides*, v. 15, n. 1, p. 43–62, 13 jan. 2018. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10346-017-0860-5>>.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. . São Paulo: [s.n.], 1981.

IRFAN, T. Y. Structurally controlled landslides in saprolitic soils in Hong Kong. *Geotechnical and Geological Engineering*, v. 16, n. 3, p. 215–238, 1998.

IRFAN, T. Y.; WOODS, N. W. The influence of relict discontinuities on slope stability in saprolitic soils. *Proceedings of the Second International Conference on Geomechanics in Tropical Soils*, v. 27, n. 1, p. 267– 76., 1988.

KITUTU, M. G. *et al.* Influence of soil properties on landslide occurrences in Bududa district, Eastern Uganda. *African Journal of Agricultural Research*, v. 4, n. 7, p. 611–620, 2009. Disponível em: <<https://academicjournals.org/journal/AJAR/article-abstract/EEBFB7235056>>.

LIN, C. C. *Levantamento das cicatrizes de deslizamento ocorridas na bacia do rio Gurutuba-SP, e correlações com parâmetros físicos*. 2015. 56 f. Universidade de Campinas, 2015.

LUMB, P. Slope failures in Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 8, n. 1, p. 31–65, 1975.

MATSUSHI, Y.; HATTANJI, T.; MATSUKURA, Y. Mechanisms of shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks in the Boso Peninsula, Japan. *Geomorphology*, v. 76, n. 1–2, p. 92–108, jun. 2006. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X05003375>>.

MELLO, I. S. C. *Geologia e Estudo Metalógenético do Granito Itaóca, Vale do Ribeira, SP*. 1995. 188 f. Universidade de São Paulo, 1995. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-12112015-141022/en.php>>.

MELLO, I. S. DE C.; BETTENCOURT, J. S. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaóca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 3, p. 269–284, 1998.

MENDES, R. M.; MARINHO, F. A. M.; VALÉRIO FILHO, M. Capacidade de retenção de água em solos da Serra do Mar, SP. *Revista do Instituto Geológico*, v. 36, n. 1, p. 21–34, 2015. Disponível em: <<http://www.gnresearch.org/doi/10.5935/0100-929X.20150002>>.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, v. 34, n. 3, p. 963–969, jun. 2004. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-84782004000300052&lng=pt&tlng=pt>.

MIGON, P. *Granite Landscapes of the World*. 1. ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/978-90-481-3055-9>>.

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, 17 maio 2015. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10064-014-0622-8>>.

OLIVEIRA, M. R. P. DE; CARVALHO VIEIRA, B.; ROSS, J. L. S. Suscetibilidade Morfológica e Geológica aos Escorregamentos no Planalto de Paraitinga-Paraibuna (SP). *Geography Department University of Sao Paulo*, p. 93–106, set. 2018.

OLLIER, C. D. Very deep weathering and related landslides. *Geological Society Engineering Geology Special Publication*, v. 23, n. 1, p. 5–14, 2010. Disponível em: <<http://egsp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/EGSP23.2>>.

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

PERRI, F. *et al.* Weathering processes affecting granitoid profiles of Capo Vaticano (Calabria, southern Italy) based on petrographic, mineralogic and reaction path modelling approaches. *Geological Journal*, v. 51, n. 3, p. 368–386, 2016.

PINTO, C. S. *Curso Básico de Mecânica dos Solos*. 3. ed. São Paulo: [s.n.], 2006.

REYNOLDS, W. D. *et al.* A reexamination of the constant-head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Science*, v. 36, n. 4, p. 250–268, 1983.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. *In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the guelph permeameter*. *Soil Science*. [S.l.: s.n.], 1985a

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the guelph permeameter. *National Water Association Conference on Characterization and Monitoring of Vadose (Unsaturated) Zone*, p. 25, 1985b.

RIBEIRO, D. *et al.* Propriedades Físicas do Solo, Influenciadas pela Distribuição de Poros, de Seis Classes de Solos da região de Lavras - MG. *Ciências Agrotecnológicas*, v. 31, n. 4, p. 1167–1175, 2007.

ROSS, J. L. S. A morfogênese da bacia do Ribeira do Iguape e os sistemas ambientais. *GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)*, v. 12, n. 12, p. 21–46, 2002.

ROSSI, M. Mapa pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado. *Instituto Florestal*, v. 1, n. 211, p. 118, 2017.

SELBY, M. J. *Hillslope materials and processes*. [S.l.]: Oxford University Press, 1993a.

SELBY, M. J. Mass Wasting of Soils. *Hillslope Materials and Processes*. 2. ed. Oxford: Oxford University Press, 1993b. p. 249–355.

SIDLE, R. C.; OCHIAI, H. *Landslides: Processes, Prediction, and Land Use*. 18. ed.

Washington, DC: American Geophysical Union's (AGU), 2006.

SIDLE, ROY C. *et al.* *Hillslope Stability and Land Use*. 2. ed. Washington, DC: American Geophysical Union's Water Resources, 1985.

SIDLE, ROY C.; BOGAARD, T. A. Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth-Science Reviews*, v. 159, p. 275–291, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.013>>.

SOTO, M. A. A. *Estudo da condutividade hidráulica em solos não saturados*. 1999. 123 f. Universidade de São Paulo, 1999. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18132/tde-12062018-163542/pt-br.php>>.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology*. New York, EUA: [s.n.], 2013.

TATIZANA, C. *et al.* Análise de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos - Serra do Mar - Município de Cubatão. 1987, São Paulo: ABGE- Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1987. p. 225–237.

TOBE, H.; CHIGIRA, M. Causes of Shallow Landslides of Weathered Granitic Rocks — From the View Point of Weathering Styles and Petrologic Textures. *Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides*, p. 493–501, 2006. Disponível em: <http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/2006_2_493.pdf>.

VARGAS, M. História dos conhecimentos geotécnicos: Serra do Mar. In: FALCONI, N. J. (Org.). *Solos do Litoral de São Paulo*. São Paulo: Ass.Br. Mec dos Solos - Núcleo Reg São Paulo - ABMS, 1994. p. 1–15.

VAZ, L. F. Classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração de rocha em regiões tropicais. *Solos e Rochas*, v. 19, n. 2, p. 117–136, 1996.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F. Landslides in Rio de Janeiro: The role played by variations in soil hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*, v. 18, n. 4, p. 791–805, mar. 2004. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1363>>.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; FILHO, O. A. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 10, n. 9, p. 1829–1837, 6 set. 2010. Disponível em: <<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/1829/2010/>>. Acesso em: 20 maio 2020.

VIEIRA, B. C.; RAMOS, H. Aplicação Do Modelo Shalstab Para Mapeamento Da Suscetibilidade a Escorregamentos Rasos Em Caraguatatuba, Serra Do Mar (Sp). *Revista do Departamento de Geografia*, v. 29, n. 2015, p. 161–174, 2015.

VIEIRA, BIANCA CARVALHO; FERREIRA, F. S.; GOMES, M. C. V. Propriedades Físicas e Hidrológicas dos Solos e os Escorregamentos Rasos na Serra do Mar Paulista. *Raega - O Espaço Geográfico em Análise*, v. 34, p. 269–287, 23 set. 2015. Disponível em: <<http://revistas.ufpr.br/raega/article/view/40739>>.

WATAKABE, T.; MATSUSHI, Y. Lithological controls on hydrological processes that trigger shallow landslides: Observations from granite and hornfels hillslopes in Hiroshima, Japan. *Catena*, v. 180, n. September 2018, p. 55–68, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.010>>.

WERNICK, E.; PENALVA, F. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 8, p. 113–133, 1978.

WIEGAND, C. *et al.* Geomorphology Regolith structure analysis — A contribution to understanding the local occurrence of shallow landslides (Austrian Tyrol). *Geomorphology*, v. 183, p. 5–13, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.027>>.

WOLLE, C. M. *Análise dos escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encosta*. 1988. 406 f. Universidade de São Paulo, 1988.

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

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Taludes Naturais. In: FALCONI, F. F.; JUNIOR, A. N. (Org.). *Solos do Litoral de São Paulo*. São Paulo: [s.n.], 1994. p. 180–203.