UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Física

Fabiana Souza Ferreira

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DAS PROPRIEDADES
FÍSICAS DO SOLO NA DEFLAGRAÇÃO DOS
ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS RASOS NA
SERRA DO MAR (SP)

São Paulo
2013

VERSÃO REVISADA

Fabiana Souza Ferreira

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DAS PROPRIEDADES
FÍSICAS DO SOLO NA DEFLAGRAÇÃO DOS
ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS RASOS NA
SERRA DO MAR (SP)

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

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Bianca Carvalho Vieira

Área de concentração: Geografia Física

Linha de Pesquisa: Estudos interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia

Agência Financiadora: CNPQ

São Paulo
2013

VERSÃO REVISADA

FICHA CATALOGRÁFICA

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

Ferreira, Fabiana Souza

Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP)/ Fabiana Souza Ferreira; Orientadora: Bianca Carvalho Vieira – São Paulo, 2013.
112f.; Il.

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

1. Geomorfologia. 2. Escorregamentos translacionais rasos. 3. Propriedades físicas do solo. 4. Fatores condicionantes.
- I. Vieira, Bianca Carvalho. II. Universidade de São Paulo – Programa de Pós-graduação em Geografia Física. III. Título de Mestre.

Fabiana Souza Ferreira	ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DAS PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO NA DEFLAGRAÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS RASOS NA SERRA DO MAR (SP)		Mestrado FFLCH 2013
------------------------------	--	--	---------------------------

Fabiana Souza Ferreira

**Análise da influência das propriedades físicas do solo
na deflagração dos escorregamentos translacionais
rasos na Serra do Mar (SP)**

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

Banca Examinadora

Prof^a. Dra. Bianca Carvalho Vieira (Orientadora)
Departamento de Geografia
Universidade de São Paulo– USP

Prof^a. Dra. Maria Cristina Perusi
Universidade Estadual Paulista – Campus Experimental de Ourinhos

Prof^o. Dr. Rodolfo Moreda Mendes
Instituto Geológico do Estado de São Paulo - IG

Dedico este trabalho a Pitanga Maria por todo carinho e compreensão durante os dezoito anos que estive ao meu lado.

AGRADECIMENTOS

E eis que 3 anos se passaram e concluo mais uma etapa na minha vida. Desenvolver uma dissertação para alguns parece uma tarefa simples. Basta escolher um tema, definir alguns objetivos e métodos e encontrar resultados. Definitivamente não foi! Foram momentos de inevitável solidão, mas que, no entanto, se alternaram com manifestações de muita amizade e companheirismo. É em nome dessa amizade que quero agradecer a todos de coração e sem distinção.

Agradeço, em primeiro lugar, uma pessoa que me acolheu, mesmo não sabendo das minhas potencialidades e limitações e mesmo assim me recebeu de braços abertos, acompanhando-me de perto e de longe. Obrigada de coração Bianca Carvalho Vieira por todos os ensinamentos, broncas e momentos de descontração, sem você essa dissertação não seria possível e saiba que você foi responsável por várias mudanças maravilhosas em minha vida. Obrigada!

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

A todo corpo técnico do Instituto Geológico de São Paulo que abriu as portas para que meus ensaios fossem realizados.

A Maria Cristina Perusi e Rodolfo Moreda Mendes pelas fundamentais e valiosas contribuições durante o processo de qualificação dessa dissertação.

A Marcelo Gramani por todos os pitacos acadêmicos, momentos de descontração e alegria.

A Rodrigo Augusto Stabile, sempre atento as minhas dificuldades e pronto a ajudar; Maria Carolina Villaça Gomes, companheira de campo, haja disposição para realizar suas tarefas; Evandro Daniel, sempre gentil e carinhoso e com um lindo coração que aos poucos foi conquistando seu espaço; Roger Biganzolli, obrigada pelos seus ouvidos, força e garra; Henrique Ramos, sempre apto a me ajudar; Viviane Dias Alves Portela que se tornou uma grande amiga.

Um agradecimento mais do que especial a Tullius Dias Nery, Fabrizio de Luiz Rosito Listo e Willian dos Santos, não seria possível a conclusão deste trabalho sem vocês!!! Muito obrigada!!!

Ao senhor Leonel Brizola e sua esposa Mariana e todos os amigos que conquistei durante os meses de campo, não esquecendo o carinho incondicional dado por Sadan e Safira.

A Giliane Moura da Silva, obrigada querida amiga e irmã que Deus colocou no meu caminho, que sempre me apoiou e me deu muita força.

A Geovani Ferreira saiba que és um anjo que Deus enviou para me ajudar durante o fechamento dessa dissertação e a *Miriam Aranovich por todo apoio e pelas guloseimas deliciosas que me ofertava.*

Ao pessoal da pedologia (USP), André Barreiros, Marcelo Reis Nakashima e Marcos Sousa pela valiosa ajuda nos ensaios de granulometria.

Muito obrigada!!!

RESUMO

FERREIRA, F. S. Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Os movimentos de massa fazem parte da dinâmica da paisagem e se destacam como um dos principais processos geomorfológicos responsáveis pela evolução do relevo. Estes são condicionados por uma relação complexa de fatores naturais: geomorfológicos, geológicos e geotécnicos e hidrológicos. Tais tipos de movimentos de massa ficaram registrados em 17 e 18 de março de 1967 nas encostas da escarpa da Serra do Mar no município de Caraguatatuba, quando ocorreram de modo generalizado, causando um grande impacto ambiental, culminando em 120 mortes e 400 casas destruídas, mais concentrados em uma área de aproximadamente 180km² em torno do município. Sendo assim, o objetivo deste trabalho é investigar algumas propriedades físicas do solo a fim de analisar a influência destas na distribuição e na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos. As amostras de solo foram coletadas em três pontos, em diferentes profundidades (lateral, superior e interior) de três cicatrizes de escorregamentos rasos de 1967. As seguintes propriedades foram analisadas: distribuição granulométrica, limites de Atterberg, porosidade, densidade, curvas de retenção de água e resistência ao cisalhamento. As amostras apresentaram valores altos para as frações de areia, cerca de 80%, com uma composição granulométrica variável, destacando a existência de areias siltosas e pouco argilosas e siltes pouco argilosos, com os horizontes de solos mais profundos formados predominantemente por materiais siltosos e/ou arenosos, enquanto os horizontes superficiais apresentaram-se mais argilosos. Ainda que com baixos índices de atividade e por muitas vezes inatividades, não apresentaram significativa variabilidade quanto aos índices físicos onde os corpos de prova não atingiram a saturação total, alcançando uma média percentual de 70% de umidade e valores para densidade e índices de vazios muito próximos, de 2,55 g/cm³ e 1,151 g/cm³, respectivamente quanto aos parâmetros de resistência. Os ângulos de atrito foram menores para os horizontes superficiais (29,1° e 25,8°) em detrimento das camadas subjacentes, 1,75m e 2,00m, (31,9° e 36,8°). É importante ressaltar que boa parte dos estudos já desenvolvidos sobre a temática Serra do Mar Paulista focam o mapeamento destes processos na paisagem e o papel dos parâmetros topográficos, sobretudo da declividade, na distribuição dos mesmos. Entretanto, são escassas as informações sobre a tipologia e as propriedades dos solos, em escala de detalhe que possam efetivamente influenciar a estabilidade das encostas da Serra do Mar. Espera-se, portanto, que este estudo possa subsidiar em melhor entendimento dos mecanismos de ruptura dos escorregamentos rasos neste compartimento geomorfológico.

Palavras-chave: escorregamentos rasos, fatores condicionantes, propriedades físicas do solo, movimentos de massa, Serra do Mar.

ABSTRACT

FERREIRA, F. S. Analysis of the influence of soil physical properties in the initiation of shallow landslides in the Serra do Mar (SP). Faculty of Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Mass movements are part of the landscape dynamics and stand out as major geomorphological processes responsible for the evolution of relief. These are determined by a complex of natural factors: geomorphological, geological and geotechnical and hydrological. These types of mass movements were recorded on 17 and 18 March 1967 on the slopes of the escarpment of the Serra do Mar in the city of Caraguatatuba, when there were so widespread, causing a major environmental impact, resulting in 120 deaths and 400 homes destroyed more concentrated in an area of approximately 180km² around the county. Therefore, the objective of this work is to investigate some physical properties of the soil in order to analyze their influence on the distribution and outbreak of shallow translational landsliding. Soil samples were collected at three points at different depths (side, top and interior) of three shallow landslide scars from 1967. The following properties were analyzed: size distribution, Atterberg limits, porosity, density, water retention curves and shear strength. The samples had high values for the sand fractions, about 80%, with a variable grain size composition, highlighting the existence of silty sands and silts and clay little bit clay, with deeper soil horizons formed predominantly silty materials and / or sandy, while the surface horizons were more clay. Even with low levels of activity and often outages, showed no significant variation between the physical indexes where the samples have not reached full saturation, reaching an average percentage of 70% moisture content and density values for indices and very empty next, at 2.55 g/cm³ and 1.151 g/cm³, respectively for the parameters of resistance. The friction angles were smaller in surface horizons (29.1 ° and 25.8 °) over the underlying layers, 1.75 m and 2.00 m (31.9 ° and 36.8 °). Importantly, many of the studies already undertaken on the subject Serra do Mar Paulista focus on the mapping of these processes in the landscape and the role of topographic parameters, especially the slope in their distribution. However, there is little information about the types and properties of soils in detail scale that can effectively influence the stability of the slopes of the Serra do Mar. It is hoped, therefore, that this study may support better understanding of failure mechanisms of shallow landslides in geomorphological compartment.

Keywords: shallow landslides, conditioning factors, soil physical properties, mass movements, Serra do Mar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 O morro do Jaraguá e seus baixos esporões	2
Figura 2 Corrida de detritos deflagrada entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na bacia do rio da Posse, Teresópolis- RJ.	6
Figura 3 Escorregamentos rasos deflagrados nas encostas da Serra do Mar em Cubatão. Fonte: IPT, 1985.....	7
Figura 4 Esquema ilustrativo do perfil de uma das encostas da Serra do Mar (SP)	12
Figura 5 São Paulo, 20 de março de 1967. Litoral norte continua isolado; chuvas cessam. Fonte: Acervo jornal Folha de São Paulo, Edição da tarde.	16
Figura 6 São Paulo, 21 de março de 1967. Caos em Caraguatatuba: 400 mortos e milhares ao desabrigo. Fonte: Jornal Última Hora/Jornal do Brasil.	16
Figura 7 Moradia a ser removida localizada no bairro Jaraguazinho (Caraguatatuba). Observar cicatriz de escorregamento, rompimento do muro, colocando em situação de risco esta moradia. Fonte: IPT 2010.....	18
Figura 8 Relação dos bairros caracterizados como de risco no Município de Caraguatatuba, SP. Fonte: IPT 2010	19
Figura 9 Localização da Bacia do Rio Guaxinduba nos contextos do estado de São Paulo e da Serra do Mar Paulista. Fonte: RAMOS (2012)	21
Figura 10 Mapa de distribuição dos escorregamentos ocorridos em Caraguatatuba em março de 1967, em verde destaque para a bacia do Rio Guaxinduba e os círculos em azul apontam para as cicatrizes estudadas.....	23
Figura 11 Foto (a) O baixo vale do Rio Guaxinduba, depósitos de detritos com blocos de mais de 3 metros de altura (evento de 1967) e foto (b) O baixo vale do Rio Guaxinduba, 2011. Fonte: Foto (a) Arquivo Público do município de Caraguatatuba – Arino Sant’ana de Barros e Foto (b) Ferreira, F. S (2011).	24
Figura 12 O baixo vale do Rio Mantegueira. Depósitos de detritos com blocos de mais de 3 metros de altura. Fonte: CRUZ (1974).....	25
Figura 13 Os materiais em corridas de lama alargaram os rios, formando em sua foz um pequeno delta, 1967. Fonte: Arquivo Público do município de Caraguatatuba – Arino Sant’ana de Barros	25
Figura 14 Os materiais em corridas de lama destruíram casas, formando espessos depósitos de matérias mais finos envoltos a matéria orgânica (troncos de árvores) que foram carregados junto a massa de solo. Fonte: Arquivo Público do município de Caraguatatuba – “Arino Sant’ana de Barros”, 1967.	26
Figura 15 Cicatriz de escorregamento na bacia do Rio Guaxinduba (município de Caraguatatuba). Observa-se na foto a delimitação clara entre o material que deslizou (vegetação mais rasteira e um “verde” mais acentuado) e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz. Foto: Ferreira, F. S (2011)	27
Figura 16 Dados de precipitação mensal do posto pluviométrico E2-046 – Caraguatatuba, localizado no município de Caraguatatuba. Este posto é um dos que registram os dados de chuva da bacia do rio Guaxinduba. O gráfico mostra a distribuição de chuva, apenas para o período chuvoso da região, nos anos anteriores e posteriores à ocorrência dos escorregamentos no ano de 1967. Fonte: SIGRH-DAEE (2012)	29
Figura 17 Índice de chuva acumulada para o mês de março de 1967 e o total dos dias 17 e 18 deste mesmo mês. Fonte: SIGRH- DAEE, 2010.	29
Figura 18 Fluxograma das etapas metodológicas da pesquisa.....	30
Figura 19 Localização dos pontos visitados em campo. Fonte: GOOGLE EARTH, 2010 (acesso em 27 de outubro de 2010).	32
Figura 20 Cicatriz de escorregamento na Bacia do Guaxinduba	32

Figura 21 Limite de uma cicatriz dos escorregamentos deflagrados em março de 1967 na bacia do Rio Guaxinduba. Observa-se na foto a delimitação em vermelho entre o material que deslizou (vegetação mais clara e rasteira e um “verde” mais acentuado) e a cobertura ve	33
Figura 22 Localização das três cicatrizes de escorregamentos deflagrados em março de 1967 na bacia do Rio Guaxinduba, Caraguatatuba/SP. Fonte: RAMOS (2012).	35
Figura 23 Coleta de bloco indeformado na área de estudo	36
Figura 24 Coleta de uma amostra indeformada horizontalmente orientada (a) e corpos de prova coletados em anéis cilíndricos de PVC (b). Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).	36
Figura 25 Limites de Atterberg dos solos. Fonte: PINTO (2006)	38
Figura 26 Mesa de tensão do Laboratório do Instituto Geológico de São Paulo	38
Figura 27 Mecanismo de resistência. Fonte: PINTO (2006).	42
Figura 28 Esquema de atrito entre dois corpos. Fonte: PINTO (2006).	43
Figura 29 Ensaio de cisalhamento direto. Foto: Ferreira, F. S (2011).	44
Figura 30 Corpos de prova cisalhados em diferentes tensões	44
Figura 31 Gráfico de atividade das amostras de solos analisadas. O gráfico ilustra um comportamento de atividade para as amostras analisadas como inativas, uma vez que todas as amostras obtiveram o valor abaixo de 0,75%, mesmo quando apresentando porcentagens mais altas para a fração argila, como nos pontos: CCP2 (0,60m), CTPP2 (0,20m, 2,33m, 2,90m, 4,05m), CTPP3 (0,24m, 0,41m, 0,96m, 1,11m, 1,27m e 2,57m).	46
Figura 32 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CCP1.	47
Figura 33 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CCP2.	48
Figura 34 Perfil das trincheiras referentes aos pontos CCP1, CCP2 e CCP3.	49
Figura 35 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CBP1.	50
Figura 36 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CBP2.	51
Figura 37 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CBP3.	51
Figura 38 Perfil das trincheiras referentes aos pontos CBP1, CBP2 e CBP3.	53
Figura 39 Curva granulométrica do ponto CTPP1.	55
Figura 41 Curva granulométrica do ponto CTPP3.	56
Figura 42 Perfil das trincheiras referentes aos pontos CTPP1, CTPP2 e CTPP3.	57
Figura 43 Curva de retenção de água CCP1.	60
Figura 44 Curva de retenção de água CCP2.	61
Figura 45 Curva de retenção de água CBP1.	61
Figura 46 Curva de retenção de água CBP2.	62
Figura 47 Curva de retenção de água CBP3.	62
Figura 48 Curva de retenção de água CTP1.	65
Figura 49 Curva de retenção de água CTP2.	65
Figura 50 Curva de retenção de água CTP3.	66
Figura 51 Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidos na condição saturada.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa associados a encostas	5
Tabela 2 Fatores condicionantes dos movimentos de massa	8
Tabela 3 Resultados dos ensaios de caracterização das amostras analisadas	64
Tabela 4 Características iniciais dos corpos de prova.....	68

LISTA DE SÍMBOLOS

ϕ – ângulo de atrito

e – índice de vazios

ρ_s – densidade dos grãos

c' - intercepto de coesão efetiva

ρ_y – Densidade natural

W_L – Limites de liquidez

W_p – Limites de plasticidade

I_p . Índice de plasticidade

S – Grau de Saturação

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS.....	1
2. EMBASAMENTO TEÓRICO.....	4
2.1. Movimentos de Massa.....	4
2.2. Escorregamentos: fatores condicionantes.....	8
3. CARAGUATATUBA (SP)	15
3.1. A bacia do Rio Guaxinduba, Caraguatatuba (SP)	20
4. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METOLÓGICOS.....	30
4.1. SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	31
4.2. PROCEDIMENTOS DE CAMPO E DE LABORATÓRIO.....	33
4.2.1. Granulometria e Limites de Atterberg.....	37
4.2.2 Porosidade Total, Macro e Microporosidade	38
4.2.3 Densidade da partícula.....	41
4.2.4. Resistência ao cisalhamento.....	42
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
5.1. Granulometria e Limites de Atterberg.....	45
5.2. Curvas de retenção de água (CRAs)	60
5.3. Resistência ao Cisalhamento	67
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	73
7. REFERÊNCIAS.....	75
8. ANEXOS.....	82

1. INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Os movimentos de massa fazem parte da dinâmica da paisagem. Destacam-se como um dos principais processos geomorfológicos responsáveis pela evolução do relevo, sobretudo em áreas montanhosas. Remobilizam os materiais ao longo das encostas, em direção às áreas mais planas, e promovem, juntamente com os processos erosivos, o recuo das encostas e a formação de rampas coluvionares. A classificação desses processos é bastante complexa, devido principalmente à grande variedade de materiais e aos processos envolvidos. Devem ser levados em conta parâmetros como: velocidade e geometria, mecanismo do movimento, características dos materiais, padrão e quantidade de fluxo de água (CROZIER, 1986; FERNANDES; AMARAL, 1996).

De acordo com Fernandes et al. (2001), os movimentos de massa são condicionados por uma complexa relação entre fatores geomorfológicos, com destaque para a morfologia e a morfometria da encosta; fatores geológico-geotécnicos, englobando as características litoestruturais, fraturas subverticais e falhamentos tectônicos; fatores hidrológico-climáticos, com ênfase sobre as pressões positivas, umidade do solo; fatores pedológicos, com destaque para as propriedades físicas, morfológicas (porosidade, etc.) e hidrológicas do solo (condutividade hidráulica saturada e não saturada); além do elemento humano, que também pode atuar como agente deflagrador dos deslizamentos, devido à quebra do equilíbrio dinâmico entre os condicionantes, acelerando a dinâmica dos processos.

Os impactos causados pelos movimentos de massa podem ser verificados pelos dados de destruição e de vítimas fatais. Sidle et al. (1985) apontam alguns casos extremos desses eventos para o continente americano: Peru (1941,1945,1962,1960,1974); Equador (1987 e 1993); Chile (1961,1971,1991); Colômbia (1985); Venezuela (1999); Estados Unidos (1969 e 1982); Canadá (1903 e 1959) e Guatemala (1976).

No Brasil, dentre os principais desastres naturais, os escorregamentos têm sido responsáveis por grande parte do número de vítimas fatais e prejuízos

materiais. Destacam-se aqui os desastres ocorridos em 1967, na Serra das Araras/RJ, que envolveu grande quantidade de solos, rochas e materiais orgânicos pelas encostas e canais de drenagem, afetando cerca de 170 km² no município de Caraguatatuba (Figura 1), culminando em 120 mortes e 400 casas destruídas, mais concentrados em uma área de aproximadamente 180km² em torno do município de Caraguatatuba (CRUZ, 1974). Em função da grande complexidade destes processos na Serra do Mar Paulista, não somente no município de Caraguatatuba, mas em toda a sua extensão, é fundamental o levantamento dos principais fatores condicionantes dos escorregamentos rasos na Serra do Mar Paulista, sendo esta tipologia a mais frequente.

Figura 1 O morro do Jaraguá e seus baixos esporões, que fecham os alvéolos do vale Santo Antônio em frente às escarpas da serra de Caraguatatuba, atingido pelos escorregamentos. Ao fundo, o município e a enseada de Caraguatatuba (foto tirada em 21/04/1974). Fonte: Cruz, 1974.

A determinação das principais causas que levam à ocorrência dos escorregamentos translacionais rasos nas encostas deve considerar a integração do papel exercido pela vegetação, pelos fatores topográficos, pelas propriedades dos solos e das rochas, incluindo as características hidrológicas, mecânicas, químicas e mineralógicas e pela dinâmica da água dentro dos materiais.

As propriedades pedológicas e geotécnicas podem ser estudadas por meio de estudo de campo *in situ* e em laboratório, mensurando tais propriedades em diferentes profundidades, permitindo assim avaliar a influência das mesmas frente aos fluxos de água, principalmente durante os períodos de intensos índices pluviométricos (DE PLOEY; CRUZ, 1979; WOLLE, 1988; WOLLE; CARVALHO, 1989).

É importante ressaltar que a maioria dos estudos já desenvolvidos sobre a temática na Serra do Mar Paulista focam o mapeamento destes processos na paisagem e o papel dos parâmetros topográficos, sobretudo da declividade, na distribuição dos mesmos. Entretanto, são escassas as informações analisadas sobre a tipologia dos escorregamentos e as propriedades dos solos, em escala de detalhe que possam, explicar efetivamente, sua influência sobre a estabilidade das encostas na Serra do Mar. Desta forma, o presente trabalho tem como ***objetivo geral determinar algumas das propriedades físicas do solo como textura, porosidade e densidade e algumas propriedades mecânicas (coesão e ângulo de atrito) e as suas influências na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP).***

2. EMBASAMENTO TEÓRICO

Neste item serão apresentados os principais condicionantes dos movimentos de massa com ênfase no papel das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos.

2.1. Movimentos de Massa

Movimentos de massa do tipo quedas, rastejos, escorregamentos e corridas ocorrem continuamente em diferentes escalas de tempo e do espaço, como parte da evolução natural das encostas mais íngremes da Serra do Mar devido às condições de clima tropical, com eventos pluviométricos intensos (IPT, 1988; WOLLE, 1988; WOLLE; CARVALHO, 1989; GUIDICINI; NIEBLE, 1993; FERNANDES; AMARAL, 2003).

A classificação deve atender as finalidades científicas e práticas, por exemplo, determinar áreas de risco a fim de auxiliar planos de defesa civil (IPT, 1989). Dentre elas destacam-se aquelas propostas por Selby (1982), Chorley et al (1984), IPT (1989) e Augusto Filho (1992), que consideram a cinemática do movimento (relação entre a massa de material mobilizado e o material estável, velocidade e direção de deslocamento), tipo de material (estrutura, textura e conteúdo de água) e geometria (tamanho e forma de material mobilizado). Augusto Filho (1992) classifica os movimentos em rastejos, escorregamentos, quedas e corridas (Tabela 1).

Os rastejos ou *crepes* são movimentos com velocidade muito lenta e constante, provocados geralmente pela gravidade, que envolvem grande massa de materiais, sendo, às vezes, considerado como processos erosivos. Este tipo de processo não apresenta uma superfície de ruptura marcante, sua identificação dá-se pela mudança na verticalidade de árvores e estruturas que se encontrem em meio ao desencadeamento desse processo (MEIS; BIGARELLA, 1965). Sua movimentação é praticamente imperceptível (cm/ano), sendo que as taxas de

deslocamento decrescem gradualmente com a profundidade do manto de intemperismo (SELBY, 1993; AUGUSTO FILHO, 1994).

Tabela 1 Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa associados a encostas

PROCESSOS	CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO, MATERIAL E GEOMETRIA
Rastejo ou <i>creep</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Vários planos de deslocamento (internos) • Velocidades muito baixas a baixas e decrescentes com a profundidade • Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes • Material constituinte: solo, depósitos, rocha alterada ou fraturada • Geometria indefinida
Escorregamentos ou <i>slides</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Poucos planos de deslocamento (externos) • Velocidades médias a altas • Pequenos a grandes volumes de material • Geometria e material variável • Tipos: <ul style="list-style-type: none"> • Planares ou translacionais: solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza; • Circulares ou rotacionais: solos espessos, homogêneos e rochas muito fraturadas; • Em cunha: solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas ou <i>falls</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Sem planos de deslocamento • Movimentos do tipo queda livre ou em plano inclinado • Velocidades muito altas • Material rochoso • Pequenos a médios volumes • Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. • Rolamento de matacão e tombamento
Corridas ou <i>flows</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação) • Movimento semelhante ao de um líquido viscoso • Desenvolvimento ao longo das drenagens

Fonte: Augusto Filho, 1992.

As quedas (*falls*) são movimentos desenvolvidos em declives com ângulos próximos a 90°, atingindo velocidades muito altas (m/s). Dá-se pelo desprendimento de blocos e/ou de lascas de rochas caindo em queda livre, rolamento ou tombamento sob efeito da gravidade (AUGUSTO FILHO, 1994). A ocorrência de blocos é favorecida pelas discontinuidades nas rochas (fraturas e bandamentos), associadas à presença de agentes químicos e físicos, que

favorecem o intemperismo esferoidal, isolando as rochas e matacões na superfície das encostas (FERNANDES; AMARAL, 2003).

As corridas (*flows*) são movimentos rápidos (m/s), nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos, formados por grandes volumes de rochas, solos e detritos (AUGUSTO FILHO, 1994; FERNANDES; AMARAL, 2003). Estão geralmente associadas à concentração excessiva dos fluxos de água superficiais (Figura 2), provenientes de precipitações anômalas, que deflagram em algum ponto da encosta um processo de fluxo contínuo de material terroso (FERNANDES; AMARAL, 2003).

Figura 2 Corrida de detritos deflagrada entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na bacia do rio da Posse, Teresópolis- RJ. Foto: Ferreira, F. S., 2011.

Os escorregamentos (*slides*) são movimentos rápidos (m/h a m/s), de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material transportado e o não transportado. Em virtude da massa transportada e da geometria do plano de ruptura, os escorregamentos são classificados em rotacionais e translacionais (GUIDICINI; NIEBLE, 1993; AUGUSTO FILHO, 1994; FERNANDES; AMARAL, 2003).

Os escorregamentos rotacionais (*slumps*) possuem uma superfície de ruptura curva, formada por material deposicional de grande espessura ou por rochas muito fraturadas, localizadas em topos de escarpas ou de morros ou em vertentes suaves. A gênese dos escorregamentos rotacionais está frequentemente vinculada a cortes na base das vertentes, como estradas ou erosão fluvial (FERNANDES; AMARAL, 2003).

Os escorregamentos translacionais ocorrem em áreas de elevada declividade da ordem de 30° ou mais onde o solo é pouco espesso, ou na porção da amostra em que o solo coluvionar intercepta o saprolito ou ainda junto a planos de fraqueza como, por exemplo, falhas e xistosidades (Figura 3), e possuem comprimento maior que a largura (FERNANDES; AMARAL, 2003). Este tipo de movimento de massa é muito frequente na Serra do Mar, estando fortemente associado à saturação do solo devido à infiltração de águas pluviais, ocorrendo naturalmente nas médias e altas encostas, mesmo em encostas totalmente isentas de qualquer ação antrópica (WOLLE, 1985).

Figura 3 Escorregamentos rasos deflagrados nas encostas da Serra do Mar em Cubatão. Fonte: IPT, 1985.

2.2. Escorregamentos: fatores condicionantes

Os condicionantes que desencadeiam estes processos são variáveis, podendo ser acionados por dinâmicas naturais ou antrópicas, até mesmo uma combinação de ambas. Crozier (1986) forneceu um grupo de três fatores de instabilização e suas funções: a) fatores preparatórios, que predispõem a vertente ao movimento; b) fatores desencadeadores, que inicia o movimento, mudando a margem da vertente de um estado estável para um estado ativamente instável; c) fatores controladores, que impõem as condições do movimento e controlam a forma, o índice e a duração do movimento. Selby (1993) descreve algumas possíveis causas para a contribuição destes fatores: efeito da vegetação, as vibrações e as acelerações, água, coberturas de gelo, intemperismo e a forma e orientação das vertentes.

Na Tabela 2 é apresentada uma subdivisão dos principais fatores que influenciam a ocorrência dos movimentos de massa que foram diferenciados por CRUDEN; VARNES (1996) em quatro grandes grupos, apresentando os principais agentes de ação dos movimentos.

Tabela 2 Fatores condicionantes dos movimentos de massa

Agentes geológicos	<ul style="list-style-type: none"> • materiais alterados, enfraquecidos ou intemperizados; • materiais cisalhados, fissurados ou fraturados (descontinuidades); • contrastes na permeabilidade; • contrastes na espessura do material envolvido, espesso e denso e/ou sobreposto a materiais plásticos
Agentes morfológicos	<ul style="list-style-type: none"> • erosão; • deposição no topo ou na base da encosta; • remoção da vegetação. • chuvas intensas ou excepcionalmente prolongada;
Agentes físicos	<ul style="list-style-type: none"> • intemperismo de material expansivo.

Fonte: Modificada de CRUDEN; VARNES (1996)

Os agentes geológicos estão relacionados ao tipo e à distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas, considerando a litologia da área e as suas características estruturais. Os processos de intemperismo submetem às rochas a modificação de caráter mecânico, físico e químico, produzindo um manto composto de material detrítico de tamanho variado. Este pode permanecer “*in situ*” como material residual (elúvio *senso stricto*), sem movimentação ou, mais comumente, sofrer vários graus de deslocamento (colúvio); também podem ser totalmente removidos (MOUSINHO; BIGARELLA, 1965; MEISINA; SCARABELLI, 2007).

O ambiente geológico apresenta algumas características que favorecem esses processos. Tais características estão relacionadas à litologia, à estrutura (fraturas, diáclases e etc), às propriedades internas (textura e mineralogia), à coesão e o ângulo de atrito, à permeabilidade e ao manto de intemperismo. (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998).

A topografia, por exemplo, o ângulo de encosta, o aspecto e a curvatura, se apresenta como um fator importante na distribuição e na concentração da água. A topografia representa o reflexo do seu ambiente litológico que varia de acordo com a zona e com o regime climático atuante (SMALL, 1970; GAO, 1993).

Dentre os parâmetros topográficos, a curvatura, especificamente a forma côncava tem recebido devida atenção. Tal importância é revelada pelo controle hidrológico das encostas, ou seja, pelas zonas convergentes de fluxos de água superficial e subsuperficial por constituírem por muitas vezes de depósitos de materiais provenientes de seu entorno que, quando acumulados, podem gerar descontinuidades entre o material originado *in situ* e o depositado, favorecendo com isso, a alteração na permeabilidade do material (SMALL; CLARCK 1982; SELBY, 1993; GUIMARÃES et al., 2003).

O aspecto é citado, em alguns estudos, como fator importante na deflagração dos movimentos de massa. Tal fator torna-se importante, pois pode refletir a distribuição da precipitação, da cobertura vegetal, da espessura do solo e da radiação solar, influenciando a umidade do solo e assim contribuindo para a sua instabilização direta ou indiretamente (GAO, 1993; FERNANDES et al., 2004).

A vegetação é também um fator importante na estabilidade da encosta, e sua alteração pode inicialmente retardar o movimento ou até mesmo acelerar a deflagração dos escorregamentos. Distúrbios florestais têm sido reconhecidos como potenciais contribuintes para ocorrência de deslizamentos, principalmente superficiais, originárias de movimentos de massa rápidos em encostas (SIDLE et al., 1985).

Greenway (1987) ressalta que a cobertura vegetal, quando associada a mantos de solos rasos, pode acionar o mecanismo de ruptura sem ter ocorrido alterações nestas coberturas. O mesmo autor discute o papel da vegetação por meio de dois fatores, o mecanismo que representa a interação física da folhagem ou sistema de raízes com a encosta, e os hidrológicos, em que são fatores complexos do ciclo hidrológico onde há existência da vegetação.

Kuriakose (2006) aponta o papel fundamental da vegetação no ciclo dinâmico da água na encosta, e conseqüentemente no solo como retenção da água impedindo o impacto direto sobre o solo, bem como, a retenção de uma parcela de água precipitada, que volta a atmosfera pela evaporação, diminuindo assim, a infiltração e o escoamento superficial da água.

Outro aspecto relevante a ser considerando quanto ao papel da vegetação sobre a hidrologia é a evapotranspiração. Tal fator diminui a saturação do solo, em que as raízes, em especial quando se encontram entrelaçadas, aumentam o coeficiente de coesão do solo, que podem superar a taxa de efeitos instabilizadores ocasionados pelo peso da vegetação e pelo efeito alavanca (GREENWAY, 1987; KURIAKOSE, 2006).

Os solos ou manto de alteração são respostas das condições impostas pelos agentes intempéricos (físico-litológico) na rocha. Uma das principais alterações do solo está relacionada à sua estrutura, uma vez que o seu equilíbrio é dependente do processo de agregação. Esse processo ocorre em duas etapas, sendo a primeira relacionada com a aproximação das partículas e a segunda com a sua estabilização por agentes cimentantes. O produto final desse processo resulta na formação de unidades estruturais que, em conjunto, definem a estrutura do solo (BAVER et al., 1972).

Após os eventos chuvosos, o processo de infiltração inicia-se com a água chegando à superfície do terreno, atravessando a vegetação direta ou indiretamente, e penetrando no solo. A água continuará infiltrando até a capacidade de infiltração ser atingida, isto é, até a capacidade de saturação do solo. A partir do instante em que todos os poros existentes entre os grãos estiverem preenchidos, haverá a obstrução da entrada de água, que passará a escoar superficialmente. Esses movimentos ocorrem quando a infiltração excede a capacidade de drenagem do solo durante os períodos de precipitação prolongada, resultando em pressões positivas nos poros, tornando o solo com maior resistência ao excedente de água recebida (COELHO NETTO, 1994).

Diante desse contexto, a permeabilidade está intimamente ligada à porosidade, ou seja, em geral solos arenosos são mais permeáveis do que solos argilosos, por serem mais porosos (FIORI; CARMIGNANI, 2001). A porosidade é inversamente proporcional à densidade, que representa a relação entre o volume e a massa total do solo (FIORI, 1995; FIORI; CARMIGNANI, 2001).

Solos saturados apresentam maior susceptibilidade aos movimentos de massa. O avanço da água de chuva que infiltra no solo ou "frente de umedecimento" depende do grau de saturação do solo antes do início da infiltração, do índice de vazios, da intensidade e duração da chuva e das propriedades de fluxo de água do solo, como a condutividade hidráulica e a capilaridade. Quanto maior a umidade, maior a infiltração da água no solo (GUIDICINI; IWASA, 1976).

Cada episódio de chuva gera uma frente de umedecimento, que depende dos fatores citados anteriormente. Ao término da chuva, ocorre uma redistribuição da água no subsolo, aumentando o teor de umidade. Esse processo gera um contínuo e gradual aumento do grau de saturação do subsolo, agravando as consequências das chuvas intensas nas encostas (AUGUSTO FILHO; VIRGILI 1998).

Wolle; Carvalho (1989) apontam que a descontinuidade hidráulica dentro dos mantos de alteração, muitas vezes, atua como barreiras impedindo a infiltração e percolação da água, estando relacionados ao contato manto/rocha. Contudo, os autores identificaram na região de Cubatão comportamentos

geotécnicos distintos para a média e alta encostas em relação às encostas mais suaves, nas quais encontram-se depósitos de colúvios. Wolle; Carvalho (1989), por meio de ensaios *in situ* e de laboratório, ilustraram um esquema hipotético da configuração dos horizontes dos solos (Figura 4), assim como o aumento da condutividade hidráulica, em relação à profundidade do perfil. Este aumento está associado à presença de fraturas e fendas, abertas e interligadas, que possibilitam uma maior capacidade de percolação da água do topo até a rocha alterada.

Figura 4 Esquema ilustrativo do perfil de uma das encostas da Serra do Mar (SP), onde ocorreram os escorregamentos translacionais rasos. A distribuição da água ocorre de forma vertical, subvertical e irregular, alcançando a rocha alterada, proporcionando o aumento da condutividade hidráulica. Fonte: WOLLE; CARVALHO, (1989).

Para Wolle; Carvalho (1989) a cobertura pedológica da região sudeste da Serra do Mar não se apresenta de forma homogênea, mas com variações. Isso, muitas vezes, pode definir o plano de ruptura e a deflagração dos escorregamentos translacionais rasos. Consideradas como um dos fatores condicionantes de escorregamentos, tais discontinuidades nos solos podem estar

presentes dentro do saprolito e do solo residual. Estas incluem, principalmente, feições estruturais do embasamento rochoso (fraturas, falhas, bandamentos, etc.) e horizontes de solo formados pela atuação de processos pedogenéticos. Tais descontinuidades podem atuar de modo decisivo na distribuição das pressões no interior da encosta e, conseqüentemente, na sua estabilidade. A presença de fraturas, por exemplo, pode gerar planos preferenciais ao longo dos quais o intemperismo avança mais rapidamente do que na massa saprolítica não fraturada (GUIGICINI; NIEBLE, 1993).

Segundo De Ploey; Cruz (1979), estas fraturas podem condicionar os escorregamentos, principalmente em encostas que apresentam um ou mais desses sistemas mergulhando para fora da encosta, onde, juntas, estas fraturas, preenchidas por material argiloso, formam barreiras ao fluxo e aos níveis de água suspensos. Tais fraturas, por sua vez apresentam redução no ângulo de atrito, devido às mudanças mineralógicas decorrentes do avanço do intemperismo.

A ruptura dos escorregamentos deflagrados nos dias 17 e 18 de março de 1967 ocorreram no contato entre o solo bem desenvolvido (residual maduro) e o material saprolítico (residual jovem) abaixo. Em outros locais tal ruptura se deu entre este solo bem desenvolvido e um material mais heterogêneo abaixo, mostrando a presença de blocos de diferentes diâmetros envolvidos por uma matriz mais fina (CRUZ, 1974). Assim, esses materiais que contêm mais areia e menos argila, atingem rapidamente o limite de liquidez, que por sua vez, estão presos à plasticidade das argilas que dependem das formas e do teor de água (SHOAEI; SIDLE, 2009).

Nos exames dos processos e agentes que atuam na origem e no desenvolvimento dos depósitos detríticos grosseiros aos pés da Serra do Mar, surge uma série de problemas para a interpretação das condições pretéritas atuantes em sua formação. Os processos de intemperismo submentem às rochas a modificação de caráter mecânico, físico e químico, produzindo um manto composto de material detrítico de tamanho variado. Este pode permanecer *in situ* como material residual (elúvio *senso stricto*), sem movimentação ou, mais comumente, sofrer vários graus de deslocamento (colúvio); também podem ser totalmente removidos (MOUSINHO; BIGARELLA 1965).

Uma das causas internas do escorregamento é a alteração do equilíbrio entre as tensões no interior da massa. Quando a água diminui o valor da coesão, em decorrência, diminuirá a resistência às tensões de cisalhamento, culminando na movimentação da massa de solo (DE PLOEY; CRUZ 1979, LACERDA, 2007)

De Ploey; Cruz (1979) observaram que nessas áreas o ângulo de atrito interno para regolitos diminuiu em função de valores crescentes do índice de plasticidade e da fração percentual de silte, argila e ferro, e que os eventos deflagrados em Caraguatatuba no ano de 1967 foram marcados por valores em encostas abaixo de 20° , onde a coesão apresentou diminuição a medida que a frente de umedecimento avançou para as camadas mais superficiais, registrando assim o aumento da poro-pressão no solo.

Outro mecanismo de instabilização das encostas pode ser apontado como o da perda da sucção e da coesão aparente, relacionado ao aumento da umidade do solo decorrente do avanço da frente de infiltração, no qual a ruptura ocorre sem que a condição de saturação seja alcançada (FREDLUND, 1987).

Além destes fatores, conforme Fernandes; Amaral (2003), as discontinuidades presentes no solo também podem gerar um plano potencial de ruptura. Por exemplo, um paleo-horizonte argiloso soterrado por sedimentos arenosos recentes ou mesmo depósitos de encostas sobre a rocha sã, geram discontinuidades mecânicas e hidráulicas ao longo destes contatos. A abrupta redução da condutividade hidráulica favorece a geração de fluxos d'água subsuperficiais, com forte componente lateral, diminuindo a resistência ao cisalhamento nas zonas de contato. Além disso, a presença de grande quantidade de água aumenta o peso específico do solo, favorecendo o deslocamento da massa pela ação da gravidade.

3. CARAGUATATUBA (SP)

A área de estudo tem importante relevância no aspecto do meio físico, bem como, no socioeconômico da região, por localizar-se entre o oceano atlântico e a Serra do Mar e estar inserida dentro do Parque Estadual da Serra do Mar. O município de Caraguatatuba/SP, cujo território abrange 483,95 km², tem cerca de 60% da sua área constituída por serras e morros e 40% por planícies litorâneas, situada no compartimento Caraguatatuba, tendo uma população aferida até 2010 na contagem de 92.504 habitantes, distribuídos por uma área de 483,95 km² (IBGE, 2012). Tal compartimento é caracterizado por uma linha estrutural denominada Falha de Camburu, com pequenas enseadas e praias, possuindo características de uma costa de submersão, com 12 km de comprimento por 7 km de largura, é considerada uma exceção dentre as planícies costeiras do Litoral Norte, devido a sua grande dimensão (CRUZ, 1974; FÚLFARO et al., 1974).

Os problemas da costa sudeste e sul brasileira podem advir diretamente em grande parte da evolução passada e presente dessas vertentes escarpadas. Seus processos podem desencadear ações de desgaste, por vezes de grande amplitude, determinando a evolução litorânea. Tais ações fornecem novos elementos à sedimentação e modificam a paisagem litorânea de forma lenta ou brusca. Para este último caso, temos como exemplo os acontecimentos de grande repercussão, nas áreas escarpadas da Serra de Caraguatatuba, que resultaram nos escorregamentos de 18 de março de 1967.

Reportagens de jornais e revistas da época descreveram a notícia como “A Catástrofe de 1967” (Figuras 5 e 6), como ficou popularmente conhecida o fenômeno HECATOMBE, que atingiu Caraguatatuba em 18 de março do aludido ano, foi uma espécie de dilúvio dos morros, após vários dias de chuvas constantes, que acabaram enfraquecendo o solo e provocando o deslizamento de terras. Centenas de casas foram soterradas e os rios ganharam fortes correntezas arrastando não somente, mas árvores, pontes entre outros. Não se sabe ao certo quantas foram às vítimas desse episódio, que destruiu a cidade.

★ **FOLHA DE S. PAULO** Edição da Tarde
UM JORNAL A SERVIÇO DO BRASIL ANO XLVI SÃO PAULO, 2ª FEIRA, 20 DE MARÇO DE 1967 Nº 33.791

Director Presidente: Otávio Frias da Costa DIRECTOR-GERENTE: Adolpho José de Oliveira, 401 Director de Redação: José Rosa

LITORAL NORTE CONTINUA ISOLADO; CHUVAS CESSAM

Seguem mais alimentos e medicamentos

Navios da Marinha já em ação

Comunicações continuam precárias

Secretário da Saúde em Ubatuba

Fig. 8

O rebocador "Zebra" está entre os Santos e chegou hoje a São Sebastião. Nesta cidade, outro barco levará para Caraguatatuba o material destinado a atender as vítimas das caldas tóxicas.

Figura 5 São Paulo, 20 de março de 1967. Litoral norte continua isolado; chuvas cessam. Fonte: Acervo jornal Folha de São Paulo, Edição da tarde.

Jornal do Brasil, terça-feira, 21-3-67, 1ª Cad. — 5

Caos em Caraguatatuba: 400 mortos e milhares ao desabrigo

Talroni Guedes da Fonseca e Wilson Santos
Especialistas

UMA CIDADE FLAGELADA

AVISO AO PÚBLICO

A BENDIX HOME APPLIANCES DO BRASIL S.A. — INDÚSTRIA E COMÉRCIO avisa a seus consumidores em geral que, a partir desta data, deixa de fazer parte de sua rede de OFICINAS AUTORIZADAS, a Firma AMÉRICO RODRIGUES, sita à RUA DOS ARTISTAS, n.º 427 — A/B, — RIO DE JANEIRO — GUANABARA.

Como consequência dessa medida, a Firma AMÉRICO RODRIGUES, não terá condições para atender os consumidores do nosso produto, com PEÇAS GENUÍNAS BENDIX, razão pela qual, a partir de hoje, não mais nos responsabilizamos por quaisquer atendimentos às nossas máquinas de lavar, efetuados por AMÉRICO RODRIGUES.

São Paulo, 9 de março de 1967.

BENDIX HOME APPLIANCES DO BRASIL S/A.

São Paulo — Allen dos 110 mortos já registrados, há, segundo as autoridades, cerca de 300 outros soterrados na Cidade de Caraguatatuba, litoral Norte do Estado, onde caiu uma tremenda bomba atômica durante todo o sábado e o domingo último. Há ainda centenas de feridos e os destruídos continuam a ser milhares.

As chuvas violentas provocaram deslizamentos dos morros de Serra do Mar, que cercam Caraguatatuba, inundação, desmoronamentos de centenas de casas e destruição ou interrupção de grandes trechos das estradas que ligam a cidade a Parati, Ubatuba e São Sebastião, com o que Caraguatatuba, além de ter sido atingida por um dos maiores ataques de um século de sua população atingida, também ficou isolada do resto do Estado, sem energia e sem telefonia.

SOBRE PROVIDÊNCIA

O Secretário de Estado, S. Valter Lacerda, que viajou ontem para Caraguatatuba no helicóptero do Governo do Estado, ficou preso na cidade porque o aparelho apresentou defeito quando se tentava a volta para São Paulo. Nesta manhã, porém, o Governador Ademar de Barros tinha ido a Caraguatatuba na véspera, logo que soube das proporções do desastre através das transmissões do radiotelevisão Tormá.

As águas inundaram Caraguatatuba e a cidade destruiu a ponte sobre o rio que corta a cidade, deixando isolada

Figura 6 São Paulo, 21 de março de 1967. Caos em Caraguatatuba: 400 mortos e milhares ao desabrigo. Fonte: Jornal Última Hora/Jornal do Brasil.

Segundo dados da Prefeitura Municipal de Caraguatatuba (2012) um balanço da situação em 21 de março de 1967 apresentava o seguinte quadro:

- 30 mil árvores desceram as encostas do morro e se espalharam em volta da cidade;
- 5 mil troncos rolaram e soterraram casas, destruindo parte da BR-6;
- 400 casas desapareceram debaixo da lama;
- Um ônibus lotado de passageiros desapareceu e vários carros ficaram isolados;
- Na Fazenda São Sebastião havia dezenas de mortos e feridos;
- 3 mil pessoas, aproximadamente, perderam suas casas, (o município contava com 15 mil habitantes no ano de 1967);
- 120 mortos já haviam sido encontrados. (O número exato de mortos não poderão jamais ser computados, pois dezenas de pessoas desapareceram, não restando vestígios).

Do histórico de eventos de escorregamentos registrados no município, considerados a partir de 1967, com a ocorrência de corridas de lama e detritos, foram também registrados a partir de 1991 (IPT 2010) com a implementação do PPDC (Plano Preventivo de Defesa Civil), dezenas de acidentes de escorregamentos em taludes de cortes associados a moradias de padrão precário, antigas áreas de empréstimo e de mineração (Figura 7).

Figura 7 Moradia a ser removida localizada no bairro Jaraguazinho (Caraguatatuba). Observar cicatriz de escorregamento, rompimento do muro, colocando em situação de risco esta moradia. Fonte: IPT 2010.

Segundo IPT 2010, destacam-se os bairros: (1) Cocanha; (2) Sertão dos Torinhos; (3) Jardim Santa Rosa (Morro do Chocolate); (4) PortalFazendinha/Jetuba; (5) Olaria; (6) Casa Branca; (7) Martim de Sá; (7A) Martim de Sá/Jardim Forest; (8) Prainha; (9) Cantagalo; (10) Serraria; (11) Sumaré; (12) Jardim Francis; (13) Benfica; (13A) Califórnia; (14) Estrela Dalva; (15) Caputera; (16) Rio do Ouro; (17) Tinga; (18) Jaraguazinho e (19) Cidade Jardim (Figura 8).

Figura 8 Relação dos bairros caracterizados como de risco no Município de Caraguatatuba, SP. Fonte: IPT 2010.

Tais núcleos urbanos ocupam hoje setores de encostas de morros e porções de escarpas serranas que em geral apresentam ausência de obras de infraestrutura urbana e em muitos casos estão em situação de terrenos irregulares quanto à legislação fundiária e são ocupados por uma população de baixa renda. Com os recorrentes acidentes advindos de escorregamentos dentre outros processos desta natureza, o município de Caraguatatuba elaborou em 2006 o seu Plano Municipal de Redução de Riscos – PMRR, desenvolvido com recursos do Governo Federal (IPT 2010). A partir deste Plano foram definidas estratégias e prioridades para implantação de intervenções estruturais de segurança para as localidades mais vulneráveis, indicadas pela Prefeitura Municipal de Caraguatatuba. Sob o ponto de vista da efetiva gestão dessas áreas, o plano compreende um conjunto de medidas de caráter estrutural e não estrutural visando à redução de riscos de escorregamentos. Tais medidas compreendem intervenções estruturais (obras de engenharia) e remoção de

moradias, operação de planos preventivos de defesa civil e fiscalização e controle da ocupação das encostas.

3.1 A bacia do rio Guaxinduba, Caraguatatuba (SP)

A bacia do Guaxinduba, localizada no município de Caraguatatuba (SP), compreende uma área de 189.856 m² (0,19 km²), constituída por diferentes domínios morfoestruturais, apresentando aspectos distintos entre si. Dentre os compartimentos geomorfológicos destacam-se a área de planalto e as escarpas da Serra do Mar, sendo a unidade mais expressiva da área de estudo, onde se encontram vertentes de forte declividade com índices de 40% nas escarpas, apresentando litologias heterogêneas, predominando gnaisses, metassedimentos e feições estruturais (falhas, fraturas e foliações) bem delimitadas e com orientações, em sua maior parte, para NE-SW (AB' SABER, 1956; ALMEIDA, 1974; CRUZ, 1974; HASSUI et al., 1994; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998) e a planície litorânea (Figura 9).

Figura 9 Localização da Bacia do Rio Guaxinduba nos contextos do estado de São Paulo e da Serra do Mar paulista. Fonte: RAMOS (2012).

Como resultado dos tipos de rochas que compõem a bacia do Guaxinduba, aliado ao elevado grau de intemperismo, predominam os solos do tipo Latossolo Vermelho e Amarelo, mais desenvolvidos e bem drenados, Argissolos Vermelho-Amarelo moderadamente drenados e Neossolos poucos desenvolvidos com textura média argilosa, e alguns fragmentos de Espodossolos e Neossolos quartzarênicos (CRUZ, 1974; DE PLOEY; CRUZ 1979; IBGE, 2012).

Tais solos configuram-se com um horizonte superficial de 1 a 2 metros, a camada logo abaixo, menos úmica, com precipitação do ferro numa espessura de 2 a 5 metros de profundidade corresponderia ao horizonte B que pode aflorar por meio da ação de processos erosivos, por exemplo. O horizonte C ou alterita,

resultante da alteração da rocha local, pouco influenciada pela vegetação, apresenta grandes espessuras. Conserva a mesma estrutura da rocha mãe, sem alteração de volume; mas também se torna pouco consistente, transformada quimicamente pela caolinização dos feldspatos, cada vez mais acessível à penetração da água e mais esponjosa com a perda de substâncias em solução nas águas. Abaixo das alteritas ocorre a camada pouco alterada, com matacões de rocha sã com maior frequência, de acordo com as linhas estruturais, podendo ser favoráveis ao caminho da água. Nesse contexto a formação de frentes de umedecimento pode ser irregular, em geral a movimentação desta frente é grande, não só pela quantidade, como pela reduzida viscosidade (CRUZ, 1974).

Nos dias 17 e 18 de março de 1967, a Bacia do Guaxinduba e outras em seu entorno (ex. a bacia do rio Santo Antônio) sofreram diversos escorregamentos em suas encostas e corridas de detritos deflagradas em seus canais principais (Figura 10). Acredita-se que deflagração desses processos se iniciou no contato rocha alterada e rocha sã, onde há quantidades de areias maiores do que partículas de argila (DE PLOEY; CRUZ 1979). Partindo-se do pressuposto de que haja um contato desse material parcialmente decomposto com a rocha sã, sem zonas intermediárias pouco decompostas ou apenas atingidas por diáclases alargadas, poderão formar-se superfícies “lisas” e inclinadas, que por sua vez poderão favorecer os escorregamentos. Nestes contatos encontravam-se frentes de umedecimento que, por sua vez intensificaram a instabilidade do local com a perda da sucção e o aumento da poro-pressão positiva, devido à saturação do solo, tendo uma movimentação de massa de material aproximada de 2 milhões de toneladas (CRUZ, 1973).

Figura 10 Mapa de distribuição dos escorregamentos ocorridos em Caraguatatuba em março de 1967, em verde destaque para a bacia do Rio Guaxinduba e os círculos em azul apontam para as cicatrizes estudadas. Fonte: FÚLFARO et al (1974).

Os materiais envolvidos nesse evento variaram desde partículas finas a arenosas até grande blocos de rocha, com mais de 4 metros (FÚLFARO et al., 1974), conforme mostram as Figuras 11 e 12.

Figura 11 Foto (a) O baixo vale do Rio Guaxinduba, depósitos de detritos com blocos de mais de 3 metros de altura (evento de 1967) e foto (b) O baixo vale do Rio Guaxinduba, 2011. Fonte: Foto (a) Arquivo Público do município de Caraguatatuba – “Arino Sant’ana de Barros”.

Figura 12 O baixo vale do Rio Mantegueira. Depósitos de detritos com blocos de mais de 3 metros de altura. Fonte: CRUZ (1974)

Uma parte dos sedimentos carregados pelo contínuo escoamento das águas foi carregada para o centro urbano, formando uma camada de 1 metro de espessura (CRUZ, 1974), conforme mostram as Figuras 13 e 14.

Figura 13 Os materiais em corridas de lama alargaram os rios, formando em sua foz um pequeno delta. Fonte: Arquivo Público do município de Caraguatatuba – “Arino Sant’ana de Barros”, 1967.

Figura 14 Os materiais em corridas de lama destruíram casas, formando espessos depósitos de matérias mais finos envoltos a matéria orgânica (troncos de árvores) que foram carregados junto a massa de solo. Fonte: Arquivo Público do município de Caraguatatuba – “Arino Sant’ana de Barros”, 1967.

A vegetação que compõem a área de estudo pertence ao domínio morfoclimático de Mata Atlântica, subdividida em duas formações florestais principais: mata de encosta, que possui árvores altas com dossel descontínuo; e mata de altitude, que se caracteriza por ocorrer acima de 1100m. Além da mata verifica-se alta taxa de ocorrência de capoeira (OKIDA, 1996). Como consequências dos escorregamentos de 1967 em Caraguatatuba uma grande parte da vegetação foi remobilizada e as cicatrizes foram recobertas por vegetação rasteira e arbustiva, sendo rara a vegetação pela mata. É observada a ocorrência extensa de samambaias do gênero *Gleychenia*, que se adaptam em solos pouco férteis, característicos de cicatrizes (Figura 15).

Figura 15 Cicatriz de escorregamento na bacia do Rio Guaxinduba (município de Caraguatatuba). Observa-se na foto a delimitação clara entre o material que deslizou (vegetação mais rasteira e um “verde” mais acentuado) e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz. Foto: Ferreira, F. S (2011)

A condicionante climática tem papel fundamental nesta região. O clima do município de Caraguatatuba é determinado pelas massas equatoriais e tropicais. A massa de ar tropical, representada pelo anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul, possui temperaturas medianas a elevadas e forte umidade específica, devido à intensa evaporação marítima. Já a massa equatorial caracteriza-se por temperaturas elevadas, podendo ser seca, quando formada sobre o continente, e úmida quando formada sobre o Oceano Atlântico (CRUZ, 1974).

Guidicini; Iwasa (1976) e Tatizana et al. (1987) destacam que a interação de frentes frias oriundas da região polar antártica, quando deparam com massas de ar quente tropicais ao longo da costa brasileira, geram zonas de instabilidade atmosférica intensa, ocasionando fortes chuvas e tempestades. Tal fenômeno, para estes autores, pode levar com certa frequência a ocorrência de inundações, processos erosivos intensos e a deflagração dos escorregamentos na Serra do Mar.

Estas correntes atmosféricas são responsáveis pelo regime pluviométrico ao longo do ano. O clima da região é caracterizado como tropical quente superúmido, com temperaturas médias anuais de 18 a 20°C e precipitação anual em torno de 1750 a 2000 mm. Apresenta estações mais secas entre os meses de abril a setembro e úmidas de outubro a março (DE PLOEY; CRUZ, 1979) (Figura 16). A precipitação da região é predominantemente de caráter orográfico (PELLEGATTI, 2008). Tal justificativa pode ser encontrada no trabalho realizado por Pellegatti (2007), no qual o autor, por meio de informações coletadas em postos pluviométricos (DAEE-SIGRH, ECOVIAS-SP e IAG/USP), elaborou um perfil de distribuição das chuvas, desde a Baixada Santista até a borda do Planalto Atlântico. Os resultados encontrados revelam que os valores de precipitações registrados tendem a aumentar em direção à borda do planalto e diminuem quando ultrapassam este limite.

Os escorregamentos rasos ocorridos no ano de 1967, nas escarpas de Caraguatatuba inserem-se dentro destas condições que, segundo Wolle; Carvalho (1994), podem ter sua origem no encontro da percolação de água no solo junto a frente de pré-saturação ou, também, pelo acúmulo de água no solo dias antes do pico inicial do processo. A Figura 17 mostra os índices de chuvas acumuladas e diárias para os dias 17 e 18 de março de 1967. A Figura 13 apresenta o mapa de distribuição dos escorregamentos ocorridos após as chuvas referentes aos dias 17 e 18 do mês de março de 1967, seguidas de corridas de massa que atingiram os vales dos bairros: Casa Alta, do Caxeta e Vale do Rio Santo Antônio, que se destacou por uma maior ocupação humana e conseqüentemente, maior geração de danos (CRUZ, 1974).

Figura 16 Dados de precipitação mensal do posto pluviométrico E2-046 – Caraguatatuba, localizado no município de Caraguatatuba. Este posto é um dos que registram os dados de chuva da bacia do rio Guaxinduba. O gráfico mostra a distribuição de chuva, apenas para o período chuvoso da região, nos anos anteriores e posteriores à ocorrência dos escorregamentos no ano de 1967. Fonte: SIGRH-DAEE (2012)

Figura 17 Índice de chuva acumulada para o mês de março de 1967 e o total dos dias 17 e 18 deste mesmo mês. Fonte: SIGRH- DAEE, 2010.

4. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Visando alcançar o objetivo principal a investigação das propriedades físicas do solo e a sua influência na distribuição e na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP), alguns métodos de análise e materiais serão utilizados (Figura18).

Figura 18 Fluxograma das etapas metodológicas da pesquisa.

4.1. SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Para a seleção da área piloto, foram definidos alguns critérios: a ocorrência de escorregamentos de grande magnitude, o fácil acesso para investigações *in situ* e a existência de registros de fotografias aéreas com escala compatível, que possibilitassem o reconhecimento dos processos e a sua localização, ou seja, uma área representativa em escala de bacia hidrográfica e de processos.

Após a definição destes critérios, foi realizada uma visita em campo utilizando-se os seguintes materiais para a seleção da área piloto: fotografias aéreas em escala de 1:25.000 do município de Caraguatatuba, datadas de 1973, cedidas pela Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo, e do município de Cubatão, datadas de 1985, cedidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e cartas topográficas em escala de 1:50.000 com equidistância de 20 metros, datadas de 1974, cedidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Por fim, as áreas a serem investigadas foram delimitadas a partir do software *Google Earth*, que validou os dados encontrados nas fotografias aéreas e a partir de coordenadas geográficas fornecidas em campo por GPS (*Global Positioning System*).

Foram pré-selecionadas para investigação seis bacias hidrográficas (Figura 19): (a) Bacia do Rio Perequê; (b) Bacia do Rio Guaxinduba; (c) Bacia do Ribeirão Poaires; (d) Bacia do córrego Bacuí; (e) Bacia do Rio Perequê Mirim e (f) Bacia do rio Iiri.

Frente aos resultados encontrados a partir dos critérios estabelecidos, a bacia do rio Guaxinduba foi eleita como área piloto para esta pesquisa, correspondendo a todos os critérios de seleção para uma área de estudo. A maioria das cicatrizes de escorregamentos encontradas nesta bacia é decorrente do evento de março de 1967. Em alguns casos, onde os processos foram mais intensos, houve a remoção dos horizontes mais subjacentes, como os solos de alteração, deixando à vista os afloramentos descontínuos do maciço rochoso (Figura 20).

Figura 19 Localização dos pontos visitados em campo. Fonte: Google Earth, 2010 (acesso em 27 de outubro de 2010).

Figura 20 Cicatriz de escorregamento na Bacia do Guaxinduba (município de Caraguatatuba/SP). Observa-se na foto a delimitação clara entre o material que deslizou (vegetação mais rasteira e um "verde" mais acentuado) e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz. Foto: Ferreira, F, S. (2011).

4.2. PROCEDIMENTOS DE CAMPO E DE LABORATÓRIO

Para o levantamento de campo e para análise em laboratório das propriedades físicas e geotécnicas dos solos, foram utilizadas como referência, três cicatrizes de escorregamentos rasos. Estas foram selecionadas com base nos seguintes critérios: (a) tamanho e volume de material mobilizado significativo; (b) existência de limites bem preservados (Figura 21), uma vez que parte das cicatrizes dos escorregamentos de 1967 já foi recoberta pela vegetação; (c) facilidade de acesso; (d) cicatrizes sem qualquer relação com os cortes de estradas (por exemplo), ou seja, em que os condicionantes sejam apenas de ordem natural, sem influência de atividades antrópicas.

Figura 21 Limite de uma cicatriz dos escorregamentos deflagrados em março de 1967 na bacia do Rio Guaxinduba. Observa-se na foto a delimitação em vermelho entre o material que deslizou (vegetação mais clara e rasteira e um “verde” mais acentuado) e a cobertura vegetal mais preservada no entorno da cicatriz e a localização dos pontos P1, P2 e P3. Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

Em cada cicatriz foram demarcados três pontos de coleta: o ponto 01 no interior da cicatriz, onde houve material remobilizado, o ponto 02 na lateral da cicatriz, e o ponto 03, localizado na parte superior da cicatriz, onde o material foi preservado. Em cada um desses pontos, foram retiradas amostras deformadas e indeformadas ao longo de diferentes profundidades a medida que observamos alterações texturais (tátil-visuais) dos grãos de solo, na tentativa de melhor caracterizar alterações ao longo do perfil pedológico.

As amostras no campo foram identificadas conforme pontos de referência visuais próximos a localização de cada cicatriz e o ponto específico de cada cicatriz. Para isso, adotaram-se siglas compostas por letras e números representando a profundidade de coleta (em metros) em relação ao nível do terreno natural. A letra **C** sempre acompanhará a identificação de todos os pontos e indicará “Cicatriz”, adotamos também a letra **C** para Cachoeira, **B** para Bode e **TP** para Toco Preto (sítio). A Figura 22 mostra a localização das cicatrizes escolhidas na área de estudo para a presente pesquisa. Tais pontos foram selecionados visando à compreensão dos processos ocorridos em cada cicatriz como um todo. A proposta pauta-se na junção dos três pontos escolhidos (superior, lateral e centro) formando um único perfil para cada cicatriz buscando compreender a dinâmica do material que deslizou e o material que permaneceu após o escorregamento. Ressalta-se aqui que a Cicatriz da Cachoeira (CC) não houve a possibilidade de coleta do ponto lateral (P3), pois não havia acesso.

Ao todo foram coletadas 37 amostras deformadas de solo para a realização de ensaios de granulometria e de densidade, 6 blocos indeformados de dimensões 30x30x30 cm para a realização dos ensaios de resistência (cisalhamento direto inundado), e talhados 24 corpos de prova em anéis cilíndricos biselados de PVC com 5,0cm de altura e 5,0 cm de diâmetro interno para a determinação das curvas de retenção de água.

Após a coleta, as amostras deformadas foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados e armazenados em caixas plásticas e levadas ao laboratório de Pedologia da USP, para a realização do ensaio de Granulometria e em seguida levadas para o Instituto Geológico de São Paulo

para os ensaios de Densidade e Limites de Atterberg (limites de liquidez e plasticidade).

As amostras indeformadas foram levadas para o Instituto Geológico de São Paulo (6 blocos) acondicionadas em papel alumínio, ataduras cirúrgicas e parafina buscando-se evitar ganho ou perda de umidade (Figura 23), para depois serem utilizadas nos ensaios de resistência (cisalhamento direto inundado). Os corpos de prova talhados em anéis cilíndricos foram devidamente identificados e lacrados com filme plástico e papel alumínio (Figura 24), sendo depois acondicionados em caixa de isopor para serem utilizados na obtenção das curvas de retenção de água e para a obtenção da Porosidade total, Macro e Microporosidade.

Figura 22 Localização das três cicatrizes de escorregamentos deflagrados em março de 1967 na bacia do Rio Guaxinduba, Caraguatatuba/SP. Fonte: RAMOS (2012).

Figura 23 Coleta de bloco indeformado na área de estudo (a); Acondicionamento do bloco buscando evitar perda de umidade (b) e corte do bloco em laboratório para o ensaio de cisalhamento direto (c). Foto: Fabiana Souza Ferreira e Maria Carolina Villaça Gomes (2011).

Figura 24 Coleta de uma amostra indeformada horizontalmente orientada (a) e corpos de prova coletados em anéis cilíndricos de PVC (b). Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

4.2.1. Granulometria e Limites de Atterberg

A determinação do tamanho das partículas e suas respectivas porcentagens de ocorrência permitem obter a distribuição e função de partículas de solo, que é denominada distribuição granulométrica, as partículas resultantes desse processo dependem da composição da rocha matriz, do grau de intemperismo, e de sua evolução pedológica.

Para a classificação textural dos solos foi utilizada a escala granulométrica, segundo Camargo et al (2009). As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Pedologia da Universidade de São Paulo (USP).

O método utilizado para realização da análise granulométrica foi a pipetagem, que tem como princípio a velocidade de queda das partículas que compõe o solo. A partir das curvas granulométricas obtidas nos ensaios de laboratório puderam-se identificar as diferentes faixas de tamanho dos grãos, estabelecendo assim a classe textural do solo a partir da porcentagem de cada fração (g.kg^{-1}), importante para a compreensão dos demais parâmetros pedológicos (ex. permeabilidade, porosidade, resistência e etc.).

Os Limites de Atterberg foram realizados no laboratório do Instituto Geológico de São Paulo, segundo as normas da ABNT (NBR-6459/84) e (NBR7180/84), e serviram para a definição dos *Limites de Liquidez* e de *Plasticidade, respectivamente*.

Os teores de umidade correspondentes às mudanças de estado do solo são definidos como: Limite de Liquidez (LL) e Limite de Plasticidade (LP) dos solos (Figura 25). A diferença entre esses dois limites indica a faixa de valores em que o solo se apresenta plástico, é definida como Índice de Plasticidade (IP) do solo. O LP só é empregado para a determinação do IP.

Figura 25 Limites de Atterberg dos solos. Fonte: PINTO (2006)

4.2.2 Porosidade Total, Macro e Microporosidade

O método utilizado para a determinação das porosidades total, macro e micro foi o ensaio a partir da mesa de tensão (Figura 26), conforme Kiehl (1979). A mesa de tensão utilizada para esse ensaio foi a mesa do método holandês, fabricado pela empresa Eijkelkamp Agrisearch Equipment (08.02 SAND/KAOLIN BOX).

Com a mesa em funcionamento, as amostras coletadas em campo foram envolvidas por um tecido de malha fina e presas por um elástico e posteriormente colocadas na mesa de tensão com água por 24 horas para saturação. Após a saturação, as amostras foram pesadas obtendo-se o P1 (peso amostra saturada) e colocadas novamente sobre a mesa de tensão durante um período de 24 horas sobre uma tensão de 60 cm de água, tempo este necessário para que a água retida nos macroporos seja liberada. Depois de saturadas, as amostras foram recolocadas na mesa de tensão e aplicada a primeira tensão 1 kPa por 24h. Essa tensão é considerada somente para tirar o excesso de água do sistema, a partir desta é que se começa a pesar as amostras e a colocar outras tensões. Em seguida foram aplicadas as tensões 1,0 kPa, 3,16 kPa, 6,31 kPa, 10,0 kPa, 20,0 kPa, 50,0 kPa e 74,5 kPa. Uma vez aplicada cada tensão, aguardou-se 24 horas, após este período as

amostras foram pesadas novamente, assim sucessivamente para cada tensão aplicada, obtendo-se o seu segundo peso (P2) para cada tensão.

Figura 26 Mesa de tensão do Laboratório do Instituto Geológico de São Paulo (a), amostra indeformada retirada no cano de PVC, pano para envolver a amostra e elástico (b) e (c) amostras já prontas e colocadas dentro da mesa de tensão para saturação. Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

Ao término da aplicação de todas as tensões descritas anteriormente as amostras foram levadas a estufa para secar a 110°C, por 24 horas, obtendo-se o peso seco (P3). A partir destes três valores (P1, P2 e P3), juntamente com os valores de volume total da amostra (volume do anel), obtêm-se a porosidade total (n), conforme Kiehl (1979) (Equação 1).

$$VPT = \frac{P1 - P3}{100} \times 100 \quad (1)$$

onde:

VPT = volume de poros totais [M/L^3]

$P1$ = Peso das amostras saturadas [M]

$P3$ = Peso seco das amostras [$L3$]

A macroporosidade (M_a) é definida como o volume de poros drenados com uma sucção equivalente a uma coluna de 60 cm de água, sendo calculada a partir do peso do solo saturado ($P1$) e do peso do solo após a tensão de 60 cm ($P2$), conforme Equação 2.

A microporosidade ou porosidade capilar (M_i) é definida como o volume de poros drenados a sucções superiores a 60 cm de água, conforme ilustrado na figura 11, sendo calculada a partir do peso do solo após a tensão de 60 cm ($P2$) e do peso do solo seco ($P3$), conforme Equação 3.

$$Ma(\%) = \frac{P1 - P2}{100} \times 100 \quad (2)$$

onde:

Ma = Macroporosidade [%]

$P1$ = Peso das amostras saturadas [M/L^3]

$P2$ = Peso das amostras saturadas após 24 horas [M]

100 = Capacidade do anel volumétrico em [$L3$]

$$Mi(\%) = \frac{P2 - P3}{100} \times 100 \quad (3)$$

onde:

Mi = Microporosidade [%]

$P2$ = Peso das amostras saturadas após 24 horas [M/L^3]

$P3$ = Peso seco das amostras [M]

100 = Capacidade do anel volumétrico [$L3$]

4.2.3 Densidade da partícula

O método utilizado para obter a densidade dos grãos foi o do balão volumétrico (KIEHL, 1979). Esse método consiste em colocar 20g da amostra de solo em um balão aferido de 100 ml, as amostras foram secas em estufa a 105°C, depois de frias no dessecador foram pesadas e acrescidos 25 ml de álcool etílico, agitando e foram deixadas por cerca de 10 minutos no aparelho de ultrassom para eliminar as bolhas de ar existentes. O volume de 100 ml de álcool foi completado para cada amostra, anotando-se o volume que foi necessário para completar cada balão.

A densidade da partícula (ρ_r) é a relação entre a massa de uma determinada amostra de solo e o volume ocupado pelas partículas do solo. Considera-se o volume do solo ocupado efetivamente pelas partículas, sem levar em conta o espaço poroso. Esta é definida pelo peso das partículas do solo por unidade de volume, sendo expressa em M/L^3 (Equação 4).

A densidade do solo (ρ_{ap}) é a relação entre a massa de uma amostra de solo seco e a soma dos volumes ocupados pelas partículas e pelos poros, ou seja, é a massa de uma unidade de volume de solo seco. Quanto menos estruturado e mais compactado é o solo, maior tende a ser a densidade aparente, sendo esta também expressa em M/L^3 (Equação 5)

$$\rho_r = \frac{P_s}{V_s} \quad (4)$$

onde:

ρ_r = densidade real [M/L^3]

P_s = peso dos sólidos [M]

V_s = volume dos sólidos [L^3]

$$\rho_{ap} = \frac{P_s}{V_t} \quad (5)$$

onde:

ρ_{ap} = densidade do solo [M/L³]

P_s = peso dos sólidos [M]

V_t = volume total dos sólidos [L³]

4.2.4. Resistência ao cisalhamento

A resistência ao cisalhamento de um solo pode ser definida como a máxima tensão de cisalhamento que o solo pode suportar, sem sofrer ruptura, ou a tensão de cisalhamento devido ao deslizamento entre corpos sólidos ou entre partículas do solo resultantes principalmente do atrito e coesão (PINTO 2006), (Figura 27). A resistência por atrito entre partículas pode ser demonstrada por analogia como o problema de deslizamento de um corpo sobre uma superfície plana horizontal (Figura 28).

Figura 27 Mecanismo de resistência. Fonte: PINTO (2006).

Figura 28 Esquema de atrito entre dois corpos. Fonte: Pinto (2006).

Se **N** é a força vertical transmitida pelo corpo, a força horizontal **T** necessária para fazer o corpo deslizar deve ser superior a **N**, **sendo** o coeficiente de atrito entre os dois materiais. Existe, portanto, proporcionalidade entre a força tangencial e a força normal (Equação 6).

$$T = N \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (6)$$

onde:

T = Força Horizontal [*kPa*]

N = Força Vertical [*kPa*]

Tg = Tangente;

φ = ângulo de atrito [°]

Aplica-se inicialmente uma força vertical **N**. Uma força tangencial **T** é aplicada ao anel que contém a parte superior do corpo de prova, e provoca seu deslocamento, ou um deslocamento é provocado ao se medir a força suportada pelo solo. As forças **T** e **N**, divididas pela área da seção transversal do corpo de prova, indicam as tensões σ e τ que nele ocorrem. A tensão τ pode ser representada em função do deslocamento no sentido do cisalhamento (Figura 29), na qual se identificam a tensão de ruptura, $\tau'_{máx}$ e a tensão residual que o corpo de prova ainda sustenta depois de ultrapassada a situação de ruptura, τ_{res} . O deslocamento vertical durante o ensaio também é registrado, indicando se houve diminuição ou aumento de volume durante o cisalhamento.

O ensaio de resistência ao cisalhamento direto inundado foi realizado no Laboratório do Instituto Geológico de São Paulo com amostras indeformadas. Foram utilizadas 3 amostras de cada bloco indeformado retirado em campo (figura 30).

Figura 29 Ensaio de cisalhamento direto. Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

Figura 30 Corpos de prova cisalhados em diferentes tensões Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Primeiramente serão apresentados e discutidos os resultados de cada ensaio realizado em diferentes pontos da bacia do Guaxinduba. Em seguida, será analisado o comportamento desses resultados em diferentes pontos e profundidades juntamente com a variação de algumas propriedades físicas dos solos como, por exemplo, a textura e a porosidade total.

5.1. Granulometria e Limites de Atterberg

De uma maneira geral, as amostras coletadas nos perfis analisados apresentaram valores altos para as frações de areia, cerca de 80%, com uma composição granulométrica variável, destacando a existência de areias siltsas pouco argilosas e siltes pouco argilosos. Os horizontes mais superficiais (0,30m a 0,60m) das cicatrizes estudadas apresentaram um percentual maior da fração argila, enquanto que as amostras coletadas a partir de 1 metro de profundidade mostraram um aumento expressivo da fração areia. No que se remete aos Limites de Atterberg e aos índices de atividade das argilas, boa parte das amostras foram consideradas não plásticas ou inativas, tendo o valor abaixo de 0,75%, mesmo quando apresentando porcentagens maiores para a fração argila, como nos pontos: CCP2 (0,60m), CTPP2 (0,20m, 2,33m, 2,90m, 4,05m), CTPP3 (0,24m, 0,41m, 0,96m, 1,11m, 1,27m e 2,57m) dos perfis investigados (Figura 31).

Figura 31 Gráfico de atividade das amostras de solos analisadas. O gráfico ilustra um comportamento de atividade para as amostras analisadas como inativas, uma vez que todas as amostras obtiveram o valor abaixo de 0,75%, mesmo quando apresentando porcentagens mais altas para a fração argila, como nos pontos: CCP2 (0,60m), CTPP2 (0,20m, 2,33m, 2,90m, 4,05m), CTPP3 (0,24m, 0,41m, 0,96m, 1,11m, 1,27m e 2,57m).

Os pontos CCP1 e CCP2 apresentaram respectivamente uma média percentual baixa para as frações de silte (24% e 7%) e argila (21% e 2%), obtendo uma média de distribuição homogênea ao longo de todo o perfil (Figura 32 e 33). Enquanto que as frações de areias apresentaram uma média percentual 56% e 83%, seguindo uma trajetória de ascendência em relação à areia grossa e muito grossa, alcançando maiores valores para areia fina com o aumento da profundidade.

Figura 32 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CCP1. O gráfico mostra um percentual maior para a fração argila nos horizontes superficiais mostrou um comportamento homogêneo ao longo de todo o perfil, onde podemos observar valores baixos de argila e silte e maiores valores para as frações de areia.

Figura 33 Curva granulométrica das amostras coletadas no ponto CCP2. O gráfico mostra um percentual maior para a fração argila nos horizontes superficiais CCP2 (0,04m, 0,25m e 0,60m), enquanto que as amostras mais subjacentes do ponto CCP2 (1,70m e 2,30m).

O ponto CCP2 (Figura 34a) apresentou uma camada de serrapilheira de aproximadamente 5 cm e atingindo 2,30 metros de profundidade. O primeiro horizonte, compreendido entre o topo do perfil e 0,60m, composto por solo de textura franco arenosa. O segundo horizonte de solo apresentou uma textura franco arenosa, com material não plástico e coloração predominantemente marrom com muitos minerais micáceos e blocos de rocha com diâmetro de até 30 cm e raízes com até 8 cm de diâmetro, sendo representado pela amostra 2,50m.

Já o CCP1 (Figura 34b), apresentou em sua camada superficial (0,25m), uma textura franco argiloso que pode ser explicada pelo transporte de materiais advindos de outras porções da encosta, caracterizando apenas um único horizonte, constituído por saprolito de textura arenosa e de cor variada e

material não plástico (róseo, amarelo, branco e cinza), com muitos cristais de quartzo, representado pelas amostras 0,25m, 0,85m e 2,25m.

Figura 34 (a) Perfil da trincheira CCP2. O primeiro horizonte composto por solo de textura franco arenosa e franco argilosa, com presença de raízes (setas vermelhas) e o segundo horizonte de solo com textura franco arenosa, com coloração predominantemente marrom com blocos de rocha e raízes (setas amarelas). (b) Perfil da trincheira referente ao ponto CCP1. Com apenas um único horizonte, constituído por saprolito de textura arenosa e de cor variada (róseo, amarelo, branco e cinza), com muitos cristais de quartzo. Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

As amostras coletadas nos pontos CBP1, CBP2 e CBP3 (Figura 35, 36 e 37) nos horizontes superficiais (0,25m a 0,60m) apresentaram uma média percentual baixa de silte e argila de 16% e 18%, sendo materiais não plásticos nos pontos CBP2 e CBP1 e inativos para CBP3, enquanto que as amostras coletadas nos horizontes mais profundos (1,00m a 2,30m) apresentaram maiores percentuais de argila e silte, como uma média percentual de 28%, 10% e 12% para silte e 15%, 16% e 17% para argila, sendo todas inativas. Já as frações de areias apresentaram uma média percentual maior em todos os pontos investigados 57%, 73% e 70%, seguindo uma trajetória de ascendência em relação à areia grossa e muito grossa, alcançando maiores valores para a fração areia fina.

Figura 35 Curva granulométrica do ponto CBP1. O gráfico mostra um percentual maior para a fração argila nos horizontes superficiais CBP1 (0,12m e 0,25m), enquanto que as amostras mais subjacentes do ponto CBP1 (0,95m e 1,23m) apresentaram maiores proporções de areia e silte.

Figura 36 Curva granulométrica do ponto CBP2. O gráfico mostra um percentual maior para a fração argila no horizonte superficial CBP2 (0,20m), enquanto que as amostras mais subjacentes do ponto CBP2 (0,55m e 2,65m) apresentaram maiores proporções de areia e silte.

Figura 37 Curva granulométrica do ponto CBP3. O gráfico mostrou um comportamento homogêneo ao longo de todo o perfil, onde podemos observar valores baixos de argila e silte e maiores valores para as frações de areia.

O ponto CBP2 (Figura 38a) apresentou o primeiro horizonte, composto por solo de textura de franca e coloração marrom com presença de material orgânico e grande quantidade de raízes. O segundo horizonte de solo apresentou uma textura franco-argilo-arenosa com pequenos blocos de rocha e de coloração predominantemente avermelhada, sendo representado pela amostra 2,65m.

O ponto CBP1, atingindo até 1,23 metros de profundidade (Figura 38b). O primeiro horizonte é composto por solo de textura argilosa e de coloração marrom escura com presença de material orgânico e grande quantidade de raízes finas. O segundo horizonte de solo apresentou uma textura franco argilo arenosa com muitos minerais micáceos e pequenos blocos de rocha de coloração variada (rósea, amarelada, branca e cinza). O terceiro horizonte, constituído por saprolito, foi classificado como uma textura de areia e franco arenosa de cor variada, com muitos minerais micáceos de coloração predominantemente cinza e preto.

O ponto CBP3 (Figura 38c) configura o primeiro horizonte (0,60 metros), com um solo de textura franco arenosa e de coloração marrom escuro com presença de material orgânico e grande quantidade de raízes. O segundo horizonte de solo (0,95m) apresentou uma textura franco argilo arenosa de coloração predominantemente marrom. O terceiro horizonte de solo (2,30m) apresentou uma textura franco-argilo-arenosa de cor avermelhada, com presença de estrutura reliquiar, com muitos minerais de quartzo.

Figura 38 (a) Perfil CBP2. O primeiro horizonte, composto por solo de textura de franca e coloração marrom com presença de material orgânico e raízes (setas amarelas). O segundo horizonte com uma textura franco arenosa. (b) Perfil CBP1. O primeiro horizonte, composto por solo de textura argilosa e de coloração marrom. O segundo horizonte de solo apresentou uma textura franco-argilo-arenosa de coloração variada (rósea, amarelada, branca e cinza) com pontos pretos. O terceiro horizonte, constituído por saprolito, com uma textura de areia e franco arenosa de cor variada de coloração predominantemente cinza e preto. (c) Perfil CBP3. O primeiro horizonte, com uma textura franco arenosa e de coloração marrom escuro. O segundo horizonte com textura franco argilo arenosa de coloração predominantemente marrom, com presença de material orgânico e raízes (setas vermelhas). O terceiro horizonte com uma textura franco argilo arenosa de cor mais avermelhada Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

As amostras coletadas no ponto CTPP1 apresentaram uma média percentual baixa de silte e argila (33% e 14%) ao longo de todo o perfil. Já as frações de areias apresentaram uma média percentual maior em todos os pontos investigados (53%), seguindo uma trajetória de ascendência em relação à areia grossa e muito grossa, alcançando valores maiores para areia fina a medida que alcançou-se profundidades maiores (1,30m a 2,50m). Ao contrário das amostras coletadas no ponto CTPP1, os pontos CTPP2 e CTPP3 apresentaram respectivamente uma média percentual crescente de argila (31% e 46%), sendo todas inativas, e silte (39% e 20%) à medida que se alcançou profundidades maiores nos perfis. Já as frações de areias apresentaram valores menos expressivos nos pontos CTPP3 e CTPP2 (34% e 30%), (Figura 39, 40 e 41).

Figura 39 Curva granulométrica do ponto CTPP1. O gráfico mostra para o ponto CTPP1 mostrou um comportamento homogêneo ao longo de todo o perfil, podemos observar valores baixos para as frações de argila e silte tendem a apresentar uma diminuição com o aumento da profundidade e valores mais expressivos para as frações de areia.

Classificação granulométrica do solo segundo a NBR 6502, e USDA, 1975

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

Curva Granulométrica para partículas menores que 2 mm

Figura 40 Curva granulométrica do ponto CTPP2. O gráfico mostra para o ponto CTPP2 um comportamento homogêneo ao longo de todo o perfil, podemos observar valores baixos para as frações de argila e silte tendem a apresentar uma diminuição com o aumento da profundidade e valores mais expressivos para as frações de areia.

Figura 41 Curva granulométrica do ponto CTPP3. O gráfico mostra no ponto CTPP3 que podemos observar valores mais expressivos de argila e silte ao longo de todo o perfil, onde tendem a apresentar uma diminuição com o aumento da profundidade.

O ponto CTPP2, com 4,05m (Figura 42a). O primeiro horizonte, composto por solo de textura de franco argilosa e coloração marrom escuro. O segundo horizonte (0,60m) apresentou uma textura franco siltosa de coloração marrom ao acinzentado, e o terceiro horizonte apresentou uma textura franco argilosa de cor avermelhada, com presença de minerais de quartzo.

O ponto CTPP1, com 2,50 m (Figura 42b), composto por solo de textura franca e de coloração avermelhada no primeiro horizonte e o segundo horizonte apresentou uma textura franco arenosa de coloração predominantemente avermelhada com grãos dispersos de quartzo sendo representado pelas amostras 0,41m, 0,67m, 0,96m, 1,11m, 1,27m e 2,57.

O ponto CTPP3, com 2,57m (Figura 42c). O primeiro horizonte (0,10 e 0,24m) possui textura franca argilosa e de coloração marrom escuro e o

segundo horizonte de solo apresentou uma textura argilosa de coloração predominantemente avermelhada (0,41m, 0,67m, 0,96m, 1,11m, 1,27m e 2,57m).

Figura 42 (a) Perfil CTPP1. O primeiro horizonte, composto por textura franca e de coloração avermelhada com presença de material orgânico e grande quantidade de raízes (setas amarelas). O segundo horizonte, uma textura franco arenosa de coloração predominantemente avermelhada, com presença de raízes (setas vermelhas). (b) Perfil CTPP2. Composto por textura franco argilosa e coloração marrom escuro. O segundo horizonte com textura franco siltosa, de coloração marrom ao acinzentado. O terceiro horizonte, com textura franco argilosa de cor avermelhada. (c) Perfil CTPP3. As setas amarelas indicam a presença de raízes ao longo do perfil. O primeiro horizonte, de textura franco argilosa e coloração marrom escuro com presença de material orgânico e raízes. O segundo horizonte, de textura argilosa e coloração predominantemente avermelhada. Foto: Fabiana Souza Ferreira (2011).

Em termos de textura dos solos, a suscetibilidade a movimentos de massa irá se relacionar com a destacabilidade e a transportabilidade das partículas, associada respectivamente às forças da natureza e às características físicas, como tamanho e forma. Tal dinâmica pode determinar o comportamento dos fluxos da água, a cimentação desses solos e sua resistência (SCHJONNING, 1991; ZHANG, 1994; WAKATSUKI et al, 2005; HEINSATH et al, 2002 e SASAKI et al, 2000).

Davino (1970), estudando o manto de alteração de rochas cristalinas pré-cambrianas na região de Cubatão (SP), por meio de eletrorresistividade, concluiu que a natureza do manto de alteração depende essencialmente da composição litológica da área, levando em conta a xistosidade, zonas de fraturamento e declives, resultando em grandes diferenças de permeabilidade e porosidade no solo, inferindo na capacidade desses materiais de reter a água. Essa capacidade de retenção pode ter um papel fundamental para a formação do manto de alteração e consequentemente na deflagração dos escorregamentos rasos, uma vez que as argilas podem reter até 45%, enquanto que as areias 3%. No entanto, materiais argilosos podem apresentar comportamentos de inatividade ou de baixa plasticidade que irão determinar uma dinâmica diferente a estes solos.

Tiwari; Marui (2004) observaram uma correlação entre o ângulo de atrito interno e alguns parâmetros do solo como limite de liquidez, o índice de plasticidade e as porcentagens de argila. Para as frações de argila eles encontraram variações do ângulo entre 8% e 42%, indicando a importância da compreensão da atividade dessas argilas, como encontrado nos resultados da presente pesquisa.

A partir dos resultados obtidos por meio da granulometria e dos limites de Atterberg, pode-se entender que nos solos estudados, as interações entre água e as argilas não foram expressivas a ponto de inferir na capacidade de retenção de água. 56% das amostras foram classificadas como não plásticas e 43% inativas, tendo valores abaixo de 0,75%, mesmo quando apresentaram maiores porcentagens para a fração argila, como nos pontos superficiais CCP2 0,60m, CTPP2 0,20m e no ponto subjacente CTPP2 2,33m.

Summa et al (2010) ao investigarem a influência da mineralogia sobre a instabilidade das encostas em solos do sul da Itália, observaram que mesmo nos solos classificados como argilosos (80%) e com pequena presença das frações areia, o ângulo de atrito interno aumentou, em função de valores decrescentes do índice plasticidade.

Gomes (2012), com o objetivo de avaliar as mudanças da condutividade hidráulica saturada (k_{sat}) *insitu* associadas às mudanças de textura (entre outros parâmetros) na mesma área de estudo desta pesquisa, observou que a variação da textura, por exemplo, pôde explicar os valores de (k_{sat}), para solos mais arenosos (cerca de 80% da fração areia) e que o aumento da condutividade hidráulica (de 10^{-5} para 10^{-4} cm/s) foi acompanhado por uma significativa redução da argila (de 36% para 8%), enquanto que para solos mais argilosos (cerca de 40%) a condutividade apresentou valores próximos a $4,1 \times 10^{-5}$ cm/s e $3,4 \times 10^{-6}$ cm/s.

Comportamento similar foi encontrado por De Ploey; Cruz (1979), com o objetivo de avaliar o comportamento mecânico e hidrológico condutividade hidráulica saturada (k_{sat}) *in situ* associados a textura em solos desenvolvidos sobre gnaisses na região de Caraguatatuba (SP), com a preocupação em compreender as potencialidades do saprolito localizado abaixo dos horizontes A e B do solo, tais autores estimaram 87% para as frações de areias e 13% de argila e silte, e encontraram maiores valores de condutividade hidráulica (10^{-5} para 10^{-4} cm/s.) com a diminuição da fração argila.

5.2. Curvas de retenção de água (CRAs)

Analizando as curvas de retenção de água referentes aos pontos CCP1 e CCP2 (Figuras 43 e 44) e CBP1, CBP2 e CBP3, (Figuras 45, 46 e 47), observou-se que a maior parte dos corpos de prova não atingiu à saturação total, alcançando uma média percentual de 70% de umidade. As curvas mostraram maior perda de umidade entre 1 e 20kPa para o ponto CC e 1 e 10kPa para o ponto CB, diminuindo sua capacidade de retenção de água e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção de 50 a 74,5kPa. Em solos arenosos, normalmente os poros são maiores, sendo mais rapidamente esvaziado a baixas tensões, restando pequenas quantidades de água retida a potenciais menores, o que pode explicar à inclinação acentuada das curvas de retenção, seguindo uma tendência decrescente em resposta a distribuição de microporos (40%) e macroporos (25%) e a própria composição granulométrica, caracterizada por 15% de argilas inativas para todas as amostras e valores para densidade e índices de vazios muito próximos, de 2,55 g/cm³ e 1,151 g/cm³ respectivamente (Tabela 3).

Figura 435 Curva de retenção de água CCP1. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 50% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 10 kPa e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção entre 20 e 74,5 kPa.

Figura 44 Curva de retenção de água CCP2. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 50% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 10 kPa e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção entre 20 e 74,5 kPa.

Figura 45 Curva de retenção de água CBP1. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 70% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 20 kPa e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção entre 50 e 74,5 kPa.

Figura 466 Curva de retenção de água CBP2. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 70% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 20 kPa e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção entre 50 e 74,5 kPa.

Figura 47 Curva de retenção de água CBP3. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 70% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 20 kPa e alcançando sua estabilidade nos níveis de sucção entre 50 e 74,5 kPa.

Feliciano (2005) ao analisar métodos alternativos para obtenção da curva de retenção da água no solo observou um comportamento semelhante

entre as curvas nos intervalo de tensão (entre 10 e 33 kPa) e a maior dependência no comportamento da curva está vinculada a textura. Tal situação é compreensível já que em elevados potenciais matriciais de água no solo, as forças capilares são mais atuantes e nessa faixa de potencial a textura e a estrutura do solo determinam a quantidade de água retida pelos poros do solo.

Collins; Znidarcic (2004), investigando as características dos solos e da geomorfologia relacionadas a escorregamentos e à corridas de detritos em Santa Cruz, (Canadá), apontam que uma das causas internas dos escorregamentos é a alteração do equilíbrio entre as tensões no interior da massa. Muitas vezes as frentes de umedecimento localizam-se no contato entre rocha sã ou rocha parcialmente decomposta, assim, esses materiais que contêm mais areia e menor quantidade de argila, atingem mais rapidamente o limite de liquidez. Este, por sua vez, está preso à plasticidade das argilas, que como visto nesse trabalho, são argilas inativas, dificultando assim a capacidade de retenção de água.

Tabela 3 Resultados dos ensaios de caracterização das amostras analisadas

	Amostra	% MACRO	%MICRO	Índice de Atividade (argila)	Densidade aparente (g .cm-3)	Densidade real (g .cm-3)	Índice de vazios
	CBP1 0,12m	21	44	NP	1,347	2,600	0,930
	CBP1 0,25m	24	40	NP	1,101	2,660	1,417
	CBP3 0,10m	30	38	NP	1,002	2,440	1,436
	CBP3 0,34m	19	47	0,42	1,304	2,440	0,872
	CBP3 0,60m	15	50	0,35	1,287	2,560	0,990
	CBP2 0,20m	19	44	NP	1,379	2,380	0,726
	CBP2 0,55m	25	45	NP	1,305	2,530	0,938
	CCP1 0,25m	22	28	NP	1,238	2,710	1,189
	CCP1 0,85m	24	25	NP	1,191	2,640	1,216
	CCP2 0,04m	40	40	NP	0,879	2,410	1,742
	CCP2 0,25m	20	54	NP	1,128	2,490	1,207
	CCP2 0,60m	25	40	0,04	1,280	2,550	0,993
	CCP2 1,60m	19	45	NP	1,230	2,690	1,187
	CTPP1 0,24m	13	54	0,07	1,320	2,510	0,902
	CTPP1 0,60m	19	48	NP	1,262	2,540	1,013
	CTPP1 1,30m	13	57	NP	1,241	2,600	1,095
	CTPP2 0,20m	28	41	0,12	1,069	2,530	1,366
	CTPP2 0,60m	16	48	0,52	1,325	2,730	1,061
	CTPP2 2,00m	20	44	0,03	1,293	2,540	0,964
	CTPP3 0,24m	20	43	0,09	1,150	2,590	1,253
	CTPP3 0,41m	17	48	0,14	1,199	2,560	1,136
	CTPP3 0,67m	17	50	NP	1,211	2,580	1,131
	CTPP3 1,11m	21	47	0,16	1,132	2,720	1,404
	CTPP3 1,27m	21	50	0,07	1,284	2,540	0,978

*1a: índice de atividade SKEMPTON (1953).

Nos pontos CTPP1, CTPP2 e CTPP3 as curvas de retenção de água (figura 48, 49 e 50) mostraram que a maior parte dos corpos de prova não atingiu à saturação total, alcançando uma média percentual de 52,82% de umidade. As curvas demonstraram maior perda de umidade entre 1 e 50kPa, comportamento justificado pela sua textura mais argilosa (38,39%) e valores para densidade e índices de vazios muito próximos, de 2,59 g/cm³ e 1,118 g/cm³ respectivamente, observando que para solos argilosos o desenvolvimento da sucção é maior do que para solos mais arenosos (CC e CB). Os solos argilosos tendem a reter mais água para determinados valores de sucção ao contrário dos solos arenosos que perdem água de seus vazios mais rapidamente, diminuindo sua capacidade de retenção de água e alcançando sua estabilidade somente no nível de sucção de 74,5 kPa,

seguindo uma tendência decrescente de retenção de água em resposta a distribuição de microporos (47,92%) e macroporos (18,59%).

Figura 48 Curva de retenção de água CTPP1. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 50% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 50 kPa e alcançando sua estabilidade no nível de sucção 74,5 kPa.

Figura 49 Curva de retenção de água CTPP2. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 50% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 50 kPa e alcançando sua estabilidade no nível de sucção 74,5 kPa.

Figura 50 Curva de retenção de água CTPP3. Observa-se que a maior dos corpos de prova não atingiu a saturação total, alcançando uma média percentual de quase 50% de umidade. As curvas mostram maior perda de umidade entre 1 e 50 kPa e alcançando sua estabilidade no nível de sucção 74,5 kPa.

Righes et al. (1983) observaram que o comportamento da curva de retenção de água quando submetida a potenciais inferiores a 33 kPa obedece, particularmente, a variação da composição granulométrica das diferentes camadas. Nesta pesquisa tal comportamento não foi observado, pois a curva de retenção de água se mostrou contrária a variação da composição granulométrica.

Em um campo de monitoramento da infiltração de chuvas em taludes de Loess, China, Tu a et. al., (2009) concluíram que o desempenho torna-se comum principalmente sob baixas sucções, já que para solos com elevadas percentagens de areia, os poros podem esvaziar-se sob sucções maiores da qual eles se enchem, provocando variações mais contrastantes na curva de retenção.

5.3. Resistência ao Cisalhamento

A resistência ao cisalhamento dos solos foi definida pelas envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto inundado (Figura 51). Os resultados obtidos a partir desses ensaios foram analisados e comparados com algumas propriedades físicas, visando identificar as variáveis responsáveis pelo controle dos parâmetros de resistência ao cisalhamento (c' , ϕ') (Tabela 4).

Figura 51 Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidos na condição saturada. Podemos observar que os valores de resistência ao cisalhamento foram maiores nos horizontes saprolíticos (CBP2 1,75m e CCP2 2,00m), com exceção do ponto CTPP2 2,00m que apresentou menor valor, os demais pontos (CBP2 0,40m e CBP2 1,75m) apresentaram resistência ao cisalhamento muito semelhantes, com devida atenção ao ponto CCP2 0,60m que apresentou um valor acima dos outros quanto à resistência.

Tabela 4 Características iniciais dos corpos de prova utilizados nos ensaios de cisalhamento direto inundados e parâmetros de resistência ao cisalhamento (c' , ϕ').

Amostra	Textura	C' (kPa)	ϕ (°)	Granulometria g.Kg ⁻¹			ρ (g/cm ³)	e (g/cm ³)	Limites de Atterberg				Porosidade			S (%)
				Areia	Silte	Argila			W _L %	W _p %	I _p %	I _a %	Macro %	Micro%	Total%	
CBP2 0,40m BLOCO 1	Franca	0,000	29,1°	292,00	497,20	210,80	1,24	2,77	NP	NP	NP	NP	25,51	45,42	70,93	46,30
CBP2 1,75m BLOCO 2	Franco arenosa	1,199	31,9°	379,05	413,77	207,18	1,05	2,70	NP	NP	NP	NP	18,80	44,24	63,04	52,40
CCP2 0,60m BLOCO 3	Franco argiloso	2,160	25,8°	116,21	559,68	324,11	1,41	2,48	25,0	26,0	1,00	0,04	25,18	45,25	65,43	40,20
CCP2 2,00m BLOCO 4	Franco arenosa	11,057	36,8°	606,08	292,03	101,89	1,06	2,51	NP	NP	NP	NP	19,31	45,36	64,67	41,20
CTPP2 0,45m BLOCO 5	Franco siltosa	0,000	36,7°	132,83	698,94	168,23	1,11	2,42	NP	NP	NP	NP	16,42	48,7	65,12	41,90
CTPP2 2,00m BLOCO 6	Franco argiloso	0,000	33,5°	31,01	675,96	293,02	1,21	2,64	NP	NP	NP	NP	20,22	43,84	64,06	56,30

Nota-se que as variações mais significativas nos índices físicos foram para o conjunto de corpos de provas dos blocos 5 e 6, seguidos, em ordem decrescente de variação, pelos conjuntos de corpos de prova dos blocos 3, 1, 4, 5 e 1. Observa-se que os corpos de prova representativos do solo (Blocos 1, 3 e 5) apresentaram menor variabilidade nos índices físicos do que nos saprolitos (Blocos 2 e 4), com exceção do Bloco 6, devido ao maior percentual de areia e maior homogeneidade quanto à porosidade e aos índices de vazios.

O primeiro comportamento que pôde ser observado compreende os pontos CBP2 e CCP2, em que as camadas superficiais (0,40m e 0,60m) apresentaram ângulos de atrito menores ($29,1^\circ$ e $25,8^\circ$) em detrimento das camadas sobrejacentes, 1,75m e 2,00m, ($31,9^\circ$ e $36,8^\circ$). Os valores para coesão de 0,000 a 1,199 kPa e 2,160 kPa e 11,057 kPa em que os índices físicos apresentaram significativa semelhança de comportamento, sendo solos porosos (70%), com a densidade média de $1,500 \text{ g/cm}^3$ e $2,70 \text{ g/cm}^3$ para índice de vazios, intercalando-se entre argilo-arenoso e areno-argiloso no horizonte superficial e com espessura média de 1,5m e matriz arenosa ou siltosa no horizonte de solo saprolítico.

O segundo comportamento compreende a cicatriz CTPP2, em que a camada superficial, 0,45m, apresentou ângulo de atrito maior ($36,7^\circ$) em detrimento da camada subjacente, 2,00m, ($33,5^\circ$), em que os índices físicos apresentaram considerável semelhança. Os solos porosos (65%), com a densidade média de $1,560 \text{ g/cm}^3$ e $2,53 \text{ g/cm}^3$ para índice de vazios, sendo solo com textura franco argiloso e siltoso no horizonte superficial e com espessura média de 0,60m e matriz franco argilosa de 5m, que não pudemos precisar o alcance de sua matriz em campo. Tal comportamento sugere um favorecimento a percolação da água superficial e subsuperficial, resultando em uma considerável perda de resistência sofrida por esses solos e que podem propiciar a ocorrência em condições pré-estabelecidas de saturação do solo, a deflagração de escorregamentos, alcançando as camadas consecutivas (horizontes de transição e o saprolito) que concentram valores maiores para resistência.

Collins; Znidarcic (2004) apontam que uma das causas internas dos escorregamentos é a alteração do equilíbrio entre as tensões no interior da massa, onde em geral localizam-se as frentes de umedecimento, o solo propriamente dito (Horizonte A e B) e o saprolito (Horizonte C), assumindo-se que esses materiais contêm mais areia e menor quantidade de argila, atingindo mais rapidamente seu limite de liquidez. Este, por sua vez, está preso a plasticidade das argilas, que como visto neste trabalho, foram classificadas como inativas, dificultando assim a capacidade de retenção de água, a água diminui o valor da coesão; em decorrência diminuirá às tensões de cisalhamento.

Wolle; Carvalho (1994) por meio de ensaios *in situ* e de laboratório em duas áreas pilotos na região de Cubatão (SP), buscando compreender a dinâmica de infiltração e da percolação da água dentro de solos não saturados e o seu papel na ocorrência de escorregamentos rasos na Serra do Mar (SP), encontraram características muito próximas a essa pesquisa, solos areno-argilosos e arenosos, onde as camadas superficiais apresentaram ângulo de atrito menor (34°) em detrimento da camada sobrejacente (39°) e valores para coesão de 1,000 a 4,000 kPa. A coesão destes solos cresceu com o aumento da tensão de água no solo até que essa atingisse um valor entre 1 e 4 kPa, tornando-se decrescente.

Acredita-se que para estes solos, como encontrado na presente pesquisa os teores de argila foram insuficientes para produzir uma coesão significativa entre as partículas de areia quando o solo encontrava-se seco. Assim, a coesão observada era quase que exclusivamente devido ao efeito da formação de meniscos de água nos pontos de contato, existindo uma umidade que propicia uma combinação de número e curvatura de meniscos que resulta num valor máximo de coesão aparente. Tais autores apontam que os fluxos das águas das chuvas são praticamente verticais, por meio de camadas superficiais e onde o horizonte de transição e o maciço rochoso representam verdadeiros drenos para as camadas sobrejacentes, impossibilitando a ocorrência de fluxos, ou seja, sobre tais condições toda a água das chuvas que se infiltra na encosta é drenada para os horizontes inferiores inviabilizando a formação de fluxos paralelos à encosta. Neste caso, os autores puderam

verificar, que a ocorrência de fluxos verticais, e não paralelos, nas encostas provocam uma redução da sucção dos solos e consequente queda da coesão aparente.

Amaral Junior (2007), tendo como proposta o mapeamento geotécnico aplicado à análise dos diferentes tipos de ocorrência dos movimentos de massa gravitacionais na região de Costa Verde (RJ), observaram que as envoltórias de resistência ao cisalhamento saturado apresentaram uma inclinação constante ao longo de toda a faixa de tensões normais, obtendo valores menores de coesão e ângulo de atrito, 1,0 e 9,0 kPa e 42° e 32° respectivamente, para os horizontes superficiais areno-siltosos e areno-argilosos. A agregação destes solos, especialmente nas camadas superficiais, contendo 70% de areia e 10% de argila não apresentaram resistência para produzir mudanças significativas na inclinação e no intercepto da envoltória, portanto, pôde-se afirmar que mesmo para tensões normais baixas empregadas (14 kPa) seriam suficientes para romper os agregados deste solo, de maneira que a envoltória foi definida por suas características granulométricas, assim como os valores encontrados na presente pesquisa, caracterizados por 80% de areia e 10% de argila.

Kim et. al., (2004), a partir de curvas de retenção de água obtidas com papel filtro e tensiômetros, revelaram que a magnitude da sucção da região da “frente de umedecimento” desempenhou um papel importante na estabilidade das encostas naturais em solos areno-argilosos, conferindo valores menores para os horizontes superficiais (1,5m). Experimentos conduzidos por LI et. al, (2005), numa encosta natural em solos areno-argilosos e areno-siltosos, instrumentada com sensores de umidade e sucção, mostram que a “frente de umedecimento” formada durante a estação de chuvas atingiu 3,0 metros de profundidade. Os resultados dos experimentos indicaram que a infiltração da chuva foi de aproximadamente de 70% do total precipitado, e que a água infiltrada aumentou principalmente o teor de umidade do horizonte superficial do solo, como encontrado nos solos estudados onde não se alcançou a saturação total mesmo quando submetidos a valores altos de sucção.

Acredita-se, contudo, que enquanto os horizontes superficiais (até 1,0 metros) das encostas se encontrarem relativamente secos (baixos graus de saturação da ordem de 40 a 60%) a pluviosidade necessária para provocar avanços na frente de umedecimento são muito elevadas, correspondendo a tempos de recorrência também elevados, como ocorrido nos dias 17 e 18 de março de 1967 em Caraguatatuba (SP). No dia 17 os índices alcançaram 225mm de chuva em 4 horas e 420,0mm para os dias 15 e 16 de março e 851,0mm mensal, não acusando índices maiores devido a saturação do pluviômetro (CRUZ, 1974).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o objetivo de investigar e analisar a influência das propriedades físicas do solo na deflagração e na distribuição dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) alcançou-se nesta pesquisa resultados relevantes no que compete às condições pedológicas e geotécnicas da área de estudo, indicando uma potencialização de situações de instabilidade à ocorrência de escorregamentos, principalmente em períodos pluviométricos intensos.

Nos dias 17 e 18 de março de 1967 a Bacia do Guaxinduba e outras em seu entorno (ex. a bacia do rio Santo Antônio) sofreram diversos escorregamentos em suas encostas e corridas de detritos deflagradas em seus canais principais. Os escorregamentos, de forma geral, ocorreram em todos os tipos de topografia na área de estudo, ao analisar a topografia observou-se que as altas escarpas são áreas preferenciais de início de escorregamentos, onde os declives acima de 40% ligam-se muitas vezes a falhamentos ou a núcleos resistentes que propiciam a desnudação dos paredões rochosos. A ausência de altos níveis a frente desses paredões podem ter favorecido a maior susceptibilidade à dinâmica da bacia do rio Guaxinduba.

O material envolvido nos escorregamentos é, essencialmente, o horizonte superior de solo coluvionar, além de sua cobertura vegetal, inclusive a camada de serrapilheira e de solo orgânico superficial. Este solo coluvionar apresenta, na área de estudo, espessuras em torno de 1,0m, com sua metade superior mais densamente penetrada pelas raízes da vegetação, e está assente sobre solo saprolítico, o qual ainda apresenta reminiscência de estrutura da rocha que lhe deu origem.

Os resultados de caracterização mostraram que os horizontes de solos mais profundos são formados predominantemente por materiais siltosos e/ou arenosos, enquanto os horizontes superficiais apresentaram-se mais argilosos, ainda que com baixos índices de atividade e por muitas vezes inatividades. Constatou-se também que os solos representativos das cicatrizes estudadas não mostraram significativa variabilidade quanto aos índices físicos ao longo do perfil de alteração, em especial para o índice de vazios.

Os resultados de porosidade revelaram que, os solos dos horizontes superficiais apresentaram quantidades maiores de microporos, enquanto que os solos dos horizontes mais profundos apresentaram uma quantidade baixa de microporos e uma alta quantidade de macroporos. Em termos gerais, a quantidade de macroporos tende a aumentar com a profundidade, enquanto que a quantidade de microporos tende a diminuir, apresentando curvas de retenção de água semelhantes. Tais solos apresentaram maior capacidade de retenção para os níveis de sucção impostos.

Os ensaios de resistência, tanto para os solos superficiais quanto para os solos mais profundos, apresentaram envoltórias de resistência bastante semelhantes, não alcançando valores significativos, alcançando valores próximos a 11, 057 kPa.

Estudos futuros deverão aprofundar as investigações aqui realizadas, envolvendo mapeamentos estruturais de campo de detalhe, um aumento no número de pontos ensaiados e o monitoramento das sucções nos solos, levando em consideração todas as variáveis climatológicas, e não somente a precipitação, para permitir uma análise mais adequada das condições de balanço hidrológico.

Embora muitos estudos tenham voltado à atenção para a descrição de eventos e para o monitoramento, pouco ainda se sabe sobre a previsão dos movimentos de massa na Serra do mar Paulista. Espera-se que esta pesquisa possa subsidiar a previsão avaliando a importância dos fatores condicionantes e da distribuição das propriedades físicas do solo

7. REFERÊNCIAS

AB' SABER, A. N. 1956. **A terra paulista**. Separata do Boletim Paulista de Geografia: São Paulo, nº 23, p. 5-38.

ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas. 1995. Rochas e solos — **NBR – 6502**. Rio de Janeiro, 13p.

ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas. 1984. Solo – **Determinação do limite de Liquidez – NBR – 6459**. Rio de Janeiro, 13p.

ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas. 1984. Solo – **Determinação do limite de plasticidade – NBR – 7180**. Rio de Janeiro, 13p.

ALMEIDA, F.F.M. ; CARNEIRO, C. D. R. 1998. **Origem e Evolução da Serra do Mar**. Revista Brasileira de Geociências, p. 135-150.

ALMEIDA, F.F.M. 1974. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. In: Geologia do Estado de São Paulo, São Paulo – IG/USP, p. 56-62.

AMARAL JUNIOR, A. F. (2007). **Mapeamento Geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de massa gravitacionais: Costa Verde – RJ – Escala 1:10.000**. Dissertação (Mestrado em Engenharia). Escola de Engenharia de São Carlos; Universidade de São Paulo, São Carlos. 191p.

AUGUSTO FILHO, O. ; VIRGILI, J. C. 1998. **Estabilidade de taludes**. In: **OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A.** (Eds.) Geologia de engenharia. São Paulo: ABGE, p. 243-269.

AUGUSTO FILHO, O. 1992. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP**. São Paulo. Dissertação de mestrado em engenharia. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo – SP, 162p.

AUGUSTO FILHO, O. 1994. **Carta de riscos de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP**. 1994. 168f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de solos) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. (1998) **Estabilidade de Taludes**. In Oliveira, A.M.S. e Brito, S.N.A. (eds) Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo: 243-269.

BAVER, L. D., W. H. 1972. Gardner, and W. R. **The thermal regime of soils**. In Soil Physics, edited by Baver, L. D., Walter H. Gardner, and Wilford R. Gardner. 4th ed. (Jonh Wiley ; Sons,Inc., New York). 253-283 p.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. 1996. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, v.2. 425p.

CAMARGO, O.A., MONIZ, A.C; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas:Instituto Agrônomo, 2009. 94p. (Boletim Técnico n.106).

CHORLEY, Richard J. et al . Geomorphology. London: Methuen ; CO. Ltd.1984. CLARCK, M. ; SMALL, J. 1982. **Slopes and weathering**. New York:Cambridge University Press, 110p.

COELHO NETTO, A. L., 1994, **Hidrologia de encostas na interface com a Geomorfologia**, In: Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos, organizado por A.J.T.GUERRA ; S.B.CUNHA; Ed. Bertrand Brasil, cap. 3, p. 93- 148.

COLLINS, B D.; ZNIDARCIC. 2004. **Stability analysis of rainfall induced landslides**. J. Geotech. Geoenviron. Eng. 130(4):362-372.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S. 2001. **Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao estudo de movimentos de massa no município de Caraguatatuba-SP**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10., Foz do Iguaçu. : INPE, 2001. p. 931-933.

CROZIER, M. J. 1986. **Landslides: causes, consequences and environment**. New Hampshire, USA: ed. Croom Helm, p.252.

CRUDEN, D. M. ; VARNES, D. J., 1996, **Landslide types and processes**, In: TURNER, K. A. ; SCHUSTER, R. L., "Landslides - Investigation and mitigation transportation Research Board Special Report 247, National Research Council, National Academy Press, p.36-75

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

DAVINO, A. (1970). **Importância do método de eletrorresistividade na determinação da natureza e espessura do manto de decomposição em rochas cristalinas**. Boletim Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 19 (1) : 99-101.

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

FELICIANO, J. J. S. 2005. **Métodos alternativos para obtenção da curva de retenção da água no solo**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-

Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Cascavel.

FERNANDES, G.; GUIMARÃES, R. F. ; GOMES, R. A. T, 2001, **Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicações de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis**. In: Revista Brasileira de Geomorfologia. vol. 2, n. 1. p.51-71.

FERNANDES, N. F. 2004; GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. **Análise da Influência da Escala Cartográfica no Resultado de um Modelo de Previsão de Áreas Críticas a Deslizamentos**. In: Ciência e Natura, Santa Maria: UFSM, pp. 269-286.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. 1996. **Movimentos de Massa: Uma Abordagem Geológico-Geomorfológica**. In: Geomorfologia e Meio Ambiente. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, pp 123-186.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. 2003. **Movimentos de Massa: Uma Abordagem Geológico-Geomorfológica**. In: **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Páginas 123-186. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 372p.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C., MONTGOMERY, D. R. E GREENBERG, H. **Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: Field evidence and modeling**. *Catena*, V.55, n2, p. 163-181, 2004.

FIORI, A. P. ; MIGNANIL. 2001. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. Curitiba. Editora da UFPR, 550p.

FIORI, A. P., 1995, “**Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas**”, In: Boletim Paranaense de Geociências, n. 43. Ed. UFPR.

FREDLUND, D. G. (1987). **Slope stability analyses incorporating the effect of soil suction**. In Anderson, M. G. e Richards K. S. (eds) Slope Stability. John Wiley, Chichester: 113-144.

FÚLFARO, V J. e. e PONÇANO, W.L. - 1974 - **Recent Tectonic features in the Serra do Mar Region. State of São Paulo, Brazil and its importance to engineering geology**. 2nd Congress of the Int. Assoc. of Engineering Geology. Proceedings, vol. 1, p.II-7.1-II7.7. São Paulo.

GAO, J. 1993. **Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia. U.S.A**. In: Earth surface process and landforms, vol.18. pp.579-591.

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

Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-09112012-123744/>.

GREENWAY, D. R. 1987. **Vegetation and slope stability**. In: Anderson, M. G. e Richards, K. S., Chichester, (Eds) *Vegetation and slope stability*. p. 187-229, GUIDICINI, G.; IWASA, O. W. 1976. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. Simp. Landslides and other mass movements. IAEG-IPT, S. Paulo, Publ. 1080 p. GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. 1993. **Estabilidade de taludes naturais de escavação**. 2ª. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 196 p.

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

HASSUI, Y.; MIOTO, J. A.; MORALES, N. 1994. **Geologia do Pré-Cambriano**. In: FALCONI, F. F.; JUNIOR, A. N. (Org.), *Solos do Litoral de São Paulo*. São Paulo: ABMS, p. 41-67.

HUTCHINSON, J. N. 1968. **Mass movement**. R.W. Fairbridge. Reinhold Book, New York, pp. 688-700.

IBGE 2012 – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOESTATÍSTICA. **Divisão Territorial do Brasil e Limites Territoriais**. Disponível em < www.ibge.com.br > acesso em 20 de Junho de 2012.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 2010. **Mapeamento e proposta de plano de gerenciamento de áreas de risco de escorregamentos do município de Caraguatatuba (SP)**. Parecer técnico 18578301 – Secretaria de Desenvolvimento – PATEM – Programa de Apoio Tecnológico aos municípios – Prefeitura Municipal da Estância Balneária de Caraguatatuba (SP).

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1988. **Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno de corrida de lama e da preservação dos seus efeitos**. IPT, São Paulo. Relatório 25957, 187

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Elaboração de subsídios técnicos para um plano de emergência para a área de Cubatão, Estado de São Paulo**. São Paulo. 1985 (IPT, Relatório nº 22.797).

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. 1989. Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno “corrida de lama” e prevenção de seus efeitos. São Paulo: IPT, 185 p. (Relatório n. 26258).

KIEHL, E.J. 1979. Manual de edafologia: Relações solo-planta. São Paulo: Ceres, 262p.

KIM, J. JEONG, S; PARK, S; SHARMA, J. 2004. Influence of rainfall – induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. Engineering Geology, (75): 251-262.

KURIAKOSE, S. L. 2006. Effect of vegetation on debris flow initiation: conceptualization and parameterization of a dynamic model for debris flow initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PC Raster. p. 143.

LACERDA, W. A.(2007) Landslide initiation in saprolite and colluvium in southern Brazil: Field and laboratory observations, Geomorphology, 87(3), pp. 104–119.

LI, A.G.; YUE, Z. Q.; THAM, L. G.; LEE, C. F.; LAW, K, T. 2005. Field monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolitic slope. Canadian, Geotechnical Journal, (42): 13-26.

LOPES, E.S.S. 2006. Modelagem espacial dinâmica aplicada ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista, na escala de 1:10.000. Tese (Doutorado) - IGCE/UNESP, Rio Claro.

MEIS, M.R.M.; BIGARELLA, J. J. 1965. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. Boletim Paranaense de Geografia, n. 16-17, Jul.p. 43-83.

MEISINA C; SCARABELLI S. 2007. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. Geomorphology, 87:207-223.

MOUSINHO, M.R. ; BIGARELLA, J.J. 1965. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. Boletim Paranaense de Geografia, 16/17 :43-84

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

PELLEGATTI, C. H. G. 2007. Avaliação espaço-temporal da precipitação no perfil da Baixada Santista-Vertentes Oceânicas - Rebordo Interiorano da escarpa da Serra do Mar - SP. 2007. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 128 p

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

PINTO, Carlos Sousa. 2006. **Curso básico de mecânica dos solos.** Oficina de Textos, São Paulo, SP. 367p.

RAMOS, 2012. **Avaliação da Suscetibilidade aos Escorregamentos Translacionais Rasos a partir do Modelo Shalstab na Bacia do Rio Guaxinduba em Caraguatatuba (SP).** Iniciação Científica. (Graduando em Geografia) - Universidade de São Paulo, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 97p.

RIGHES, A.; LOVATO, T. SOARES, E. (1983). **Caracterização física, química e microbiológica de um planossolo da unidade de mapeamento Vacaí, RS.** Ciência Rural, v. 13, n1, p.25-45.

SELBY, M. J. 1993. **Hillslope materials and processes.** Oxford University Press, New York, p. 45-116.

SHARPE, C. F. S. 1938. **Landslides and related phenomena: a study of mass movements of soil rock.** Nova York, p.125.

SHOAEI, G. ; SIDLE, R. C. 2009. **Variation in soil characteristics and hydrologic properties associated with historic land use near a recent landslide, Nagano Prefecture, Japan.** Geoderma, 153, p.37-51.

SIDLE, R. C.; PEARCE, A. J.; O'LOUGHLIN, C. L. 1985. **Hillslope Stability and Land Use.** American Geophysical Union, Washington, 141p.

SKEMPTON, A. W. (1953). **The colloidal "Activity" of Clays.** In: International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 3 th, Proceeding, Zurich, pp. 57-61.

SMALL, R.J. 1970. **The study of landforms: a text book of geomorphology.** Cambridge University Press, p.486.

SMALL, R.J. AND CLARK, M.J. **Slopes and Weathering.** Cambridge Univ. Press, London, 1982,112 pp.

SUMMA, V. Tateo, F. GIANNOSI, M.L. BONELLI, C.G. **Influence of Clay Mineralogy on the Stability of a Landslide in Plio-Pleistocene Clay Sediments Near Grassano (Southern Italy).** Catena 80, p. 75-85, 2010.

TATIZANA, C.; OGURA A. T.; CERRI L. E. S.; ROCHA M. C. M. 1987. **Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos – Serra do Mar, município de Cubatão.** In Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo. 225-236p.

TIWARI, B. AND MARUI, H. (2004) **Objective oriented multi-stage ring shear test for the shear strength of landslide soil.** Journal of Geotech. and Geoenviron. Eng., 130(2), 217–222.

VARNES, D. J. 1978. **Slope movement types and processes.** In S. KRIZEK (ed) Slope movement types and processes, Washington: pp. 11-33.

WANG, G; SASSA, K. 2003. **Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content.** Engineering Geology. 69: 109–125.

WOLLE, C. M. 1988. **Análise dos escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encosta.** Tese de Doutorado apresentado a Escola Politécnica da USP, São Paulo, p.406.

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

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

WOLLE, C.M. 1985. **Slope stability.** In: International Conference on Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, 1, Brasília. Progress Report. t.3.2, 51 p.

X.B. TU, A.K.L. KWONG, F.C. Dai, L.G. Tham ; H. Min (2009) **Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides.** Engineering Geology. 105 134–150.

ANEXO A: TABELAS – RESULTADOS DOS ENSAIOS DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

CCP1 0,25 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	2,57	25,73
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	17,31	173,08
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	26,22	262,19
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	50,67	506,69
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	50,79	507,92
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	75,34	753,45
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CCP1 0,85 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	1,08	10,84
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	13,65	136,46
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	21,56	215,63
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	48,55	485,47
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	48,65	486,50
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	75,70	756,96
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CCP1 2,25 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	2,55	25,52
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	17,17	171,67
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	24,21	242,09
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	48,05	480,51
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	48,15	481,53
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	75,89	758,93
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CCP1 2,70 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	3,47	34,73
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	18,40	184,00
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	30,27	302,67
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	64,98	649,78
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	65,29	652,88
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	88,07	880,71
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
CCP2 0,04 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	15,47	154,70
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	41,87	418,73
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	50,33	503,30
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	76,51	765,06
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	77,89	778,88
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	81,44	814,36
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
CCP2 0,25 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	33,42	334,20
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	59,06	590,65
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	65,54	655,41
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	84,59	845,89
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	86,15	861,48
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	90,89	908,85
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹

CCP2 0,60 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	32,41	324,11
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	55,97	559,68
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	63,81	638,14
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	82,35	823,52
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	83,85	838,54
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	89,03	890,32
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
CCP2 1,70 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	12,26	122,55
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	35,29	352,86
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	46,80	468,01
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	65,43	654,34
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	67,01	670,13
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	83,61	836,07
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
CCP2 2,30 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	10,19	101,89
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	29,20	292,03
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	41,69	416,91
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	62,73	627,31
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	64,25	642,51
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	81,59	815,90
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹

CBP1 0,12 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	36,54	365,37
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	37,14	371,39
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	41,71	417,06
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	68,51	685,07
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	70,92	709,16
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	91,38	913,85
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP1 0,25 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	18,31	183,12
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	35,73	357,29
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	44,61	446,06
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	71,52	715,17
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	73,47	734,67
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	93,95	939,49
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP1 0,95 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	0,67	6,74
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	9,92	99,22
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	24,50	245,00
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	65,54	655,37
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	65,88	658,84
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	97,96	979,58
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CBP1 1,23 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	8,53	85,28
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	22,17	221,66
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	34,09	340,93
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	70,04	700,36
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	72,02	720,24
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	93,99	939,90
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP2 0,20 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	26,13	261,29
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	61,63	616,28
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	63,03	630,35
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	80,17	801,70
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	80,39	803,88
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	96,53	965,33
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP2 0,55 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	21,08	210,80
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	49,72	497,20
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	55,80	558,00
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	72,16	721,60
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	74,32	743,20
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	96,36	963,60
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CBP2 2,65 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	20,72	207,18
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	41,38	413,77
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	49,38	493,82
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	72,61	726,11
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	74,59	745,93
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	96,04	960,37
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP3 0,60 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	14,89	148,94
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	22,06	220,59
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	32,63	326,34
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	67,97	679,72
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	70,15	701,51
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	91,42	914,23
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP3 0,34 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	12,55	125,50
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	26,63	266,28
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	40,18	401,84
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	65,41	654,06
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	70,11	701,13
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	91,57	915,65
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CBP3 1,00 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	13,88	138,77
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	28,75	287,55
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	41,45	414,50
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	71,69	716,86
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	71,95	719,46
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	93,47	934,72
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CBP3 2,30 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	27,91	279,12
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	40,56	405,65
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	48,62	486,18
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	72,31	723,06
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	74,14	741,41
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	93,88	938,81
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP1 0,24 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	18,87	188,65
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	61,58	615,75
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	67,65	676,45
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	82,84	828,41
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	87,46	874,63
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	96,71	967,07
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CTPP1 0,60 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado g.Kg ⁻¹	
	< 0,002 mm	0,002	Argila	14,48	144,85
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	49,66	496,62
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	59,59	595,90
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	76,82	768,21
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	83,45	834,46
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	94,71	947,08
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado g.Kg ⁻¹	
CTPP1 1,30 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	15,89	158,95
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	47,01	470,11
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	63,31	633,14
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	66,70	667,01
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	71,45	714,55
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	86,41	864,11
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado g.Kg ⁻¹	
CTPP1 2,50 m	< 0,002 mm	0,002	Argila	8,69	86,88
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	29,92	299,19
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	40,70	407,01
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	66,62	666,18
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	69,31	693,14
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	83,62	836,20
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado g.Kg ⁻¹	

CTPP2 0,60m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	16,82	168,23
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	69,89	698,94
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	72,62	726,21
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	82,64	826,36
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	82,76	827,61
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	92,82	928,17
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP2 0,20m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	36,98	369,79
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	73,34	733,43
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	75,72	757,24
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	85,51	855,10
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	85,59	855,90
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	95,24	952,36
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP2 2,33m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	34,83	348,27
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	68,01	680,06
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	73,47	734,73
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	83,44	834,41
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	83,56	835,61
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	90,96	909,57
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CTPP2 2,90m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	37,01	370,12
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	69,64	696,37
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	74,72	747,25
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	85,28	852,79
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	85,36	853,60
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	92,45	924,49
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP2 4,05m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	29,30	293,03
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	67,60	675,96
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	73,71	737,15
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	84,52	845,16
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	84,56	845,58
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	92,01	920,08
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP3 0,10 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	29,77	297,72
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	58,26	582,61
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	64,80	648,03
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	77,23	772,26
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	79,30	792,96
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	91,72	917,18
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CTPP3 0,24 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	33,06	330,56
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	57,81	578,07
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	63,45	634,52
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	73,60	736,04
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	75,63	756,35
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	85,79	857,87
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP3 0,41 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	50,45	504,48
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	70,79	707,86
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	73,23	732,34
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	82,69	826,87
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	84,32	843,18
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	92,08	920,80
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP3 0,67 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	50,20	501,97
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	68,31	683,07
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	71,12	711,22
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	80,89	808,86
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	82,60	825,98
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	90,22	902,17
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CTPP3 0,96 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	53,57	535,66
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	69,27	692,75
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	74,25	742,47
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	84,15	841,52
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	86,13	861,33
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	94,06	940,57
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP3 1,11 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	55,16	551,59
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	69,42	694,22
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	74,51	745,12
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	84,32	843,16
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	86,19	861,91
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	94,08	940,82
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00
CTPP3 1,27 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	52,24	522,38
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	68,35	683,49
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	73,71	737,13
	0,125 mm- 0,250 mm	0,250	Areia Fina	83,28	832,77
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	84,22	842,24
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	92,11	921,12
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

CTPP3 2,57 m	Faixa de Tamanho mm	Limites mm	Fração	% acumulado	g.Kg ⁻¹
	< 0,002 mm	0,002	Argila	41,96	419,60
	0,002 mm - 0,053 mm	0,053	Silte	61,72	617,23
	0,053 mm - 0,125 mm	0,125	Areia Muito Fina	67,54	675,45
	0,125 mm - 0,250 mm	0,250	Areia Fina	77,41	774,06
	0,250 mm - 0,500 mm	0,500	Areia Média	78,22	782,18
	0,500 mm - 1,000 mm	1,000	Areia Grossa	88,12	881,19
	1,000 mm - 2,000 mm	2,000	Areia Muito Grossa	100,00	1000,00

ANEXO B: FICHA CONTROLE – ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO INUNDADO REFERENTE AO PONTO CBP2 (CICATRIZ DO BODE PONTO 2)

ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO INUNDADO											
Operador:		Fabiana		Interessado:		Fabiana		Local:		Cicatriz Bode Ponto 2 - CBP2	
Data:		10/04/2012		Amostra:		CBP2		Profundidade:		0,40 m	
Características do corpo de prova			Adensamento			Cisalhamento					
forma nº	1		TB(s)	TB(min)	DV (mm)	leitura da célula de carga	tensão de cisalhamento (kPa)	defletômetro			
					horizontal DH(mm)			vertical DV(mm)			
solo + forma	284,63 g		1 s	0 min	0,000 mm						
forma	142,41 g		180 s	3 min	0,003 mm						
solo	142,22 g		360 s	6 min	0,003 mm						
altura (cm)	2,5		540 s	9 min	0,002 mm						
área sec. Tranv. (cm²)	36,0 6,0 cm		720 s	12 min	0,003 mm	0,000kN	0,000 kPa	0,0000 mm	0,0000 mm		
volume (cm³)	90,0		900 s	15 min	0,003 mm	0,014kN	3,889 kPa	0,1810 mm	0,0000 mm		
dens. solo úmido	1,560 g/cm³		1080 s	18 min	0,002 mm	0,019kN	5,278 kPa	0,3740 mm	0,0000 mm		
dens. solo seco	1,236 g/cm³		1260 s	21 min	0,003 mm	0,022kN	6,111 kPa	0,5750 mm	0,0000 mm		
dens. Dos grãos	2,77 g/cm³		1440 s	24 min	0,003 mm	0,023kN	6,389 kPa	0,7770 mm	0,0000 mm		
índice de vazios	1,242		1620 s	27 min	0,003 mm	0,024kN	6,667 kPa	0,9780 mm	0,0000 mm		
grau de saturação	46,3 úmido		1800 s	30 min	0,003 mm	0,026kN	7,222 kPa	1,1640 mm	0,0000 mm		
Tensão Normal (kPa)	25 9,00 kg		1980 s	33 min	0,003 mm	0,028kN	7,778 kPa	1,3480 mm	0,0010 mm		
Determinação da umidade			2160 s	36 min	0,003 mm	0,029kN	8,056 kPa	1,5320 mm	0,0010 mm		
			2340 s	39 min	0,003 mm	0,031kN	8,611 kPa	1,7080 mm	0,0010 mm		
cap. nº	44	19	2520 s	42 min	0,003 mm	0,033kN	9,167 kPa	1,8970 mm	0,0010 mm		
amostra úmida + tara	215,27 g	226,08 g	2700 s	45 min	0,003 mm	0,035kN	9,722 kPa	2,0900 mm	0,0010 mm		
amostra seca + tara	185,21 g	191,24	2880 s	48 min	0,003 mm	0,037kN	10,278 kPa	2,2900 mm	0,0010 mm		
Tara	65,05 g	64,25	3060 s	51 min	0,003 mm	0,039kN	10,833 kPa	2,4830 mm	0,0010 mm		
amostra úmida	150,22 g	161,83 g	3240 s	54 min	0,003 mm	0,040kN	11,111 kPa	2,6700 mm	0,0010 mm		
amostra seca	120,16 g	126,99 g	3420 s	57 min	0,003 mm	0,043kN	11,944 kPa	2,8530 mm	0,0010 mm		
Umidade	20,01%	21,53%	3600 s	60 min	0,003 mm	0,044kN	12,222 kPa	3,0280 mm	0,0010 mm		
média	20,77%		3780 s	63 min	0,003 mm	0,046kN	12,778 kPa	3,2080 mm	0,0010 mm		

observações	3960 s	66 min	0,003 mm	0,050kN	13,889 kPa	3,3920 mm	0,0010 mm
Velocidade de cisalhamento 0,0625 mm/min	4140 s	69 min	0,003 mm	0,053kN	14,722 kPa	3,5820 mm	0,0010 mm
Velocidade de Adensamento	4320 s	72 min	0,003 mm	0,055kN	15,278 kPa	3,7770 mm	0,0010 mm
	4500 s	75 min	0,003 mm	0,056kN	15,556 kPa	3,9700 mm	0,0010 mm
0,000005 mm/min	4680 s	78 min	0,003 mm	0,056kN	15,556 kPa	4,1530 mm	0,0010 mm
	4860 s	81 min	0,003 mm	0,056kN	15,556 kPa	4,3340 mm	0,0020 mm
Tensão Cisalhante kPa	5040 s	84 min	0,003 mm	0,056kN	15,556 kPa	4,5130 mm	0,0020 mm
	5220 s	87 min	0,003 mm	0,055kN	15,278 kPa	4,6900 mm	0,0020 mm
15,556	5400 s	90 min	0,003 mm	0,047kN	13,056 kPa	4,8870 mm	0,0020 mm
	5580 s	93 min	0,003 mm	0,046kN	12,778 kPa	5,0800 mm	0,0010 mm
observações	5760 s	96 min	0,003 mm	0,046kN	12,778 kPa	5,2760 mm	0,0010 mm
25 kPa Tensão N	5940 s	99 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	5,4740 mm	0,0010 mm
	6120 s	102 min	0,003 mm	0,044kN	12,222 kPa	5,6590 mm	0,0010 mm
	6300 s	105 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	5,8420 mm	0,0010 mm
	6480 s	108 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	6,0210 mm	0,0010 mm
	6660 s	111 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	6,2020 mm	0,0010 mm
	6840 s	114 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	6,3890 mm	0,0010 mm
	7020 s	117 min	0,003 mm	0,044kN	12,222 kPa	6,5790 mm	0,0010 mm
	7200 s	120 min	0,003 mm	0,045kN	12,500 kPa	6,7800 mm	0,0010 mm
	7380 s	123 min	0,003 mm	0,043kN	11,944 kPa	6,9750 mm	0,0010 mm
	7560 s	126 min	0,003 mm	0,043kN	11,944 kPa	7,1550 mm	0,0010 mm
	7740 s	129 min	0,003 mm	0,043kN	11,944 kPa	7,3380 mm	0,0010 mm

Consolidação

Tensão Cisalhamento X Deformação H

ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO

Operador:	<i>Fabiana</i>	Interessado: <i>Fabiana</i>	Local: Cicatriz Bode Ponto 2 - CBP2
Data:	<i>10/04/2012</i>	Amostra: <i>CBP2</i>	Profundidade: 0,40 m

ENVOLTÓRIA DE RUPTURA

Tensões Normais	T Cisal.	Observações:
25 kPa	15,556 kPa	
50 kPa	27,222 kPa	
100 kPa	50,000 kPa	
C. ANGULAR		
0,4587		
ÂNGULO DE ATRITO		
24,6°		
INTERCEPTO DE COESÃO		
4,167 kPa		