

**ESTUDO DE ALGUNS CASOS DE INSTABILIDADE
DA ENCOSTA DA SERRA GERAL NO ESTADO
DO RIO GRANDE DO SUL**

RINALDO JOSÉ BARBOSA PINHEIRO

Tese apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da
Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos
requisitos para obtenção do título de **DOUTOR EM ENGENHARIA**.

Porto Alegre
Setembro de 2000

Esta tese foi julgada adequada para a obtenção do título de DOUTOR EM ENGENHARIA e aprovada em sua forma final pelo orientador e pelo Programa de Pós-Graduação.

Prof. Luiz Antônio Bressani
Orientador

Prof. Francisco de Paula Simões Lopes Gastal
Coordenador do PPGEC

BANCA EXAMINADORA

Prof. Willy Alvarenga Lacerda
Ph.D pela Universidade de Berkeley, USA

Prof. Milton Assis Kanji
Dr. pela EPUSP/USP

Prof. Carlos Leite Maciel Filho
Dr. pelo Instituto de Geociências/USP

Prof. Juan Antonio Altamiro Flores
D.Sc. pela Universidade de Poitiers, França

À minha família

AGRADECIMENTOS

O autor vem externar os mais sinceros agradecimentos a todos aqueles que de alguma forma auxiliaram na realização desta tese.

Aos professores Adriano Bica e Luiz A. Bressani, pelo apoio técnico, científico e orientação para o desenvolvimento dos trabalhos que resultaram nesta tese.

Ao projeto Taludes (PADCT-FINEP/UFRGS), pela disponibilidade do veículo nas atividades de campo e pelo uso dos equipamentos (GPS, estação total, inclinômetros, etc.).

Ao projeto PRONEX-FINEP pelo apoio financeiro para o desenvolvimento dos trabalhos de campo e laboratório.

Aos técnicos Jair Floriano e João Diniz pelo auxílio na execução dos ensaios de laboratório e trabalhos de campo.

Aos bolsistas de iniciação científica Daniela Cumerlato, Otávio Zanol e Felipe Gobi pela ajuda na execução dos ensaios de laboratório e monitoramento dos instrumentos instalados no campo.

Ao professor Carlos Leite Maciel Filho, pelo auxílio na caracterização geológica e geomorfológica da área de estudo em Malhada.

Ao professor Juan A. Flores, do Departamento de Mineralogia do IG/UFRGS pela ajuda na interpretação das lâminas de delgadas de rocha.

À Universidade Federal de Santa Maria e ao PICDT/CAPES, pela oportunidade e financiamento à realização deste doutorado. Ao Departamento de Transporte e LMCC, pelo apoio e auxílio que possibilitaram a participação em vários eventos para divulgação da pesquisa. Em especial aos professores José Carlos K. Félix, Tales Araújo e José Mário D. Soares.

Aos grandes amigos e colegas Pedro Vaz Ferreira, Rodrigo Saraiva, Carlos Bortoli, Marcelo L. Rigo e Cezar A. B. Bastos pelo companheirismo e incentivo para o desenvolvimento desta tese. Em especial ao amigo Pedro V. Ferreira pela fundamental ajuda no levantamento topográfico, montagem e calibração dos transdutores de pressão e auxílio na confecção de mapas no Autocad.

À Ana Paula pelo carinho, amizade e compreensão nos momentos mais difíceis.

A todos os demais colegas e professores da área de geotecnia do PPGEC/UFRGS, pelo convívio ao longo destes quase cinco anos de jornada.

SUMÁRIO

LISTA DE QUADROS	viii
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE FÍGURAS	xi
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xvi
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	xix
RESUMO	xx
ABSTRACT	xxii

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO	1
--------------------	---

CAPÍTULO II

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 PROCESSOS DE MOVIMENTOS DE MASSA	5
2.1.1 Dinâmica das encostas	5
2.1.2 Tipos de movimentos de massa	6
2.1.2.1 Classificação dos movimentos de massa	7
2.1.2.2 Fatores condicionantes dos movimentos de massa	15
2.1.3 Condicionantes dos fenômenos de instabilidade de encostas	17
2.1.3.1 Condicionantes geológicos e geomorfológicos	18
(a). <i>Litolologia</i>	18
(b). <i>Estrutura</i>	19
(c). <i>Morfologia</i>	23
2.1.3.2 Condicionantes climáticos	26
2.1.3.3 Efeitos da vegetação	28
2.1.3.4 Intemperismo	30
2.1.4 Principais casos de instabilidade em encostas tropicais	32
2.2 INVESTIGAÇÃO E MONITORAMENTO DE ENCOSTAS	37
2.2.1 Estudo inicial	39
2.2.2 Investigação de campo	39
2.2.2.1 Investigação de superfície	39
2.2.2.2 Investigação de subsuperfície	41
2.2.3 Instrumentação	43
2.2.3.1 Levantamentos de superfície	46
2.2.3.2 Levantamentos de subsuperfície	46
2.2.3.3 Monitoramentos das poro-pressões e dos níveis d'água	48
2.2.3.4 Outros monitoramentos	49
2.2.4 Ensaios <i>in situ</i> e de laboratório	49
2.2.4.1 Ensaios <i>in situ</i>	50
2.2.4.2 Ensaios de laboratório	52
2.3 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL	53
2.3.1 Definição	53
2.3.2 Primeiras investigações	54
2.3.3 Envoltória de cisalhamento residual	55
2.3.4 Outros parâmetros que influenciam ϕ'_r	56
2.3.5 Correlações entre ϕ'_r e propriedades índice do solo	59
2.3.6 Influência da microestrutura	61
2.3.7 Ensaios para determinação da resistência ao cisalhamento residual	63

2.3.7.1 Ensaio de cisalhamento direto com técnicas especiais	63
2.3.7.2 Ensaio <i>ring shear</i>	64
(a). <i>Tipos de equipamentos</i>	64
(b). <i>Amostras indeformadas e remodadas (amolgadas)</i>	67
(c). <i>Ensaio multiestágio e de estágio único</i>	67
(d). <i>Comparação com resultados de outros equipamentos</i>	68
2.3.8 Comportamento de solos sedimentares e tropicais	70
2.3.8.1 Solos sedimentares	71
2.3.8.2 Solos tropicais	72
CAPÍTULO III	
3 ÁREA DE ESTUDO	79
3.1 GEOLOGIA REGIONAL DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL	79
3.2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	84
3.2.1 Formação Rosário do Sul	87
3.2.2 Formação Santa Maria	87
3.2.3 Formação Caturrita	88
3.2.4 Formação Botucatu	88
3.2.5 Formação Serra Geral	89
3.3 GEOMORFOLOGIA	92
3.3.1 Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares	96
3.3.2 Domínio Morfoestrutural do Embasamento em Estilos Complexos	97
3.3.3 Domínio Morfoestrutural das Bacias e Formações Sedimentares	98
3.3.3.1 Região Geomorfológica Planalto das Araucárias	99
(a). <i>Unidade Geomorfológica Planalto dos Campos Gerais</i>	99
(b). <i>Unidade Geomorfológica Planalto Dissecado Rio Iguaçú-Rio Negro</i>	101
(c). <i>Unidade Geomorfológica Serra Geral</i>	101
<i>Aparados da Serra</i>	101
<i>Área Serrana</i>	103
(d). <i>Unidade Geomorfológica Patamares da Serra Geral</i>	106
3.3.3.2 Região Geomorfológica do Planalto da Missões	106
3.3.3.3 Região Geomorfológica do Planalto da Campanha	108
3.3.3.4 Região Geomorfológica Depressão Central Gaúcha	108
(a). <i>Unidade Geomorfológica Rio Jacuí</i>	108
(b). <i>Unidade Geomorfológica Rio Ibicuí-Rio Negro</i>	109
3.4 HIDROGRAFIA E HIDROGEOLOGIA	109
3.4.1 Hidrografia	109
3.4.2 Hidrogeologia	110
3.5 CLIMA E VEGETAÇÃO	111
3.5.1 Clima	111
3.5.2 Vegetação	112
CAPÍTULO IV	
4 PROCESSOS DE INSTABILIDADE ASSOCIADOS À ESCARPA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL	113
4.1 ENCOSTA LESTE DA SERRA GERAL (NORDESTE)	113
4.1.1 Itati – Vale do rio Três Forquilhas	113
4.2 ENCOSTA SUL DA SERRA GERAL (LESTE/OESTE)	118
4.2.1 Teutônia	119
4.2.2 São Vendelino	123
4.2.3 Taquara-Gramado	127

4.2.4 Santa Cruz do Sul	129
4.2.5 Candelária	131
4.2.6 Santa Maria	133
4.2.7 Faxinal do Soturno	136
CAPÍTULO V	
5 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL – RESULTADOS	137
5.1 PROGRAMA EXPERIMENTAL.....	137
5.2 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E RESULTADOS DOS ENSAIOS	138
5.2.1 Solos residuais tropicais oriundos de formações sedimentares	146
5.2.2 Solos saprolíticos granulares e solos arenosos	148
5.2.3 Solos residuais de basalto.	150
5.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	151
CAPÍTULO VI	
6 FAXINAL DO SOTURNO	156
6.1 INTRODUÇÃO	156
6.2 ÁREA DE ESTUDO	156
6.3 INVESTIGAÇÃO GEOTÉCNICA DA RUPTURA	158
6.4 COLETA DE AMOSTRAS E CARACTERIZAÇÃO DOS MATERIAIS	163
6.4.1 Ensaios de caracterização	163
6.4.1.1 Determinação dos índices físicos	163
6.4.1.2 Limites de Atterberg e análise granulométrica	165
6.4.2 Ensaios de difração de raio-x	167
6.4.3 Ensaios químicos	167
6.5 ESTUDO DA MICROESTRUTURA DOS SOLOS	170
6.5.1 Considerações preliminares	170
6.5.2 Técnica de ensaio	170
6.5.3 Apresentação das imagens	170
6.6 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO	172
6.6.1 Ensaios de cisalhamento direto	173
6.6.1.1 Apresentação dos resultados – perfil 1	173
6.6.1.2 Apresentação dos resultados – perfil 2	178
6.6.2 Ensaios <i>ring shear</i>	182
6.6.3 Comparação dos resultados obtidos nos ensaios de cisalhamento direto e <i>ring shear</i>	184
6.7 ANÁLISE DE ESTABILIDADE	185
6.8 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	189
CAPÍTULO VII	
7 MALHADA – SANTA CRUZ DO SUL	191
7.1 INTRODUÇÃO	191
7.2 DESCRIÇÃO GERAL	191
7.3 GEOLOGIA LOCAL	200
7.4 LEVANTAMENTOS PRELIMINARES	202
7.4.1 Levantamento topográfico	202
7.4.2 Levantamento geofísico	205
7.4.2.1 Geo-radar - GPR	205
7.4.2.2 Eletrorresistividade - ER	210
7.4.3 Levantamento geológico/geotécnico	213
7.5 SONDAGENS	213

7.6 CARACTERIZAÇÃO DOS MATERIAIS	216
7.6.1 Seções transversais e longitudinais	216
7.6.2 Caracterização do material rochoso	221
7.6.2.1 Propriedades índice das rochas	221
7.6.2.2 Lâminas delgadas	222
7.6.2.3 Microscopia eletrônica de Varredura (MEV)	226
7.6.2.4 Medida das descontinuidades	227
7.6.3 Solos	229
7.6.3.1 Ensaios de caracterização	229
7.6.3.2 Difração de raio-x	234
7.7 ENSAIOS PARA DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA	236
7.7.1 Ensaios de cisalhamento direto.....	236
(a). <i>Formação Santa Maria</i>	236
(b). <i>Formação Botucatu</i>	242
(c). <i>Formação Serra Geral</i>	245
7.7.2 Ensaios <i>ring shear</i>	248
7.7.3 Resumo dos ensaios de resistência ao cisalhamento	252
7.8 ENSAIOS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	252
7.9 INSTRUMENTAÇÃO E MONITORAMENTO	254
7.9.1 Piezômetros	255
7.9.2 Marcos superficiais	259
7.9.3 Inclinômetros	262
7.10 ANÁLISE DA ESTABILIDADE GERAL	266
7.11 INTERPRETAÇÃO DOS MOVIMENTOS/CONCLUSÕES	272
CAPÍTULO VIII	
8 ANÁLISE GERAL/CONCLUSÕES	278
8.1 GEOLOGIA/GEOMORFOLOGIA	278
8.2 ENCOSTA DA SERRA GERAL	278
8.2.1 Encosta leste da Serra Geral (nordeste)	279
8.2.2 Encosta sul da Serra Geral (leste/oeste)	280
8.2.2.1 Faxinal do Soturno	283
8.2.2.2 Malhada	285
8.3 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL	287
REFERÊNCIAS	289
ANEXO I – LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS	306
ANEXO II – SONDAGENS MISTAS	309
ANEXO III – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	313
ANEXO IV – DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO	316

LISTA DE QUADROS

CAPÍTULO I

Quadro 2.1 – Glossário dos termos utilizados para classificação de movimentos (Cruden e Varnes, 1996)	12
Quadro 2.2 – Comparação entre as principais propostas de classificação de movimentos de massa no Brasil (Fernandes e Amaral, 1998)	13
Quadro 2.3 – Principais tipos de movimentos de encosta no Brasil (adaptado de Augusto Filho, 1992)	14
Quadro 2.4 – Lista das causas de movimentos de massa (Cruden e Varnes, 1996)	16
Quadro 2.5 – Efeitos gerais da vegetação em encostas (Greenway, 1987)	30
Quadro 2.6 – Proposta para correlação entre os principais mecanismos de instabilização e o perfil de intemperismo em ambientes tropicais (Carregã, 1996)	31
Quadro 2.7 – Classes e subclasses dos movimentos de massas na região da Serra do Mar (Wolle, 1988)	33
Quadro 2.8 – Tipos de fenômenos característicos de instabilidade na Bacia do Paraná (adaptado de Miotto e Carlstron Filho, 1978)	36
Quadro 2.9 – Padrões diagnósticos obtidos em fotografias aéreas (Riang e Liang, 1974)	40
Quadro 2.10 – Principais métodos de investigação de subsuperfície utilizados na caracterização geológico-geotécnica de taludes e encostas (modificado de Augusto Filho e Virgili, 1998)	42
Quadro 2.11 – Principais métodos baseados na geofísica de superfície adotados na instabilidade de encostas (Souza et al, 1998; McGuffey et al, 1996)	44
Quadro 2.12 – Principais tipos de instrumentos adotados no monitoramento de encostas (modificado de Augusto Filho e Virgili, 1998)	45
Quadro 2.13 – Tipos de ensaios <i>in situ</i> (Walker et al, 1987)	50

CAPÍTULO III

Quadro 3.1 – Coluna estratigráfica do Rio Grande do Sul (adaptado de IBGE, 1986; DNPM, 1989; Maciel Filho, 1996)	82
Quadro 3.2 – Compartimentação do relevo do Estado do Rio Grande do Sul (IBGE, 1986)	93

ANEXO I

Quadro A-1.1 – Especificações técnicas dos perfis levantados	307
--	-----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

Tabela 2.1 – Resistência residual de solos tropicais: resultados prévios (Boyce, 1985; Vaughan, 1990)	75
Tabela 2.2 – Resistência residual de solos tropicais brasileiros: resultados prévios	76

CAPÍTULO V

Tabela 5.1 – Dados básicos dos solos estudados	140
Tabela 5.2 – Resultados de ensaios <i>ring shear</i> – solos originados de formações sedimentares	144
Tabela 5.3 – Resultados de ensaios <i>ring shear</i> – solos oriundos de granito e migmatitos	145
Tabela 5.4 – Resultados de ensaios <i>ring shear</i> – solos oriundos de rochas basálticas	146

CAPÍTULO VI

Tabela 6.1 – Valores médios dos índices físicos e peso específico real dos grãos	164
Tabela 6.2 – Descrição do perfil de solo encontrado na trincheira do perfil 1	164
Tabela 6.3 – Limites de Atterberg e resultados de análise granulométrica	165
Tabela 6.4 – Análise química na fração argila	169
Tabela 6.5 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os materiais do perfil 1	174
Tabela 6.6 – Resultados dos ensaios de cisalhamento direto convencionais e com técnicas especiais em amostras indeformadas e amolgadas do perfil 1	177
Tabela 6.7 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os materiais do perfil 2	180
Tabela 6.8 – Resultados dos ensaios de cisalhamento direto convencional em amostras indeformadas coletadas no perfil 2	180
Tabela 6.9 – Parâmetros de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios <i>ring shear</i> para os materiais do perfil 2	182
Tabela 6.10 – Parâmetros utilizados na análise de estabilidade – PCSTABL5M	186
Tabela 6.11 – Resultados da análise de estabilidade utilizando o programa PCSTABL5M ...	188

CAPÍTULO VII

Tabela 7.1 – Síntese dos resultados obtidos nas sondagens elétricas verticais (SEV)	211
Tabela 7.2 – Propriedades índices da rochas	221
Tabela 7.3 – Contagem modal dos minerais nas lâminas delgadas dos derrames vulcânicos	223
Tabela 7.4 – Contagem modal dos minerais nas lâminas delgadas dos arenitos e siltitos	223
Tabela 7.5 – Resultados dos ensaios de caracterização e determinação dos índices físicos do solo	231
Tabela 7.6 – Resumo dos ensaios de granulometria com e sem o uso de defloculante	232
Tabela 7.7 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional e com reversões múltiplas para os perfis da Formação Santa Maria	237
Tabela 7.8 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Santa Maria	237
Tabela 7.9 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional para os perfis da Formação Botucatu	242
Tabela 7.10 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Botucatu	242

Tabela 7.11 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional e com reversões múltiplas para os perfis da Formação Serra Geral	245
Tabela 7.12 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Serra Geral	245
Tabela 7.13 – Resultados dos ensaios <i>ring shear</i>	249
Tabela 7.14 – Resumo dos parâmetros de resistência (valores médios) obtidos nos ensaios de cisalhamento direto e <i>ring shear</i>	252
Tabela 7.15 – Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica com piezômetro	253
Tabela 7.16 – Dados pluviométricos da estação metereológica de Santa Maria no período de 1990 a 1999	254
Tabela 7.17 – Valores mínimos e máximos medidos nos piezômetros	256
Tabela 7.18 – Deslocamentos totais medidos nos marcos superficiais	260
Tabela 7.19 – Perfis geotécnicos encontrados nos furos de sondagem para instalação dos tubos guias do inclinômetro.	262
Tabela 7.20 – Resultados da análise de estabilidade da parte superior da encosta antes da abertura da fenda.	267
Tabela 7.21 – Resultados da análise de estabilidade da parte superior da encosta para as condições atuais	269
Tabela 7.22 – Resultados da análise de estabilidade da encosta inferior nas condições atuais	270

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO II

Figura 2.1 – Bloco diagrama de um deslizamento/fluxo complexo de material fino (Varnes, 1978).....	8
Figura 2.2 – Principais tipos de movimentos classificados como ruptura confinada, escorregamento rotacional e composto (Huchthinson, 1988)	9
Figura 2.3 – Principais tipos de movimentos classificados como escorregamentos translacionais, tombamentos e quedas (Huchthinson, 1988)	10
Figura 2.4 – Principais tipos de escorregamentos complexos (Huchthinson, 1988)	11
Figura 2.5 – Tipos de falhas e relevos associados (Penha, 1988)	20
Figura 2.6 – Bloco diagrama de um sistema de blocos falhados resultantes de perturbações tectônicas (<i>graben, horst e rift-valley</i> com lagos orientados).....	20
Figura 2.7 – Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos (Leinz e Amaral, 1989)	22
Figura 2.8 – Morfologia de colúvios (Lacerda, 1985)	25
Figura 2.9 – Modelo de rede de fluxo antes e depois de um escorregamento (Patton e Hendron Jr.,1974)	26
Figura 2.10 – Variação do nível d’água em um talude de solo e num talude rochoso pouco fraturado (Deere e Patton, 1971)	27
Figura 2.11 – Metodologia para o estudo de problemas de instabilidade (Walker e Fell, 1987)	38
Figura 2.12 – Sistema de funcionamento do inclinômetro (Wilson e Mikkelsen, 1978)	48
Figura 2.13 – Esquema dos ensaios com piezômetros: (a) escavado e (b) cravado	52
Figura 2.14 – Gráfico τ/σ'_n versus deslocamento para σ'_n constante (Skempton, 1985)	54
Figura 2.15 – Envoltórias de resistência de pico, residual e linha de estado crítico para a argila de Londres (adaptado de Wood, 1990)	55
Figura 2.16 – Curvas típicas de ϕ'_r versus σ'_n e τ versus σ'_n (Hawkins e Privett, 1985)	56
Figura 2.17 – Ensaios <i>ring shear</i> com misturas de areia e bentonita (Lupini et al, 1981)	58
Figura 2.18 – Correlações entre ϕ'_r e o IP (Lupini et al, 1981)	60
Figura 2.19 – Resistência residual de campo (\square'_{rf}) e ensaios de <i>ring shear</i> em areias, caulim e bentonita (Skempton, 1985)	60
Figura 2.20 – Detalhe da microestrutura da zona de cisalhamento e superfície de ruptura do escorregamento da localidade de <i>Walton’s Wood</i> (Skempton e Petley, 1966)	61
Figura 2.21 – Comparação de resultados de ensaios obtidos nos equipamentos desenvolvidos por Bishop et al (1971) e Bromhead (1986) <i>apud</i> Hutchinson et al (1980)	69
Figura 2.22 – Valores de ângulo de atrito residual para solos tropicais (Vaughan, 1990)	73

CAPÍTULO III

Figura 3.1 – Mapa do estado apresentando as 3 províncias geológicas (adaptado de IBGE, 1986).....	79
Figura 3.2 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (Melfi et al., 1988)	81
Figura 3.3 – Mapa geológico da área estudada (modificado de DNPM, 1989)	85
Figura 3.4 – Perfis transversais morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul (modificado de IBGE, 1986)	86

Figura 3.5 – Mapa apresentado os domínios morfoestruturais e os principais rios e cidades do Estado do Rio Grande do Sul (adaptado de IBGE, 1986)	94
Figura 3.6 – Unidades geomorfológicas que constituem os 3 domínios morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul (adaptado de IBGE, 1986)	95
Figura 3.7 – Imagem de radar apresentando a compartimentação das regiões do Planalto das Araucárias (unidades Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado Rio-Iguaçu – Rio Uruguai, Serra Geral e Patamares da Serra Geral) e da Planície Costeira (unidade Planície Alúvio-Coluvionar) (IBGE, 1986)	100
Figura 3.8 – Imagem de radar apresentando a borda dissecada da Serra Geral (IBGE, 1986)	102
Figura 3.9 – Imagem de radar apresentando um trecho fragmentado da unidade geomorfológica Área Serrana na região de Santa Maria	104

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 – Trecho do mapa morfológico do Estado do Rio Grande do Sul apresentando a escarpa nordeste e leste/oeste da Serra Geral (DCG, 1989)	114
Figura 4.2 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando o escorregamento em um espesso colúvio, Rota do Sol, km 103	116
Figura 4.3 – Planta baixa da encosta de Teutônia – RST-453, km 24	120
Figura 4.4 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando os perfis de solo – RST-453.....	121
Figura 4.5 – Planta baixa da encosta de São Vendelino – RS 122	123
Figura 4.6 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando os perfis de solo – RS-122	125
Figura 4.7 – Resultados das medidas realizadas nos inclinômetros na encosta de São Vendelino	126
Figura 4.8 – Planta baixa da área afetada pelos movimentos de rastejo na RS-115, entre os km 12+840 e 13+120	128
Figura 4.9 – Seção transversal típica ao longo do eixo de dispersão do colúvio no km 13+015.....	128
Figura 4.10 – Seção transversal esquemática da área de instabilidade na RS-481, Candelária-Sobradinho	131
Figura 4.11 – Localização das principais áreas afetadas pelos processos de instabilidade na BR-158, Santa Maria	133

CAPÍTULO V

Figura 5.1 – Curvas granulométricas dos solos oriundos de formações sedimentares	142
Figura 5.2 – Curvas granulométricas dos solos oriundos de granitos, gnaisses e basaltos	142
Figura 5.3 – Influência de σ'_n na medidas de ϕ'_r ..	143
Figura 5.4 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos tropicais derivados de formações sedimentares	148
Figura 5.5 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos saprolíticos granulares e solos arenosos	149
Figura 5.6 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos residuais de basalto	151
Figura 5.7 – Agrupamento dos solos tropicais de acordo com os valores observados de resistência ao cisalhamento residual	154

CAPÍTULO VI

Figura 6.1 – Planta baixa da área de instabilidade entre os km 4+060 e 4+320 da RS-348 – Faxinal do Soturno/Dona Francisca	160
Figura 6.2 – Seções transversais típicas do talude da RS-348 – Faxinal do Soturno/Dona Francisca ..	161
Figura 6.3 – Variação do teor de umidade com a profundidade para o perfil 1 (Bressani et al, 1996a)	165

Figura 6.4 – Curvas granulométricas com e sem defloculante para os perfis do talude de Faxinal do Soturno	166
Figura 6.5 – Difratoograma do solo coluvionar vermelho	168
Figura 6.6 – Difratoograma do solo da camada cinza	168
Figura 6.7 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o solo coluvionar vermelho do perfil 1	175
Figura 6.8 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o solo camada cinza do perfil 1 ...	175
Figura 6.9 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o solo amolgado da camada cinza do perfil 1	176
Figura 6.10 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o siltito vermelho do perfil 1	176
Figura 6.11 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto utilizando amostras indeformadas e amolgadas (camada cinza) do perfil 1 ...	178
Figura 6.12 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o solo coluvionar vermelho do perfil 2	179
Figura 6.13 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o solo da camada cinza do perfil 2	179
Figura 6.14 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal para o siltito vermelho do perfil 2	180
Figura 6.15 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto em amostras indeformadas dos solos do perfil 2	181
Figura 6.16 – Curvas τ/σ'_n versus deslocamento obtidas nos ensaios ring shear para o solo coluvionar vermelho e camada cinza do perfil 2	183
Figura 6.17 – Curvas τ/σ'_n versus deslocamento obtidas nos ensaios ring shear para o siltito alterado do perfil 2	183
Figura 6.18 – Curvas τ/σ'_n versus logaritmo do deslocamento obtidas nos ensaios ring shear para o solo da camada cinza do perfil 2	183
Figura 6.19 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento residual obtidas no ensaio ring shear para os materiais do perfil 2	184
Figura 6.20 – Superfícies críticas obtidas na análise de estabilidade para as seções transversais do km 4+100 e km 4+240 (B = <i>block</i> ; C = <i>circl</i> ; R = <i>random</i>)	187
Figura 6.21 – Variação do FS versus coesão e ângulo de atrito interno	189

CAPÍTULO VII

Figura 7.1 – Mapa topográfico da área de Malhada	203
Figura 7.2 – Visão tri-dimensional da área de estudo utilizando o software <i>Surfer</i>	204
Figura 7.3 – Localização dos perfis de GPR e ER	207
Figura 7.4 – Perfil GPR-1 entre os furos de sondagem S1 e S2	208
Figura 7.5 – Perfil GPR-2 entre o topo do platô e a pedreira ao longo do acesso	208
Figura 7.6 – Perfil GPR-3 entre os furos de sondagem S5 e S4	209
Figura 7.7 – Perfil GPR-4 próximo ao furo de sondagem S5	209
Figura 7.8 – Resultado do caminhamento elétrico (CE)	212
Figura 7.9 – Mapa geológico da área de instabilidade	214
Figura 7.10 – Interpretação das fotografias aéreas de 1964	215
Figura 7.11 – Mapa topográfico com a localização das seções	217
Figura 7.12 – Seções transversais na área de instabilidade	218

Figura 7.13 – Seções transversais na área de instabilidade	219
Figura 7.14 – Seção oblíqua e seção longitudinal (área dos eucaliptos)	220
Figura 7.15 – Projeção estereográfica das descontinuidades medidas na escarpa de basalto e arenito	228
Figura 7.16 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Santa Maria	233
Figura 7.17 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Botucatu	233
Figura 7.18 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Serra Geral	234
Figura 7.19 – Difratoograma do perfil P6 – Formação Santa Maria	235
Figura 7.20 – Difratoograma do perfil P4-2 – Formação Botucatu	235
Figura 7.21 – Difratoograma do perfil P7 – Formação Serra Geral	236
Figura 7.22 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P1-1 (Formação Santa Maria)	238
Figura 7.23 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P1-2 (Formação Santa Maria)	238
Figura 7.24 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P3-1 (Formação Santa Maria)	239
Figura 7.25 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P3-2 (Formação Santa Maria)	239
Figura 7.26 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P5 (Formação Santa Maria)	240
Figura 7.27 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P6 (Formação Santa Maria)	240
Figura 7.28 – Envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Santa Maria	241
Figura 7.29 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P2 (Formação Botucatu)	243
Figura 7.30 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P4-1 (Formação Botucatu)	243
Figura 7.31 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P4-2 (Formação Botucatu)	244
Figura 7.32 – Envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para as amostras da Formação Botucatu	244
Figura 7.33 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P7 (Formação Serra Geral)	246
Figura 7.34 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P8 (Formação Serra Geral)	246
Figura 7.35 – (a) Curvas τ x dh e (b) curvas dv x dh para as amostras do perfil P9 (Formação Serra Geral)	247
Figura 7.36 – Envoltórias de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para as amostras da Formação Serra Geral	248
Figura 7.37 – Envoltórias de cisalhamento obtidas em ensaios <i>ring shear</i> para as amostras da Formação Santa Maria	250
Figura 7.38 – Envoltórias de cisalhamento obtidas nos ensaios <i>ring shear</i> para as amostras da Formação Serra Geral	251
Figura 7.39 – Variação de ϕ'_r com a tensão vertical no ensaio <i>ring shear</i>	252
Figura 7.40 – Precipitação mensal de janeiro de 1999 a fevereiro de 2000	255
Figura 7.41 – Comparação das precipitações diárias e mensais com os níveis piezométricos medidos nos piezômetros	258
Figura 7.42 – Mapa topográfico apresentando a direção dos deslocamentos medidos nos marcos superficiais	261

Figura 7.43 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I1	264
Figura 7.44 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I2	265
Figura 7.45 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I3	266
Figura 7.46 – Superfícies críticas encontradas na análise de ruptura da parte superior da encosta (a - superfície circular – Spencer; b - superfície especificada – Morgenstern-Price; c- blocos - Morgenstern-Price)	268
Figura 7.47 – Superfícies críticas obtidas da análise de estabilidade para as condições atuais da parte superior da encosta (Morgenstern-Price – (a) sup. escarpa oeste e (b) sup. escarpa leste)	269
Figura 7.48 – Superfícies críticas encontradas na análise de ruptura da parte inferior da encosta (a - superfície circular – Spencer; b - superfície especificada – Morgenstern-Price; c- blocos - Morgenstern-Price)	271
Figura 7.49 – Esquema da evolução da encosta de Malhada	275

ANEXO I

Figura A-I.1 – Arranjo esquemático empregado no levantamento geofísico – ER	307
Figura A-I.2 – Gráfico de resistividade aparente pela distância entre os eletrodos com a curva de modelagem para a SEV-10	308

ANEXO II

Figura A-II.1 – Perfil de sondagem mista – S1	309
Figura A-II.2 – Perfil de sondagem mista – S2.....	310
Figura A-II.3 – Perfil de sondagem mista – S3.....	310
Figura A-II.4 – Perfil de sondagem mista – S4	311
Figura A-II.5 – Perfil de sondagem mista – S5	311
Figura A-II.6 – Perfil de sondagem mista – S6	312
Figura A-II.7 – Perfil de sondagem SPT – S7	312

LISTA DE FOTOGRAFIAS

CAPÍTULO III

Foto 3.1 – Formação Rosário do Sul, Rodovia Tabai-Canoas, BR-392	90
Foto 3.2 – Contato entre as Formações Caturrita e Santa Maria – BR-158, Santa Maria	90
Foto 3.3 – Formação Botucatu: morro testemunho e pedreira, município de Gravataí	91
Foto 3.4 – Formação Serra Geral – pedreira de basalto com disjunção colunar, município de São Sebastião do Caí	91
Foto 3.5 – Planície Costeira e morro testemunho – Praia da Guarita, Torres	96
Foto 3.6 – Morros graníticos/gnaíssicos do embasamento cristalino ao sul de Porto Alegre	97
Foto 3.7 – Planalto dos Campos Gerais – Cambará do Sul	102
Foto 3.8 – Serra Geral (Aparados da Serra) – Canyon Malacara	102
Foto 3.9 – Vale do rio Três Forquilhas, Itati	102
Foto 3.10 – Vista geral da cidade de Santa Maria, observando-se à esquerda (ao norte), as escarpas do planalto (Área Serrana) e, no fundo (ao sul), os morros testemunhos do Cerrito e Mariano da Rocha	105
Foto 3.11 – Contato entre a Serra Geral (encosta leste) e a Planície Costeira	107
Foto 3.12 – Contato entre as unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Depressão Central, município de Tabai	107
Foto 3.13 – Vale do rio Jacuí na região da Depressão Central Gaúcha	109
Foto 3.14 – Vale em forma de V escavado pelo rio das Antas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na região do Planalto das Araucárias (a diferença de cota entre o leito do rio e o topo da encosta é de 500m)	110

CAPÍTULO IV

Foto 4.1 – Fluxo de detritos na parte superior da encosta leste da Serra Geral, RS-486	117
Foto 4.2 – Ruptura de talude no km 4+100, RS-486, Rota do Sol	117
Foto 4.3 – Estrutura de contenção executada no km 104+500 (RS 486) para conter os deslocamentos (RS-486)	117
Foto 4.4 – Ruptura circular em colúvio de grande espessura no km 103, RS-486	117
Foto 4.5 – Feições geomorfológicas da região da Serra Gaúcha, município de Caxias do Sul	119
Foto 4.6 – Encosta sudoeste do talude de Teutônia – RST-453	121
Foto 4.7 – Encosta nordeste do talude de Teutônia – RST-453	121
Foto 4.8 – Ruptura em talude rochoso no km 22 da RST-453	122
Foto 4.9 – Encosta superior do talude de São Vendelino – RS-122	125
Foto 4.10 – Ondulações na pista de rodagem da RS-122	125
Foto 4.11 – Ruptura em colúvio e tálus de pequena espessura – RS-122, km 23	127
Foto 4.12 – Ruptura em alteração com esfoliação esferoidal – RS-122, km 42	127
Foto 4.13 – Detalhe da parte superior da encosta na área urbana de Santa Cruz do Sul	130
Foto 4.14 – Detalhe da parte inferior da encosta na área urbana de Santa Cruz do Sul	130
Foto 4.15 – Detalhe da pista da RS-481 com defeito e ao fundo contato entre as unidades geomorfológicas Serra Geral e Depressão Central	132
Foto 4.16 – Rupturas retro-progressivas que avançam em direção a rodovia e as moradias	132
Foto 4.17 – Quedas de blocos de arenito Botucatu na BR-158, Santa Maria-Júlio de Castilhos ...	134
Foto 4.18 – Vista aérea da BR-158 apresentando a Vila Bilibiu	134
Foto 4.19 – Detalhe do escorregamento recente na BR-158.....	135

Foto 4.20 – Vista aérea da BR-158 apresentando o local dos processos de instabilidade recentes (foto anterior)	136
--	-----

CAPÍTULO V

Foto 5.1 – Vista lateral do equipamento <i>ring shear</i>	138
Foto 5.2 – Detalhe da célula de cisalhamento contendo um corpo de prova de solo.....	138

CAPÍTULO VI

Foto 6.1 – Talude rompido na RS-348 – Faxinal do Soturno/Dona Francisca – na área de transição entre as unidades geomorfológicas Serra Geral (Área Serrana) e Depressão do Rio Jacuí	157
Foto 6.2 – Vista geral da estrada e do corte mostrando os siltitos vermelhos da Formação Santa Maria	158
Foto 6.3 – Encosta sul do Cerro da Terênciã – RS-348, Faxinal do Soturno	162
Foto 6.4 – Trincheira (perfil 1) apresentando uma camada cinza no contato com o siltito	162
Foto 6.5 – Trincheira (perfil 2) apresentando o contato do colúvio com a camada cinza	162
Foto 6.6 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural do colúvio vermelho – 70x	171
Foto 6.7 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural do colúvio vermelho – 270x	171
Foto 6.8 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural da camada cinza – 70x	171
Foto 6.9 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural da camada cinza – 270x	171
Foto 6.10 – Imagem obtida no MEV para amostra amolgada do ensaio <i>ring shear</i> – seção transversal – 1080x	171
Foto 6.11 – Imagem obtida no MEV para a amostra amolgada do ensaio <i>ring shear</i> – seção longitudinal – 110x.....	171

CAPÍTULO VII

Foto 7.1 – Visão panorâmica da área de estudo apresentando os patamares da Serra Geral em contato com a planície do arroio Passo da Mangueira	193
Foto 7.2 – Vista área da região afetada pelos processos de instabilidade	193
Foto 7.3 – Visão aérea mostrando a fenda, parte do platô e encosta inferior da área de estudo	194
Foto 7.4 – Parte inferior da encosta que avança sobre o arroio do fundo do vale	194
Foto 7.5 – Detalhe da fenda mostrando as escarpas oeste e leste	195
Foto 7.6 – Detalhe do bloco de rocha inclinado para leste	195
Foto 7.7 – Vista frontal da encosta apresentando parte da escarpa principal e escarpas secundárias	195
Foto 7.8 – Escarpa secundária em arenito e ao fundo escarpa principal	196
Foto 7.9 – Bloco de rocha deslocando que constitui a escarpa leste da fenda	196
Foto 7.10 – Vista da escarpa principal (oeste) da fenda a partir do bloco de rocha deslocado	196
Foto 7.11 – Contato ente os derrames 2 e 3 – saprólito	197
Foto 7.12 – Visão geral da parte inferior da encosta e ao fundo a escarpa principal	198
Foto 7.13 – Frente de escorregamento próximo ao arroio	198
Foto 7.14 – Seqüência de patamares em solo arenoso – plantação de eucaliptos	198
Foto 7.15 – Patamares irregulares com estrutura tipo <i>graben</i> – plantação de eucaliptos	198
Foto 7.16 – Lago formado ao longo de uma fratura em frente a encosta	199
Foto 7.17 – Lago formado durante os movimentos no ano de 1996 (escarpa secundária de arenito)	199
Foto 7.18 – Siltito da Formação Santa Maria	201
Foto 7.19 – Escarpa de arenito da Formação Botucatu	201
Foto 7.20 – Rocha vulcânica da Formação Serra Geral (derrame 3 e 2 separado por arenito)	201

Foto 7.21 – Colúvio com blocos de rocha vulcânica (derrame 1)	201
Foto 7.22 – Levantamento topográfico utilizando estação total	202
Foto 7.23 – Levantamento com geo-radar	205
Foto 7.24 – Arranjo de uma SEV	210
Foto 7.25 – Execução de sondagem rotativa (S3)	215
Foto 7.26 – Basalto pouco alterado – derrame 3 – lâmina 1	224
Foto 7.27 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 3	224
Foto 7.28 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 4	224
Foto 7.29 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 5	224
Foto 7.30 – Basalto pouco alterado – derrame 1 – lâmina 6	224
Foto 7.31 – Solo saprolítico de basalto – derrame 1 – lâmina 11	224
Foto 7.32 – Arenito silicificado entre os derrames 3 e 2 – lâmina 2	225
Foto 7.33 – Arenito situado abaixo do derrame 1 – sondagem S5 – lâmina 7	225
Foto 7.34 – Arenito situado abaixo do derrame 2 – lâmina 9	225
Foto 7.35 – Siltito da superfície de ruptura – lâmina 8	226
Foto 7.36 – Siltito abaixo da superfície de ruptura – lâmina 10	226
Foto 7.37 – Camada cinza argilosa. – lâmina 12	226
Foto 7.38 – Imagem da superfície de ruptura obtida no MEV – ampliação de 500x	227
Foto 7.39 – Escarpa oeste apresentando uma fratura vertical preenchida por fragmentos de rocha e solo	230
Foto 7.40 – Perfil 1 (P1-1 e P1-2)	230
Foto 7.41 – Perfil 2 (P2)	230
Foto 7.42 – Perfil 3 (P3)	230
Foto 7.43 – Perfil 4 (P4-1 e P4-2)	230
Foto 7.44 – Perfil 5 (P5)	230
Foto 7.45 – Perfil 6 (P6)	230
Foto 7.46 – Perfil 7 (P7)	230
Foto 7.47 – Perfil 8 (P8)	230
Foto 7.48 – Perfil 9 (P9)	230
Foto 7.49 – Ensaio de condutividade hidráulica com piezômetro na camada do perfil P2	253
Foto 7.50 – Transdutor de pressão <i>Druck</i> e registrador eletrônico <i>Log Box</i>	257
Foto 7.51 – Instalação do sistema de monitoramento no piezômetro 4	257
Foto 7.52 – Equipamento roto-pneumático utilizado para execução dos furos	263
Foto 7.53 – Colocação do tubo guia do inclinômetro – I3	263
Foto 7.54 – Monitoramento apresentando a unidade de leitura e o sensor	263

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

A = IP/FA – Atividade
ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas
ASTM – American Society for Testing Materials
DNPM – Departamento Nacional de Pesquisa Mineral
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
e – Índice de vazios
FA – Fração argila (% em peso de partículas inferiores a 0,002mm)
G – Densidade real dos grãos
IP – Índice de Plasticidade
LL – Limite de Liquidez
LP – Limite de Plasticidade
 ω = Teor de umidade
 η = Porosidade
Sr – Grau de saturação
 μ = microns
ns = nanosegundos
 $\tan \phi'_r = \tau/\sigma'_n$ – Coeficiente de atrito interno residual
 c'_r = Intercepto coesivo efetivo residual
 c'_{pico}, c'_p - Intercepto coesivo efetivo pico
 ϕ'_{cv} = Ângulo de atrito interno efetivo no estado crítico
 $\phi'_{pico} = \phi'_p$ = Ângulo de atrito interno efetivo de pico
 ϕ'_r = Ângulo de atrito interno efetivo residual
 ϕ'_{rf} = Ângulo de atrito interno efetivo residual de campo
 γ_s = Peso específico real dos grãos
 γ_t = Peso específico aparente úmido
 γ_d = Peso específico aparente seco
 σ'_n = Tensão normal efetiva
 τ_r = Resistência ao cisalhamento residual
dh = Deslocamento horizontal
dv = Deslocamento vertical
FS = Fator de segurança

RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo de alguns casos de instabilidade na encosta da Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul. A encosta da Serra Geral na sua borda leste apresenta-se como um paredão abrupto entalhado por profundos *canyons* os quais são orientados segundo um sistema de falhas regionais.

As encostas da borda leste são formadas por litologias pertencentes à Formação Serra Geral (rochas vulcânicas básicas e ácidas) e Formação Botucatu. Na borda leste foram descritos vários casos de instabilidade ocorridos no vale do rio Três Forquilhas, quando da abertura da rodovia RS-486 (Rota do Sol). Neste área verificou-se que os movimentos de massa são os fluxos de detritos e quedas de blocos nas cotas mais altas, principalmente nas rochas vulcânicas ácidas, e os movimentos de tálus e massas coluviais na porção intermediária e próximo ao fundo dos vales em rochas vulcânicas básicas e solos de alteração. Várias rupturas em taludes de solo e rocha alterada envolveram a mobilização da resistência ao cisalhamento residual.

A encosta sul da Serra Geral desenvolve-se como uma borda profundamente erodida e as escarpas vão gradualmente diminuindo de altitude de leste para oeste. Nas encostas da borda sul afloram várias formações sedimentares principalmente as Formações Rosário do Sul, Santa Maria e Caturrita.

Na borda sul foram examinados casos de instabilidade nas localidades de Taquara-Gramado, Teutônia, São Vendelino, Candelária, Santa Cruz do Sul, Malhada, Faxinal do Soturno e Santa Maria. A encosta até a região de Santa Cruz do Sul apresenta movimentos de massa associados a colúvios argilosos sobre rocha basáltica ou arenítica. Os materiais envolvidos são originados da Formação Serra Geral e da Formação Botucatu. A partir desta área os sedimentos das Formação Santa Maria (siltitos vermelhos) tornam-se importantes nos processos de instabilidade de encostas e taludes. Nos taludes de Faxinal do Soturno e Malhada as camadas siltosas da Formação Santa Maria tiveram grande importância nos processos de instabilidade.

Alguns dos casos de instabilidade estudados apresentavam superfícies de ruptura com aspecto estriado e brilhante em camadas com elevada concentração de argilo-minerais. Foram realizados ensaios *ring shear* em 26 solos do estado com o objetivo de investigar os mecanismos

de mobilização da resistência residual. Os tipos de solos estudados incluíram colúvios sobre basaltos e siltitos; solos residuais de basalto; solos saprolíticos granulares de granito; solos residuais de arenito, de siltito e de argilito e argilas de preenchimento de juntas de basalto. Os valores de ϕ_r variaram entre 7° e 36°. A interpretação dos resultados permitiu a identificação de 5 grupos principais de comportamento de solos.

Em Faxinal do Soturno um talude sofreu um processo de ruptura ao longo de uma superfície claramente definida e com características peculiares. Os materiais envolvidos foram colúvios siltosos sobre siltito vermelho da Formação Santa Maria. A superfície de ruptura apresentava-se lisa e polida, com um índice de vazios e teor de umidade mais elevados. Através de microscopia eletrônica verificou-se uma orientação das partículas de argila da superfície de ruptura na direção do movimento. Retro-análises do talude indicaram a mobilização da resistência ao cisalhamento residual ao longo desta superfície.

Em Malhada um grande escorregamento de solo e rocha envolvendo a borda do platô basáltico da Formação Serra Geral, arenitos da Formação Botucatu e siltitos da Formação Santa Maria ocasionou a abertura de uma grande fossa com 30m de profundidade e movimentos de massa numa área de cerca de 60 hectares. Levantamentos topográficos, geofísicos e geológicos foram realizados na área. Foram realizadas sondagens e instalados piezômetros, marcos superficiais e inclinômetros para monitoramento da encosta. Ensaios de laboratório foram executados para determinar os parâmetros de resistência dos diversos materiais envolvidos. Os movimentos desta encosta são complexos e parecem reproduzir o mecanismo de evolução natural das escarpas na região. A resistência residual do siltito foi mobilizada.

ABSTRACT

This work presents the study of some slope instability problems on Serra Geral slopes in Rio Grande do Sul State. The east border of Serra Geral slope presents an abrupt scarp cut by deep canyons. These canyons are oriented according to a regional fault system. The east border slopes are formed by materials of Serra Geral Formation (basic and acid volcanic rocks) and Botucatu Formations. Various slope instability problems in this border have been described related to RS-486 roadway construction, Três Forquilhas river valley. Debris flows and rock falls are the most common movements at higher levels, in acid volcanic rocks. In the lower and intermediate levels the movements of talus and colluvium masses are more common. Various slope failures involving weathered rock and residual soil mobilized residual shear strength.

The south border of Serra Geral is deeply eroded and the scarps are gradually reduced in height from east to west. Various sedimentary formations are exposed, especially Rosário do Sul, Santa Maria and Caturrita Formations. In this border, slope problems were examined on Taquara-Gramado, Teutônia, São Vendelino, Candelária, Santa Cruz do Sul, Malhada, Faxinal do Soturno and Santa Maria locations. Up to Santa Cruz do Sul the mass movements are related to clayey colluviuns over basalt or sandstone rocks. The materials are originated from Serra Geral and Botucatu Formations. Further west the sedimentary silty rocks of Santa Maria Formations became important on the instability problems. At Malhada and Faxinal do Soturno slopes the silty layers of Santa Maria Formation had a major role on the instability.

Some slope problems studied presented failure surfaces with polished aspect on layers with large content clay minerals. Ring shear tests were carried out on 26 soils on order to study the mechanisms of shear strength mobilization. The soil types included colluvium over basalt and siltstone; residual soils from basalt; granular saprolitic soils from granite; residual soils from sandstones, siltstones and mudstones and discontinuity infilling clays in basalts. The values of ϕ'_r varied between 7° and 36° . The tests results interpretation allowed the definition of 5 main groups of soil behaviour.

The Faxinal do Soturno slope presented a clearly defined failure surface involving silty colluvium over red siltstone from Santa Maria. The material at failure surface had a higher void ratio and water content than the remaining colluvium. Photographs taken through electronic microscope showed clay particles oriented on the movement direction. Back-analysis confirmed the residual shear strength mobilization at the surface.

At Malhada location the failure involved a great volume of soil and rock including the border of the basaltic plateau of Serra Geral Formation, Botucatu sandstones and Santa Maria siltstones. The movement opened a large chasm 30m deep and caused soil deformations in a 60ha area. Topographic, geologic and geophysical surveys have been carried out in the area. Monitoring included surficial stakes, piezometers and inclinometers. Laboratory tests have been carried out on most of the materials involved. The slope movements are complex and seemed to reproduce the natural evolution of the scarp in the region. The residual shear strength has been mobilized.

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta um estudo sobre alguns mecanismos de instabilidade de encostas da Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul. Estas encostas fazem parte da Província Paraná, que no estado na sua porção sedimentar da Bacia do Paraná é formada por rochas pertencentes aos Grupos Itararé, Passa Dois e São Bento. Abrangendo grande parte do norte do estado, as rochas vulcânicas básicas e ácidas constituem a Formação Serra Geral que se apresentam topograficamente saliente, e a sua superfície foi retrabalhada intensamente por processos erosivos constituindo as regiões geomorfológicas denominadas de Planalto das Araucárias, Planalto das Missões e Planalto da Campanha. As bordas destes planaltos, principalmente o das Araucárias nas suas unidades geomorfológicas denominadas Campos Gerais, Serra Geral (Aparados da Serra e Área Serrana) e Patamares da Serra Geral constitui uma escarpa de borda do planalto, denominado vulgarmente de Serra Geral.

A escarpa leste voltada para o litoral de direção nordeste paralela à costa, apresenta-se como um paredão quase abrupto, entalhado em forma de profundos *canyons*, os quais são orientados por um sistema principal de falhas (unidade geomorfológica Serra Geral – Aparados da Serra). Os principais movimentos de massa associados a esta região são o fluxo de detritos e queda de blocos nas cotas mais altas, principalmente nas rochas vulcânicas ácidas e os movimentos de massas coluviais e tálus na porção intermediária e próximo ao fundo dos vales. Com a construção do trecho Aratinga-Itati da rodovia RS-486 – Rota do Sol, verificou-se vários movimentos de massa associados aos solos de alteração de basalto. Nesta área ocorreram várias rupturas em taludes de solo e rocha com a mobilização da resistência ao cisalhamento residual.

A escarpa sul de direção aproximadamente leste/oeste que desenvolve como uma borda profundamente erodida constitui as unidades geomorfológicas Serra Geral (Área Serrana) e Patamares da Serra Geral. Neste trecho os processos erosivos foram mais intensos, e as escarpas descem sob a forma de patamares escalonados de norte para sul, em direção à Depressão Central Gaúcha. Estas escarpas vão gradualmente diminuindo de altitude de leste para oeste, apresentando apenas um único degrau (unidade geomorfológica Serra Geral – Área Serrana). Esta região é cortada em determinados locais por vales em *canyon*, fazendo aflorar várias formações sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas, principalmente as Formações Rosário do Sul, Santa Maria, Caturrita e Botucatu. Neste trecho da encosta os principais tipos de movimentos de

massa foram quedas de blocos, escorregamentos e rastejos de colúvios e tálus. Destaca-se neste trecho da encosta da Serra Geral a importância dos sedimentos silto-argilosos da Formação Santa Maria nos processos de instabilidade nas regiões de Santa Cruz, Faxinal do Soturno e Santa Maria.

O objetivo principal desta tese foi estudar os processos de instabilidade associados com a evolução da escarpa da Serra Geral do Rio Grande do Sul. Para tal foram examinados vários casos de instabilidade na encosta leste da Serra Geral (vale do rio Três Forquilhas) e na encosta sul (Taquara-Gramado, Teutônia, São Vendelino, Candelária, Santa Cruz do Sul e Santa Maria).

Dentro deste casos conhecidos foram estudados de forma sistemática dois locais: Faxinal do Soturno e Malhada. No talude de Faxinal do Soturno a ruptura ocorreu no contato entre o colúvio e a rocha sedimentar com mobilização da resistência residual. Em Malhada foi estudado um escorregamento de grandes dimensões na borda do platô basáltico assente sobre rochas silto-argilosas da Formação Santa Maria. Este mecanismo parece estar associado ao processo de evolução natural das escarpas basálticas.

Uma breve revisão da literatura é apresentada no capítulo II. Este capítulo é dividido em três temas principais: dinâmica das encostas, monitoramento e instrumentação e resistência ao cisalhamento residual. Os processos associados à dinâmica das encostas, aos movimentos de massa e os fatores condicionantes são revisados, com ênfase em solos tropicais. Investigação de campo e de laboratório e os principais métodos de monitoramento de encostas são brevemente descritos na segunda parte deste capítulo. Uma revisão sobre a resistência ao cisalhamento residual em solos sedimentares e tropicais é apresentada com o objetivo de embasar as discussões e os resultados apresentados no capítulo V.

A geologia regional e a geologia da área de estudo são apresentadas no capítulo III. São descritas as principais características litológicas, estruturais e de contato das formações geológicas presentes ao longo da encosta da Serra Geral. A geomorfologia do estado é discutida também neste capítulo com uma ênfase para as regiões geomorfológicas do Planalto das Araucárias (unidades geomorfológicas Campos Gerais, Serra Geral – Aparados da Serra e Área Serrana, e Patamares da Serra Geral) e Depressão Central Gaúcha (Depressão Rio Jacuí). Este capítulo é complementado com as principais características referentes à hidrografia, à hidrogeologia, ao clima e à vegetação.

No capítulo IV são apresentados alguns processos de instabilidade associados à escarpa da Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul. Os fenômenos de instabilidade ocorreram no

contato entre as unidades geomorfológicas Serra Geral (Aparados da Serra e Área Serrana) e Patamares da Serra Geral com as unidades Planície Costeira e Depressão Rio Jacuí. Os materiais envolvidos são rochas vulcânicas e sedimentares, colúvios originados de basaltos, siltitos e arenitos, solos de alteração, argilas de preenchimento de diaclases e camadas argilo-siltosas com orientação dos minerais na superfície de ruptura. Muitos dos casos apresentados neste capítulo são inéditos e estão sendo estudados pelo Grupo de Geotecnia da UFRGS.

Em alguns casos de instabilidade descritos no capítulo IV, os processos estavam relacionados à presença de camadas de solo com elevada porcentagem de argilo-minerais, apresentando superfícies polidas e estriadas com orientação visível das partículas. Isto levou à realização de um estudo sobre a resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais. No capítulo V é apresentado resultados de ensaios *ring shear* em diversos materiais, a maioria ligada a problemas de instabilidade.

O capítulo VI apresenta um estudo dos processos de instabilidade ocorridos em um talude rodoviário na RS-348, entre Faxinal do Soturno e Dona Francisca. Este talude sofreu um processo de ruptura ao longo de uma superfície claramente definida e com características peculiares. O local do escorregamento está situado na transição entre as unidades geomorfológicas Serra Geral (Área Serrana) e Depressão Rio Jacuí. Além da caracterização dos materiais e determinação dos parâmetros de resistência os estudos foram complementados com ensaios químicos e microscopia eletrônica. Análises de estabilidade foram realizadas simulando as condições de campo com a mobilização da resistência ao cisalhamento residual.

O capítulo VII apresenta um estudo detalhado sobre os fenômenos de instabilidade que envolvem o deslizamento de solos e rochas na localidade de Malhada, na divisa entre os municípios de Santa Cruz do Sul e Passo do Sobrado. Regionalmente estes fenômenos ocorrem na borda sul da escarpa formada entre as unidades Patamares da Serra Geral e Depressão Rio Jacuí. Este processo teve início há vários anos, mas intensificou-se a partir de 1995. Atualmente existe neste local uma fossa em rocha na borda do platô basáltico com cerca de 30m de profundidade, 40m de largura e mais de 300m de extensão. Esta escarpa é delimitada por um sistema paralelo de fraturas associados a fraturamentos verticais do derrame basáltico superior e subsequentes escorregamentos de solos, em forma de leque, oriundos de arenitos (Formação Botucatu), siltitos (Formação Santa Maria) e colúvios. Os movimentos têm um limite inferior junto a um arroio no fundo do vale e englobam uma área de aproximadamente 60 hectares.

Os estudos nesta encosta englobaram levantamentos topográfico, geológico e geofísico. Foram realizadas sondagens mistas e instalados piezômetros nestas posições. Foi realizada a caracterização dos materiais rochosos e dos solos e ensaios de cisalhamento direto e *ring shear*.

Foram executados ensaios de condutividade hidráulica com piezômetros em várias camadas de solo e rocha alterada. Foram instalados marcos topográficos para monitorar os deslocamentos superficiais e inclinômetros para determinar as magnitudes e posição dos deslocamentos de subsuperfície. As poro-pressões foram monitoradas através de piezômetros de Casagrande. Com os dados obtidos é apresentada uma tentativa de interpretação dos fenômenos de instabilidade em relação aos processos de evolução da escarpa basáltica.

O capítulo VIII discute os resultados, busca associar os tipos de movimentos de massa com a escarpa da Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul e apresenta um resumo das conclusões principais.

CAPÍTULO II

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Três aspectos da problemática envolvendo taludes e encostas são revisados neste capítulo: (a) processos de movimentos de massa em encostas e taludes, abrangendo sua dinâmica, classificação e fatores condicionantes com ênfase em regiões tropicais e subtropicais; (b) métodos de investigação e monitoramento e (c) a resistência ao cisalhamento residual de solos sedimentares e de solos tropicais e subtropicais.

2.1 PROCESSOS DE MOVIMENTOS DE MASSA

2.1.1 Dinâmica das encostas

O território brasileiro foi palco de múltiplos processos geológicos que deram origem a uma grande variedade de rochas com distribuição geográfica complexa. O resultado foi determinante na história de ocupação e desenvolvimento do país (Bartorelli e Haralyi, 1998). Segundo estes autores existem relações evidentes entre a geologia do território brasileiro e problemas associados à Geologia de Engenharia. Entre os principais problemas, por exemplo, citam-se os escorregamentos em encostas íngremes dos terrenos pré-cambrianos do sudeste do Brasil.

A origem das principais escarpas e encostas está geralmente associada aos movimentos orogênicos ou então decorre da epirogênese, ou seja, tem sua origem motivada por movimentos tectônicos e magmáticos envolvendo porções importantes da crosta terrestre, a nível continental ou regional. Segundo Leinz e Leonards (1977), foram assim que formaram-se as principais cadeias de montanhas hoje existentes no mundo. Os movimentos orogênicos, epirogênicos, os fenômenos magmáticos vulcânicos e plutônicos, os terremotos, os dobramentos, os falhamentos, a deriva continental e a tectônica de placas tem suas origens mais amplas em forças oriundas do interior da terra (forças endógenas). As forças externas vindas a partir da atmosfera são chamadas forças exógenas, caracterizadas pelos processos erosivos, deposicionais, biológicos e pela ação antrópica (Penha, 1998).

Wolle (1980) discorre sobre a dinâmica de evolução das encostas, onde o relevo atual de áreas montanhosas, serranas e regiões mais antigas, vem sendo determinado pelos processos erosivos mais recentes que, atuando incessantemente, esculpem a morfologia de vales, espigões e patamares que caracterizam a maioria das regiões serranas, especialmente aquelas localizadas em

regiões de clima tropical e subtropical. A natureza atua de duas maneiras antagônicas, no que diz respeito aos relevos acidentados, isto é, as cadeias de montanhas, serras e morros. Através de dobramentos e flexuras ou através de tectônica rígida, falhamentos e basculamentos, cria os relevos acidentados. A elevação da crosta cria serras e montanhas e os afundamentos dão origem a vales, planícies, lagos e mares. Por outro lado ocorre a ação dos processos erosivos, através de seus agentes principais, que são a água e o vento, sob a condicionante básica da gravidade, transportando para cotas mais baixas o material deslocado, em uma permanente tendência à peneplanização. A dinâmica destas duas formas antagônicas de atuação das forças da natureza determina a morfologia dos relevos e a situação das encostas. Situação esta que não é nunca estática ou definitiva, mas representa um determinado estágio de evolução (parcial) na escala geológica do tempo (Wolle, 1980).

Algumas regiões da Serra do Mar e Serra Geral apresentam um quadro evolutivo natural de suas encostas bastante movimentado e intenso. Muito conhecidos são os eventos de instabilização de encostas na Serra do Mar na região sudeste do Brasil mesmo ao nível restrito da escala de tempo do homem (Lacerda, 1966; Lacerda e Sandroni, 1985; Vargas, 1981, 1985 e 1999; Wolle, 1980, 1985 e 1988).

2.1.2 Tipos de movimentos de massa

Na natureza existem várias formas e processos de movimentos de massa, que recebem na literatura várias denominações, muitas vezes conflitantes entre si. A denominação mais usual adotada internacionalmente para os movimentos de solo e rocha é *landslide* (escorregamento e/ou deslizamento). *Landslide* é um termo geral que inclui uma variedade de movimentos de massa, quedas, tombamentos, deslizamentos, fluxo e/ou afundamento ao longo de placas. Nestes movimentos a principal força atuante é a gravidade. Esta força é responsável pela tendência da água, do solo e da rocha se deslocarem dos pontos mais elevados para os mais baixos. Skempton e Hutchinson (1969) definiram o termo *landslide* como movimentos que englobam massas de solo e rocha como resultado da ruptura cisalhante ao longo de um plano ou superfície. Cruden (1991) utiliza o termo *landslide* para denotar os movimentos de massa de rocha, detritos e terra descendentes em taludes.

Dentre os vários processos de movimentos de massa associados à gravidade, os escorregamentos nas encostas assumem uma grande importância em função da interferência das atividades do homem, da extrema variância de sua escala, da complexidade das causas e mecanismos, além da variabilidade dos processos envolvidos. Os escorregamentos são, assim como os processos de intemperismo e erosão, fenômenos naturais contínuos de dinâmica externa, que modelam a paisagem da superfície terrestre (Fernandes e Amaral, 1998).

Nas regiões sul e sudeste do Brasil, por suas condições climáticas e pelas grandes extensões de maciços montanhosos (Serra Geral e Serra do Mar) estão sujeitas a desastres associados aos movimentos de massa nas encostas. Além da grande quantidade dos escorregamentos de origem natural, ocorrem nestas regiões, um número elevado de escorregamentos induzidos pela ação do homem.

A UNESCO dentro de um programa da ONU patrocina projetos específicos na área dos movimentos de massa, com o objetivo de reduzir os desastres naturais e promover o conhecimento existente destes fenômenos. Um dos projetos procura entender e mapear a distribuição dos deslizamentos em escala mundial (WP/WL1, 1990 – Projeto do Inventário Mundial de Deslizamentos).

2.1.2.1 Classificação dos movimentos de massa

Na natureza ocorrem vários tipos de movimentos de massa os quais envolvem uma grande variedade de materiais. Os critérios adotados para a diferenciação dos movimentos de massa em geral são o tipo de material, a velocidade e o mecanismo do movimento, as deformações, a geometria e a quantidade de água.

Vários sistemas de classificação para diferentes tipos de instabilidade de taludes tem sido propostos. A primeira classificação de grande aceitação pelo meio geotécnico e que serviu de base para muitos trabalhos posteriores foi a proposta por Sharpe (1938) *apud* Guidinici e Nieble (1984). Sistemas mais recentes e com esquemas ilustrativos foram apresentados por Varnes (1958 e 1978), Skempton e Hutchinson (1969), Bromhead (1986), Hutchinson (1988), Sassa (1989) e Cruden e Varnes (1996).

O esquema proposto por Varnes (1978) para classificação dos movimentos de massa é simples e baseia-se no tipo de movimento e no tipo de material transportado. Qualquer movimento de massa pode ser classificado e descrito por dois nomes: o primeiro descreve o material e o segundo o tipo de movimento. Os materiais são divididos em rochas, detritos (20% a 80% das partículas são > 2mm) e terra (80% ou mais das partículas são < 2mm). Os tipos de movimentos dividem-se em quedas, tombamentos, deslizamentos (rotacionais e translacionais), expansões laterais/espraiamentos, corridas (terra, detritos e rocha) e complexos (combinação de dois ou mais dos principais tipos de movimentos). Uma das razões para o grande uso da classificação proposta por Varnes é a apresentação de bloco-diagramas tri-dimensionais dos movimentos como o da Figura 2.1 onde está representado um deslizamento/fluxo complexo de material fino (terra).

grande de informações que muitas vezes dificulta à sua utilização no campo. Os tipos principais de movimentos de massa foram classificados em movimentos devido ao alívio de tensão (*rebound*), rastejo (*creep*), deformações significativas em cristas de montanha e taludes (*sagging*), escorregamentos, movimento de detritos na forma de fluxos, tombamentos, quedas e movimentos complexos.

A Figura 2.2 apresenta os principais tipos de movimentos classificados como rupturas confinada, escorregamentos rotacional e composto. Os principais tipos de movimentos classificados como escorregamentos translacionais, tombamentos e quedas estão apresentados na Figura 2.3. Alguns tipos de movimentos complexos de blocos e originados por percolação de água estão apresentados na Figura 2.4.

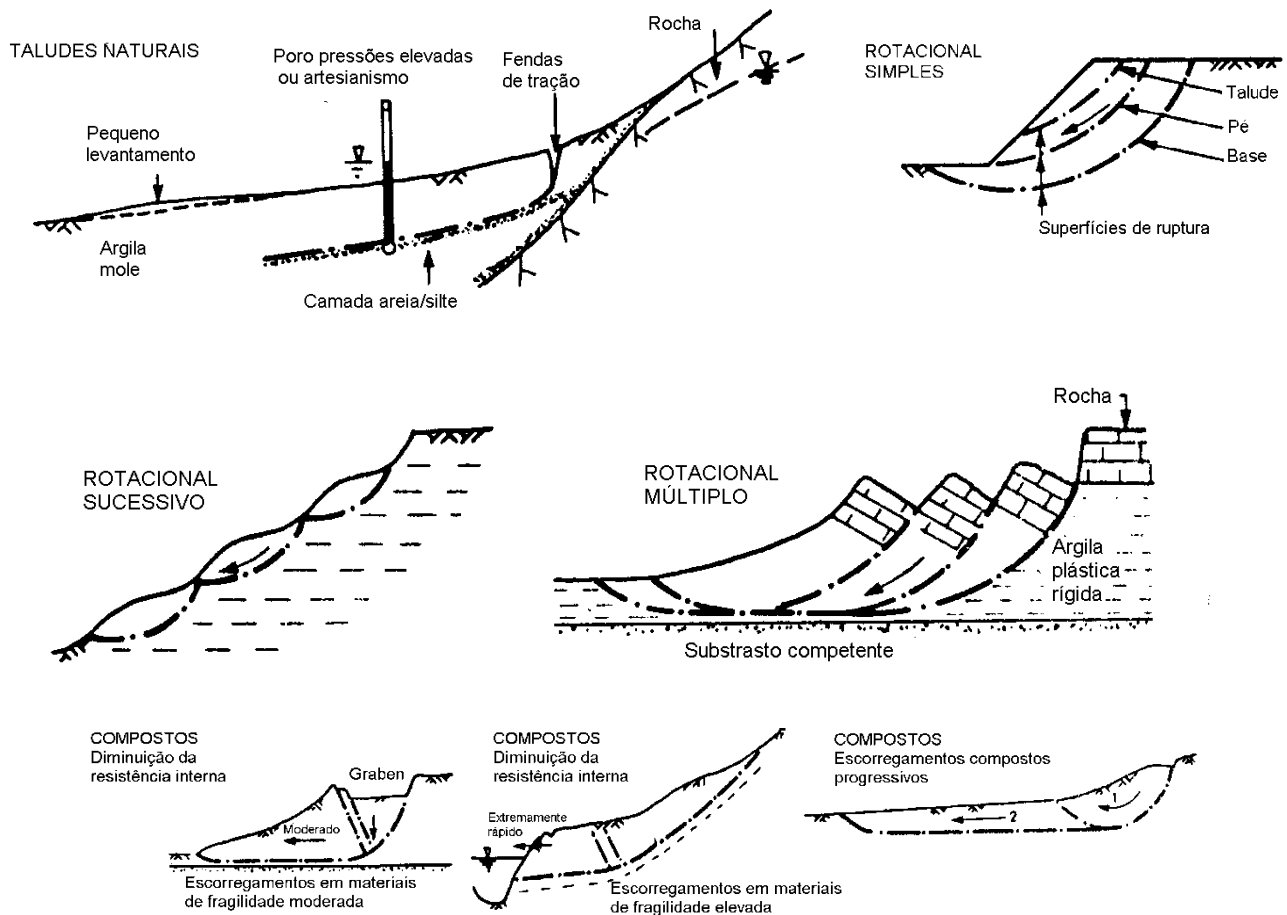
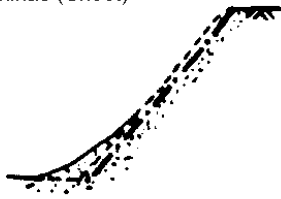
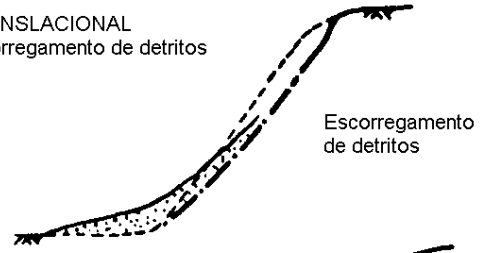


Figura 2.2 – Principais tipos de movimentos classificados como ruptura confinada, escorregamentos rotacional e composto (Hutchinson, 1988).

TRANSLACIONAL em lâminas (Sheet)

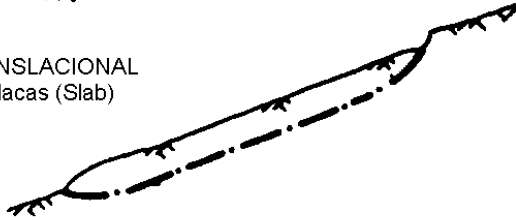


TRANSLACIONAL escorregamento de detritos

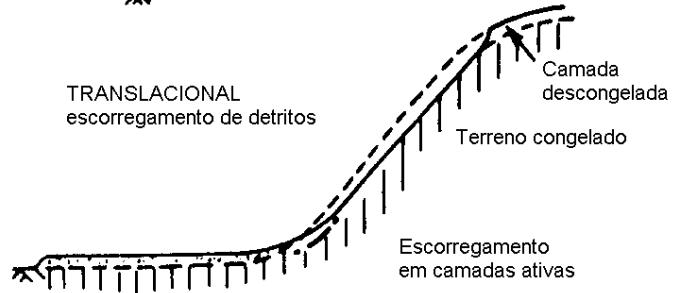


Escorregamento de detritos

TRANSLACIONAL em placas (Slab)



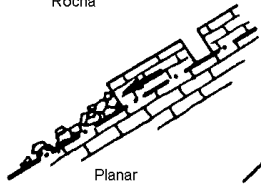
TRANSLACIONAL escorregamento de detritos



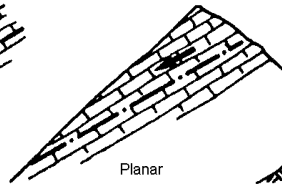
Camada descongelada
Terreno congelado

Escorregamento em camadas ativas

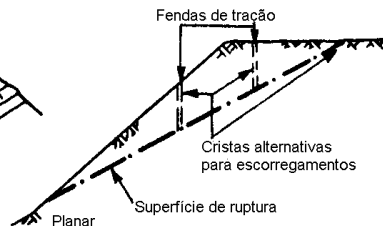
TRANSLACIONAL Rocha



Planar



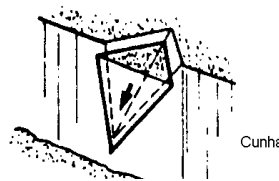
Planar



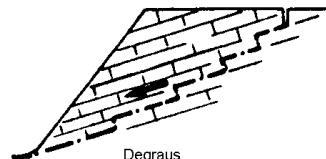
Fendas de tração

Cristas alternativas para escorregamentos

Superfície de ruptura

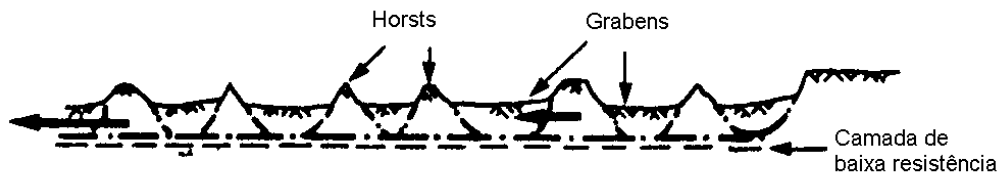


Cunha



Degraus

TRANSLACIONAL Espreadimento súbito

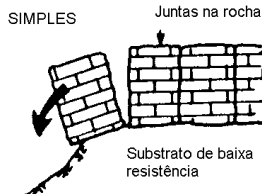


Horsts

Grabens

Camada de baixa resistência

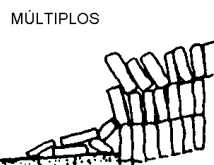
TOMBAMENTO Descontinuidades pré-existent



SIMPLES

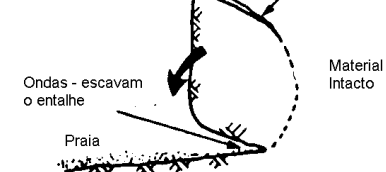
Juntas na rocha

Substrato de baixa resistência



MÚLTIPLOS

TOMBAMENTO Relaxação por tensões de ruptura na parte posterior



Tensões de ruptura

Material Intacto

Ondas - escavam o entalhe

Praia

QUEDAS



Principal Rochas e solos



Secundária Pedras

Figura 2.3 – Principais tipos de movimentos classificados como escorregamentos translacionais, tombamentos e quedas (Hutchinson, 1988).

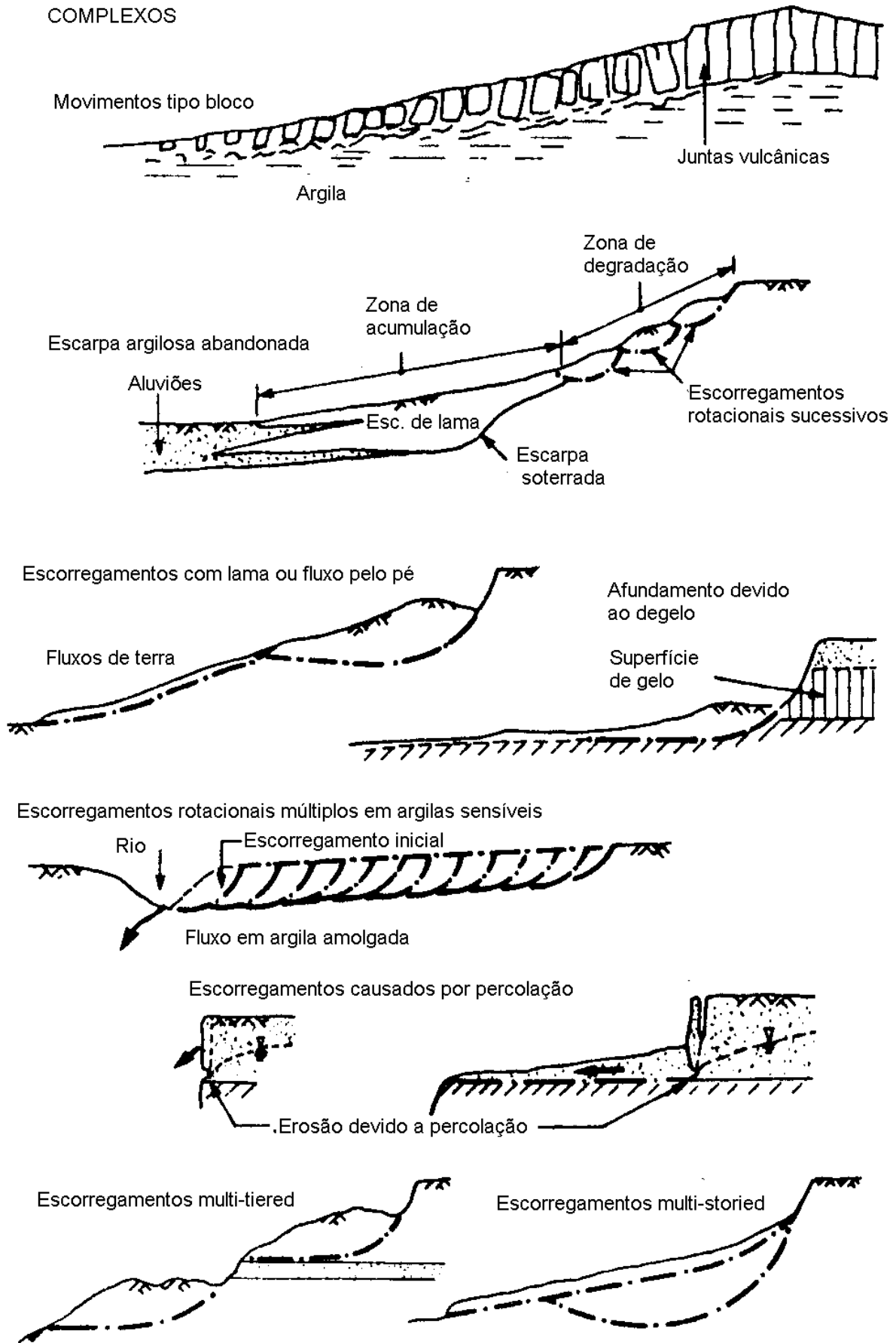


Figura 2.4 – Principais tipos de escorregamentos complexos (Hutchinson, 1988).

Cruden e Varnes (1996) revisaram os sistemas de classificação propostos até aquela data, apresentando as características e os termos associados aos principais processos de movimentos de massa. Os autores revisaram e adicionaram novos termos à classificação de Varnes (1978), internacionalmente adotada. Os tipos de movimentos e os materiais não foram modificados. Os movimentos foram novamente divididos em 5 tipos: quedas, tombamentos, escorregamentos, espraiaamentos e fluxos. O sexto tipo proposto por Varnes (1978), escorregamentos complexos, foram retirados da classificação formal, embora o termo complexo foi mantido para descrever o estilo de atividade de um escorregamento. O Quadro 2.1 apresenta o glossário da nomenclatura adotada para escorregamentos. Esta classificação proposta é mais elaborada com mais informações acerca dos movimentos de massas. Para completar a identificação do movimento deve-se adicionar ao tipo de material e ao tipo de movimento à seqüência de termos referidas no Quadro 2.1.

Quadro 2.1 – Glossário dos termos utilizados para classificação de movimentos (Cruden e Varnes, 1996).

ATIVIDADE			
Estado	Distribuição	Estilo	
Ativo	Avançando	Complexo	
Reativado	Retrogressivo	Composto	
Suspenso	Widening	Múltiplo	
Inativo	Enlarging	Sucessivo	
Dormente	Confinado	Simples	
Abandonado	Diminuindo		
Estabilizado	Movendo		
<i>Relict</i>			
DESCRIÇÃO DO PRIMEIRO MOVIMENTO			
Velocidade	Teor de umidade	Material	Tipo
Extremamente rápido	Seco	Rocha	Quedas
Muito rápido	Moist	Solo	Tombamentos
Rápido	Úmido	Terra	Deslizamentos
Moderado	Muito úmido	Detritos	Espraiaamentos
Lento			Fluxos/corridas
Muito lento			
Extremamente lento			
DESCRIÇÃO DO SEGUNDO MOVIMENTO			
Velocidade	Teor de umidade	Material	Tipo
Extremamente rápido	Seco	Rocha	Quedas
Muito rápido	Moist	Solo	Tombamentos
Rápido	Úmido	Terra	Deslizamentos
Moderado	Muito úmido	Detritos	Espraiaamentos
Lento			Fluxos/corridas
Muito lento			
Extremamente lento			

A seqüência recomendada para a classificação apresentada no Quadro 2.1, descreve a atividade dos escorregamentos (incluindo o estado, distribuição e estilo), seguido pela descrição de todos os movimentos (incluindo a velocidade, teor de umidade, material e tipo). Movimentos posteriores ou subsequentes em escorregamentos complexos e compostos podem ser descritos pela repetição, quantas vezes for necessário, da descrição proposta neste quadro. Segundo Cruden e Varnes (1996) a terminologia sugerida é consistente com métodos sugeridos e o glossário da UNESCO (WP/WL1, 1990)

Para ilustrar a utilização desta classificação Cruden e Varnes (1996) ao analisar um movimento de grande dimensão ocorrido próximo à cidade de Frank (Alberta – Canadá) no ano de 1903, classificou este como um movimento complexo, extremamente rápido, seco, de queda de rochas seguido por uma corrida de detritos.

O Grupo Internacional do Inventário Mundial de Deslizamentos para garantir a homogeneização de conceitos utilizados por pesquisadores propôs que fossem considerados os seguintes tipos de movimentos: quedas, escorregamentos, corridas, tombamentos e espraiaamentos (Fernandes e Amaral, 1998).

Segundo Fernandes e Amaral (1998), os principais trabalhos relacionados com a classificação dos movimentos de massa no Brasil foram os de Freire (1965), Guidicini e Nieble (1984) e a proposta do grupo de pesquisa do IPT (1991). O Quadro 2.2 mostra as principais classes de movimentos de massa propostas por estes autores.

Quadro 2.2 – Comparação entre as principais propostas de classificação de movimentos de massa no Brasil (Fernandes e Amaral, 1998).

Freire (1965)	Guidicini e Nieble (1984)	IPT (1991)
Escoamentos: <i>rastejos</i> <i>corridas</i>	Escoamentos: <i>rastejos</i> <i>corridas</i>	Rastejos Corridas de Massa
Escorregamentos: <i>rotacionais</i> <i>translacionais</i>	Escorregamentos: <i>rotacionais</i> <i>translacionais</i> <i>queda de blocos</i> <i>queda de detritos</i>	Escorregamentos
Subsidências e Desabamentos	Subsidências: <i>subsidências</i> <i>recalques</i> <i>desabamentos</i>	Quedas e Tombamentos
	Formas de Transição Movimentos Complexos	

Augusto Filho (1992) apresenta uma descrição sucinta dos principais tipos de movimentos de massa que ocorrem com mais frequência no Brasil, relacionados com a dinâmica de ambientes tropicais e subtropicais. O Quadro 2.3 apresenta as características de um conjunto de diferentes tipos de movimentos gravitacionais de massa, diretamente relacionados à dinâmica das encostas brasileiras.

Quadro 2.3 – Principais tipos de movimentos de encosta no Brasil (adaptado de Augusto Filho, 1992).

Processos	Características do movimento	Material	Geometria
Rastejo (<i>creep</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - vários planos de deslocamento (internos); - velocidades muito baixas a baixas (cm/ano) e decrescentes com a profundidade; - movimentos constantes, sazonais ou intermitentes. 	<ul style="list-style-type: none"> - Solo; - Depósitos, - Rocha alterada e/ou fraturada. 	- Geometria indefinida.
Escorregamentos (<i>slides</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - poucos planos de deslocamento (externo); - velocidades médias (m/h) a altas (m/s); - pequenos a grandes volumes de material. 	Geometria e materiais variáveis: <ul style="list-style-type: none"> - Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza; - Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas; - Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza. 	
Quedas (<i>falls</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - sem plano de deslocamento; - movimento tipo queda livre ou em plano inclinado; - pequenos a médios volumes. 	- Material rochoso	Geometria variável: <ul style="list-style-type: none"> - lascas; - placas; - blocos; - e outras.
Corridas (<i>flows</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação); - movimento semelhante a um líquido viscoso; - desenvolvimento ao longo de drenagens; - velocidades médias a altas; - grandes volumes de material. 	- Mobilização de solo, rocha, detritos e água.	- Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.

2.1.2.2 Fatores condicionantes dos movimentos de massa

Os processos que ocasionam a instabilização de taludes e encostas são controlados por uma cadeia de eventos, muitas vezes de caráter cíclico, que tem sua origem com a formação da própria rocha e toda sua história geológica e geomorfológica subsequente, como movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, ação antrópica, etc (Augusto Filho e Virgili, 1998). Apesar desta complexidade de eventos, é possível tentar estabelecer um conjunto de condicionantes que atuam de forma mais direta e imediata na deflagração destes processos. Vários autores discutem estas relações, entre estes, destacam-se os trabalhos de Terzaghi (1950), Guidicini e Nieble (1984), Varnes, (1978), Cruden e Varnes (1996) e Augusto Filho e Virgilli (1998).

No trabalho clássico de Varnes (1978) este autor reconhece que os mecanismos de deflagração dos escorregamentos em encostas e seus condicionantes estão relacionados ao aumento das solicitações e a diminuição da resistência dos materiais que constituem estas encostas. Os fatores mais comuns que contribuem para o aumento das tensões cisalhantes (solicitações) são a remoção de massa lateral e de base, sobrecargas por razões naturais e humanas, solicitações dinâmicas e pressões laterais originadas pela água em trincas, degelo e material expansivo. Os principais fatores que contribuem para a redução da resistência ao cisalhamento são o estado inicial do material (composição, textura, estrutura e geometria do talude), mudanças devido ao intemperismo e outras reações químicas, mudanças nas forças intergranulares devido ao conteúdo de água e pressão nos poros e fraturas, mudanças na estrutura e outras causas. Estes fatores estão relacionados aos fenômenos naturais.

Cruden e Varnes (1996) apresentaram uma lista com os processos e as características que contribuem para os movimentos de massa. Nesta lista as causas destes movimentos estão divididos em 4 grupos práticos de acordo com as ferramentas e procedimentos necessários para iniciar-se uma investigação, conforme mostrado no Quadro 2.4.

Terzaghi (1950) propôs um sistema de classificação de grande importância, onde estão apresentados uma lista das causas e dos agentes causadores das instabilizações de grande utilidade no estudo dos taludes naturais. Este sistema buscava classificar os mecanismos de ruptura que ocasionam os escorregamentos e não os tipos de escorregamentos.

Leroueil et al (1996) apresenta uma proposta de uma ampla classificação dos movimentos de massa em encostas. Os critérios utilizados nesta classificação levam em conta o comportamento tensão-deformação-tempo dos solos que constituem estas encostas. Estes autores dão uma ênfase aos aspectos mecânicos (caracterização geotécnica) e principalmente aos estágios dos movimentos de taludes (pré-ruptura, ruptura, pós-ruptura e reativação).

Quadro 2.4 – Lista das causas de movimentos de massa (Cruden e Varnes, 1996).

Causas geológicas	Causas morfológicas	Causas físicas	Causas humanas
– materiais fracos	– levantamento tectônico ou vulcânico	– chuvas intensas	– escavações de taludes
– materiais sensíveis	– alívio por degelo	– derretimento rápido de neve	– sobrecarga no talude ou na crista
– materiais intemperizados	– erosão fluvial no pé do talude	– precipitações excepcionalmente prolongadas	– rebaixamento (reservatórios)
– materiais cisalhados	– erosão por ondas no pé do talude	– rebaixamentos rápidos (enchentes, marés)	– desmatamento
– materiais fissurados ou fraturados	– erosão glacial no pé do talude	– terremotos	– irrigação
– orientação desfavorável de descontinuidades (acamamento, xistosidade, etc.)	– erosão nas margens laterais	– erupções vulcânicas	– mineração
– Orientação desfavorável de descontinuidades estruturais (falhas, contatos, inconformidades, etc.)	– erosão subterrânea (Solução e piping)	– descongelamento	– vibração artificial
– contraste de permeabilidade	– deposição de cargas no talude ou na crista	– intemperismo por congelamento e descongelamento	– vazamento de água
– contraste de rigidez (material denso, rígido sobre materiais plásticos)	– remoção da vegetação (fogo, seca)	– intemperismo por expansão e retração	

Augusto Filho e Virgili (1998) levando em conta as várias abordagens relacionadas com os fatores condicionantes dos escorregamentos e processos associados descritos na literatura sugerem os seguintes principais condicionantes para movimentos de massa nas encostas brasileiras: (a) características climáticas, com destaque para o regime pluviométrico; (b) características e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas e taludes, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas (xistosidade, fraturas, etc.); (c) características geomorfológicas, com destaque para a inclinação, amplitude e forma do perfil das

encostas (retilíneo, convexo e côncavo); (d) regime das águas de superfície e subsuperfície; (e) características do uso e ocupação, incluindo cobertura vegetal e as diferentes formas de intervenção antrópica das encostas, como cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida, etc.

2.1.3 Condicionantes dos fenômenos de instabilidade de encostas

Segundo Wolle (1980) dentre os fatores que condicionam a evolução natural das encostas, aqueles de caráter geológico são os mais efetivos e importantes. Este autor divide as condicionantes geológicas em três grupos principais, relativos à litologia, às condicionantes estruturais e à geomorfologia.

Marques (1998) discute as dificuldades para estabelecer um critério geral para a classificação das formas de relevo como condicionante dos processos de instabilidade. Este autor utilizando conceitos geomorfológicos salienta a importância conjunta da rocha e do clima nestes processos. Se forem adotados critérios apoiados na Geologia, chega-se à Geomorfologia Estrutural. Pelo critério apoiado no clima chega-se à Geomorfologia Climática. Entretanto, cada uma das duas, isoladamente, não explica totalmente a gênese e evolução de todos os tipos de relevo. Portanto os condicionantes mais gerais da morfogênese de uma área são as relações com as características do clima e da geologia. Conjuntos de formas submetidos ao mesmo tipo de clima constituem sistemas morfoclimáticos, o mesmo ocorrendo com os sistemas morfoestruturais em relação à Geologia.

Fernandes e Amaral (1998) apresentam várias feições que podem atuar como fatores condicionantes de escorregamentos, associados sempre aos condicionantes geológicos e geomorfológicos. Os principais fatores condicionantes destes processos segundo estes autores são: fraturas, falhas, foliação, bandeamento composicional, descontinuidades no solo, morfologia da encosta e depósitos de encosta. Guidicini e Nieble (1984) dividem os fatores condicionantes em complexos geológicos, climático-hidrológico, complexos morfológico e cobertura vegetal original.

Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), os principais fatores condicionantes na estabilidade de encostas são o tipo de substrato (maciços rochosos e terrosos), a água de subsuperfície, a chuva, a cobertura vegetal e a ação antrópica.

A divisão adotada neste trabalho com os principais fatores condicionantes de instabilidade associados às encostas foram definidos como geológicos (litologia e estrutura), geomorfológicos, climáticos, vegetação, intemperismo e ação antrópica.

2.1.3.1 Condicionantes geológicos e geomorfológicos

É de conhecimento do meio geotécnico que várias feições podem atuar como fatores condicionantes de escorregamentos em encostas. Estas feições possuem sua origem associada a processos geológicos e geomorfológicos que atuaram no passado, e que, em muitos casos, ainda atuam hoje (Fernandes e Amaral, 1998). A seguir serão descritos algumas características das condicionantes litológicas e estruturais na estabilidade de encostas no sul e sudeste do Brasil. As condicionantes geomorfológicas estão intimamente associadas aos tipos de rocha e à sua estrutura.

(a). Litologia

A existência das diferentes formas de relevo atuais está intimamente ligada à litologia dos materiais que constituem as encostas e que lhe deram origem. Wolle (1980) divide o condicionamento das encostas pelo tipo litológico em dois níveis. Um primeiro nível regional (macroescala) e um segundo nível local (microescala). Na macroescala regional encostas íngremes e abruptas sobrevivem graças à presença de rochas mais resistentes, mas podendo ser recortadas pelos processos erosivos nas rochas menos resistentes. O segundo nível dos condicionantes litológicos refere-se à escala local de cada escorregamento.

Cita-se como exemplo da macroescala regional a própria Serra do Mar na escala maior com a presença de morros de granito ou gnaíse, geralmente de formato dômico (Pichler, 1957), que permanecem como morros testemunhos em meio a áreas que sofreram processos intensos de degradação de relevo, típicos da região costeira do sudeste brasileiro (Santos e Rio de Janeiro).

Na região sul destacam-se as encostas abruptas da Serra Geral, principalmente na sua parte nordeste, paralela à linha costeira evidenciando uma linha de escarpa de recuo devido aos processos de degradação. Esta mesma escarpa apresenta-se menos abrupta a partir da inflexão na direção leste/oeste que ocorre na altura de Osório, RS e devido ao intenso processo de degradação causada pela erosão do rio Jacuí. Nesta região existem vários morros testemunhos espalhados na depressão que foi criada pelo processo erosivo.

As litologias predominantes na escarpa da Serra Geral são os basaltos, os andesitos e rochas ácidas na parte mais superior dos derrames vulcânicos. Ocorrem intercalados aos derrames basálticos camadas de arenito Botucatu de origem eólica com vários graus de cimentação. As rochas associados aos derrames mais ácidos são mais resistentes do que as rochas básicas.

Condicionantes específicos locais (microescala) que envolvem movimentos de quedas e tombamentos de blocos, colúvios e tálus ocorrem com certa frequência nestas encostas. Existem

vários casos históricos na literatura brasileira envolvendo estes tipos de movimentos (Costa Nunes, 1966, 1969 e 1974; Fonseca, 1969; Kanji, 1972).

Outro fenômeno típico de instabilização de encostas é devido a alternância de rochas sedimentares apresentando camadas mais resistentes intercaladas com camadas menos resistentes e sujeitas a sofrerem processos de degradação mais intensos. Estes fenômenos são comuns na região sul do Brasil. Fernandes et al (1974) e Santos (1974) descrevem processos de instabilização associados a cortes em estradas. Na área serrana do estado do Rio Grande do Sul também ocorrem camadas intercaladas de rochas sedimentares nos derrames vulcânicos da Serra Geral. Nestas encostas é muito comum a queda de blocos das rochas vulcânicas pela degradação das camadas sedimentares menos resistentes.

(b). *Estrutura*

Em termos geológicos, falha é uma fratura da crosta terrestre com deslocamento relativo, entre os lados e ao longo da fratura. Segundo Penha (1998), o fenômeno de falhamento pode ser observado em diferentes escalas de observação, desde à micro (microfalhas) à macro (falhas regionais). As principais feições morfológicas, associados ao falhamento, identificadas a uma escala regional de observação podem ser divididas em: escarpas de falha, escarpas de linha de falha, *graben*, *horst* e *rift-valley*. A Figura 2.5 apresenta os tipos de falhas e relevos associados.

Em uma macroescala falhas geológicas de grande extensão podem condicionar a evolução do relevo de amplas áreas, definindo a posição de morros, cadeias de montanhas e vales. Grandes zonas de falhamento podem dar origem a formas de relevo abruptas que se tornam palco de freqüentes fenômenos de instabilização de encostas. Escarpas de falha são geradas exclusivamente pela movimentação vertical e recente de blocos falhados, onde a declividade, formada sobre o bloco ascendente, coincide com o plano de falhamento. O surgimento de uma escarpa de linha de falha é devido ao recuo da escarpa de falha pelo processo erosivo ou pela exumação de antigas linhas de falha, onde uma nova escarpa é gerada não mais pelo deslocamento original, mas pela variação de resistência ao intemperismo das rochas próximas ao plano de falha (Penha, 1998).

A Figura 2.6 apresenta um bloco diagrama apresentando um sistema de blocos falhados resultantes de perturbações tectônicas que afetam uma região, produzindo uma série de falhamentos paralelos entre si ou oblíquos. Nestas zonas de distensão da crosta, as áreas deprimidas, denominam-se *graben* (fossa tectônica) e as áreas elevadas, *horst* (muralha ou pilar). Quando essas fossas tectônicas coincidem com o vale de um rio, recebem o nome de *rift-valley*.

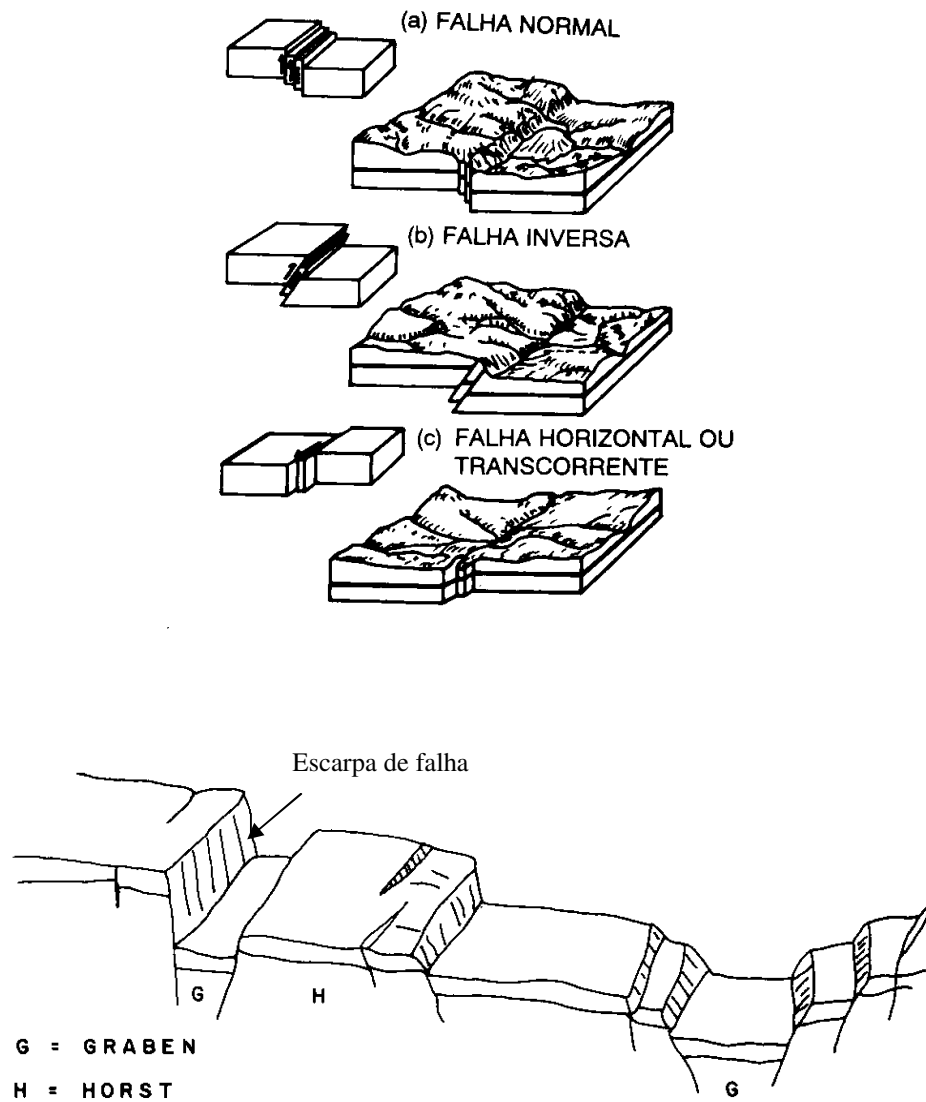


Figura 2.5 – Tipos de falhas e relevos associados (Penha, 1988).

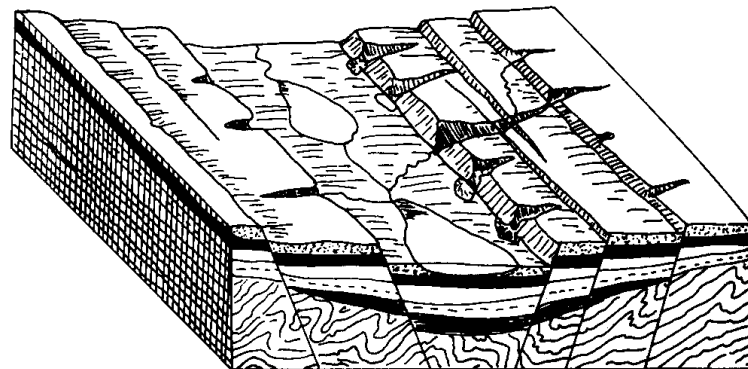


Figura 2.6 – Blocos diagrama apresentando sistemas de blocos falhados resultantes de perturbações tectônicas (*graben*, *horst* e *rift-valley* com lagos orientados)

Em maciços rochosos (microescala) um dos principais fatores que interferem nos processos de instabilidade é a sua compartimentação, ou seja, a estruturação do maciço através de suas descontinuidades. As principais descontinuidades em maciços rochosos são as fraturas e falhas que estão relacionadas aos processos geológicos internos – fraturas tectônicas, podendo ter sido originadas durante o resfriamento do magma ou mesmo durante fases de deformação de caráter rúptil. Fraturas que não apresentam origem tectônica, como as fraturas de alívio de tensão originadas principalmente pela expansão da rocha quando ela aproxima-se da superfície por soerguimento e/ou erosão das camadas superiores.

As principais características geométricas de uma descontinuidade são representadas por 10 parâmetros de acordo com ISRM (1978). Os principais parâmetros de uma descontinuidade são a sua orientação, espaçamento, persistência, rugosidade, resistência da parede, abertura, preenchimento, condições de fluxo, número de famílias e tamanho do blocos.

A orientação, a foliação e o bandeamento composicional influem diretamente na estabilidade de encostas em áreas onde afloram rochas metamórficas, principalmente se a foliação está em uma situação desfavorável com mergulho para fora da encosta em cortes de estrada (Fernandes e Amaral, 1998).

Na Bacia do Paraná a atividade magmática que expulsou grandes quantidades de magma através de fendas de grandes profundidades, denominadas geóclases, originou a formação de extensos derrames de lavas pertencentes à Formação Serra Geral. Os derrames sucessivos de lava manifestam-se na morfologia da paisagem conforme apresentado na Figura 2.7 e citado por Leinz e Amaral (1989).

A constituição textural de cada derrame varia normalmente da seguinte forma: a base de cada derrame é formada por uma camada de material vítreo e brecha vulcânica, devido ao rápido resfriamento da lava em contato com o substrato frio. Esta camada passa gradativamente para um rocha microcristalina com diaclases predominantemente horizontais (zona de diaclasamento horizontal). A parte central do derrame é constituída por rocha maciça com granulação mais grosseira, com diaclases predominantemente verticais (zona de diaclasamento vertical). No topo do derrame ocorrem camadas formadas por um arranjo irregular de brecha vulcânica, amígdalas, vesículas e material vítreo. A zona de diaclasamento horizontal, a brecha vulcânica e o material vítreo presentes na base e no topo dos derrames, tendem a sofrer um processo de alteração mais acelerado, principalmente devido à sua mineralogia e ao maior acúmulo de água nesses locais. O resultado desta variação do grau de alteração (intemperismo) das diferentes partes da camada de um derrame é a formação de perfis irregulares, com camadas intercaladas de rocha praticamente sã, rocha alterada e solos de alteração (solos residuais – saprolíticos). Espessas camadas de solos

residuais podem ocorrer quando haviam brechas vulcânicas ou quando a rocha original tiver sofrido processos de alteração hidrotermais. Grande parte das encostas pertencentes à Formação Serra Geral encontram-se recobertas por depósitos de tálus e colúvios. Os depósitos de tálus, formados por matacões e pedregulhos, predominam nas áreas próximas à escarpa. Junto à base dos vales predominam materiais mais argilosos originados dos processos de instabilização das encostas denominados depósitos coluvionares. Mito et al (1976) também dividem um perfil de um derrame basáltico em três partes: basal, núcleo e topo. Segundo estes autores na região da serras basálticas gaúchas, os topos dos derrames foram influenciados por fenômenos de descompressão durante o modelamento das encostas, adquirindo um fraturamento mergulhante para o leito dos rios. É nessa zona que predomina a percolação de água e se depositam os solos coluvionares e tálus das encostas. Mito e Carlstron Filho (1976) definem que os tipos morfoestruturais das formações geológicas na região sul apresentam variações notáveis em pontos diferentes da bacia sedimentar do Paraná. Estes autores citam como exemplo, que somente no Estado do Rio Grande do Sul os basaltos apresentam cerca de seis compartimentações litoestruturais diferentes, merecendo cada uma delas um tratamento particular.

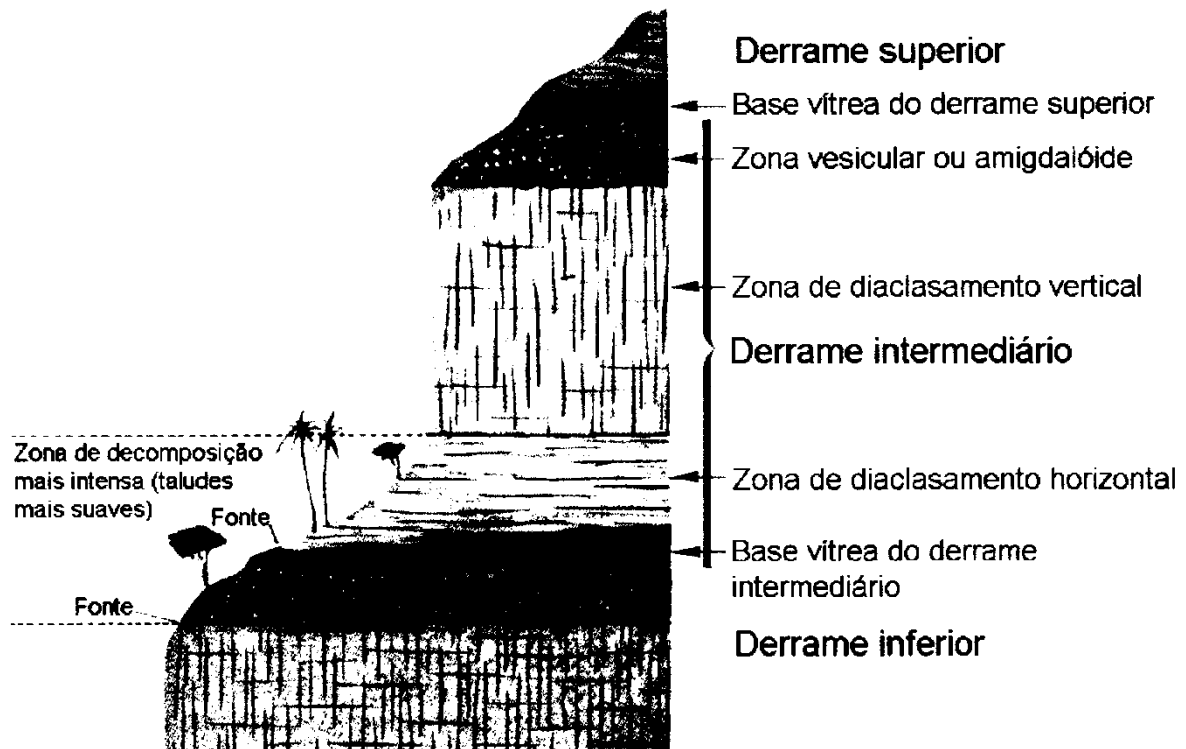


Figura 2.7 – Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos (Leinz e Amaral, 1989).

Estudos sobre o vulcanismo basáltico no Rio Grande do Sul, especificamente relacionados com a sua estruturação, fraturamento, geoquímica e estratigrafia, foram realizados por Gomes et al (1999a e 1999b). Movimentos de massa associados à estratigrafia da escarpa da Formação Serra Geral no vale do rio Três Forquilhas foram discutidos por Dias et al (1999). Mendonça et al (1999) apresentam uma compartimentação geomorfológica das rochas vulcânicas da região sul do Estado do Paraná voltadas para aplicação em estudos ambientais relacionados com movimentos de massas e erosões.

Freire (1965) apresenta um quadro com a lista das principais discontinuidades presentes em maciços rochosos e às vezes remanescentes em solos que condicionam a estabilidade de massas de taludes naturais. Hencher (1987) apresenta as implicações que as juntas e estruturas podem provocar na estabilidade de taludes de rocha e solos principalmente por estes conterem muitas discontinuidades que podem reduzir significativamente a resistência ao cisalhamento, e controlar os movimentos de massa.

(c). Morfologia

O surgimento de movimentos de massa podem ser condicionados direta e indiretamente pela morfologia de uma encosta. A geomorfologia associada às condições litológicas e estruturais foram descritas nos itens anteriores. Entende-se neste item morfologia como as características geométricas em perfil e em planta de uma encosta. A tendência de correlacionar a declividade de uma encosta e a frequência de movimentos de massa é uma forma de atuação direta da morfologia. Contudo esta relação depende de vários outros fatores e, portanto, é precário correlacionar a incidência de movimentos com a declividade das encostas. Trabalho pioneiro nesse sentido foi o desenvolvido pelo IPT (1979, *apud* Wolle 1980) na cartografia geotécnica dos morros de Santos e São Vicente no Estado de São Paulo e posteriormente extrapolada para toda a região da Serra do Mar. Neste trabalho foi estabelecida uma compartimentação morfológica da área de acordo com a subdivisão clássica em perfis convexo, retilíneo e côncavo.

O perfil convexo é aquele em que parte da encosta apresenta curvatura positiva, com ângulos de inclinação aumentando encosta abaixo. Perfis convexos caracterizam os topos dos morros da região. Parte da encosta em que ângulo de inclinação é aproximadamente constante define o perfil retilíneo. No caso dos morros de Santos e São Vicente, assim como em extensas áreas da Serra do Mar, o perfil retilíneo predomina na maior parte dos taludes. O perfil côncavo é aquele que parte do perfil da encosta apresenta curvatura negativa, com ângulos de inclinação diminuindo encosta abaixo. Nos morros de Santos e São Vicente os perfis côncavos ocorrem

apenas em áreas restritas, enquanto que na Serra do Mar são muito comuns, nas áreas de depósitos de tálus e rampas de colúvio, em geral junto ao sopé das encostas (Wolle, 1980).

Vários processos de ruptura translacionais ocorrem associados ao perfil da encosta retilínea. Os movimentos de massa com ruptura rotacional, em geral, ocorrem na área da encosta onde o perfil é convexo. Estes dois tipos de ruptura estão associados a solos superficiais maduros, coluviais e residuais. As porções inferiores das encostas da Serra do Mar são constituídos geralmente de depósitos na forma de tálus e colúvios, e estão intimamente ligados às zonas de convergência na morfologia

A atuação indireta está relacionada ao papel que a forma da encosta, principalmente em planta, exerce na geração de zonas de convergência e divergência dos fluxos d'água superficiais e subsuperficiais. Neste aspecto merece destaque o papel desempenhado pelas porções côncavas do relevo (*hollows*) na concentração dos fluxos d'água e de sedimentos (Coelho Neto, 1997; Avelar e Coelho Neto, 1992). Segundo Fernandes e Amaral (1998), vários estudos mostram que tais condições de convergência tornam os *hollows* segmentos preferenciais da paisagem para ocorrência de deslizamentos.

Lacerda (1985) descreve a geomorfologia de colúvios de maneira clara e simples. Segundo este autor as encostas podem apresentar linhas de cumeada normais à direção do vale principal nas quais as espessuras de colúvio são mínimas. Os colúvios preenchem, no entanto, os talwegues. Este preenchimento se dá através de movimentos de massa laterais em direção a tais talwegues. Os movimentos de massa que mais contribuem para este fenômeno são os escorregamentos planares de capas superficiais alteradas. Tais deslizamentos são observáveis em toda parte das regiões granito-gnaissicas do Sul-Leste. A Figura 2.8 ilustra este processo, mostrando os tipos de talude em bacia hidrográfica e os tipos de massas coluviais que se acumulam nos talwegues.

O relevo associado às rochas vulcânicas pode ser separado em função da morfologia, relacionando-o com os tipos de derrames: intermediários a ácidos e básicos. Em geral as formas de relevo se compõe de patamares e degraus, vertentes de ligação para o fundo dos vales e calhas do rio. Considerando este tipo de compartimentação, Mendonça et al (1999) apresentaram uma compartimentação geomorfológica para as rochas vulcânicas do sul do Paraná. Estes autores argumentam que a grande maioria dos escorregamentos nesta região ocorrem nos relevos ondulados a muito ondulados, onde predominam formas de degraus escalonados, alternados com patamares e vales encaixados em V, de substrato formado por rochas vulcânicas básicas. Nas encostas com declividade superior a 20% ocorrem ruptura de blocos e quando predominam os basaltos ocorrem ravinamentos e escorregamento de solos mais desenvolvidos.

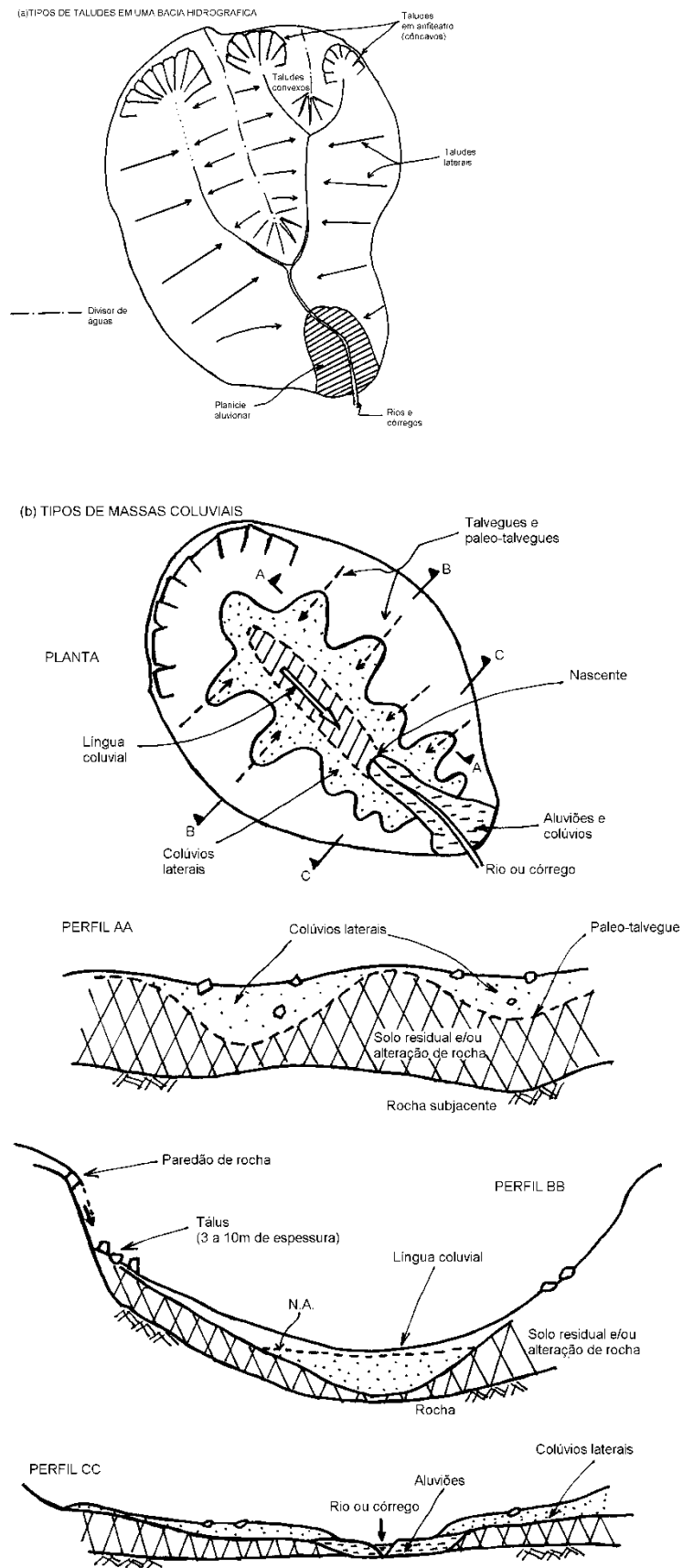


Figura 2.8 – Morfologia dos colúvios (Lacerda, 1985).

2.1.3.2 Condicionantes climáticos

É incontestável a importância da atuação da água como agente condicionante e deflagrador dos vários processos de instabilização de encostas. Os principais processos de instabilização ocasionados pelos modos de atuação da água nas encostas são devido ao fluxo d'água em solos e rochas. Nos solos o fluxo d'água provoca o surgimento de forças de percolação, elevação das poro-pressões, erosão interna (*piping*), saturação com diminuição da coesão aparente (sucção). Patton e Hendron Jr. (1974) propõem um modelo de rede de fluxo subterrâneo para aquíferos livres em encostas, onde as linhas de fluxo convergem para o nível d'água na base das encostas. Neste modelo a área de descarga, na base das encostas, é de grande importância nos processos de instabilização (Figura 2.9). Estes mesmos autores apresentam uma comparação do fluxo d'água em encostas antes e depois de um escorregamento. Muitas vezes estes materiais escorregados bloqueiam o fluxo normal da água ocasionando novos processos de instabilidade. Nos materiais rochosos o fluxo d'água pelas fissuras e trincas gera forças de percolação em condições hidrodinâmicas, ou gerando pressões hidrostáticas (água sem movimento). Deere e Patton (1971) apresentam como a variação do nível d'água em taludes de solo e rocha podem influenciar a estabilidade dos mesmos. A Figura 2.10 apresenta a variação do nível d'água em um talude de solo e num talude rochoso pouco fraturado. Devido as diferenças de porosidades relativas entre os materiais, as elevações do nível d'água nas discontinuidades são mais intensas nos materiais rochosos.

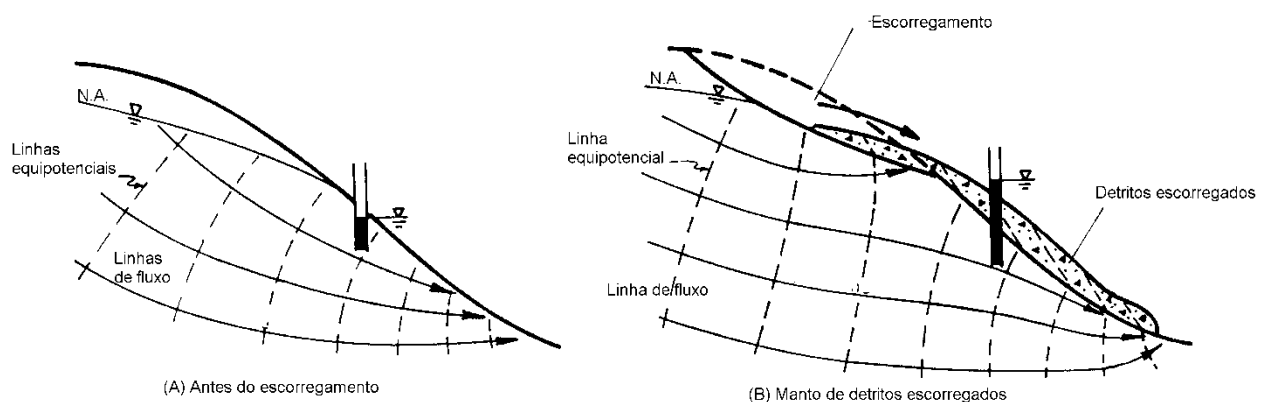


Figura 2.9 – Modelo de rede de fluxo antes e depois de um escorregamento (Patton e Hedron Jr., 1974).

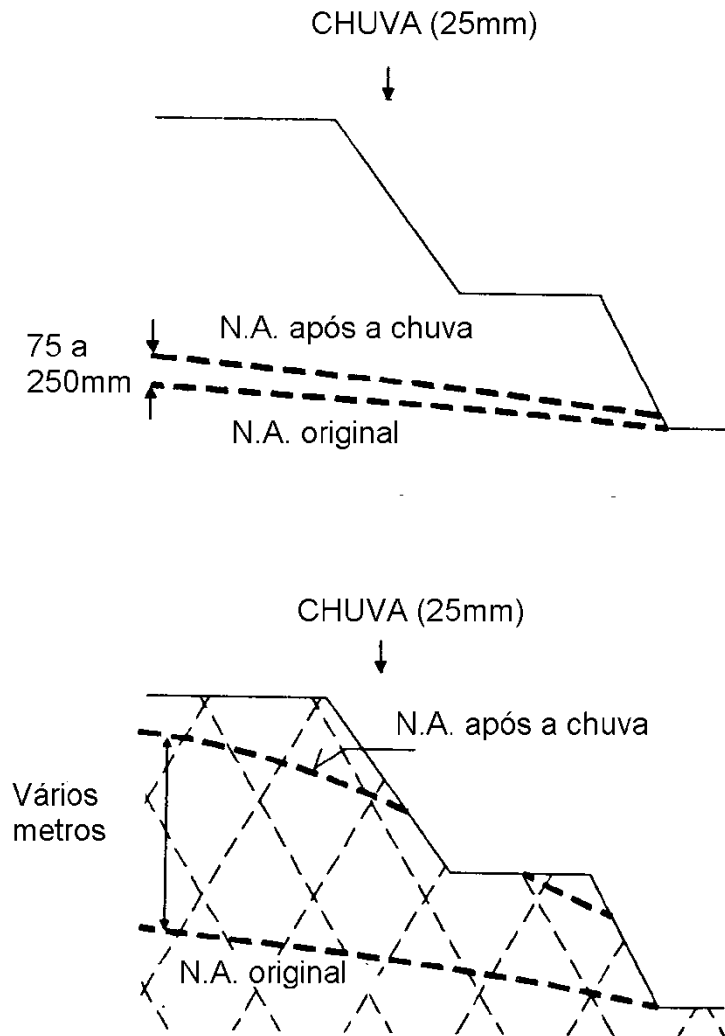


Figura 2.10 – Variação do nível d'água em um talude de solo e num talude rochoso pouco fraturado (Deere e Patton, 1971).

A precipitação é um importante fator que controla o ciclo hidrológico e, portanto, a regulação das condições ecológicas e geográficas de uma determinada região (Coelho Netto, 1998). As quantidades relativas de precipitações, seus regimes sazonais ou diários e as intensidades de chuvas individuais são algumas das características que afetam a natureza e magnitude do trabalho geomorfológico em bacias de drenagem nos domínios de encostas.

Segundo Guidicini e Nieble (1984), no meio tropical brasileiro, é de conhecimento generalizado à vinculação entre escorregamentos e a estação de chuvas e, dentro desta estação, à ocorrência de chuvas intensas.

Vários autores verificaram que escorregamentos em grande número ou magnitude ocorrem em áreas com incidência de chuvas com alta intensidade e duração, citam-se os estudos de Barata (1969), Vargas (1953, 1957, 1966 e 1971), Jones (1973) e Costa Nunes et al (1969 e 1989). Estes estudos chamaram atenção para o efeito da água da chuva com a conseqüente saturação do solo e desenvolvimento de poro-pressões, acréscimo do peso do talude e redução dos parâmetros de resistência ao cisalhamento.

Lumb (1962 e 1975) estudando escorregamentos em Hong Kong concluiu que a estabilidade de taludes é governada pela capacidade de infiltração do solo e que a influência de uma chuva particular depende da intensidade e duração da chuva e do teor de umidade prévio do solo. Muitas investigações foram realizadas na década passada para quantificar a relação entre precipitação, mudanças na poro-pressão e incidência de escorregamentos, particularmente em solos residuais. Contrastando com as sugestões de Lumb (1975) investigações mais recentes em Hong Kong apresentaram que a história das chuvas não é particularmente importante (Brand, 1989). Em Hong Kong, se a chuva de 24 horas é alta, escorregamentos podem ocorrer independente da magnitude das chuvas antecedentes. Se a chuva de 24 horas é muita baixa, escorregamentos não ocorrem qualquer que seja a magnitude da chuva antecedente.

Vargas Jr. et al (1986) apresentaram uma evidência analítica que a intensidade e duração das chuvas na região do Rio de Janeiro poderia ser responsável pelos problemas de instabilidade de taludes. Wolle e Hachich (1989), usando técnicas analíticas similares, e resultados de instrumentação de campo e ensaios de laboratório, obtiveram conclusões similares relacionadas escorregamentos em colúvios na Serra do Mar, na região de São Paulo.

Vários pesquisadores brasileiros realizaram estudos de correlação entre precipitações e escorregamentos, entre eles: Simões (1991) nas encostas naturais e taludes de cortes na região da Bacia Sedimentar do Recôncavo Baiano; Campos e Menezes (1992) nas encostas de Salvador; Tatizana et al (1987) e Wolle e Hachich (1989) na região da Serra do Mar no Estado de São Paulo; Barros e Brandão (1992) no maciço da Tijuca no Rio de Janeiro; Gusmão Filho et al (1989) na região de Olinda.

Na região sul do Brasil não se tem conhecimento de nenhuma correlação entre precipitações e escorregamentos.

2.1.3.3 Efeitos da vegetação

Existem opiniões discordantes sobre o efeito favorável ou desfavorável da cobertura vegetal em taludes e encostas nos processos de instabilização. De um lado tem-se estudos que destacam o papel estabilizador da vegetação enquanto outros demostram que a vegetação

contribuiu para a instabilização das encostas. A função diferenciada da vegetação pode resultar da grande variedade de solos e rochas, associado às diferentes condições meteorológicas e do próprio tipo de cobertura vegetal.

Os estudos da vegetação nos processos de evolução das encostas estão associados basicamente a dois aspectos: o efeito dos desmatamentos e o efeito das raízes na resistência ao cisalhamento dos solos. Segundo Wolle (1980), os principais trabalhos na área são os de Endo e Tsuruta (1969), Gray (1973), Brown e Sheu (1975) e Wu et al (1979).

Trabalhos mais recentes sobre este tema são os de Wu (1984), Greenway et al (1984), Barker (1986), Greenway (1987) e Gray e Sotir (1992). No Brasil destaca-se o trabalho pioneiro de Prandini et al (1976), e mais recentemente os trabalhos de Wolle (1986) e Nunes et al (1992). É de consenso dos pesquisadores que estudaram os efeitos dos desmatamentos na estabilidade de taludes e encostas que os sistemas de raízes providenciam um reforço mecânico dos solos; contudo a vegetação origina uma sobrecarga vertical e o vento nas árvores causa um momento e tensões cisalhantes na superfície de ruptura. Além disso, o teor de umidade e o nível de água são modificados pelas mudanças na vegetação. A vegetação diminui a infiltração de água no perfil, provocando, com isto, um aumento no valor de sucção, e, conseqüentemente, um aumento na estabilidade de taludes. O Quadro 2.5 apresenta os efeitos gerais (hidrológicos e mecânicos) da vegetação na estabilidade de encostas.

Segundo Wolle (1980), em certas situações, mesmo sem nenhuma ação de origem humana, a cobertura vegetal de uma encosta pode ter uma influência importante sobre os eventos que constituem a evolução natural desta encosta. Escorregamentos naturais podem ocorrer pela queda de uma árvore, em uma encosta coberta por floresta tropical.

A cobertura vegetal em relação à estabilidade de taludes apresenta efeitos favoráveis e desfavoráveis. Os processos de instabilização de taludes e encostas tendem a se acelerar algum tempo após o desmatamento. Logo em seguida à retirada das árvores, existe um acréscimo na estabilidade das encostas, devido à eliminação dos efeitos negativos como sobrecarga, efeito alavanca, etc. Contudo, este acréscimo de estabilidade tende a se perder com o tempo, com o apodrecimento das raízes e eliminação do efeito de redistribuição das águas da chuva (Wolle, 1986). Este autor apresenta um trabalho sobre os efeitos provocados pela poluição na cobertura vegetal na Serra do Mar, especificamente na cidade de Cubatão. Em extensas áreas de encostas, próximas da cidade, a vegetação apresentava-se morta e nestes locais concentraram-se os principais escorregamentos de solo na região.

Recentemente ocorreu um Encontro sobre Pesquisas no Sistema Encosta-Planície Costeira (Bananal, 1999) onde o grupo GEOHECO (Departamento de Geografia da UFRJ) apresentou vários trabalhos sobre as áreas florestadas e sua influência na estabilidade de encostas.

Quadro 2.5 – Efeitos gerais da vegetação em encostas (Greenway, 1987).

A = efeito adverso da vegetação; B = efeito benéfico da vegetação

Efeito Hidrológico	Influência
<i>Interceptação das chuvas pelas folhas, resulta em:</i>	
- absorção e evaporação reduzindo a água disponível para a infiltração;	B
- redução da energia das gotas de chuva e conseqüentemente da erosão;	B
- aumento no tamanho das gotas que caem, aumentando assim a chuva localizada.	A
<i>Caules e folhas interagindo com o fluxo de superfície, resultam em:</i>	
- maior armazenamento e maior volume de água armazenada;	A/B
- grande irregularidade no fluxo de água, reduzindo a sua velocidade.	B
<i>Raízes provocam no solo:</i>	
- aberturas na superfície permitindo a infiltração;	A
- retirada de umidade, a qual é perdida na atmosfera por transpiração;	B
- redução da poro pressão e aumento da sucção e conseqüentemente da resistência do solo;	B
- aumento da quantidade de canalículos no solo, resultando em aumento da permeabilidade.	A
Efeitos mecânicos	
<i>Raízes agregam as partículas de solos, resultando em:</i>	
- restrição de movimento de solo, reduzindo a erodibilidade;	B
- aumento da resistência ao cisalhamento através da formação de uma matriz de raízes.	B
<i>Raízes que penetram em grandes profundidades, provocam:</i>	
- ancoragem em um estrato firme;	B
- suporte da camada de solo acima das árvores no talude, por arqueamento e contraventamento.	B
<i>Crescimento de árvores altas, de maneira que:</i>	
- o peso pode tornar-se uma sobrecarga no talude e aumentar a força normal e a força de instabilização do talude;	A/B
- Quando expostas ao vento, forças dinâmicas são transmitidas ao solo.	A
<i>Caules e folhas cobrem a superfície do solo, então:</i>	
- o impacto do trânsito é absorvido, protegendo a superfície contra danos;	B
- as folhas caem no solo, cobrindo-o e protegendo contra a erosão.	B

2.1.3.4 Intemperismo

Intemperismo é o conjunto de processos físicos, químicos, físico-químicos e biológicos que transformam as rochas em solo. Como solo entende-se todo material inconsolidado que recobre o substrato rochoso inalterado, sendo formado por material intemperizado *in situ* ou transportado. Segundo Porto (1998), os fatores que condicionam o intemperismo podem ser divididos em dois grupos: fatores endógenos e exógenos. Os fatores endógenos estão diretamente relacionados à natureza da rocha e à tectônica associada. Os fatores exógenos são interdependentes e basicamente controlados pelas condições climáticas e geomorfológicas.

Vários perfis de intemperismo foram apresentados por Vargas (1953) e Deere e Patton (1971) para regiões tropicais, dando ênfase para os solos residuais e colúviais. Mello (1972) em seu trabalho crítico a respeito do que pode vir a ser uma Mecânica dos Solos Residuais, sugere restringir, de forma pragmática, a subdivisão dos perfis de intemperismo em 3 horizontes principais: o horizonte de solo maduro (residual ou coluvial), o horizonte de solo residual (saprólito) e finalmente o horizonte de rocha decomposta.

Vários processos de ruptura translacional ocorrem nas encostas da Serra do Mar principalmente associados ao trecho de perfil retilíneo em solos residuais jovens e colúvios de pequena espessura. Este trecho da encosta não propicia a formação de espessos horizontes de solos residuais devido a processos constantes de movimentos de massa e erosão. Os movimentos de massa com ruptura rotacional, em geral, ocorrem na área da encosta onde o perfil é convexo. Nesta região da encosta os perfis de solos são mais espessos, formados por solos mais evoluídos. Neste contexto Carregã (1996) apresentou uma revisão das movimentações de encostas no domínio de solos tropicais, com o objetivo de correlacionar o mecanismo atuante na movimentação e as características do material, através do conhecimento de sua constituição e posicionamento no perfil de intemperismo. O Quadro 2.6 apresenta uma correlação entre os principais mecanismos de instabilização em encostas no sudeste do Brasil e os respectivos horizontes do perfil de intemperismo onde possuem maior probabilidade de ocorrência.

Quadro 2.6 – Proposta para correlação entre os principais mecanismos de instabilização e o perfil de intemperismo em ambientes tropicais (Carregã, 1996).

Horizonte do perfil de intemperismo	Constituição	Características	Permeabilidade de subjacente	Mecanismo principal de movimentação	
Superficial	Solo pedogeneticamente transformado (residual ou coluvionar)	Espessados, homogêneos (normalmente laterizados)	Menor	ESCORREGAMENTOS Rotacional	R
		Camadas delgadas (normalmente laterizados)	Maior	Translacional (com rede de fluxo vertical)	E
			Menor	Translacional (com rede de fluxo subparalela)	J
Solo saprolítico	Solo de decomposição in situ com estruturas preservadas	Camadas espessadas (não laterizadas)	Menor	Translacional (com rede de fluxo subparalela)	O
			Maior	Translacional (com rede de fluxo vertical)	E
			Variável	Estrutturados	R
Saprólito	Rocha muito alterada	Espessuras variáveis (não laterizados)	Menor	Estrutturados	S
Tálus	Variável	Variáveis	Variável	RASTEJO	Ã
				ESCORREGAMENTOS	O

Taylor e Cripps (1987) ao analisarem processos de ruptura em taludes constituídos por rochas argilosas e argilas pré-adensadas da Inglaterra verificaram que estes processos estavam associados ao intemperismo. Os taludes apresentavam baixa declividade e devido aos processos de intemperismo à ruptura foi controlada pela resistência ao cisalhamento residual.

Nas encostas mais suaves associadas às rochas vulcânicas, na região sul do Brasil pode ocorrer perfis espessos de alteração formando solos de origem latossólica. Muitas vezes a diferenciação entre os vários derrames que constituem à Serra Geral pode ocasionar processos variados de intemperismo. É muito comum ocorrer camadas argilosas entre rochas pouco alteradas e solos argilosos preenchendo fraturas e diaclases. Os derrames que sofreram processos de hidrotermalização apresentam-se completamente alterados constituindo camadas de saprólito extremamente heterogêneos. Nos perfis mais profundos de solo é comum ocorrer rupturas rotacionais e nos solos saprolíticos e saprólitos ocorrem rupturas do tipo estruturado.

2.1.4 Principais casos de instabilidade encostas tropicais

Movimentos de massa em encostas naturais estão entre os fenômenos mais interessantes e também mais intrigantes que os Geotécnicos se defrontam em suas atividades profissionais. Os principais tipos de movimentos de massa foram discutidos nos itens anteriores. De uma forma simplificada poderíamos dividir estes movimentos em escorregamentos, fluxos e quedas/tombamentos. Segundo Lacerda (1989), as encostas da região sul/sudeste compreendem basicamente três tipos de perfis geológicos: (a) as encostas da Serra do Mar, entre Santa Catarina e Espírito Santo, derivadas da alteração de gnaisses e granitos; (b) as encostas derivadas da evolução dos derrames basálticos (Serra Geral), principalmente nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina; e (c) as encostas derivadas das rochas sedimentares, onde predominam camadas alternadas de arenitos, siltitos/argilitos/folhelhos em vários graus de alteração.

Wolle (1988) procurando resumir os tipos de instabilizações mais frequentes nas encostas da Serra do Mar, apresenta as principais classes e subclasses dos movimentos de massa adaptados dos trabalhos iniciais de Vargas (1981 e 1985) e Wolle (1980 e 1985). O Quadro 2.7 apresenta o resumo dos tipos de instabilizações mais comuns nas encostas desta região. Lacerda (1985) classifica os escorregamentos em encostas naturais em 3 grandes grupos: (a) escorregamentos em encostas naturais de solo residual derivado da rocha matriz *in situ*; (b) escorregamentos em encostas naturais, no manto coluvial que recobre o solo residual e/ou a rocha matriz, e (c) escorregamentos em colúvio e em solo residual (caso misto).

Quadro 2.7 – Classes e subclasses dos movimentos de massa na região da Serra do Mar (Wolle, 1988).

Classes	Subclasse	
Escorregamentos em solo	Escorregamentos translacionais (planares)	Provocados pela elevação de um N.A. pré-existente
		Provocados pela infiltração sem N.A. pré-existente
	Escorregamentos provocados por desconfinamento (escavações ou erosão)	
	Escorregamentos rotacionais (conchoidais)	
Escorregamentos em rocha e saprolito	Quedas de blocos	
	Rolamento de matacões	
	Deslizamentos de blocos e lascas	
	Escorregamentos estruturados	Em rocha fraturada
Em saprolito		
Escoamentos lentos e muito lentos	Movimentos de massas de tálus (colúvio)	
	Rastejo em solos superficiais nas encostas	
	Rastejo profundo em rocha	

Movimentos de massa do tipo escorregamento translacional em solos envolvem horizontes superiores de alteração (solo superficial-coluvionar ou residual maduro e o solo saprolítico adjacente), geralmente com reduzida espessura de material, predominam nas encostas da Serra do Mar no Estado de São Paulo. Estes movimentam concentram-se nas porções média e alta das encostas, nos trechos em que estas apresentam um perfil retilíneo. Os escorregamentos rotacionais clássicos são muito raros nas encostas da Serra do Mar, ocorrem apenas em áreas próximas aos topos de morros e espigões e junto à crista da escarpa. A principal condição para ocorrência destes tipos de movimento é a existência de um espesso manto de solo, condição esta restrita a poucos locais, devido a rápida evolução do relevo provocado por sucessivos escorregamentos (Wolle, 1980, 1985 e 1988). Amaral e Palmeiro (1997) no inventário de movimentos de massa no Estado do Rio de Janeiro determinaram que escorregamentos simples de solo residual ou colúvio são os mais freqüentes neste estado, quando comparados com os movimentos complexos.

Os escorregamentos provocados por desconfinamento mais comuns são os ocasionados por cortes e escavações nas encostas, produzindo taludes íngremes potencialmente instáveis e por erosão, principalmente fluviais nas margens de córregos e riachos, produzindo profundos entalhes nas suas margens. Os escorregamentos estruturados em rocha e saprolito envolvendo porções do maciço rochoso fraturado ou do material saprolítico, deste resultante, são relativamente raros na região, ocorrendo com maior frequência apenas em locais submetidos à

desconfinamento, onde o maciço foi exposto em maior profundidade. Nas encostas naturais no Estado de São Paulo, estes eventos são raros, ao contrário do que ocorre nas encostas do Rio de Janeiro (Wolle, 1988). Wolle e Carvalho (1987) descrevem um movimento de encosta condicionado por descontinuidades reliquiárias, com preenchimento silto-argiloso, que se apresentavam polidas e com estrias de fricção, denotando movimentação pretérita. Os demais fenômenos de instabilização de encostas envolvendo rocha e saprólito, através de quedas e rolamentos de blocos e deslizamentos de lascas ou blocos isolados, estão associados à existência de tais feições, em superfície, nas escarpas (Amaral, 1992). Schilling (1993) e Avelar e Lacerda (1997) descrevem uma grande avalanche que teve início com a queda de um grande bloco de rocha que se deslocou por gravidade, atingindo a estrada do Soberbo e Furnas e represando o rio das Cachoeiras. Logo após ocorreu um grande escorregamento que atingiu principalmente a estrada do Soberbo.

Na classificação apresentada por Wolle (1988) não estão incluídos os processos associados ao fluxo de detritos (*debris flow*) ou avalanches (fluxos de lama e blocos de rocha) segundo a classificação proposta por Vargas (1999). Estes movimentos apresentam características marcantes tais como velocidade elevada, elevada capacidade de erosão e destruição induzindo elevadas pressões de impacto, transporte de detritos a grandes distâncias mesmo em baixas declividades, e se desenvolvem em períodos de tempo muito curtos (Cruz et al, 1998). Kanji et al (1997) e Cruz e Massad (1997) discutem os principais fatores que causam os *debris flows* e apresentam o caso ocorrido em Cubatão, São Paulo. Vieira et al (1997) descreve os processos de movimentos classificados como *debris flows* nas encostas do Quitite e Papagaio no Estado do Rio de Janeiro, com uma abordagem geomorfológica. Dias et al (1999) através de observações de campo e análise de relatos de testemunhos indicam que os grandes movimentos de massa que ocorrem no vale do rio Três Forquilhas no Estado do Rio Grande do Sul, são do tipo fluxo de detritos. Nesta área a estratigrafia é formada principalmente por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

O termo colúvio adotado por Lacerda e Sandroni (1985) é definido como depósitos compostos por blocos e/ou grãos de quaisquer dimensões, transportados principalmente por gravidade e acumulados no pé ou pequena distância de taludes mais íngremes ou escarpas de rocha. São portanto, casos particulares de colúvio ou tálus, os depósitos de massas escorregadas ou detritos de avalanche e suas misturas.

Segundo Deere e Patton (1971), a origem de muitos solos colúviais parece ser rupturas de massas de solo que ocorreram nas partes altas de taludes. Por isso, o conceito de solo colúvial abrange escorregamento de fragmentos de solo e rocha assim como depósitos de materiais

erodidos de um talude. Escorregamentos em camadas rasas de solos coluviais são comuns em regiões de clima tropical e subtropical. Conforme estes mesmos autores os perfis típicos de solos coluviais podem ser resumidos em dois casos: (a) camada simples de solo coluvial e (b) uma série de camadas de solos coluviais. Taludes com um manto de solo coluvial cobrindo o perfil de solo residual são frequentemente encontrados no pé de escarpas e em taludes muito íngremes na região de Porto Rico, no Mar do Caribe (Deere e Patton, 1971).

Os corpos de tálus (massas coluvionares, na denominação adotada por Lacerda e Sandroni, 1985) ocorrem, com certa frequência nas porções inferiores e intermediárias das encostas da Serra do Mar como acumulações de material detrítico originado de escorregamentos primários nas encostas situadas a montante. Essas massas, às vezes, soterram drenagens preexistentes (linhas de ravina) ou bloqueiam nascentes d'água, condição em que passam a ser infiltradas pelas águas das drenagens aprisionadas. Em tais condições estas massas apresentam, naturalmente, movimentos lentos de escoamento sazonal (*creep* ou rastejo), intensificados durante as épocas chuvosas. Lacerda (1985) apresenta diversos casos de escorregamentos em encostas envolvendo mantos coluviais em regiões tropicais na Serra do Mar (Rio de Janeiro e Santa Catarina) e na Serra Geral (Rio Grande do Sul).

Movimentos muito lentos – rastejos – são conhecidos há muito tempo nas encostas da Serra do Mar, e atingem, de uma forma ou de outra, a maioria das encostas e materiais ali presentes, inclusive o maciço rochoso em certa profundidade. Wolle (1980) descreveu três tipos básicos de movimentos, que foram denominados de contínuos, pulsantes e bruscos (microescorregamentos).

Apesar destas classes e subclasses de movimentos serem propostas para os movimentos associados às encostas e escarpas da Serra do Mar na região sudeste do Brasil, com substrato constituído por rochas do pré-cambriano, são válidos para a maioria dos movimentos de massa localizados no Estado do Rio Grande do Sul.

Estudos realizados por Miotto e Carlstron Filho (1978) e Miotto et al (1978) no trecho ferroviário Gal. Luz (RS) e Ponta Grossa (PR), com uma extensão de 880 km, permitiram estabelecer para as várias litologias da Bacia do Paraná, a relação das condições de estabilidade dos taludes com as mais variadas características geológicas destas litologias. Neste trecho os basaltos constituem as litologias mais persistentes ao longo da ferrovia (+/- 450 km). Miotto e Carlstron Filho (1978) identificaram os tipos de fenômenos de instabilidade mais característicos nos taludes em rochas da Bacia Sedimentar do Paraná. O Quadro 2.8 apresenta os tipos de instabilidade mais comuns divididos em função do tipo de material do talude (solo, misto e rocha).

Quadro 2.8 – Tipos de fenômenos característicos de instabilidade na Bacia do Paraná (adaptado de Miotto e Carlström Filho, 1978).

Talude terroso	Talude misto	Talude rochoso
<ul style="list-style-type: none"> - ruptura clássica (ruptura em cunha) - ruptura rasa (deslocamento de solo sobre rocha) - ruptura em plano de fraqueza (estrutura primária de deposição ou formação da rocha) - erosões (formação de sulcos por águas pluviais) - avalanche (deslizamento de solo coluvionar/tálus) 	<ul style="list-style-type: none"> - colapso em rocha muito alterada com solo de alteração (associada a zonas fraturadas ou não) 	<ul style="list-style-type: none"> - queda de blocos por problema estrutural (fratura mergulhante para dentro do corte, fraturas que isolam colunas) - desprendimento de lajes e lascas (fratura mergulhante com ângulo semelhante ao da encosta natural) - blocos pendentes - queda de bloco por descalçamento - desagregação superficial (empastilhamento)

O início da subida da serra gaúcha se faz através de espessos e amplos depósitos de solos coluvionares/tálus de basalto. Os solos são constituídos por materiais argilo-arenosos, com blocos de tamanhos variáveis, de baixa consistência, freqüentemente saturados de água. Os fenômenos de instabilidade que ocorrem nestes materiais, são os escorregamentos dos solos devido ao aumento das poro-pressões. Na subida das serras basálticas, onde as encostas são abruptas e os rios encaixados em canyons ocorrem taludes verticais que coincidem com o núcleo dos derrames basálticos (basalto compacto), sendo que aqueles com inclinação próxima de 60° correspondem à zona vesículo-amigdaloidal. Os solos coluvionares/tálus são pouco espessos, devido à proximidade com a zona fornecedora de material (escarpas verticais). Os problemas associados a este trecho são os freqüentes desprendimentos de blocos e lajes e colapsos em rocha muito alterada, favorecidos pela percolação d'água em fraturas paralelas à encosta e no contato solo-rocha (Miotto et al, 1978). Fernandes et al (1981) apresentam estudos geotécnicos em taludes entre Ponta Grossa e Foz do Iguaçu (Paraná), onde os principais problemas de instabilidade foram quedas de blocos e lascas e deslizamentos em taludes de arenito (Formações Pirambóia e Botucatu), basalto alterado (Formação Serra Geral) e dos materiais de cobertura destes materiais (tálus).

Vários casos de instabilidade associados a uma variedade de solos e situações, em geral relacionadas com obras rodoviárias no Estado do Rio Grande do Sul foram apresentados por Bressani et al (1995, 1996a e 1996b), Bica et al (1997), Bressani et al (1997a e 1997b), Pinheiro et al (1997a, 1997b e 1998), Bianchini et al (1998), Maciel Filho et al (1998), Figueró et al

(1998) e Bressani e Bica (1998). Grande parte destes trabalhos envolve processos de instabilidade em colúvios e solos residuais de origem basáltica. Fenômenos de instabilidade em materiais de origem sedimentar, como colúvios originados de siltitos e argilitos e solos residuais de siltito e arenito também foram estudados.

Nos estudos realizados pelo grupo de geotecnia da UFRGS verificou-se em alguns locais, principalmente em obras rodoviárias a ocorrência de camadas de solo que apresentavam uma orientação preferencial das partículas argilosas ao longo da superfície de ruptura. Estas camadas condicionaram os processos de instabilidade nestes taludes e encostas. Com o objetivo de melhor conhecer os mecanismos associados a este tipo de condição teve início um detalhado estudo sobre a resistência ao cisalhamento residual. Pinheiro et al (1997a e 1997b) e Rigo (2000) apresentam estudos dos tipos de ensaios, mecanismos de mobilização e processos de degradação das partículas na superfície de ruptura. Neste mesmo capítulo no item 2.3 apresenta-se uma breve revisão e conceitos relativos à resistência ao cisalhamento residual.

2.2 INVESTIGAÇÃO E MONITORAMENTO DE ENCOSTAS

O objetivo da investigação em áreas com risco potencial de instabilidade de encostas é acumular informações suficientes das condições locais para analisar o problema, avaliar o risco de instabilidade e, se necessário, propor medidas remediadoras para reduzir o risco a níveis aceitáveis (Walker et al, 1987).

Ao investigar-se os potenciais movimentos de massa em encostas a identificação do tipo e das causas dos movimentos são importantes para proceder as ações preventivas e corretivas. Existem alguns guias básicos na literatura desenvolvidos através dos anos com a experiência nas investigações de movimentos de massa que formam a base dos processos mais adotados nos dias de hoje. Segundo Rib e Liang (1978), muitos dos escorregamentos ou rupturas potenciais podem ser previstos se investigações apropriadas forem realizadas em tempo.

Parece ser consenso que o planejamento de uma investigação inicia-se por um estudo inicial de escritório, seguido de uma investigação de campo, ensaios de laboratório, apresentação dos dados e do modelo geotécnico do processo de instabilidade. A metodologia sugerida por Walker e Fell (1987) apresentada através de um fluxograma na Figura 2.11, mostra a seqüência para o estudo de problemas de instabilidade.

Augusto Filho (1992) e Augusto Filho e Virgili (1998) apresentam uma proposta metodológica para o desenvolvimento das investigações de encostas. Estes autores definem um modelo fenomenológico que é um conjunto de hipóteses sobre os principais aspectos do processo de instabilização investigado que melhor explica o comportamento do fenômeno. O modelo

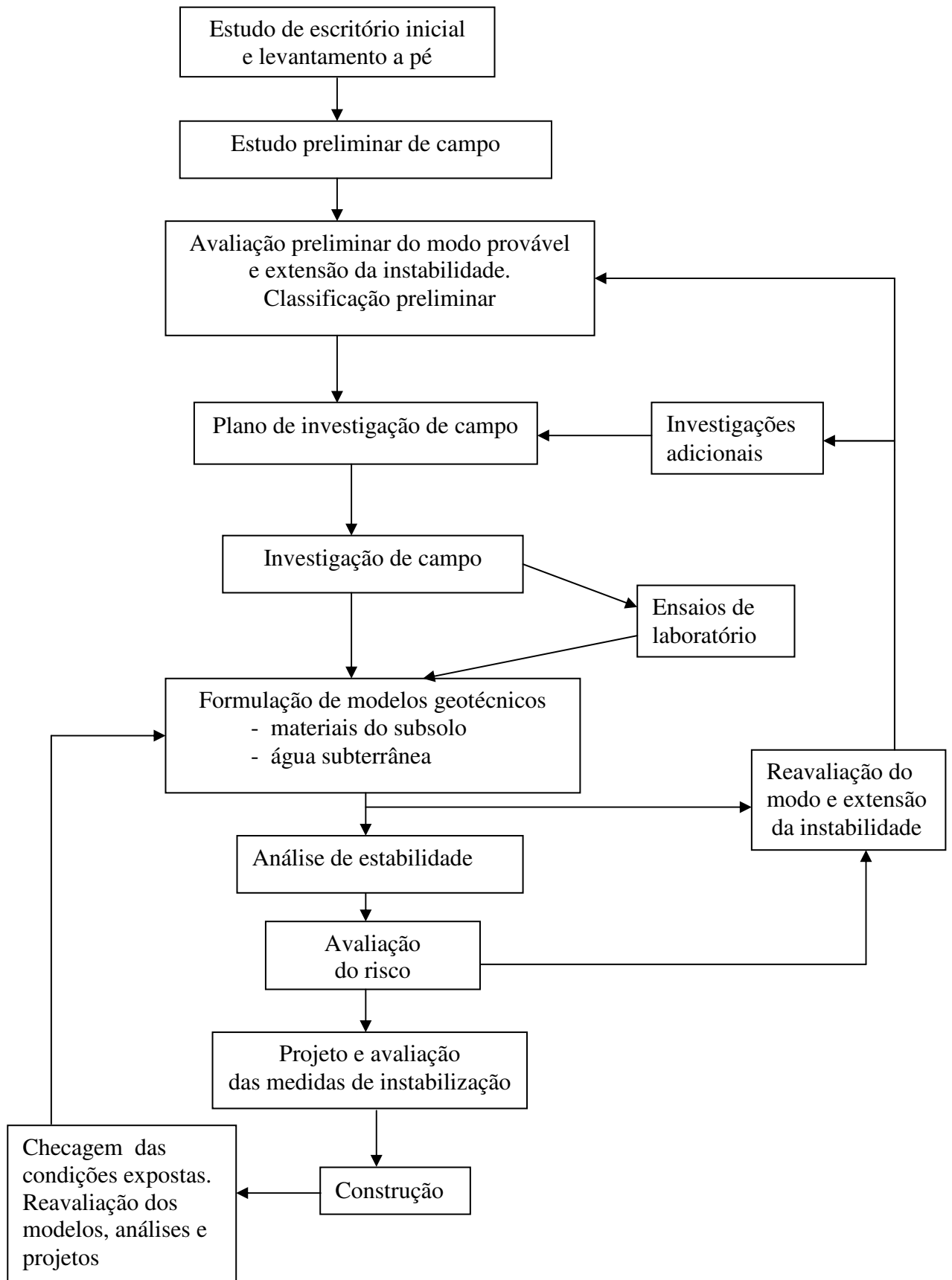


Figura 2.11 – Metodologia para o estudo de problemas de instabilidade (Walker e Fell, 1987).

fenomenológico seria o modelo geotécnico proposto por Walker e Fell (1987). A proposta apresentada por Augusto Filho (1992) e Augusto Filho Virgili (1998) foi fundamentada em trabalhos anteriores de Santos (1981) e Wolle (1981). Santos (1981) expõe uma proposta de ordenação metodológica para as atividades de investigação geológico-geotécnica, ressaltando como ferramentas básicas o raciocínio geológico e a observação sistemática da natureza. Segundo Wolle (1981), deve-se entender a fenomenologia envolvida nos processos de instabilidade, caracterizar e, quando possível, quantificar o problema para então escolher a solução mais adequada.

2.2.1 Estudo inicial

Envolve o levantamento e tratamento dos dados preexistentes sobre o local de estudo. Esses dados podem ser obtidos através de levantamentos topográficos, geológicos e geomorfológicos regionais, relatórios, histórico de movimentos e interpretação de fotografias aéreas. Estas informações com características regionais devem ser complementadas com informações específicas do local de estudo.

2.2.2 Investigação de campo

A investigação de campo tem como principal objetivo determinar as condições específicas do local onde estão presentes as evidências de ruptura. Investigação de campo é parte central e decisiva nos estudos de escorregamentos e em áreas propensas aos movimentos de massa de qualquer tipo. Segundo Sowers e Royster (1978), a investigação serve para identificar áreas sujeitas a possíveis movimentos de massa e definir características e fatores ambientais que envolvem movimentos de massa já existentes.

2.2.2.1 Investigação de superfície

A investigação de superfície pode ser dividida em levantamentos de campo, levantamentos topográficos e levantamentos fotogramétricos.

Em geral a caracterização geológico-geotécnica voltada para o estudo de encostas tem início pela investigação de campo superficial, que serve de base para todos os demais trabalhos. Os principais aspectos que devem ser investigados são as formações geológicas, perfis de solo e alteração, estruturas geológicas, geometria do talude ou encosta, instabilizações existentes, feições características de movimentos (trincas, degraus, etc.), zonas de acúmulo e surgência de água, cobertura vegetal e ações antrópicas.

Levantamentos planialtimétricos devem ser realizados em escalas apropriadas cobrindo toda a área de estudo. Nestes levantamentos devem ser assinalados todos os pontos de interesse,

tais como, trincas, falhas, afloramentos, moradias, etc. A partir deste levantamento realizam-se seções transversais preferencialmente nos locais de maior instabilidade, apresentando quando necessário em escala de detalhe.

Os levantamentos utilizando fotografias podem ser realizados através de levantamentos aerofotogramétricos tradicionais, levantamentos aerofotogramétricos oblíquos e levantamentos fotográficos terrestres. A interpretação de fotografias aéreas verticais (aerofotogrametria) permite a interpretação de várias feições associadas aos processos de escorregamento em taludes e encostas. Riang e Liang (1974) apresentam padrões diagnósticos em fotos aéreas para identificar áreas suscetíveis a processos de movimentos de massa. O Quadro 2.9 apresenta os principais padrões diagnósticos apresentados por estes autores.

Levantamentos fotográficos utilizando helicópteros e pequenos aviões, em geral, em uma baixa altitude permitem realizar fotografias oblíquas com uma boa resolução e baixo custo apesar da distorção causada pelo procedimento de execução. Fotografias oblíquas obtidas por meio de aviões foram muito importantes na análise e interpretação das feições geológicas e geomorfológicas ao longo do eixo da rodovia RS-486 (Rota do Sol) entre Aratinga e Terra de Areia no Estado do Rio Grande do Sul. O levantamento fotográfico terrestre também constitui uma importante ferramenta para análise e interpretação dos processos de instabilização em encostas e taludes.

Os subsídios fornecidos pelos levantamentos de campo, topográfico e aerofotogramétrico permitem a confecção de mapas geológicos, geomorfológicos e geotécnicos da área sujeita aos processos de instabilidade.

Quadro 2.9 – Padrões diagnósticos obtidos em fotografias aéreas (Riang e Liang, 1974).

Nº	Padrões diagnósticos
1	Massas de solos sujeitas a solapamentos por drenagens;
2	Encostas íngremes com extensas áreas de solo solto e rocha;
3	Linhas de quebra nítidas nas escarpas, ou presença de trincas de tração ou ambas;
4	Superfícies onduladas formadas por massas escorregadas da escarpa;
5	Feições topográficas típicas, como as semelhantes à concha de uma colher;
6	Zonas de percolação de água;
7	Depressões alongadas e não drenadas;
8	Canais de drenagem pouco espaçados;
9	Acumulação de detritos nos canais de drenagem e vales;
10	Presenças de tons claros onde a vegetação e a drenagem não foram restabelecidos;
11	Mudanças bruscas de tons claros para escuros, os tons escuros indicam teor de umidade mais elevados;
12	Mudanças bruscas na vegetação indicam mudanças de umidade;
13	Árvores inclinadas, cercas e muros deslocados devido a movimentos de rastejo.

2.2.2.2 Investigação de subsuperfície

Com o objetivo de complementar os estudos e investigações iniciais de superfície, mais especificamente, esclarecer os mecanismos e modelos fenomenológicos de instabilidade de encostas deve-se realizar investigações de subsuperfície.

A investigação de subsuperfície é utilizada para caracterizar qualitativa e quantitativamente os materiais presentes (solos e rochas), identificar a superfície ou zona sujeita aos movimentos, determinar o nível d'água e a existência de artesianismo, etc. Nesta etapa também realiza-se quando necessário a instrumentação, o monitoramento da encosta, ensaios *in situ*, e obtenção de amostras para realização de ensaios de laboratório.

O Quadro 2.10 adaptado de Augusto Filho e Virgili (1998) mostra os principais métodos de investigação de subsuperfície utilizados na investigação de taludes e encostas, as aplicações e os parâmetros obtidos e suas respectivas limitações.

Sowers e Royster (1978) apresentam um resumo dos principais tipos de sondagens, de testemunhos, de amostragens e técnicas exploratórias utilizadas nas investigações de campo. Estes autores dão ênfase para os procedimentos, tipos de amostras, aplicações e limitações dos tipos de sondagens, dos equipamentos, das técnicas de amostragem nos estudos aplicados às encostas.

Walker et al (1987) apresentam descrição detalhada das técnicas adotadas nas investigações de subsuperfície através de poços, trincheiras, galerias e furos de sondagem. Estes autores descrevem principalmente as técnicas de sondagem mais utilizadas, com suas vantagens e desvantagens, bem como uma estimativa aproximada de custo. Uma grande ênfase é dada para o registro e apresentação dos dados obtidos nas investigações subsuperficiais para o entendimento dos processos de instabilidade de encostas e taludes.

Mcguffey et al (1996) apresentam uma classificação dos métodos de exploração de subsuperfície mais adotados (métodos diretos e indiretos). A ênfase neste trabalho foi dada para os tipos mais comuns de amostradores para coleta de solos e para os métodos de exploração de reconhecimento (trados, poços, trincheiras e sondagens) e métodos baseados na geofísica (superfície e furos de sondagem).

Segundo Souza et al (1998), os principais métodos geofísicos utilizados na Geologia de Engenharia são os métodos geolétricos (eletrorresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo, eletromagnéticos (EM, VLF e GPR), os métodos sísmicos utilizados na superfície terrestre (refração, reflexão, *crosshole*, tomografia), os métodos sísmicos utilizados em áreas submersas (perfilagem sísmica contínua, sonografia e ecobatimetria) e os métodos potenciais (magnetometria e gravimetria).

Quadro 2.10 – Principais métodos de investigação de subsuperfície utilizados na caracterização geológico-geotécnica de taludes e encostas (modificado de Augusto Filho e Virgili, 1998).

Métodos	Tipos	Aplicações/parâmetros	Limitações
Diretos	Poços, trincheiras e cachimbos	<ul style="list-style-type: none"> - acesso direto aos diferentes horizontes em maciços terrosos, - amostras indeformadas, - ensaios de permeabilidade e perda d'água. 	<ul style="list-style-type: none"> - presença de lençol freático, horizontes resistentes, - dificuldade de aeração (poços com prof. superiores a 10m).
	Sondagem a trado (manual e mecânica)	<ul style="list-style-type: none"> - nível d'água, - horizontes em maciços terrosos, - amostras deformadas (granulometria), - ensaios de permeabilidade, - pesquisa de jazidas para aterros. 	<ul style="list-style-type: none"> - avanço através de camadas de cascalho, lateritas, argilas rijas, blocos rochosos, - rendimento baixo para prof. maiores que 10m (manual) e 30m (mecânico).
	Sondagem a percussão	<ul style="list-style-type: none"> - nível d'água, - horizontes em maciços terrosos e transição solo/rocha, - amostras pouco deformadas, - ensaios SPT. 	<ul style="list-style-type: none"> - avanço através de blocos rochosos métricos e topo rochoso, - difícil execução em prof. superiores a 40m.
	Sondagem rotativa	<ul style="list-style-type: none"> - parâmetros anteriores em maciços terrosos e rochosos, - amostras pouco deformadas para ensaios <i>in situ</i> (permeabilidade, perda d'água, etc.), - execução de injeções e tirantes, - realização de furos inclinados. 	<ul style="list-style-type: none"> - custo relativamente elevado, - recuperação difícil de materiais muito fraturados/alterados, - lavagem de descontinuidades argilosas, - dificuldade de execução em taludes íngremes.
Indiretos	Geofísicos	<ul style="list-style-type: none"> - levantamentos extensivos, - extrapolações a partir de algumas investigações de subsuperfície, - métodos elétricos e sísmicos são os mais utilizados, - identificação do topo rochoso e posição do lençol freático, - identificação de diaclases e falhas. 	<ul style="list-style-type: none"> - necessidade de outras investigações para calibração, - topografias acentuadas e horizontes inclinados podem impor dificuldades no tratamento e interpretação dos dados, - camadas muito argilosas impõe restrições em alguns métodos.

O Quadro 2.11 apresenta os principais métodos baseados na geofísica de superfície utilizados nos estudos de encosta e taludes. Os métodos mais utilizados são os baseados na resistividade e os sísmicos. Os métodos de resistividade (CE e SEV) tem sido usado com sucesso para mapear os limites das massas escorregadas. Estas massas escorregadas resultam em uma desestruturação dos materiais e o desenvolvimento de uma superfície de ruptura irregular, que pode apresentar um grande contraste de resistividade elétrica (Mcguffey et al 1996). Os levantamentos sísmicos têm sido utilizados para identificar os limites de escorregamentos pelas mudanças na resposta dos sinais nas extremidades das massas escorregadas. O método de sísmica de refração tem sido mais freqüentemente usado para determinar a profundidade e geometria da superfície de ruptura de escorregamentos. A grande vantagem de ambos os métodos de levantamento são os equipamentos portáteis, e a possibilidade de serem cobertas grandes áreas com custos relativamente baixos.

2.2.3 Instrumentação

O desenvolvimento de instrumentação de campo tem tido um significativo impacto para a Engenharia Geotécnica, principalmente, no estudo de movimentos de massa. Estes movimentos devido a impacto social e econômico criaram uma demanda por uma melhor instrumentação, pela sua aceitação e uso no meio geotécnico (Wilson e Mikkelsen, 1978).

A análise de estabilidade de encostas, taludes e obras de contenção são as principais questões geotécnicas que podem ser respondidas pelo uso de instrumentação. As situações típicas para as quais vários tipos de instrumentos tem sido utilizados são: (a) determinação da profundidade e da forma da superfície de escorregamento; (b) determinação de movimentos verticais e laterais na massa escorregada; (c) determinação da velocidade do movimento (aceleração ou desaceleração); (d) monitoração da estabilidade de taludes naturais e escavados devido a atividades de construção ou precipitação; (e) monitoração dos níveis d'água ou poropressões; (f) fornecer um sistema de alerta remoto contra possíveis desastres; e (g) monitoração e avaliação da eficácia das várias medidas de controle (drenagem, contenção, etc.).

Segundo Dunicliff (1995), o planejamento e execução de um processo de instrumentação e monitoramento são fundamentais e decisivos. Em qualquer situação, o principal interesse é evitar possíveis desastres e desperdícios monetários, além é claro de evitar perdas de vidas humanas. Um planejamento adequado para uma instrumentação de um escorregamento requer 4 etapas a ser seguidas (Wilson e Mikkelsen, 1978). As etapas são: (a) determinar que tipos de medidas sejam necessárias; (b) selecionar os tipos de instrumento que melhor se enquadrem nas medidas exigidas; (c) plano de locação, número, e profundidade da instrumentação, e (d) desenvolvimento de técnicas de registro.

Quadro 2.11 – Principais métodos baseados na geofísica de superfície adotados na instabilidade de encostas (Souza et al, 1998; McGuffey et al., 1996).

Métodos	Equipamentos	Aplicações gerais	Tipos	Aplicações específicas	Limitações
Geoeletricos (elétricos e eletromagnéticos)	- compreendem uma fonte de energia, que alimenta uma unidade transmissora, conectada aos eletrodos de emissão ou de corrente ou às antenas no caso do radar, e uma unidade de recepção e registro de dados, conectada aos eletrodos, ou à antena de recepção no caso do radar.	<ul style="list-style-type: none"> - determinação da posição e geometria do topo rochosos; - caracterização de estratos sedimentares; - identificação de zonas de falha, zonas alteradas e/ou fraturadas, contatos litológicos, cavidades e diques; - caracterização de materiais impermeáveis e permeáveis; - localização de corpos condutores e resistentes; - identificação do nível d'água; - identificação da direção e sentido do fluxo dos fluídos superficiais. 	Eletrorresistividade	<ul style="list-style-type: none"> - Sondagem elétrica vertical: caracterização litológica; prof. do topo rochoso; determinação do nível d'água; estratigrafia geológica-geotécnica - Caminhamento elétrico: localização de zonas de falha e fraturamento; determinação do Nível d'água; caracterização litológica; contato geológico-geotécnico vertical e inclinado; direção do fluxo d'água. 	<p>Não fornecem valores absolutos, mas sim valores aparentes que representam uma resposta global de certo volume Terrenos lateralmente heterogêneos. Existência de camadas não uniformes. Contraste de resistividade entre as camadas não é nítido.</p>
			Radar de penetração no solo (GPR)	<ul style="list-style-type: none"> prof. do topo rochoso, estratigrafia geológico-geotécnico, localização de zonas de falha e fraturamento, caracterização de litologias, determinação do nível d'água. 	<p>Apresenta limitações de penetração em materiais argilosos e quando o nível d'água está próximo à superfície.</p>
Sísmicos (propagação das ondas acústicas num meio sólido)	<ul style="list-style-type: none"> - Sinais acústicos são emitidos na superfície e se propagam através das camadas geológicas, retornando à superfície ao sofrerem reflexão ou refração, sendo captados por sensores denominados geofones. Um equipamento de registro (sismógrafo) capta os sinais recebidos pelos sensores, gravando-os ou imprimindo-os. 	<ul style="list-style-type: none"> - amostram-se volumes representativos do maciço; - determinação da profundidade do topo rochoso e da espessura das camadas sotopostas; - avaliação do grau de escarificabilidade de maciços rochosos; - caracterização geológico-geotécnicas de maciços através das velocidades de propagação das ondas sísmicas; - investigação em grandes profundidades (sísmica de reflexão); - fraturamentos, juntas, cavidades, lentes de areia e argila. 	Sísmica de refração e reflexão	<ul style="list-style-type: none"> - sísmica de refração prof. do topo rochoso, estratigrafia geológico-geotécnica, localização de zonas de falha e fraturamento, caracterização de litologias e determinação do nível d'água. 	<p>A interpretação dos dados torna-se relativamente complexa, quando a topografia da área apresenta acidentada ($i > 25^\circ$). Pressupõe velocidades de propagação crescentes com a profundidade.</p>
				<ul style="list-style-type: none"> - Sísmica de reflexão estratigrafia geológica-geotécnica, prof. do topo rochoso, detalhes da subsuperfície, como pequenas estruturas. 	<p>Em sedimentos grossos e não saturados a resolução do método é ruim.</p>

Todos os equipamentos utilizados em um monitoramento são empregados para responder a uma questão específica. Se não há questão a ser respondida, não há por que haver instrumentação. É necessário saber se a massa de solo está ativa e, em caso afirmativo, saber onde e como se dá este movimento. Além disso, é preciso conhecer as causas que geram este movimento. Os principais objetivos do monitoramento não são atingidos se as pessoas envolvidas com a análise não souberem relacionar as causas e os efeitos de cada tipo de problema que ocorre (Dunnicliff, 1988). O Quadro 2.12 apresenta os principais tipos de instrumentos utilizados no estudo de taludes e encostas (modificado de Augusto Filho e Virgili, 1998).

Quadro 2.12 – Principais tipos de instrumentos adotados no monitoramento de encostas (modificado de Augusto Filho e Virgili, 1998).

Parâmetros	Instrumentos
Deslocamentos e recalques	<ul style="list-style-type: none"> - marcos superficiais - prismas óticos - extensômetros (haste e fio) - fissurômetros - tiltímetros - medidores de recalque - indicadores de movimentação em profundidade - inclinômetros
Cargas	- células de carga em tirantes
Pressões de terra	- células de pressão total
Pressões d'água	<ul style="list-style-type: none"> - piezômetros (tipo Casagrande, de máxima, hidráulicos e elétricos) - tensiômetros (pressões negativas, de sucção)
Vazões d'água	- medidores de vazão (hidrômetros, vertedouros, coletores)

2.2.3.1 Levantamentos de superfície

Os métodos de monitoramento de movimentos superficiais incluem métodos de observação visual para determinar deformações horizontais e verticais, monitoramento de trincas e fissuras e tiltímetros.

Segundo Wilson e Mikkelsen (1978), em uma área de escorregamento ativo, movimentos de massa superficiais são normalmente monitorados para determinar a extensão da atividade do escorregamento e a sua velocidade. Levantamentos com instrumentos óticos e medidas a trena são utilizados para determinar movimentos laterais e verticais. *Bench marks* e estações de trânsito, localizados em solo estável, fornecem a base a partir da qual movimentos subsequentes de marcos superficiais podem ser determinados oticamente e por medidas de trena. Novas técnicas de levantamento topográfico com o uso de laser e estações totais com medidores eletrônicos de distância, já são de uso extensivo. Medidores de recalque utilizados para medir deslocamentos verticais de determinadas camadas do talude e de obras de engenharia estão intimamente associados com o monitoramento de marcos superficiais. Métodos de aerofotogrametria e fotografias de alta precisão também podem ser utilizados para monitoramento de deslocamentos.

São numerosos os instrumentos mecânicos desenvolvidos, que podem ser utilizados no monitoramento de discontinuidades (fendas, fissuras, falhas, juntas, etc.). Em geral o tipo de movimento envolvido, e a forma como ele se manifesta, determinam o tipo de instrumento a ser utilizado, indo desde vistoria até algum tipo de extensômetro (Dunnicliff, 1988).

Segundo Dunnicliff (1988), medidas de rotação em pontos situados na superfície do solo ou em uma estrutura podem ser obtidas com um equipamento denominado tiltímetro. Este equipamento consiste de um transdutor sensível a gravidade com um invólucro apropriado. Dependendo do tipo do invólucro este equipamento pode ser instalado na superfície ou dentro de furos de sondagem.

2.2.3.2 Levantamentos de subsuperfície

As medidas dos deslocamentos subsuperficiais são requeridas quando ocorrem movimentos de massa nas camadas internas do solo, e quando a profundidade do escorregamento não permite sua detecção na superfície visualmente. Neste caso as medidas de deslocamentos verticais são de menor importância do que as medidas de deslocamentos horizontais (Dunnicliff, 1988). Os métodos utilizados no monitoramento de deformações subsuperficiais incluem vários furos de sondagem instrumentados de forma que os dados fornecidos pelos instrumentos sejam medidos de forma paralela ou perpendicular ao alinhamento dos furos de sondagem. Para taludes de solo, os instrumentos mais comuns são os inclinômetros, mas indicadores de planos de

cisalhamento podem ser usados para medir deslocamentos com menor precisão. A utilização de extensômetros para taludes pode ser adequada quando a deformação ocorre em zonas bem definidas. Como os movimentos em taludes em rocha são menos perceptíveis do que os movimentos medidos em taludes de solos, a resolução dos instrumentos utilizados para estas medidas precisa ser melhor do que a dos instrumentos em taludes de solo. Inclínômetros de alta precisão são nestes casos utilizados para fornecer os dados iniciais, sendo também necessária a instalação de furos de sondagem contendo extensômetros fixos, para auxiliar na coleta de dados. Sistemas automáticos com defletômetros múltiplos e inclinômetros podem prover um monitoramento em tempo real da deformação superficial, e estes sistemas podem estar interligados a sistemas de alarme, quando necessário. Também podem ser utilizados monitoramentos de emissões acústicas, utilizados para medir deformações subsuperficiais (Dunnicliff, 1988).

A inclinometria é um método consagrado de medição precisa de deformações subsuperficiais através da variação da inclinação de um tubo colocado dentro de um furo de sondagem (Wilson e Mikkelsen, 1978). Desse modo, o inclinômetro permite a determinação da distribuição do movimento lateral em função da profundidade abaixo da superfície e em função do tempo. Os tubos guias são normalmente instalados nas áreas de escorregamentos em furos de sondagem estendidos através dos solos e rochas com suspeita de movimentação. Esses tubos possuem sua parte inferior preferivelmente assentada dentro de materiais que são assumidos estáveis.

O sistema tem 4 componentes principais: (a) tubo guia instalado permanentemente em furo de sondagem, (b) um torpedo portátil contendo um transdutor sensível à vertical; (c) uma unidade de leitura portátil; (d) um cabo elétrico graduado que conecta o torpedo à unidade de leitura, servindo de sustentação à descida do torpedo no tubo guia. O tubo guia é instalado em um furo com alinhamento inicial próximo à vertical, de forma que o inclinômetro medirá deslocamentos posteriores do tubo definindo deformações subsuperficiais horizontais.

A Figura 2.12 apresenta o princípio de operação de um inclinômetro (Wilson e Mikkelsen, 1978). Avaliação e interpretação dos dados relativos a utilização de inclinômetros na medida de deslocamentos horizontais em encostas e taludes foram apresentadas por Green e Mikkelsen (1988) e Mikkelsen (1996).

O Laboratório de Mecânica dos Solos da UFRGS desenvolveu recentemente um inclinômetro com sensores de efeito Hall (inclinômetro do tipo fixo ou intermitente), que permitirá realizar leituras contínuas de deformações subsuperficiais mesmo durante chuvas intensas ou durante o evento de ruptura desses taludes (Formoso, 1999).

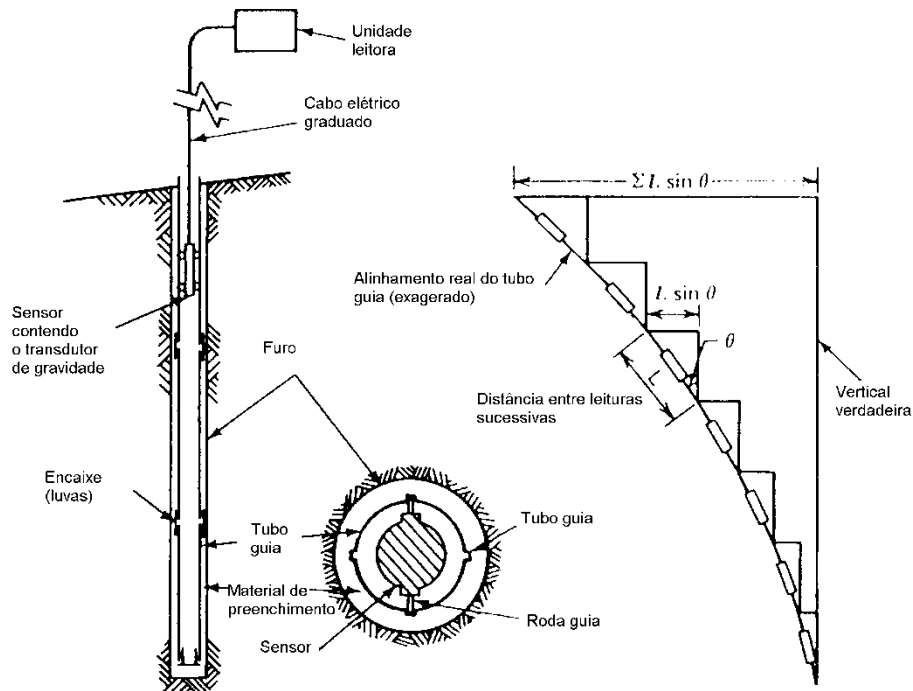


Figura 2.12 – Sistema de funcionamento do inclinômetro (Wilson e Mikkelsen, 1978)

2.2.3.3 Monitoramento da poro-pressão e nível d'água

A mais comum técnica de registro de nível d'água, apesar de outros métodos mais sofisticados, é a observação no nível d'água em furos de sondagem e poços de observação. Este sistema tem como grande desvantagem a impossibilidade de medir níveis d'água suspensos ou artesianismo em determinadas camadas do solo.

O monitoramento da poro-pressão é de maior importância na maioria dos taludes. A poro-pressão é tipicamente monitorada com piezômetros de tubo aberto (Casagrande), piezômetros elétricos (de diafragma com resistência elétrica ou corda vibrante) e piezômetros pneumáticos ou hidráulicos. A mais adequada escolha vai depender da situação estudada e do grau de monitoração necessário (Dunnicliff, 1988).

Piezômetros de tubo aberto são normalmente escolhidos para monitoramento das poro-pressões em taludes em solos, mas os outros dois tipos devem ser utilizados quando uma resposta rápida se faz necessária. Além disso, a longevidade dos piezômetros pneumáticos e dos piezômetros de corda vibrante é bem maior do que a dos piezômetros abertos (Dunnicliff, 1988). Piezômetros de tubo aberto podem ser convertidos em instrumentos de leitura remota, com a inserção de um transdutor de pressão no seu interior, e a conseqüente adoção de um sistema de

aquisição de dados acoplado. Também podem ser produzidos piezômetros hidráulicos fechados, com a utilização de tubos de desairamento para garantir o funcionamento.

Da mesma maneira que nos taludes em solos, os mesmos equipamentos podem ser utilizados nos taludes rochosos. No entanto a natureza heterogênea da grande parte das massas de rochas resulta na necessidade de um cuidado todo especial no que diz respeito ao monitoramento das pressões d'água ao longo das juntas, acima e abaixo de um possível plano de ruptura. Para que se chegue a compreensão efetiva do que está realmente acontecendo deve-se realizar um intensivo monitoramento com uma malha de piezômetros instalados.

O tempo de resposta dos piezômetros em relação ao ciclo hidrológico, os tipos mais utilizados, a seleção, os procedimentos de instalação, os métodos de medidas (manual ou automática) podem ser encontradas em maior detalhe nos trabalhos de Wilson e Mikkelsen (1978), Dunicliff (1988), Walker e Mohen (1987), *G.C.O Slopes Manual* (1984) e Hanna (1985).

2.2.3.4 Outros monitoramentos

O monitoramento de escoamento de águas, das condições ambientais e das cargas e pressões em obras de engenharia também podem ser realizados com instrumentação adequada para o estudo da estabilidade de taludes.

Os métodos de monitoramento de escoamento de águas incluem desde hidrômetros, vertedouros e recipientes com volume conhecido com o principal objetivo de determinar as vazões d'água que influenciam de algum modo nos processos de instabilidade de taludes.

As condições ambientais são monitoradas por vários instrumentos disponíveis no mercado. Os principais parâmetros monitorados são as precipitações, temperatura e pressão barométrica (Dunicliff, 1995).

Obras de engenharia relacionadas com taludes e encostas podem ser monitoradas através de células de carga e pressão total. A instrumentação, por exemplo, voltada para medidas de cargas em tirantes, permite a correlação direta com o fator ou nível de segurança em relação à ruptura dos tirantes.

2.2.4 Ensaios *in situ* e de laboratório

As propriedades físicas dos materiais que constituem uma encosta ou talude devem ser conhecidas para avaliar o seu potencial de instabilidade ou avaliar a efetividade das medidas corretivas em encostas que sofreram escorregamentos.

2.2.4.1 Ensaios *in situ*

Segundo Walker et al (1987), os tipos de ensaios *in situ* dividem-se em três categorias: (a) classificação e identificação dos materiais; (b) estimativa da resistência *in situ*, e (c) estimativa da permeabilidade ou condutividade hidráulica *in situ*.

Ensaios *in situ* adotados nas investigações de escorregamentos são usualmente limitados aos ensaios de classificação e identificação dos materiais, onde os parâmetros de resistência são obtidos através de correlações empíricas restritas a determinados tipos de materiais, equipamentos e regiões para as quais foram desenvolvidas. Esta limitação deve-se principalmente às análises de estabilidade apresentarem um enfoque em termos de tensões efetivas, sendo difícil obter-se com os parâmetros obtidos nos ensaios *in situ*. A exceção são as argilas moles onde o amolgamento pode reduzir os valores de resistência de laboratório quando comparados com os valores de campo. Ensaios geofísicos em furos de sondagem também podem ser utilizados para determinar parâmetros do maciço em encostas e taludes (Walker et al, 1987). O Quadro 2.13 apresenta os tipos de ensaios *in situ* que podem ser usados no estudo de encostas e taludes.

Quadro 2.13 – Tipos de ensaios *in situ* (Walker et al, 1987).

Tipos	Ensaios	Dados fornecidos
Classificação e identificação dos materiais	Vane e penetrômetros de mão	Estimativa da resistência não drenada e consistência dos materiais
	SPT (<i>standard penetration test</i>)	Índice de densidade (granulares e coesivos) Recupera amostras deformadas Correlações empíricas NSPT
	Penetrômetro dinâmico operado manualmente	Definição de profundidade de materiais brandos e deformados
	CPT (<i>Cone penetration test</i>)	Perfis de resistência de penetração, estratigrafia, localização de camadas moles
	Impressão das paredes em furos de sondagem (<i>Impression packer</i>)	Investiga a orientação e abertura de descontinuidades da superfície de furos de sondagem
Ensaios de resistência	Vane (<i>Vane Test</i>)	Resistência não drenada
	Pressiômetro (Ménard)	Parâmetros tensão-deformação
	Dilatômetro (Marchetti)	Rigidez lateral do solo
	Placa	Capacidade de carga dos solos
	Cisalhamento	Em solo (resistência) Em rocha (resistência)
	Compressão puntiforme	Em rocha (resistência)
Ensaios de permeabilidade	Infiltrômetro	k – fluxo tridimensional
	Furos de sondagem e piezômetros	k – carga variável e constante
	Lugeon	Percolação em maciços rochosos

Sowers e Royster (1978) e McGuffey et al (1996) dividem os ensaios *in situ* em ensaios realizados em furos de sondagem (ensaios de penetração – SPT e CPT, ensaios dilatométricos, ensaios pressiométricos, ensaios de cisalhamento e vane) e ensaios de grande escala (prova de carga e cisalhamento direto). McGuffey et al (1996) não recomendam a utilização dos ensaios de cisalhamento em furos de sondagem e ensaios de placa para determinação dos parâmetros de resistência para o estudo de estabilidade de encostas.

Os ensaios SPT, realizados em sondagens a percussão, e o CPT são os mais utilizados nos estudos de encostas e taludes em solo. O ensaio de Vane ou palheta é utilizado para determinação da resistência ao cisalhamento de argilas moles (S_u). Os ensaios pressiométricos e dilatométricos ainda têm sua utilização mais relacionada com trabalhos de pesquisa.

Os ensaios de compressão puntiforme e de cisalhamento direto são utilizados na investigação de taludes rochosos. Ambos podem ser realizados no campo, com equipamentos portáteis, utilizando testemunhos de sondagem, ou mesmo outro tipo de amostra de rocha (Guidicini e Nieble, 1984). Os ensaios de cisalhamento em grande escala em solo apresentam como grande limitação a inexistência de equipamentos padrões no mercado. Recentemente foi construído um equipamento deste tipo para realizar ensaios de cisalhamento em solo coluvionar em encostas com problemas de instabilidade nas áreas urbanas de Santa Cruz do Sul e Santa Maria (Soares, 1998).

A estimativa da condutividade hidráulica (k) de maciços de solos pode ser determinada através dos ensaios com infiltrômetros, ensaios em furos de sondagem (tubo aberto) e piezômetros. Os ensaios com infiltrômetros fornecem valores de k considerando um regime de fluxo tridimensional de infiltração de água em uma grande massa de solo, sendo utilizado na modelagem da água subterrânea. Detalhes do equipamento e dos procedimentos dos ensaios podem ser encontrados em *G.C.O Slope Manual* (1984). Os ensaios mais comuns e adotados para determinar a condutividade hidráulica dos solos são os ensaios em furos de sondagem (Lima, 1979). Ensaios em furos de sondagens são simples, possibilitam ensaiar em grande profundidade e estudar a anisotropia de permeabilidade. Em materiais rochosos tem sido usado o ensaio Lugeon de perda d'água sobre pressão para estudar a percolação de água nas fraturas e fissuras dos maciços de rocha (ABGE, 1975).

Piezômetros têm sido frequentemente utilizados para determinar a condutividade hidráulica de solos naturais. A grande vantagem é o filtro granular que impede a erosão ou o colapso da ponta durante o ensaio. Dois tipos de piezômetros podem ser utilizados: (a) piezômetros escavados, e (b) piezômetros cravados. A instalação de um piezômetro escavado inicia-se pela execução do furo de sondagem de diâmetro entre 10cm e 20cm. Atingida a

profundidade de ensaio, uma camada de filtro granular é colocada. O tubo d'água do piezômetro é introduzido no furo, apoiando-se sobre esta camada. A folga entre a parede do furo e o trecho ranhurado do tubo de água é preenchido com filtro granular. A folga acima do trecho ranhurado é selada com bentonita ou uma calda de cimento e bentonita. O piezômetro cravado consiste de uma ponta metálica e um elemento poroso conectado a um tubo de água. A Figura 2.13 apresenta os dispositivos para os ensaios com piezômetro escavado e cravado.

O Grupo de Geotecnia da UFRGS tem utilizado com muita freqüência ensaios com piezômetros escavados para determinar a permeabilidade de camadas de solos e rochas alteradas em taludes no Estado do Rio Grande do Sul (Cunha et al, 1996 e Bortoli, 1999).

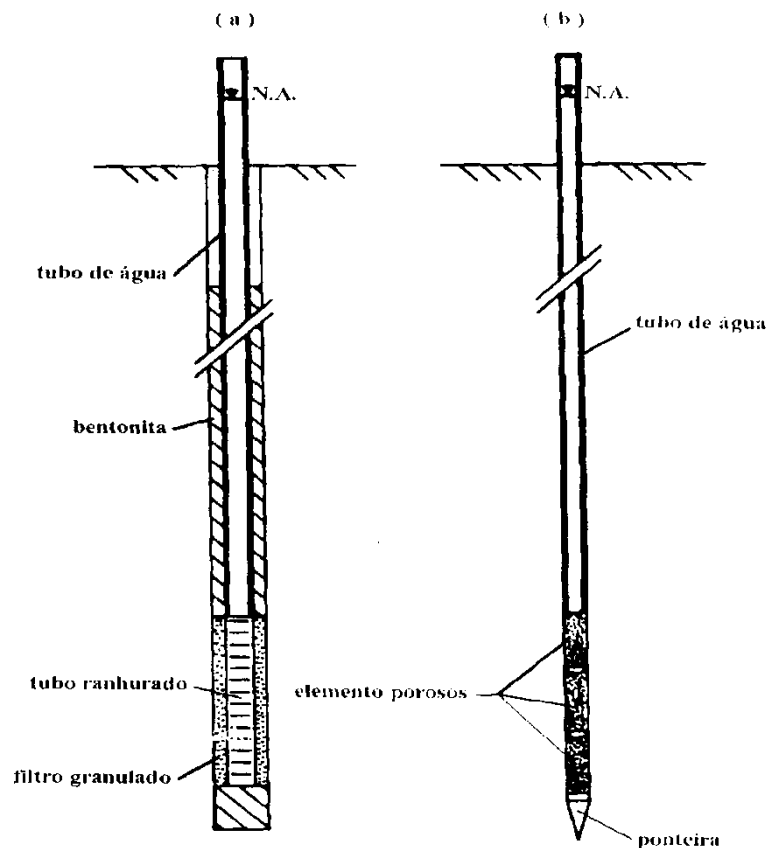


Figura 2.13 – Esquema dos ensaios com piezômetros: (a) escavado e (b) cravado.

2.2.4.2 Ensaios de laboratório

Os ensaios de laboratório utilizados na estabilidade de encostas e taludes podem ser divididos em ensaios de aplicação geral, como os ensaios de caracterização, e ensaios relacionados com a determinação dos parâmetros de resistência. Os ensaios de caracterização são os ensaios de limites de liquidez, plasticidade, análise granulométrica, massa específica real dos

grãos e determinação dos índices físicos do solo (teor de umidade, peso específico, índice de vazios, grau de saturação, etc.).

Os ensaios utilizados para determinação dos parâmetros de resistência dos solos em termos de tensões efetivas (coesão e ângulo de atrito do solo) são os ensaios de compressão triaxial, ensaios de cisalhamento direto convencional, ensaios de cisalhamento direto com técnicas especiais e ensaios *ring shear*. Os ensaios de cisalhamento com técnicas especiais e os ensaios *ring shear* buscam determinar os parâmetros de resistência para grandes deformações, denominadas de resistência ao cisalhamento residual.

As técnicas de ensaio, os procedimentos, os equipamentos adotados em laboratório para determinação dos parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo podem ser encontrados em Bishop e Henkel (1962), Head (1982), Hanna (1985) e Bromhead (1979).

2.3 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL

Estudos de instabilidade no Estado do Rio Grande do Sul identificaram que um dos principais mecanismos de movimentos de massa em encostas ocorria com a mobilização da resistência ao cisalhamento residual. Vários escorregamentos apresentavam uma superfície polida e com orientação de partículas. Devido a estes condicionantes teve início um estudo detalhado sobre a resistência ao cisalhamento residual de vários solos do estado (Pinheiro et al, 1997, 1998 e Rigo, 2000). A seguir será feita uma breve revisão da literatura sobre a resistência ao cisalhamento residual, com ênfase para os solos tropicais. O Capítulo V apresenta um estudo sobre a resistência ao cisalhamento residual de solos do Estado do Rio Grande do Sul associados com problemas de estabilidade de taludes.

2.3.1 Definição

A resistência ao cisalhamento residual de um solo é o valor mínimo de resistência ao cisalhamento obtido, durante um ensaio drenado, após a imposição de grandes deslocamentos. A resistência ao cisalhamento de uma argila pré-adensada apresenta, durante um ensaio drenado, um valor máximo (resistência ao cisalhamento de pico) correspondente a um deslocamento relativamente pequeno. Aumentando o deslocamento, a resistência diminui até atingir um valor correspondente à condição de volume constante (resistência ao cisalhamento de estado crítico). Para deslocamentos maiores, a queda de resistência prossegue até que o valor residual seja atingido. A queda de resistência desde o valor de pico até o de estado crítico está relacionada ao aumento do índice de vazios do solo. A queda subsequente até o valor residual deve-se à orientação das partículas de argila. Por outro lado, uma argila normalmente adensada apresenta

no ensaio drenado uma diminuição de índice de vazios com o deslocamento. Os valores de resistência ao cisalhamento de pico e de estado crítico são neste caso semelhantes. A resistência ao cisalhamento diminui até atingir o valor residual para deslocamentos maiores. A Figura 2.14 ilustra este comportamento (Skempton, 1985). Nesta figura, a tensão de cisalhamento é normalizada em relação à tensão normal efetiva (τ/σ'_n).

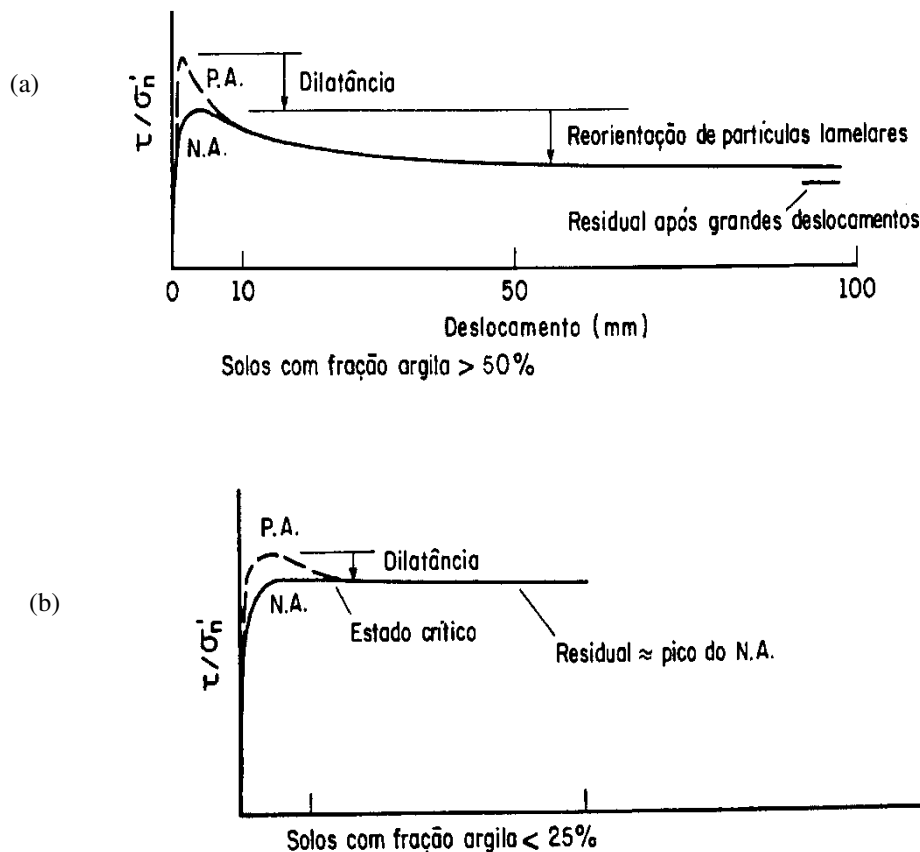


Figura 2.14 – Gráfico τ / σ'_n versus deslocamento para σ'_n constante (Skempton, 1985).

2.3.2 Primeiras investigações

Segundo Skempton (1964) o termo *resistência ao cisalhamento residual* foi introduzido por Haefeli em 1938 (em alemão) e em 1950 (em inglês). As primeiras determinações de resistência ao cisalhamento residual em amostras indeformadas e deformadas foram realizadas, respectivamente por Tiedmann e Hvorslev no ano de 1937 (*apud* Skempton, 1964). Hvorslev (1939) reconheceu a importância do estudo do comportamento pós-pico dos solos. Segundo este autor, o equipamento de cisalhamento por torção (*ring shear*) apresentava-se como o mais indicado para a determinação dos parâmetros residuais (*apud* Skempton, 1964). Analisando diversos casos históricos, Skempton (1964) demonstrou a importância prática da resistência ao

cisalhamento residual para a análise da estabilidade de taludes em solos argilosos, principalmente no caso de taludes com movimentos reativados.

2.3.3 Envoltória de cisalhamento residual

A Figura 2.15 apresenta as envoltórias de resistência ao cisalhamento de pico, de estado crítico e residual da argila de Londres (adaptado de Wood, 1990). A envoltória de cisalhamento residual é geralmente não linear, podendo ser aproximada, para o intervalo de σ'_n de interesse, por um ângulo de atrito interno residual (ϕ'_r) e uma coesão efetiva residual (c'_r). Em geral, obtém-se $c'_r \approx 0$. Para melhor expressar a não linearidade da envoltória de cisalhamento residual, é preferível utilizar a definição alternativa $\tan \phi'_r = \tau_{res}/\sigma'_n$. Utilizando esta definição, Bishop et al (1971) demonstraram a existência de uma relação única entre ϕ'_r e σ'_n para cada tipo de solo. Esta relação independe da história de tensões, do índice de vazios inicial e da estrutura do solo. Uma importante consequência é que a relação entre ϕ'_r e σ'_n para um certo solo é a mesma, seja o solo normalmente adensado ou pré-adensado, ou o solo tenha sido ensaiado na condição indeformado, remoldado ou reconstituído. Bishop et al (1971) concluíram que solos argilosos geralmente apresentam uma redução de ϕ'_r para um aumento de σ'_n .

Townsend e Gilbert (1973) verificaram também a unicidade da relação entre ϕ'_r e σ'_n . Estes autores observaram que, para $\sigma'_n > 150$ kPa, ϕ'_r era aproximadamente constante com a tensão normal efetiva aplicada. Skempton e Petley (1967) observaram que ϕ'_r torna-se constante para $\sigma'_n > 200$ kPa.

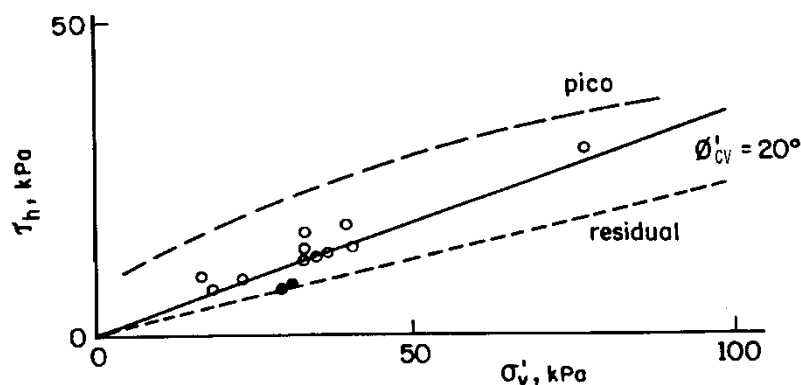


Figura 2.15 – Envoltórias de resistência de pico, residual e linha de estado crítico para a argila de Londres (adaptado de Wood, 1990).

Hawkins e Privett (1985) ensaiaram solos argilosos no equipamento *ring shear* e determinaram as envoltórias de resistência ao cisalhamento residual apresentadas na Figura 2.16. Para descrever as envoltórias não lineares, os autores introduziram os seguintes conceitos: *envoltória de resistência ao cisalhamento residual completa* e *valor mínimo do ângulo de atrito interno residual*. O primeiro conceito refere-se aos trechos linear e não linear da envoltória, enquanto o segundo refere-se somente ao trecho linear. A determinação da envoltória completa é fundamental no caso de escorregamentos rasos em solos argilosos, para os quais uma pequena variação de σ'_n dá lugar a uma grande variação de ϕ'_r . No caso de escorregamentos profundos, o valor mínimo de ϕ'_r é de maior interesse.

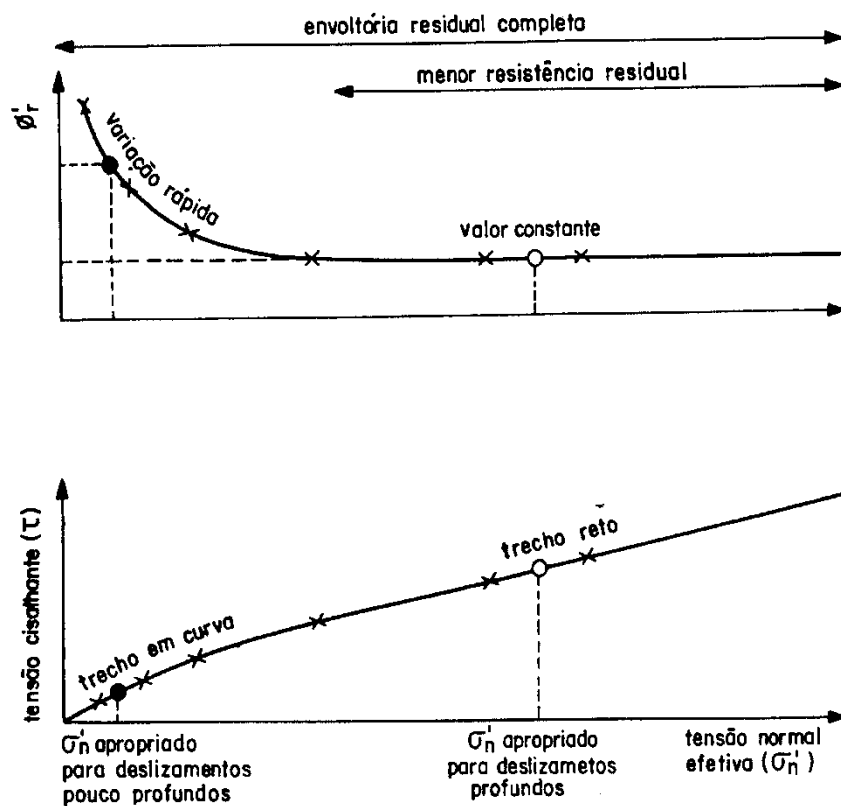


Figura 2.16 – Curvas típicas de ϕ'_r versus σ'_n e τ versus σ'_n (Hawkins e Privett, 1985).

2.3.4 Outros parâmetros que influenciam ϕ'_r

Segundo Skempton (1985), solos com porcentagem de partículas com tamanho $< 2 \mu\text{m}$ (a seguir denominada *fração argila*) acima de 50% comportam-se como descrito na Figura 2.14(a). Sua resistência ao cisalhamento residual é controlada pelo atrito entre partículas de argila fortemente orientadas. Solos com fração argila inferior a 25% comportam-se, entretanto de modo diferente. Sua resistência ao cisalhamento residual é controlada principalmente pelo atrito entre partículas de areia e silte, não havendo neste caso orientação significativa de partículas de argila

para grandes deslocamentos (Lupini et al, 1981). Solos com fração argila inferior a 25% na condição pré-adensada apresentam valores de resistência ao cisalhamento residual e de estado crítico semelhantes, mas inferiores ao valor de pico. Na condição normalmente adensada, os valores de resistência ao cisalhamento de pico, de estado crítico e residual são semelhantes. Este comportamento é ilustrado na Figura 2.14(b). Solos com fração argila entre 25% e 50% apresentam comportamento intermediário: a resistência ao cisalhamento residual depende do valor da fração argila.

Lupini et al (1981) investigaram a resistência ao cisalhamento residual de misturas areia-bentonita. A Figura 2.17 apresenta os correspondentes valores de ângulo de atrito interno de estado crítico (ϕ'_{cv}) e de ângulo de atrito interno residual (ϕ'_r) expressos em função da fração argila. Para interpretar estes resultados, Lupini et al (1981) identificaram 3 modos de mobilização da resistência ao cisalhamento residual, os quais foram denominados *comportamento turbulento*, *comportamento transicional* e *comportamento deslizante*. Os fatores que controlam estes modos de comportamento são (a) a proporção entre partículas lamelares e não lamelares presentes no solo e (b) o coeficiente de atrito entre partículas. O comportamento turbulento se desenvolve em solos com proporção elevada de partículas não lamelares (e.g., solos granulares quartzosos) ou em solos com proporção elevada de partículas lamelares, mas com atrito entre partículas elevado. Estes solos não apresentam orientação significativa de partículas para grandes deslocamentos. Neste caso, o mecanismo de mobilização da resistência ao cisalhamento para grandes deslocamentos está relacionado à rolagem das partículas. O ângulo de atrito interno residual é então semelhante ao de estado crítico, conforme mostrado na Figura 2.14. O comportamento deslizante se desenvolve em solos com proporção elevada de partículas lamelares com baixo atrito entre partículas (e.g., solos argilosos). Para grandes deslocamentos, estes solos apresentam partículas fortemente orientadas ao longo da superfície de cisalhamento. Neste caso, o ângulo de atrito interno residual é inferior ao de estado crítico. O comportamento transicional se desenvolve em solos com características intermediárias.

Segundo Skempton (1985), a resistência ao cisalhamento de pico e a resistência ao cisalhamento de estado crítico são mobilizadas para deslocamentos $\delta < 10$ mm. Para $\sigma'_n < 600$ kPa, a mobilização da resistência ao cisalhamento residual requer $\delta > 100$ mm e, em alguns casos, $\delta > 500$ mm. Vasconcelos (1992) verificou que a resistência ao cisalhamento residual de misturas de caulim e bentonita é mobilizada para $\delta \approx 60$ mm. Skempton (1985) observou que ângulos de atrito interno próximos de ϕ'_r (por exemplo, $\phi'_r + 1^\circ$) são mobilizados para δ entre 20% e 50% do valor requerido para a obtenção de ϕ'_r .

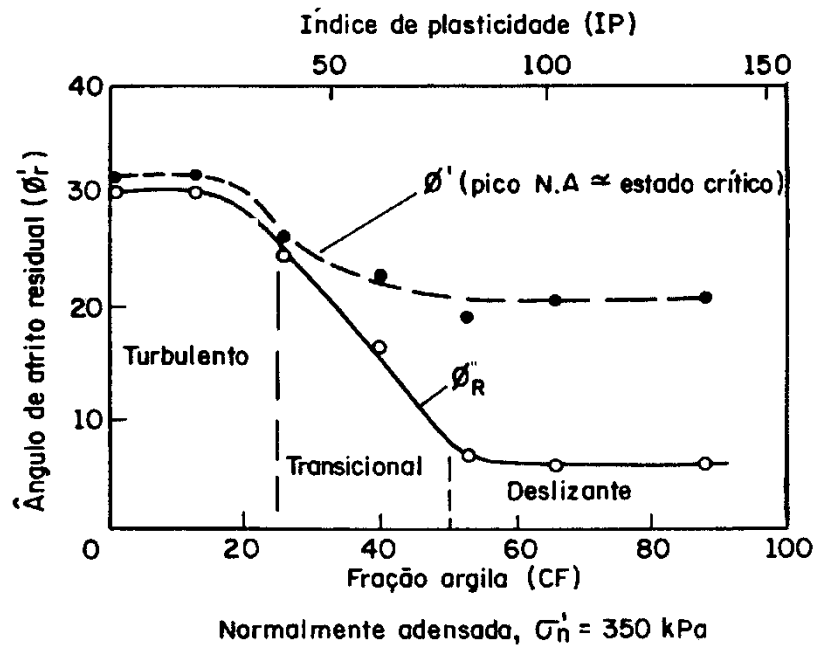


Figura 2.17 – Ensaio *ring shear* com misturas de areia e bentonita (Lupini et al, 1981).

Kenney (1967), Ramiah et al (1970), La Gatta (1970) e Lupini (1980) *apud* Lupini et al (1981) estudaram a influência da velocidade de ensaio na resistência ao cisalhamento residual. Para os solos ensaiados a variação de velocidade entre 0,002mm/min e 60mm/min foi desprezível no valor da resistência residual. Adotando como referência uma velocidade de ensaio de 0,005mm/min e o correspondente valor de resistência ao cisalhamento residual, Skempton (1985) variou a velocidade de ensaio desde um valor 100 vezes maior que o de referência até outro 100 vezes menor. Para velocidades de ensaio usuais, entre 0,002mm/min e 0,010mm/min, esta variação foi considerada desprezível. Para velocidades de ensaio mais elevadas, entre 0,01mm/min e 400mm/min, verificou-se um aumento de resistência ao cisalhamento residual da ordem de 2,5% por ciclo logarítmico. Skempton (1985) atribuiu este aumento de resistência à geração de poro-pressões negativas e à perturbação na orientação das partículas. Yagi et al (1992) realizaram ensaios *ring shear* em corpos de prova com 10mm de espessura adotando 3 velocidades de ensaio diferentes. Estes autores mediram as poro-pressões geradas no centro do corpo de prova, concluindo que são insignificantes para velocidades de ensaio menores que 0,35mm/min.

A investigação mais completa sobre a influência da velocidade de deslocamento na resistência ao cisalhamento residual foi apresentada por Tika et al (1996). Estes autores apresentaram resultados de ensaios de laboratório em diversos solos, utilizando o equipamento de Bishop et al (1971). Nesta investigação, três tipos de efeitos foram verificados na resistência ao cisalhamento residual em função da variação da velocidade de deslocamento: (a) um efeito

positivo, em solos que apresentam uma resistência ao cisalhamento residual com velocidades mais rápidas maior do que a resistência ao cisalhamento residual com velocidades lentas; (b) um efeito neutro, em solos que a resistência ao cisalhamento residual é constante com a velocidade de ensaio, sendo equivalente à resistência ao cisalhamento residual com velocidade lenta; e (c) um efeito negativo, em alguns solos que apresentam uma queda significativa na resistência ao cisalhamento residual com o aumento da velocidade de ensaio, principalmente quando cisalhados com velocidades maiores que um valor crítico. Tika et al (1996) examinaram também a relação entre a magnitude da velocidade de deslocamento (rápida ou lenta) e os modos de resistência ao cisalhamento residual (turbulento, transicional e deslizante). Para solos argilosos, com velocidades de deslocamento menores do que 1mm/min (isto é, ensaios moderadamente lentos a extremamente lentos), a variação da resistência ao cisalhamento residual com a velocidade é da ordem de $\pm 10\%$. Entretanto, para velocidades de deslocamento maiores do que 1mm/min (isto é, para ensaios rápidos a extremamente rápidos), a variação da resistência ao cisalhamento residual com a velocidade de deslocamento começa a ficar significativa nestes solos. O efeito da velocidade de deslocamento na resistência ao cisalhamento residual de solos granulares é mínima.

As seguintes velocidades de ensaio têm sido adotadas nos ensaios *ring shear*. Segundo Clayton (1989), a Universidade de Surrey utiliza a velocidade padronizada de 0,036mm/min para ensaios no equipamento *ring shear* de Bromhead (1979). Vasconcelos (1992) e Silveira (1993) investigaram a resistência ao cisalhamento residual de misturas de caulim e bentonita e de solos residuais de quartzo diorítico, respectivamente. Estes autores adotaram a mesma velocidade de ensaio sugerida por Clayton (1989). Moore (1991) ensaiou solos argilosos naturais e argilas puras no equipamento *ring shear* de Bromhead (1979). Uma velocidade de ensaio menor, de 0,024mm/min, foi adotada para minimizar a extrusão de solo durante o ensaio e, também, para evitar perturbações na percolação de soluções químicas através do corpo de prova.

2.3.5 Correlações entre ϕ'_r e propriedades índice do solo

Stark e Eid (1994) apresentaram as diversas correlações empíricas publicadas na literatura entre ϕ'_r e as propriedades índice do solo. Segundo estes autores as correlações propostas até esta data são as de Haefeli (1951), Skempton (1964 e 1985), Borowicka (1965), Binnie et al (1967), Fleischer (1972), Voight (1973), Kanji (1974), Bucher (1975), Mitchell (1976), Blondeau e Josseume (1976), Seycek (1978), Vaughan et al (1978), Lupini et al (1981), Lambe (1985), Mesri e Cepeda-Diaz (1986), Collotta et al (1989) e Clemente (1992). Das referências citadas destaca-se o trabalho de Lupini et al (1981), que correlacionaram ϕ'_r e IP,

conforme mostrado na Figura 2.18. Também se destaca o trabalho de Skempton (1964), que sugeriu uma correlação entre ϕ'_r e a fração argila. O mesmo autor introduziu o conceito de ângulo de atrito interno residual de campo (ϕ'_{rf}), obtido a partir de retro-análises de taludes instáveis. A Figura 2.19 apresenta a correlação entre ϕ'_{rf} e a fração argila sugerida por Skempton (1964 e 1985). Esta figura também inclui valores de ϕ'_r determinados através de ensaios *ring shear* realizados em areias, caulim e bentonita.

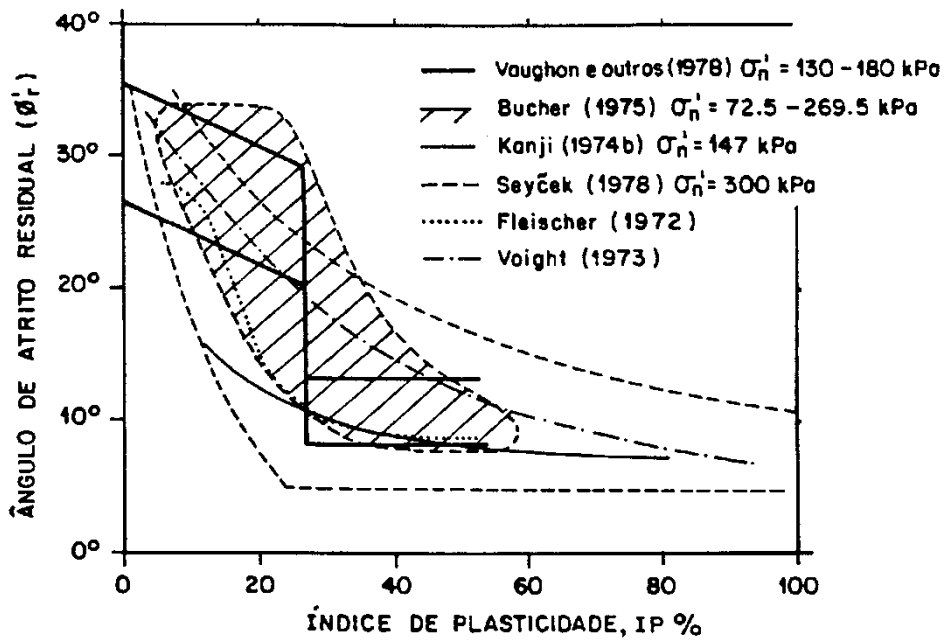


Figura 2.18 – Correlações entre ϕ'_r e o IP (Lupini et al, 1981).

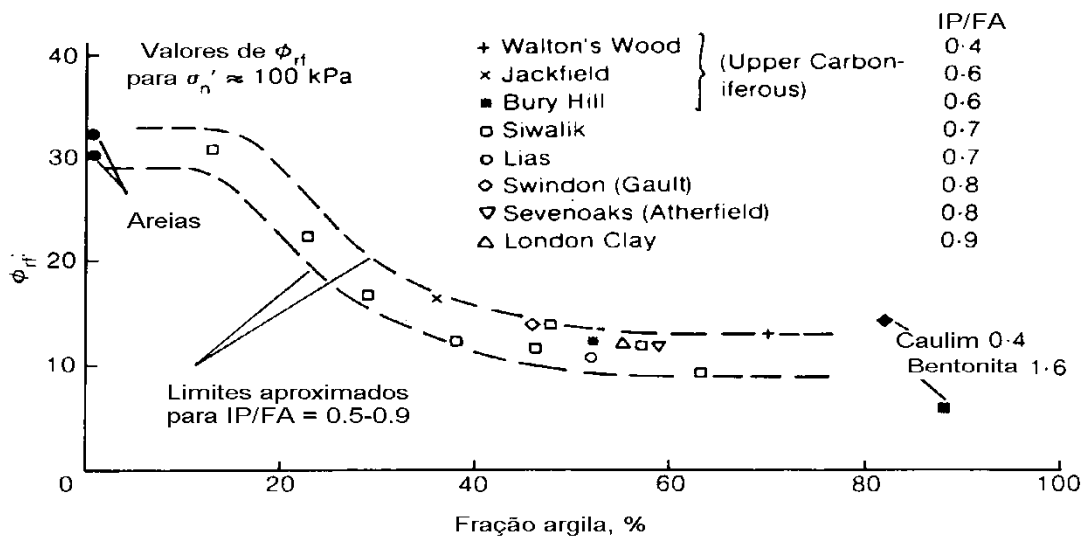


Figura 2.19 – Resistência residual de campo (ϕ'_{rf}) e ensaios de *ring shear* em areias, caulim e bentonita (Skempton, 1985).

Hawkins e Privett (1985 e 1996) argumentaram que as correlações entre ϕ'_r e a fração argila, ou entre ϕ'_r e IP, deveriam considerar o efeito da tensão normal efetiva, visto que o valor de ϕ'_r pode variar consideravelmente para σ'_n mais baixas. Stark e Eid (1994) apresentaram correlações entre o ângulo de atrito interno residual, o limite de liquidez, a fração argila e a tensão normal efetiva.

2.3.6 Influência da microestrutura

Skempton e Petley (1967) realizaram investigações de campo e laboratório com o objetivo de medir a resistência ao cisalhamento ao longo de superfícies de ruptura no interior de taludes. Estes autores distinguiram os seguintes tipos de superfícies: (a) superfícies de ruptura principais, (b) superfícies de ruptura secundárias, (c) superfícies polidas e estriadas em argilas (*slickensides*) e (d) contatos entre 2 camadas de argila. Skempton e Petley (1967) concluíram que a resistência ao cisalhamento aproximava-se do valor residual no caso de superfícies principais de ruptura, principalmente em zonas de escorregamentos e zonas de cisalhamento tectônico. A Figura 2.20 apresenta o detalhe da zona de cisalhamento na superfície de ruptura da localidade de *Walton's Wood*.

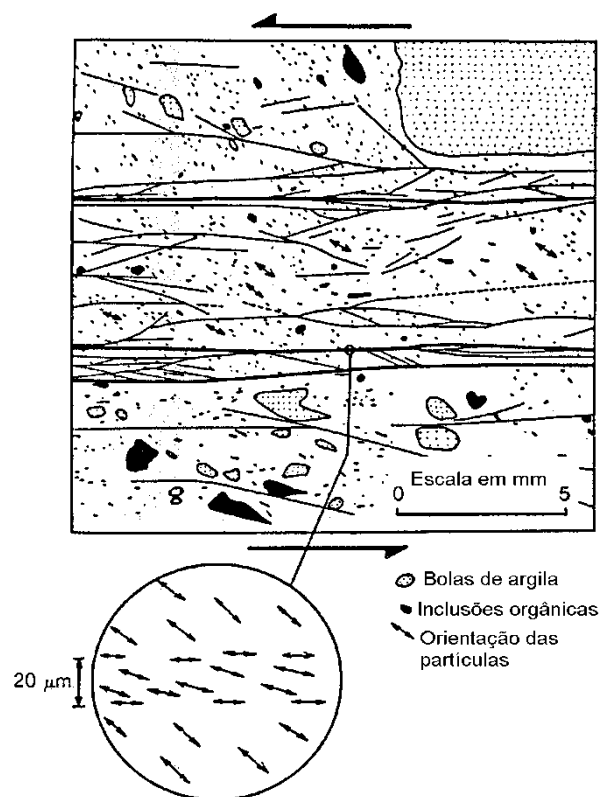


Figura 2.20 – Detalhe da microestrutura da zona de cisalhamento e superfície de ruptura do escorregamento da localidade de *Walton's Wood* (Skempton e Petley, 1967).

Morgenstern e Tchalenko (1967) analisaram amostras de solo coletadas de superfícies de ruptura principais em zonas de escorregamentos. A análise foi realizada em lâminas finas de solo utilizando um microscópio ótico. Estes autores concluíram que a microestrutura observada era dependente da composição do material, da sua plasticidade e da magnitude dos deslocamentos envolvidos. Os deslocamentos cisalhantes induziram uma orientação preferencial das partículas em alguns dos escorregamentos estudados. Wolle (1974) utilizou um microscópio eletrônico de varredura para observar a microestrutura de argilas. Kanji e Wolle (1977) observaram, através de um microscópio eletrônico, que partículas de argila apresentavam-se orientadas na zona de ruptura gerada por ensaios de cisalhamento direto utilizando a técnica de superfície polida.

Lupini et al (1981) analisaram amostras de argila natural e misturas de argila e areia utilizando um microscópio eletrônico. Foram estudadas amostras obtidas de ensaios *ring shear* realizados no equipamento de Bishop et al (1971). Para baixas frações de argila, não foi observada a existência de zona de cisalhamento nem orientação das partículas de argila. Para frações de argila intermediárias, Lupini et al (1981) observaram o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento no interior do corpo de prova. Esta zona era constituída por diversas superfícies de ruptura descontínuas que apresentavam partículas de argila parcialmente orientadas contornando a superfície dos grãos de areia. Para frações de argila elevadas, os mesmos autores verificaram que a superfície de cisalhamento apresentava-se com aspecto mais polido, com menos estrias e ondulações. As partículas de argila apresentavam-se orientadas ao longo desta superfície.

Skempton (1970) apresentou resultados de análises de estabilidade de taludes realizadas com o objetivo de interpretar algumas rupturas de talude de corte ocorridas em argila de Londres. Conforme ilustrado na Figura 2.15, estes resultados mostraram-se consistentes com a hipótese de mobilização do ângulo de atrito interno de estado crítico (no caso, $\phi'_{cv} = 20^\circ$). Exceções a esse comportamento foram notadas no caso de rupturas reativadas de taludes instáveis. Neste caso o ângulo de atrito interno mobilizado era consideravelmente inferior ao valor de estado crítico (Skempton, 1970). Quando o solo argiloso está no estado crítico, sua microestrutura apresenta-se aleatória, conforme observado por Wood (1990). Entretanto, quando a condição residual é mobilizada ao longo de uma superfície de ruptura, as partículas de argila apresentam-se fortemente orientadas devido aos grandes deslocamentos.

Trenter e Warren (1996) ao estudarem os escorregamentos de *Folkestone Warren* verificaram que as determinações feitas de resistência ao cisalhamento residual, nas amostras da argila de *Gault*, obtidos no *ring shear* e cisalhamento direto com reversão foram concordantes

com os retro-analisados para duas seções. Estes autores concluíram que para estas duas seções estudadas foi mobilizada a resistência ao cisalhamento residual.

2.3.7 Ensaio para determinação da resistência ao cisalhamento residual

2.3.7.1 Ensaio de cisalhamento direto com técnicas especiais

Técnicas especiais para determinação da resistência ao cisalhamento residual utilizando o ensaio de cisalhamento direto têm sido adotadas nos últimos 30 anos. Destacam-se entre estas técnicas os ensaios de cisalhamento direto (a) com reversão múltipla, (b) com corpo de prova pré-cortado com fio de arame, (c) com corpo de prova de altura reduzida e (d) com uma superfície polida na metade inferior da caixa de cisalhamento.

Skempton (1964) estudou a estabilidade de taludes naturais e de escavação em argila de Londres determinando os parâmetros de resistência ao cisalhamento por meio de ensaios de cisalhamento direto. A técnica de reversão múltipla foi utilizada para a determinação dos parâmetros de resistência ao cisalhamento residual. Esta técnica foi introduzida por Hvorslev (1960). A técnica de reversão múltipla consiste em - após concluída a primeira etapa, que é idêntica ao ensaio convencional - retornar a caixa de cisalhamento à posição inicial e recomeçar a fase de cisalhamento. Observa-se nesta segunda etapa um valor de resistência ao cisalhamento de pico inferior ao da etapa inicial, seguido de queda progressiva de resistência para deslocamentos maiores. Este processo continua até se obter um valor de resistência ao cisalhamento constante (residual), geralmente após algumas etapas de reversão (pelo menos cinco reversões). Skempton (1985) sugeriu o descarregamento da carga vertical do corpo de prova antes de realizar a reversão ao final de cada etapa de cisalhamento.

Skempton e Petley (1967) descreveram a técnica de determinação da resistência ao cisalhamento residual utilizando um corpo de prova pré-cortado com fio de arame. O corpo de prova era introduzido na caixa de cisalhamento, mantendo-se um espaçamento de aproximadamente 1mm entre as duas metades da caixa. Removidos os parafusos de fixação, um fio de arame era deslizado ao longo do espaçamento entre as metades da caixa. Formada a superfície de ruptura, o ensaio de cisalhamento direto era prosseguido da forma convencional. O objetivo desta técnica era atingir a resistência ao cisalhamento residual com um número menor de reversões. Skempton e Petley (1967) compararam os resultados de resistência ao cisalhamento residual em argila de Londres obtidos através de ensaios triaxiais com superfície de cisalhamento pré-cortada, ensaios de cisalhamento direto com superfície de cisalhamento formada durante o ensaio (com reversão múltipla), ensaios de cisalhamento direto com corpos de prova incluindo uma superfície natural de cisalhamento e ensaios de cisalhamento direto com superfície pré-cortada. Os valores mais altos de resistência residual corresponderam aos ensaios de

cisalhamento direto com superfície de cisalhamento formada durante o ensaio e os mais baixos corresponderam aos ensaios de cisalhamento direto com superfícies pré-cortadas. Chandler (1966) obteve resultados concordantes aos de Skempton (1964) realizando ensaios triaxiais em amostras indeformadas com superfícies de cisalhamento pré-cortadas. Ensaio triaxiais são, entretanto raramente utilizados para determinação de parâmetros de resistência ao cisalhamento residual.

Chandler e Hardie (1989) propuseram uma técnica para a determinação da resistência ao cisalhamento residual utilizando o ensaio de cisalhamento direto com corpos de prova de altura pequena (variável entre 1,5mm e 10mm). O objetivo era mobilizar a resistência ao cisalhamento residual com deslocamentos menores em comparação aos corpos de prova com dimensões convencionais (quanto menor a altura do corpo de prova, maior é a deformação cisalhante para um determinado deslocamento). Estes autores concluíram que, para corpos de prova de argila de Londres com altura inicial de 2,1mm, a resistência ao cisalhamento residual era atingida com deslocamentos de 17mm, correspondentes a apenas três reversões da caixa de cisalhamento. Chandler e Hardie (1989) recomendaram a realização de ensaios com corpos de prova com altura entre 2mm e 5mm. Deve-se observar que Kenney (1967) utilizou o equipamento *simple shear* descrito por Bjerrum e Landva (1966) para determinar a resistência ao cisalhamento residual de solos argilosos usando corpos de prova amolgados com altura pequena. Kenney (1967) utilizou a técnica de reversões, sendo necessário um deslocamento de 15mm para atingir a resistência ao cisalhamento residual

Kanji (1974) sugeriu uma técnica para determinar a resistência ao cisalhamento residual utilizando um ensaio de cisalhamento direto modificado. Esta técnica consiste em preencher a metade inferior da caixa de cisalhamento com rocha polida, fazendo com que o corpo de prova de solo deslize sobre esta superfície. A principal vantagem indicada por este autor é a mobilização da resistência ao cisalhamento residual com deslocamentos menores. Kanji e Wolle (1977) aperfeiçoaram este método substituindo a rocha polida por outros materiais (folhas de alumínio, aço ou latão).

2.3.7.2 Ensaio *ring-shear*

(a) Tipos de equipamentos

Os equipamentos de cisalhamento por torção com amostras anelares (equipamentos *ring shear*) são amplamente utilizados para determinar a resistência ao cisalhamento residual de solos argilosos. A principal vantagem destes equipamentos é inexistência de limite para o deslocamento horizontal entre as duas metades do corpo de prova. Não é, portanto necessário

utilizar técnicas do tipo reversão múltipla, como nos equipamentos de cisalhamento direto. Bishop et al (1971) apresentaram uma revisão sobre o desenvolvimento dos equipamentos de cisalhamento por torção (a seguir denominados *ring shear*). De acordo com Bishop et al (1971) os primeiros equipamentos *ring shear* foram descritos por Gruner e Haefeli (1934), Hvorslev (1936) e Hvorslev (1937), visando a realização de ensaios com corpos de prova de argila amolgada e os primeiros ensaios com amostras indeformadas utilizando este tipo de equipamento foram realizados por Tiedmann em 1937.

A partir do trabalho de Skempton (1964), cresceu o interesse pela determinação da resistência ao cisalhamento residual de solos argilosos. Bishop et al (1971) construíram um equipamento *ring shear* que permitia ensaiar corpos de prova com diâmetro externo com 250mm e diâmetro interno 150mm, os quais podiam ser preparados a partir de amostras indeformadas ou amolgadas. Uma vantagem em relação aos equipamentos anteriores era um dispositivo para controlar a abertura da folga entre os anéis que contêm o corpo de prova. Esta folga situava-se na metade da altura do corpo de prova. O objetivo era minimizar a extrusão de solo e o atrito entre componentes durante a fase de cisalhamento. O equipamento descrito por Bishop et al (1971) tem utilização relativamente limitada devido à complexidade de operação, ao custo elevado e ao longo tempo de ensaio. Desenvolvimentos posteriores visaram simplificar os equipamentos *ring shear* de modo a difundir seu uso. Com este objetivo, Bromhead (1979) desenvolveu um equipamento *ring shear* mais simples, o qual tornou-se comercialmente viável.

O equipamento *ring shear* de Bromhead (1979) permite ensaiar um corpo de prova de argila amolgada com diâmetro externo 100mm e diâmetro interno 70mm. O corpo de prova é confinado lateralmente no interior de uma torre rotatória. Durante o ensaio, o corpo de prova é submetido a uma tensão normal constante, a qual é transmitida ao cabeçote por um sistema de pesos e alavancas. A tensão de cisalhamento é causada por um momento torsor, o qual é gerado pela rotação da torre em relação ao eixo vertical. O cabeçote reage contra um par de anéis dinamométricos. Isto permite a medição do momento torsor e o cálculo da tensão de cisalhamento que atua na superfície de ruptura. O deslocamento vertical do cabeçote é medido através de um relógio comparador. Devido à pequena espessura e à forma de confinamento do corpo de prova, a superfície de ruptura tende a desenvolver-se junto à face superior. A resistência ao cisalhamento residual é mobilizada com deslocamentos menores em comparação ao equipamento de Bishop et al (1971).

Alguns aperfeiçoamentos foram introduzidos recentemente nos ensaios *ring shear*. Estes aperfeiçoamentos consistiram geralmente de modificações do equipamento de Bromhead (1979). Os principais objetivos destas modificações são: (a) minimizar o atrito lateral entre o corpo de

prova e a cavidade da torre na qual o mesmo está confinado; (b) induzir a formação da superfície de ruptura junto à metade da altura do corpo de prova; e (c) minimizar o atrito no mecanismo da torre rotatória. Stark e Vettel (1992) sugeriram uma técnica especial de ensaio para minimizar o atrito lateral no corpo de prova. Esta técnica consiste em adicionar solo periodicamente ao corpo de prova, de modo que a variação da sua espessura durante o ensaio não ultrapasse 0,75mm. A adição de solo é realizada tanto ao final da fase de adensamento, para compensar o recalque, como durante a própria fase de cisalhamento, para compensar a redução de altura devida à extrusão de solo.

Com objetivo de compensar o recalque ao final da fase de adensamento, Stark e Eid (1993) modificaram a torre rotatória do equipamento *ring shear* de Bromhead (1979), o que possibilitou a preparação do corpo de prova com uma sobre-altura. Com esta modificação, o corpo de prova é inicialmente adensado e após rasado na espessura requerida antes da fase de cisalhamento. Esser (1996) aparafusou um par de anéis extensores na torre rotatória do mesmo equipamento. Estes anéis também permitem preparar o corpo de prova com uma sobre-altura. Após a fase de adensamento, os anéis são removidos e o corpo de prova rasado na espessura requerida. O equipamento original de Bromhead (1979) não é modificado, o que se constitui na principal vantagem desta técnica, segundo Esser (1996).

Anayi et al (1989) utilizaram o equipamento de Bromhead (1979) para a realização de ensaios *ring shear*, durante os quais observaram a inexistência de suficiente atrito entre o corpo de prova e o cabeçote. Visando transferir o momento torsor para o corpo de prova com maior eficiência, estes autores adaptaram pequenas palhetas na torre rotatória e no cabeçote, junto aos anéis porosos inferior e superior. Vasconcelos (1992), ao realizar ensaios *ring shear* em misturas de caulim e bentonita com o equipamento de Bromhead (1979), verificou que o momento torsor medido na condição residual era oscilante. A causa desta oscilação era o atrito entre a borda externa do anel poroso superior e a torre rotatória. Para minimizar este atrito, Vasconcelos (1992) realizou as seguintes modificações no equipamento: (a) remoção de 0,15mm do raio externo do anel poroso superior, (b) embuchamento do encaixe do cabeçote, visando eliminar uma pequena folga existente entre este encaixe e o eixo central da torre e (c) abertura de um furo no cabeçote para evitar a formação de um bolsão de ar entre o eixo central e o cabeçote, com o objetivo de facilitar a desmontagem do equipamento ao final do ensaio. Com estas modificações, o equipamento utilizado por Vasconcelos (1992) apresentou resultados de ensaios mais consistentes nas misturas de caulim e bentonita.

Steward e Cripps (1983) modificaram o equipamento *ring shear* de Bromhead (1979) para possibilitar a percolação de soluções químicas através do corpo de prova durante o ensaio. Um sistema de controle complexo introduzia estas soluções, armazenadas em um reservatório, para o anel poroso inferior. Após percolar pelo corpo de prova, as soluções eram coletadas por uma válvula de escape situada no cabeçote.

(b) Amostras indeformadas e amolgadas (remoldadas)

A condição residual ocorre após a completa formação da superfície de cisalhamento. Durante o processo de formação, ocorrem mudanças na estrutura original do solo, tanto na superfície de cisalhamento como nas regiões vizinhas. Petley (1966) *apud* Skempton e Petley (1967) verificou que os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual de amostras amolgadas e amostras indeformadas, quando ensaiadas no ensaio de cisalhamento direto, são idênticos. Townsend e Gilbert (1973) também verificaram que a condição residual independe do processo de preparação da amostra.

A constatação de que a resistência ao cisalhamento residual pode ser obtida ensaiando amostras indeformadas, amolgadas ou reconstituídas teve implicações práticas importantes. Por exemplo, ensaios *ring shear* são realizados quase sempre com amostras amolgadas ou reconstituídas. A preparação de corpos de prova com forma anelar a partir de amostras indeformadas é extremamente complexa (Bishop et al, 1971). Além disto, a utilização de amostras amolgadas ou reconstituídas incentivou o desenvolvimento de métodos de ensaio *ring shear* com corpos de prova de pequena altura (Kenney, 1967, La Gatta, 1970 e Bromhead, 1979).

(c) Ensaio multiestágio e de estágio único

Bromhead (1986) sugeriu a utilização da técnica de multiestágio para a determinação da envoltória de resistência ao cisalhamento residual no equipamento *ring shear*. Esta técnica utiliza um único corpo de prova para todos os níveis de tensão normal a serem empregados no ensaio. Bromhead (1986) sugeriu uma duração de 1 hora para cada estágio de carga, com exceção do primeiro estágio, de duração maior (no qual a superfície de cisalhamento é formada). Esta duração considera cerca de 30 minutos para a dissipação do excesso de poro pressão e outros 30 minutos para a mobilização da resistência ao cisalhamento residual. Vasconcelos (1992), utilizando a técnica de multiestágio, observou a mobilização da resistência ao cisalhamento residual após um tempo de ensaio de 2 horas, para certos estágios de carga.

Segundo Bromhead (1986), a utilização correta da técnica de multiestágio requer a repetição do primeiro estágio de carga ao final do ensaio. Rejeita-se o ensaio caso a resistência ao cisalhamento residual obtida na repetição seja diferente em mais de 5% do valor encontrado no primeiro estágio. Um detalhe de ensaio a ser observado é o descarregamento tanto da tensão de cisalhamento quanto da tensão normal ao final do último estágio de carga (a tensão normal é descarregada até o valor correspondente ao estágio inicial). Para tanto, é necessário aliviar o momento torsor aplicado, girando-se manualmente o volante do equipamento no sentido anti-horário, antes de aliviar a tensão normal. Caso contrário, deformações indesejáveis podem ocorrer nas proximidades da superfície de cisalhamento (devido à energia armazenada no sistema), desorientando as partículas de argila.

Anderson e Hammoud (1988) compararam os resultados obtidos com ensaios *ring shear* utilizando as técnicas de multiestágio e de estágio único em 2 tipos de argilas normalmente adensadas. Os resultados apresentados por estes autores comprovaram que a técnica de multiestágio oferece uma vantagem considerável em termos de duração do ensaio. Contudo, resultados incorretos podem ser obtidos no caso de solos com alta porcentagem de partículas argilosas lamelares. Segundo Lupini et al (1981), solos com mais de 50% de partículas menores do que 2 μm apresentam um modo de cisalhamento deslizante. Para este modo de cisalhamento, a técnica de multiestágio ocasiona erros na determinação da resistência ao cisalhamento residual devido à fragilidade das partículas lamelares de argila. Esta fragilidade ocasiona perturbação na superfície de cisalhamento durante a execução do ensaio.

(d) Comparação com resultados de outros equipamentos

Hutchinson et al (1980) compararam resultados de ensaios *ring shear* realizados tanto no equipamento de Bishop et al (1971) como no equipamento de Bromhead (1979), utilizando amostras amolgadas. Foi encontrada boa concordância entre os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual determinados com ambos os equipamentos, conforme mostra a Figura 2.21.

Segundo Vasconcelos (1992), Herrmann e Wolfskill (1966) compararam valores de resistência ao cisalhamento residual obtidos com equipamentos *ring shear*, de cisalhamento direto com reversão múltipla e triaxial. Os resultados obtidos com os 2 primeiros equipamentos foram concordantes.

Bromhead e Curtis (1983) e Hawkins e Privett (1985) compararam resultados de ensaios *ring shear* e de cisalhamento direto com reversão múltipla, os primeiros tendo sido obtidos com o equipamento de Bromhead (1979). Ambos os ensaios apresentaram valores de resistência ao

cisalhamento residual próximos dos valores determinados através de retro-análises de taludes rompidos. Os ensaios *ring shear* apresentaram, entretanto maior rapidez de execução, maior facilidade de preparação dos corpos de prova e maiores velocidades de cisalhamento, estas devidas à menor altura do corpo de prova.

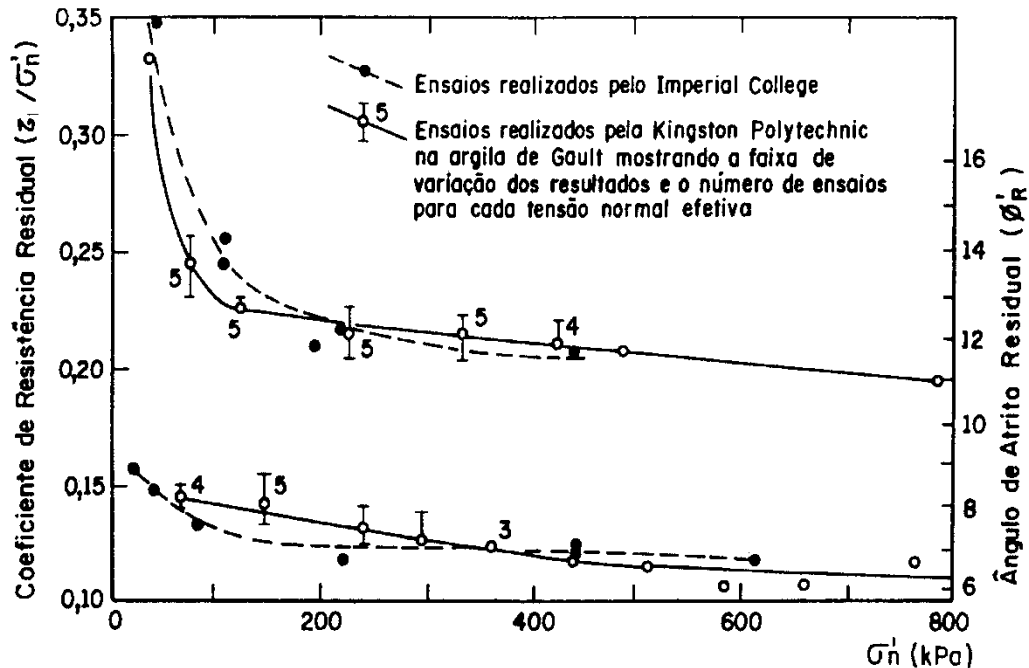


Figura 2.21 – Comparação de resultados de ensaios obtidos nos equipamentos desenvolvidos por Bishop et al (1971) e Bromhead (1979) apud Hutchinson et al (1980).

Bromhead e Dixon (1986) apresentaram resultados de resistência ao cisalhamento residual da argila de Londres, obtidos com os equipamentos *ring shear* e de cisalhamento direto. Estes autores encontraram uma boa concordância entre os valores de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios *ring shear* e os valores determinados através de retro-análises de taludes rompidos. Entretanto, Chandler e Hardie (1989) discordaram dos resultados encontrados por Bromhead e Dixon (1989). Segundo aqueles autores, os resultados determinados com ensaios de cisalhamento direto utilizando a técnica de corpos de prova de pequena altura foram mais consistentes com os resultados obtidos através de retro-análises de taludes rompidos em argila de Londres. Além disto, Chandler e Hardie (1989) concluíram que os valores de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios *ring shear* foram consistentemente menores do que os valores obtidos por retro-análise. Skempton (1985), ao comparar resultados de ensaios de laboratório publicados na literatura, principalmente ensaios *ring shear* e ensaios de cisalhamento direto com reversão múltipla em amostras retiradas da superfície de cisalhamento

in situ, concluiu que o ângulo de atrito interno residual obtido no ensaio *ring shear* subestima ϕ'_{rf} em cerca de $1,5^\circ$. Moore (1991) notou que a resistência ao cisalhamento residual de argilas é influenciada tanto pelo tipo de argilo-mineral como pela composição química da água nos poros. Caso esta última não seja adequadamente controlada durante a amostragem e durante a realização dos ensaios, o resultado pode ser uma variação no valor de ϕ'_r de até 2° . É importante, portanto minimizar a possibilidade de mudanças na composição química da água no interior dos poros do corpo de prova.

Vasconcelos (1992) comparou ensaios *ring shear* com ensaios de cisalhamento direto utilizando a técnica da superfície polida (Kanji, 1974; Kanji e Wolle, 1977). Resultados similares foram obtidos com ambas as técnicas para misturas caulim-bentonita. Vasconcelos (1992) concluiu que a técnica da superfície polida é uma alternativa eficaz para obtenção da envoltória de resistência ao cisalhamento residual.

2.3.8 Comportamento dos solos sedimentares e tropicais

Neste item será discutido o comportamento da resistência ao cisalhamento residual para os solos sedimentares e tropicais. Para os solos sedimentares inicialmente será apresentado um resumo do que foi anteriormente mostrado. Em seguida será apresentado alguns casos em solos sedimentares que não apresentaram o comportamento tradicional proposto por Lupini et al (1981) e Skempton (1985). Por fim será apresentado dados obtidos na literatura internacional e nacional sobre a resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais. Esses dados serão posteriormente comparados com os resultados apresentados no Capítulo 5, para vários tipos de solos do estado do Rio Grande do Sul relacionados com problemas de instabilidade de taludes e encostas.

2.3.8.1 Solos sedimentares

A resistência ao cisalhamento residual é mobilizada pela aplicação de grandes deslocamentos cisalhantes em condições drenadas. O significado prático da resistência residual foi reconhecido após a publicação da *Rankine Lecture* de Skempton (1964). A resistência residual de solos sedimentares ou solos originados do intemperismo de rochas sedimentares tem sido descrito extensivamente na literatura geotécnica. Muito conhecidos são os exemplos de argilas pré-adensadas do Reino Unido (Lupini et al, 1981; Skempton, 1985), e argilas e folhelhos argilosos da América do Norte (Kenney, 1967; Mesri e Cepeda-Diaz, 1986).

A resistência residual de solos sedimentares depende principalmente dos seguintes fatores: (a) tensão efetiva, (b) mineralogia, (c) distribuição granulométrica, (d) química da água nos poros e (e) velocidade do deslocamento (Kenney, 1967; Lupini et al, 1981; Skempton, 1985;

Di Maio e Fenelli, 1994; Tika et al, 1996). Um acréscimo na tensão normal efetiva (σ'_n) aumenta a resistência ao cisalhamento residual (S_r) de acordo com uma envoltória não linear. Usualmente ajusta-se uma linha reta entre a origem e um ponto da envoltória correspondente a um valor particular de σ'_n , tal que $S_r / \sigma'_n = \tan \phi'_r$. De acordo com Bishop et al (1971), os solos argilosos sedimentares apresentam uma relação única entre ϕ'_r e σ'_n , a qual é independente da história de tensões, índice de vazios inicial e estrutura do solo.

Os conceitos e aplicações da resistência ao cisalhamento residual são bem conhecidos para os solos sedimentares (Lupini et al, 1981; Skempton, 1985). Grande parte dos solos sedimentares consiste de misturas de partículas granulares arredondadas e partículas argilosas de forma lamelar. Os valores de ϕ'_r dependem do conteúdo de argila, isto é, da proporção de partículas lamelares de argila. Quando o conteúdo de argila é maior do que 40%, existe uma orientação das partículas de argila ao longo da superfície de ruptura quando os deslocamentos cisalhantes são aplicados. Ao mesmo tempo, a resistência ao cisalhamento vai diminuindo até um valor constante (resistência ao cisalhamento residual). A mobilização da resistência ao cisalhamento residual usualmente requer um deslocamento entre 100mm e 500mm, como apresentado por Skempton (1985). Lupini et al (1985) denominaram este modo de resistência residual de comportamento deslizamento. Valores de ϕ'_r variam entre 5° e 15° dependendo da mineralogia das argilas. Quando o conteúdo de argila é menor do que 15%, a resistência ao cisalhamento residual depende essencialmente da interação entre as partículas granulares. A resistência ao cisalhamento residual neste caso é controlada pela rolagem e atrito entre as partículas. Lupini et al (1981) denominou este modo de resistência residual como comportamento turbulento. Nesta situação, os valores de ϕ'_r situam-se entre 25° e 35°. Para teores de argila intermediários é esperado um comportamento transicional.

A quantidade de partículas lamelares (conteúdo de argila) presente nos solos é difícil de obter-se com ensaios comuns de laboratório. Correlações entre ϕ'_r e propriedades índices do solo tem sido propostas para superar estas dificuldades. Skempton (1985) propôs uma correlação entre ϕ'_r e a fração argila (FA), que é a porcentagem em peso do solo com partículas menores do que 2 μm . Esta correlação depende da atividade da argila ($A = \text{IP}/\text{FA}$) que reflete o efeito da mineralogia da argila em ϕ'_r . Outra correlação é entre ϕ'_r e índice de plasticidade (IP), proposta por Lupini et al (1985). Hawkins e Privett (1985) sugerem que estas correlações devem também considerar a influência de σ'_n . Stark e Eid (1994) sugerem que ϕ'_r deve ser relacionado com FA, σ'_n e limite de liquidez (LL).

Entretanto, alguns solos sedimentares não apresentam um comportamento de acordo com a estrutura apresentada anteriormente. Hawkins e McDonald (1992) estudaram a resistência ao

cisalhamento residual de uma argila intemperizada e não intemperizada (*Fuller's Earth Clay*). As amostras não intemperizadas apresentavam uma quantidade significativa de partículas de tamanho areia e silte formadas por calcita. As amostras intemperizadas apresentaram uma redução na quantidade de calcita, uma maior porcentagem da fração argila e índice de plasticidade. Essas amostras intemperizadas apresentaram um decréscimo no ϕ'_r . Frydman et al (1996) conduziram uma investigação similar com solos calcários de Israel. As partículas de tamanho argila destes solos eram formadas por calcita. Solos com grandes quantidades de calcita apresentam uma maior fração argila, mas apresentam um menor IP e valores mais elevados de ϕ'_r . Mesri e Cepeda-Diaz (1986) estudaram a resistência ao cisalhamento residual de folhelhos argilosos litificados da América do Norte. Valores baixos medidos de FA, IP e ϕ'_r , aparentavam ser inconsistentes. Isto deve-se ao modo de preparação das amostras com as técnicas usuais para os ensaios de caracterização não quebrarem as amostras de folhelho litificado tão eficientemente como os grandes deslocamentos cisalhantes o fizeram nos ensaios. Valores de FA e IP foram, portanto menores, pois os agregados argilosos permanecem intactos.

2.3.8.2 Solos tropicais

Muitos solos tropicais são produtos diretos do intemperismo químico da rocha *in situ* (solos residuais). Esses solos são algumas vezes sujeitos a transportes em curtas distâncias e depositam-se novamente formando colúvios. Em algumas áreas os solos residuais e colúviais podem estar sujeitos a processos pedogenéticos produzindo solos com comportamento laterítico (Nogami, 1985).

Pesquisas em solos tropicais estão concentradas nas propriedades de resistência ao cisalhamento de pico, compressibilidade e condutividade hidráulica. Existem poucos dados disponíveis sobre a resistência ao cisalhamento residual. Uma possível razão para isto é que as pesquisas têm sido freqüentemente direcionadas para o comportamento de solos lateríticos. Para estes solos, a mobilização da resistência ao cisalhamento residual não é um problema crítico. Entretanto, algumas classes de solos tropicais são conhecidos por apresentarem uma proporção significativa de argilas expansivas (Blight, 1997; Fookes, 1997). Segundo Bica et al (1997), solos com argilas expansivas apresentam valores baixos de ϕ'_r , que controlam a estabilidade de taludes naturais. Os solos tropicais mais comuns são: (a) solos lateríticos, (b) solos ricos em esmectitas, (c) solos de cinza vulcânica, (d) solos originados do intemperismo de rochas sedimentares e (e) solos saprolíticos originados do intemperismo rochas de granulação grosseira ígneas e metamórficas.

Muitos solos tropicais, particularmente solos residuais e colúviais, mas também alguns solos sedimentares têm sido afetados por processos de laterização em vários graus. As condições favoráveis para este processo são o calor, a umidade e boas condições de drenagem. As principais características dos solos lateríticos são: (a) cor vermelha, (b) presença de sesquióxidos de ferro e alumínio, (c) presença de agregados de argila, (d) ausência de esmectita, e (e) presença de algum quartzo e caulinita.

Vaughan (1990) com os dados obtidos por Bucher e Kyulule (1980) e Boyce (1984 e 1985) apresenta um gráfico com os valores de resistência residual (ϕ'_r) de solos tropicais (Figura 2.22). Alguns destes dados apresentados nesta figura correspondem a ensaios *ring shear* em solos lateríticos africanos. A Tabela 2.1 apresenta dados de resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais. Tanaka (1976) estudou o comportamento de um solo residual de basalto da região central do Brasil com ensaios de cisalhamento direto com plano pré-cortado (Tabela 2.2). Valores de ϕ'_r para estes solos são altos e aparentemente consistentes com seu baixo IP e FA. Vaughan (1990) mostra algumas diferenças entre a resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais e solos sedimentares clássicos apresentados por Lupini et al (1981).

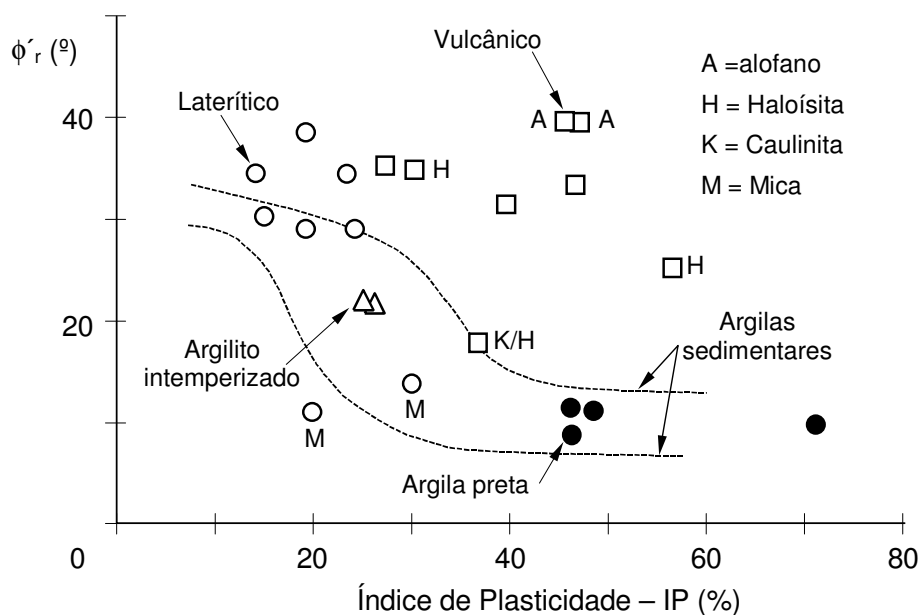


Figura 2.22 – Valores do ângulo de atrito residual para solos tropicais (Vaughan, 1990).

Bucher e Kyulule (1980), Sallie e Bucher (1984) e Boyce (1984, 1985) ensaiaram argilas pretas da África ricas em esmectitas originadas do intemperismo de rochas básicas, particularmente de basaltos. Estes solos são formados em climas quentes com alternância de

estações secas e úmidas, com má drenagem (Tabela 2.1). Alguns resultados estão incluídos na Figura 2.22. Kanji (1974) determinou a resistência ao cisalhamento residual de solos residuais de basalto usando o equipamento de cisalhamento direto, onde a metade inferior da caixa de cisalhamento é preenchida com uma superfície de rocha polida. Souza Pinto et al (1994) apresentou resultados de ensaios *ring shear* com solos similares a estes. Valores de ϕ'_r para estes solos variam entre 8° e 22°. Estes resultados foram consistentes com os altos valores de IP (Tabela 2.2). Rigo (2000) determinou a resistência de solos saprolíticos de basalto no Rio Grande do Sul (Itati e Teutônia) usando o equipamento *ring shear*. Os valores obtidos de ϕ'_r situaram-se entre 8° e 19°. Os resultados foram consistentes com os valores de IP, FA e com a estimativa do grau de intemperismo destes solos.

Solos tropicais formados por intemperismo de rochas sedimentares consistem usualmente de misturas de argilo-minerais de forma lamelar, particularmente caulinita e montmorilonita, e partículas granulares grosseiras não degradáveis, principalmente quartzo. Boyce (1984) investigou solos sedimentares africanos, incluindo folhelhos e argilitos intemperizados. Estes dados estão incluídos na Figura 2.22. Duarte (1986) realizou ensaios *ring shear* com argilas pré-adensadas rijas do Paraná. Simões (1991) apresentou resultados de ensaios de cisalhamento direto com reversões múltiplas realizados em folhelhos argilosos intemperizados da Bahia. Estes solos (Tabelas 2.1 e 2.2) seguem a tendência do decréscimo de ϕ'_r com o acréscimo de IP ou FA apresentado por Lupini et al (1981).

Wesley (1977) descreve a resistência ao cisalhamento residual de argilas derivadas de cinzas vulcânicas, as quais constituem taludes naturais em Java, Indonésia (ver datos plotados na Figura 2.22). Wesley (1992) também estudou o comportamento de solos originados de cinza vulcânica da Nova Zelândia. Os resultados obtidos nos ensaios *ring shear* apresentaram valores de ϕ'_r entre 25° e 35°. Os altos valores de ϕ'_r aparentemente não são consistentes com os valores elevados de IP e FA (Tabela 2.1). De acordo com Wesley (1992), solos de cinza vulcânica não intemperizados são compostos por alofanos, que são argilo-minerais de estrutura não cristalina semelhante a um gel. Em regiões quentes e úmidas, com condições boas de drenagem, solos de cinza vulcânica intemperizados são compostos principalmente por haloísitas hidratadas. Estes argilo-minerais apresentam uma estrutura cristalina e usualmente possuem a forma semelhante a um tubo. Como a orientação de partículas argilosas, devido ao acréscimo de deslocamento ao longo da superfície de ruptura, é o fator que ocasiona a redução da resistência ao cisalhamento, estas argilas não apresentaram este mecanismo (Wesley, 1992). Alguns solos africanos originados de cinza vulcânica estudados por Bucher e Kyulule (1980) também apresentam valores altos de ϕ'_r (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 – Resistência residual de solos tropicais: resultados prévios (Boyce, 1985; Vaughan, 1990).

Referência	Descrição do solo	Localização	LL (%)	IP (%)	FA (%)	c'_r (kPa)	ϕ'_r (°)
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Silte vermelho sobre dolerito ^(L)	Harare, Zimbabwe	35	15	22	7	29,7
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Silte vermelho-marrom sobre dolerito ^(L)	Troutbeck, Zimbabwe	49	19	18	4	38,3
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Silte laranja sobre quartzito ^(L)	Chipinge, Zimbabwe	29	14	23	5	34,2
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Dolerito residual, com alguma mica ^(M)	Troutbeck, Zimbabwe	67	30	22	4	13,2
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Filito decomposto, micáceo ^(B)	Harare, Zimbabwe	45	20	7	0	11,3
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Argila preta sobre filito ^(B)	Harare, Zimbabwe	86	46	63	4	8,5
Boyce (1985) ⁽¹⁾	Argila preta sobre basalto ^(B)	Lowveld, Zimbabwe	115	71	71	4	9,5
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Solo preto ^(B)	Muranza, Tanzânia	66	48	-	-	11,1
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Solo preto ^(B)	Maiduguri, Nigéria	75	46	-	-	11,4
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Solo laterítico ^(L)	D'Salaam, Tanzânia	36	19	-	-	29,5
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Solo micáceo ^(L)	Kumasi, Gana	40	24	-	-	29,2
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Argilito intemperizado ^(WM)	Ilima, Tanzânia	48	26	-	-	22,2
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Folhelho ^(WM)	Accra, Gana	46	27	-	-	21,8
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Solo vermelho ^(V)	Tukuyu, Tanzânia	65	28	-	-	35,6
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Cinza vulcânica ^(V)	Ruagarents, Tanzânia	112	44	-	-	34,0
Bucher e Kyulule (1980) ⁽²⁾	Cinza vulcânica ^(V)	Arusha, Tanzânia	72	39	-	-	31,0
Wesley (1977) ⁽³⁾	Argila marrom amarelada, alofano ^(V)	Tjipanadjang, Java	165	46	65	0	39,0
Wesley (1977) ⁽³⁾	Argila marrom amarelada, haloísita ^(V)	Tjipanadjang, Java	95	30	76	4	35,0
Wesley (1977) ⁽³⁾	Argila marrom amarelada, alofano ^(V)	Mt. Telomojo, Java	213	46	-	0	39,0
Wesley (1977) ⁽³⁾	Argila marrom avermelhada, haloísita ^(V)	Jakarta-Bogor, Java	101	57	83	5	24,5
Lupini et al (1981) ⁽⁴⁾	Caulim residual (com haloísita) ^(V)	Fiji	90	37	40	-	18,0

(1) ensaios ring shear ($25 \text{ kPa} < \sigma'_v < 400 \text{ kPa}$)

(2) ensaios ring shear ($\sigma'_v = 50 \text{ kPa}$)

(3) ensaios ring shear ($50 \text{ kPa} < \sigma'_v < 500 \text{ kPa}$)

(L) laterítico (Vaughan, 1990)

(M) mica (Vaughan, 1990)

(B) preta cotton (Vaughan, 1990)

(WM) weathered mudstone (Vaughan, 1990)

(V) vulcânico (Vaughan, 1990)

Tabela 2.2 – Resistência residual de solos tropicais brasileiros: resultados prévios

Referência	Descrição do solo	Localização	LL (%)	IP (%)	FA (%)	c'_r (kPa)	ϕ'_r (°)
Lacerda e Silveira (1992) ⁽¹⁾	Solo saprolítico quartzo diorítico mic.	Rio de Janeiro	38	8	5-9	0	16
Chammas (1976) ⁽²⁾	Solo saprolítico vermelho de migmatito	Rio de Janeiro	54	NP	25	0	25
Chammas (1976) ⁽²⁾	Solo saprolítico variegado de migmatito, micáceo	Rio de Janeiro	60	NP	20	0	17
Chammas (1976) ⁽²⁾	Solo saprolítico cinza escuro de migmatito, micáceo	Rio de Janeiro	50	NP	20	0	27
Seraphim (1974) ⁽³⁾	Solo saprolítico cinza claro de migmatito	Rio de Janeiro	29	NP	4	0	33,5
Seraphim (1974) ⁽³⁾	Solo saprolítico cinza escuro de migmatito, micáceo	Rio de Janeiro	32	NP	2	4	27
Tanaka (1976) ⁽⁴⁾	Solo residual vermelho-marrom de basalto denso	São Simão, Goiás	60	21	30	2-8	27-30
Tanaka (1976) ⁽⁴⁾	Solo residual vermelho de basalto vesicular	São Simão, Goiás	69	36	25	0-8	22,7
Simões (1991) ⁽⁵⁾	Argilas vermelhas intemperizadas de folhelhos	Recôncavo, Bahia	78-83	37-48	67-69	0	12-16
Duarte (1986) ⁽⁶⁾	Argila pré-adensada rija cinza	Araucária, Paraná	84	55	67	0	10
Kanji (1974) ⁽⁷⁾	Solo residual de basalto	Ilha Solteira, São Paulo	112	74	65	0	10
Souza Pinto et al (1994) ⁽⁸⁾	Solo residual de basalto	São Paulo	70	24	26	0	19
Souza Pinto et al (1994) ⁽⁸⁾	Solo residual de basalto	São Paulo	128	93	54	0	10,5
Souza Pinto et al (1994) ⁽⁸⁾	Solo residual de basalto	São Paulo	67	39	56	0	9
Souza Pinto e Nader (1991) ⁽⁸⁾	Solo residual de migmatito, micáceo	São Paulo	48	20	20	0	17
Souza Pinto e Nader (1991) ⁽⁸⁾	Solo residual de migmatito, micáceo	São Paulo	40	18	10	0	22
Souza Pinto e Nader (1991) ⁽⁸⁾	Solo residual de migmatito, micáceo	São Paulo	48	21	8	0	21

Tabela 2.2 – Continuação.

Souza Pinto e Nader (1991) ⁽⁸⁾	Solo residual de gnaiss, micáceo	Paraibuna, São Paulo	33	6	5	0	28
Souza Pinto e Nader (1991) ⁽⁸⁾	Solo residual de gnaiss, micáceo	Paraitinga, São Paulo	39	11	12	0	30
Wolle (1975) ⁽⁹⁾	Solo silto-arenoso micáceo	Juquiá, São Paulo	41	16	15	0	21
Rigo (2000) ⁽¹⁰⁾	Solo saprolítico amarelo-marrom de basalto	km 109+180, Itati, RS	72	40	42	0	10
Rigo (2000) ⁽¹⁰⁾	Solo saprolítico vermelho-amarelo de basalto	km 113+100, Itati, RS	40	14	6	0	18,8
Rigo (2000) ⁽¹⁰⁾	Solo saprolítico acinzentado de basalto – inferior	km 119+120, Itati, RS	60	23	11	0	16,2
Rigo (2000) ⁽¹⁰⁾	Solo saprolítico marrom – superior	km 119+120, Itati,RS	68	31	24	0	10,1
Rigo (2000) ⁽¹⁰⁾	Solo saprolítico variegado de basalto	Teutônia, RS	72	34	22	0	7,9

(1) ensaios *ring shear* (50 kPa < σ'_v < 800 kPa; valores de ϕ'_r obtidos para $\sigma'_n = 100$ kPa)

(2) ensaios de cisalhamento direto com plano pré-cortado (50 kPa < σ'_v < 300 kPa)

(3) ensaios de cisalhamento direto com plano pré-cortado (25 kPa < σ'_v < 500 kPa)

(4) ensaios de cisalhamento direto com plano pré-cortado (50 kPa < σ'_v < 400 kPa)

(5) ensaios de cisalhamento direto com reversões múltiplas (26 kPa < σ'_v < 300 kPa)

(6) ensaios *ring shear* (50 kPa < σ'_v < 500 kPa)

(7) ensaios de cisalhamento direto com superfície de rocha polida ($\sigma'_v = 150$ kPa)

(8) ensaios *ring shear*

(9) ensaios de cisalhamento direto com superfície de rocha polida

(10) ensaios *ring shear* (20 kPa < σ'_v < 200 kPa)

Boyce (1984) estudou a resistência ao cisalhamento residual de dois solos saprolíticos africanos (solo saprolítico sobre filito e solo saprolítico sobre dolerito). Estes solos apresentam valores de ϕ'_r aparentemente baixos quando comparados com os correspondentes valores IP e FA (ver Tabela 2.1 e Figura 2.22). De acordo com Boyce (1984), ambos os solos contem uma proporção significativa de partículas de tamanho silte. Uma classe de solos tropicais comum no sul do Brasil é o produto de intemperismo parcial de rochas granulares grosseiras ígneas e metamórficas. Estes solos podem ser chamados de solos saprolíticos de granulação grosseira. As suas características principais são: (a) presença de minerais parcialmente intemperizados, (b) apresentam algumas texturas da rocha preservadas e (c) presença de descontinuidades reliquiares. Lacerda e Silveira (1992) realizaram ensaios *ring shear* com solos saprolíticos grosseiros produzidos por intemperismo de quartzo diorítico. Estes solos apresentam baixa plasticidade e valores relativamente altos ϕ'_r possivelmente devido ao alto teor de mica (Tabela 2.2). Souza Pinto e Nader (1991) investigaram solos saprolíticos de granulação grosseira originados de migmatito com ensaios *ring shear*. Estes solos apresentaram valores de ϕ'_r mais baixos do que o esperado de acordo com os seus valores baixos de IP e FA. O alto teor de mica e a presença de caulinita com partículas de tamanho inferior a $2\mu\text{m}$ foram considerados a principal razão para este comportamento. Wolle (1975) *apud* Souza Pinto e Nader (1991) apresentou os dados de resistência residual para solos silto-arenosos micáceos de baixa plasticidade. Estes dados foram obtidos através de ensaios de cisalhamento direto realizados com a técnica descrita por Kanji (1974). Estes solos apresentaram ϕ'_r aparentemente baixos levando em conta o seus baixos valores de IP. Vaughan (1990) chamou a atenção da influência no ϕ'_r pela presença de mica e partículas frágeis. Portanto existem evidencias que as correlações entre ϕ'_r e IP ou FA determinadas para os solos sedimentares não são aplicáveis para alguns solos saprolíticos.

CAPÍTULO III

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 GEOLOGIA REGIONAL DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

O Estado do Rio Grande do Sul apresenta uma seqüência estratigráfica semelhante à seqüência de outros estados brasileiros, situados na porção oriental da Bacia do Paraná. Esta semelhança é encontrada na sucessão dos horizontes estratigráficos e litológicos e no mergulho generalizado dos sedimentos gonduânicos. A seqüência estratigráfica a partir da base é formada, em linhas gerais, pelo embasamento cristalino, sedimentos depositados sobre o escudo, derrames vulcânicos e sedimentos litorâneos.

A nomenclatura e a divisão adotada neste item foi a proposta no Levantamento dos Recursos Naturais - Projeto RADAM BRASIL (IBGE, 1986). Neste estudo o estado é dividido em três províncias geológicas: Província Costeira, Província Paraná e Província Mantiqueira. Segundo Almeida et al (1981), províncias geológicas são extensas regiões que se caracterizam por apresentarem história geológica similar ou aspectos estruturais, petrográficos ou fisiográficos semelhantes. A Figura 3.1 apresenta um mapa simplificado do estado com a delimitação das três províncias geológicas. Esta classificação difere das anteriores pela separação da Província do Paraná em duas: Província Basáltica (ou Derrames Basálticos) e Província Sedimentar Gonduânica (ou Sedimentos da Bacia do Paraná).

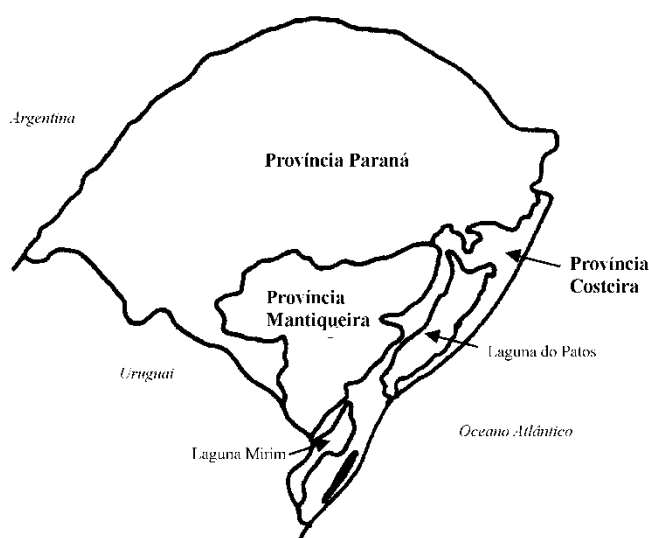


Figura 3.1 – Mapa do estado apresentando as 3 províncias geológicas (adaptado de IBGE, 1986).

A Província Costeira é uma faixa alongada que acompanha a costa, situada na porção leste do estado, corresponde ao conjunto de formas de acumulação recente (final do período Terciário e Quaternário), constituindo o Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares (regiões geomorfológicas da Planície Costeira Interna e Externa - ver item 3.3.1). A Província Costeira é constituída predominantemente por depósitos arenosos, siltico-argilosos, argilosos e ocasionalmente conglomeráticos. Estes materiais variam deste inconsolidados a fracamente consolidados, constituindo-se por depósitos aluvionares, lacustres, eólicos, marinhos e coluviais.

A Província Mantiqueira, em sua porção sul, engloba rochas sedimentares, ígneas e metamórficas tradicionalmente referidas como pertencentes ao Escudo Sul Rio-Grandense, constituindo o Domínio Morfoestrutural dos Embasamentos em Estilos Complexos. No Rio Grande do Sul este domínio encontra-se a região geomorfológica do Planalto Sul Rio-Grandense, composto pelas unidades geomorfológicas denominadas de Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul e Planalto Rebaixado Marginal (ver item 3.3.2). Esta área é recortada por grandes falhamentos, apresentando uma estruturação em blocos com um estilo deformacional, grau metamórfico, idades e significado geotectônico próprios. As rochas mais comuns são os gnaisses, migmatitos, xistos e granitos associados.

A Província Paraná na sua parte meridional no Estado do Rio Grande do Sul coincide com a Bacia Sedimentar do Paraná, de dimensões continentais e de história evolutiva que se estende desde o Devoniano Inferior até o Cretáceo. Em sua primeira fase evolutiva, caracterizada por subsidência relativamente calma e acumulação sedimentar, que perdurou até o Jurássico Superior, esta bacia portou-se como uma sinéclise e, a partir daí, com o extravasamento dos colossais volumes de lavas predominantemente basálticas que capeiam os sedimentos acumulados na primeira fase, a bacia adquiriu as características de uma anfíclise (Almeida, 1981).

A Bacia do Paraná localiza-se no centro-leste da América do Sul e cobre uma área de cerca de 1,600.000 km², conforme representado na Figura 3.2 (Melfi et al, 1988). É uma bacia intracratônica com a forma de um “J” e com um alinhamento NE relacionado com reativação de estruturas tectônicas antigas do embasamento, as quais promoveram localmente uma grande subsidência ao longo das direções NNE, NE e NW. As mais importantes características tectônicas são estruturas alongadas positivas (arcos). Estes arcos geralmente estão ao redor da bacia, exceto na margem continental

No Estado do Rio Grande do Sul a porção sedimentar da Bacia do Paraná é formada por rochas pertencentes aos Grupos Itararé, Passa Dois e São Bento, abrangendo um intervalo que se estende do Permiano ao Jurássico. O afloramento destas rochas na porção central do Rio Grande

do Sul origina uma faixa arqueada, de direção leste-oeste infletida para sul. Este afloramento coincide com a região geomorfológica da Depressão Central Gaúcha (Depressão Rio Jacuí e Depressão Rio Ibicuí-Rio Negro) que constitui parte do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares (vide item 3.3.3).

Abrangendo grande parte do norte do estado, as rochas vulcânicas básicas e ácidas, do Juro-cretáceo constituem a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Em alguns locais estas rochas estão recobertas por rochas sedimentares do Terciário (Formação Tupanciretã). Esta área constitui as regiões geomorfológicas denominadas de Planaltos das Araucárias, das Missões e da Campanha que fazem parte do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares.

O Quadro 3.1 apresenta a coluna estratigráfica do Rio Grande do Sul, com as denominações dos períodos, grupos e formações. Em anexo, apresentam-se as principais rochas e sedimentos associados a estes grupos e formações geológicas (Adaptado de IBGE, 1986; DNPM, 1989; Maciel Filho, 1996).

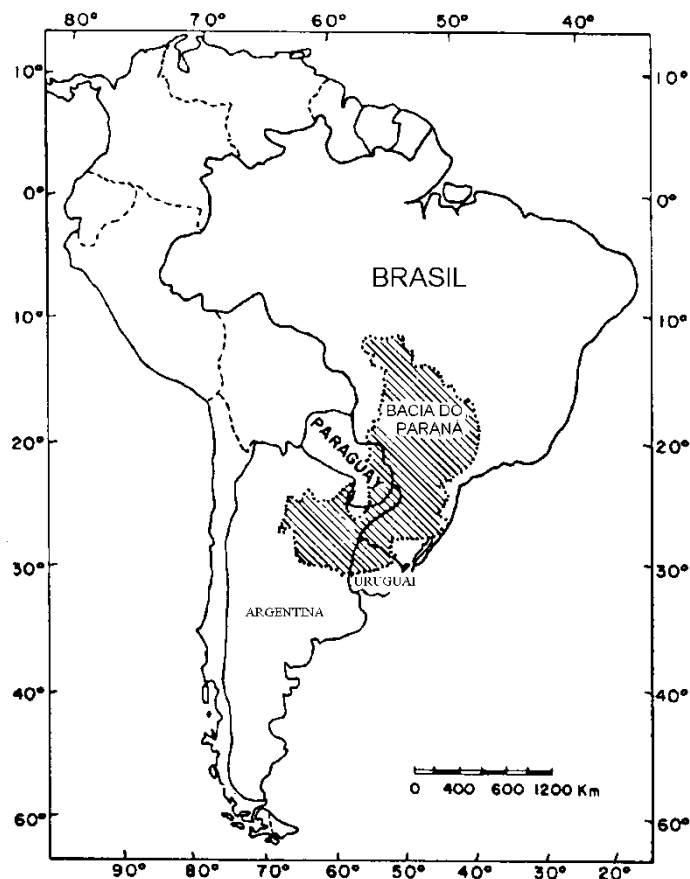


Figura 3.2 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (Melfi et al, 1988)

Quadro 3.1 – Coluna Estratigráfica do Rio Grande do Sul (Adaptado de IBGE, 1986; DNPM, 1989; Maciel Filho, 1996).

ERA	PERÍODO	GRUPO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	OBS	
Cenozóico	Quaternário 0,01 MA.		Depósitos Fluviais (recentes)	1	
			Barreiras (dunas eólicas)	2	
			Planície Lagunar	3	
			Leques Aluviais	4	
	Terciário 70 MA.		Hiato		
			Formação Santa Tecla	5	
Mesozóico	Jurocretácio 150 MA.	São Bento	Formação Serra Geral	7	
			Formação Jaguarão	8	
			Formação Botucatu	9	
	Triássico 220 MA.		Formação Caturrita	10	
			Formação Santa Maria	11	
			Formação Rosário do Sul	12	
			Formação Caneleiras	13	
Paleozóico	Permiano 270 MA.	Passa Dois	Formação Rio do Rasto	14	
			Formação Estrada Nova	15	
			Formação Irati	16	
		Guatá	Formação Palermo	17	
			Formação Rio Bonito	18	
		Itararé	Grupo Itararé Indiviso (Rio do Sul)	19	
	Hiato				
	Cambro-ordoviciano 500 MA.	Camaquã	Formação Guaritas	20	
			Formação Santa Bárbara	21	
			Complexo Granítico Dom Feliciano	22	
Comp. Gran. Encruzilhada do Sul			23		
Pré-cambriano 3,500 MA.	Maricá	Formação Acampamento Velho	24		
		Formação Cerro dos Martins	25		
		Formação Pessegueiro	26		
	Porongos	Formação Cerro da Árvore	27		
		Subgrupo Cerro das Madeiras	28		
		Grupo Porongos Indiviso	29		
		Complexo Canguçu	30		
	Hiato				
				Compl. Vulcano-sedimentares (Vacacaí)	31
				Complexo Cambaí	32
Complexo Granulítico Santa Maria Chico				33	
Gnaisse Encantadas				34	
Compl. Metamórfico Várzea do Capivarita				35	

Continuação do Quadro 3.1

Obs.	Aspectos Litológicos
1	Depósitos fluviais sub-atuais indiferenciados. Cascalhos e areias de canais fluviais e lamias de planícies de inundação.
2	Depósitos de dunas eólicas costeiras recobrimdo sedimentos praias e marinho raso. Areias quartzosas finas a médias, avermelhadas, bem selecionadas.
3	Depósitos lagunares, flúvio-lagunares e paludais. Areias síltico-argilosas, mal selecionadas, cor creme.
4	Depósitos gravitacionais de encosta (eluviões e coluviões). Conglomerados, diamectitos, arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos.
5	Arenitos e raros conglomerados, avermelhados, quartzosos e friáveis.
6	Arenitos avermelhados finos a médios com níveis esparsos de argila avermelhada. Ambiente fluvial. Ocorrem sobre os basaltos da Formação Serra Geral.
7	Riodacitos porfíricos de cor cinza acastanhada, riolitos africanos de cor cinza clara a média, basaltos a andesitos toleíticos de cor cinza-escuro a preto acinzentada. Disjunção colunar dominante e intercalações de arenitos eólicos (intertrapp).
8	Dacitos e riodacitos vítreos de cor preta.
9	Arenitos de cor rosa clara finos a médios, com estratificação cruzada acanalada de grande porte. Ambiente eólico.
10	Arenitos avermelhadas e lentes de siltitos. Ambiente fluvial.
11	Argilitos sílticos e siltitos arenosos de cor vermelha.
12	Arenitos avermelhados, finos a médios, quartzosos.
13	Depósitos continentais fluviais anastossomados com sistema lacustino restrito. Constituído por arenitos finos a médios, arenitos conglomeráticos, siltitos e argilitos.
14	Arenitos finos, bem selecionados, lenticulares; siltitos e argilitos esverdeados, bordôs ou avermelhados.
15	Argilitos, folhelhos e siltitos cinza a cinza escuros ou pretos com lentes arenosas calcíferas.
16	Argilitos, folhelhos cinza escuros a pretos, pirobetuminosos.
17	Siltitos e lamitos com cores amareladas ou esverdeadas quando intemperizados; ocorrem também níveis de arenitos.
18	Arenitos quartzosos ou arcoseanos, folhelhos carbonosos associados a camadas de carvão.
19	Folhelhos, argilitos, rítmicos, arenitos finos, diamectitos e varvitos.
20 – 21	Depósitos molássicos resultantes dos eventos tectônicos. Conglomerados, arenitos finos a médio, arenitos conglomeráticos.
22 – 23	Rochas graníticas: granitos, sienogranitos, monzogranitos, granitóides e granodioritos.
24-25-26	Rochas vulcano-sedimentares com vulcanismo intermediário a ácido subordinado na base e predominante no topo. Formação Pessegueiro: arenitos e arenitos conglomeráticos. Formação Cerro dos Martins: conglomerados, arenitos e siltitos rítmicos (rochas vulcano-sedimentar). Formação Acampamento Velho: riolitos, riodacitos, brechas vulcânicas e detritos vulcânicos (rochas vulcânicas ácidas).
27-28-29-30	Compreende uma unidade vulcano-sedimentar e uma metasedimentar. O metaformismo dominante é o de fácies xisto verde. As rochas principais são a biotita xisto, andaluzita xisto, muscovita xisto, metandesitos e metadacitos.
31	Seqüência metavulcano-sedimentares com grau de metamorfismo xistos verdes dominantes. Peridotitos, piroxenitos, metabasaltos, xistos, filitos, ardósias.
32	Granitóides gnáissicos e gnáisses acinzentados.
33-34-35	Gnaisses quartzo feldspático e máficos, biotita-horblenda gnaisses, compl. gnáissico.

3.2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

No Brasil a Bacia do Paraná cobre uma área de aproximadamente 1,000.000 km² (Schneider et al. 1974). Os sedimentos gonduânicos da Bacia Sedimentar do Paraná estendem-se deste o Grupo Itararé até o Grupo São Bento, conforme esquematizado no Quadro 3.1. A Figura 3.3 apresenta parte do mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul, com destaque para área de interesse deste estudo (adaptado de DNPM, 1989).

A área de estudo encontra-se associada à região da escarpa da Serra Geral do Estado do Rio Grande do Sul. Nesta região estão em contato as rochas e sedimentos pertencentes ao Planalto e Depressão Central que fazem parte da Província Paraná.

A região da Depressão Central é constituída por rochas sedimentares mesozóicas em contato com a zona da encosta do Planalto, denominada de Serra Geral. Este contato é caracterizado por declives acentuados, onde são freqüentes os movimentos de massa (coluvionamentos, deslizamentos, queda de blocos, etc).

A seqüência estratigráfica do Rio Grande do Sul a partir da base é constituída por rochas cristalinas e cristalofianas do pré-cambriano (Escudo), capeadas em parte por formações sedimentares mais modernas. Depositados sobre o Escudo existe uma coluna estratigráfica sedimentar que vai do Carbonífero ao Cretáceo. As litologias de maior interesse para este estudo tiveram início no mesozóico, pela deposição dos sedimentos Triássicos fluviais da Formação Rosário do Sul, já influenciados pelos eventos que antecedem a abertura do Atlântico Sul (Gamermann, 1973). Neste período ocorreu também a deposição dos sedimentos da Formação Santa Maria. Segundo Bortoluzzi (1974) esta formação pode ser dividida em duas: a primeira denominada de Formação Santa Maria - fácies Alemoa; e a segunda, denominada de Formação Santa Maria - fácies Passo das Tropas. Na região central do estado ocorrem os arenitos e lutitos de origem fluvial que constituem a Formação Caturrita (Medeiros, 1980), e arenitos eólicos que constituem a Formação Botucatu. No período Jurássico teve início evento vulcânico fissural que originou os basaltos, os riolitos e riodacitos da Formação Serra Geral. Este evento perdurou até o Cretáceo, com depósitos eólicos de arenitos entre os derrames vulcânicos (*intertrapes*). Cobrindo os derrames no Terciário ocorreu a deposição de arenitos da Formação Tupanciretã.

A Figura 3.4 apresenta 2 perfis transversais morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul, apresentando a seqüência das litologias e suas correspondentes unidades geomorfológicas. As principais litologias envolvidas nos processos de instabilidade associados às escarpas mostradas nestes perfis são descritas a seguir.

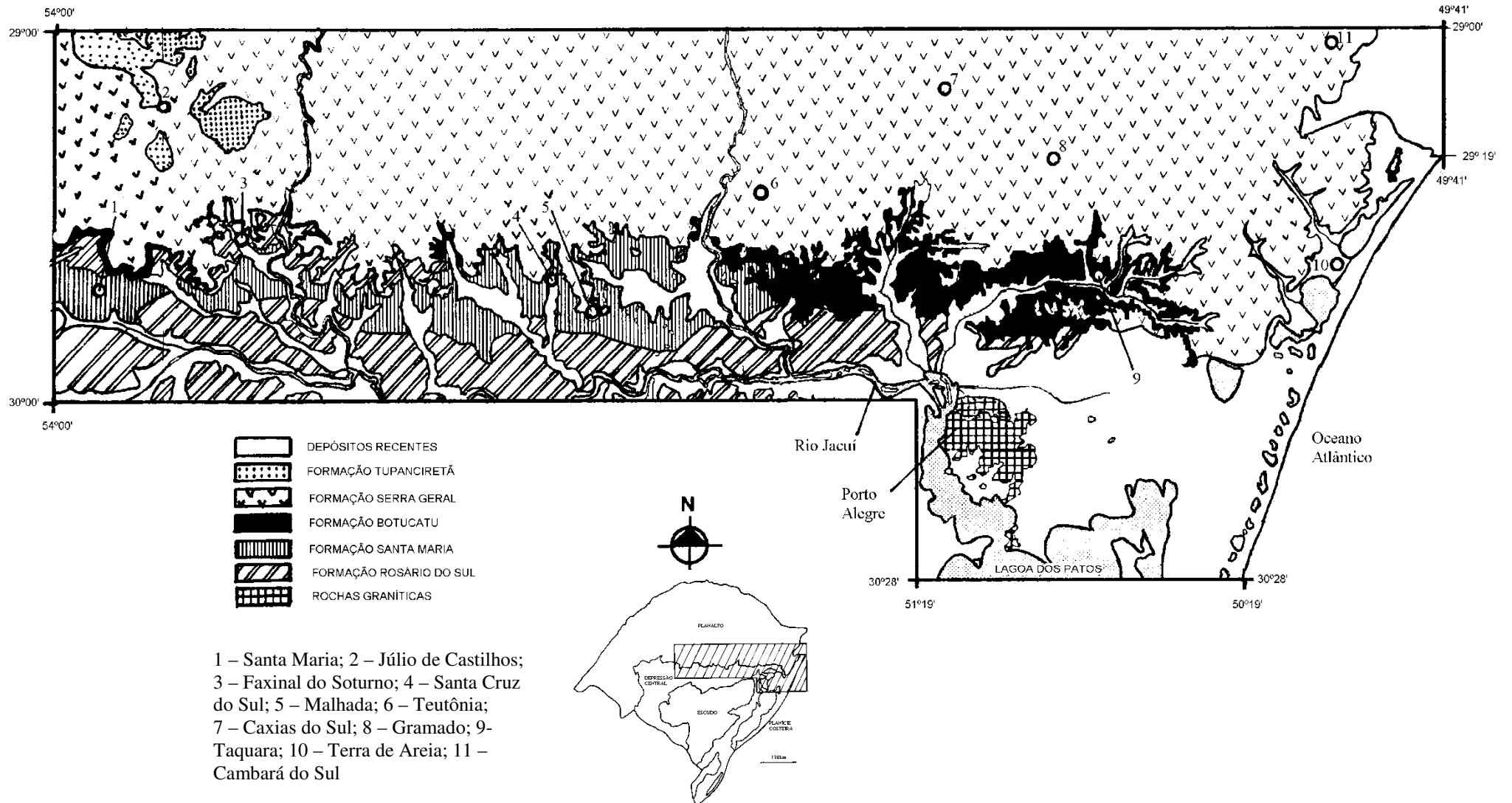


Figura 3.3 – Mapa geológico da área estudada (modificado de DNPM, 1989)

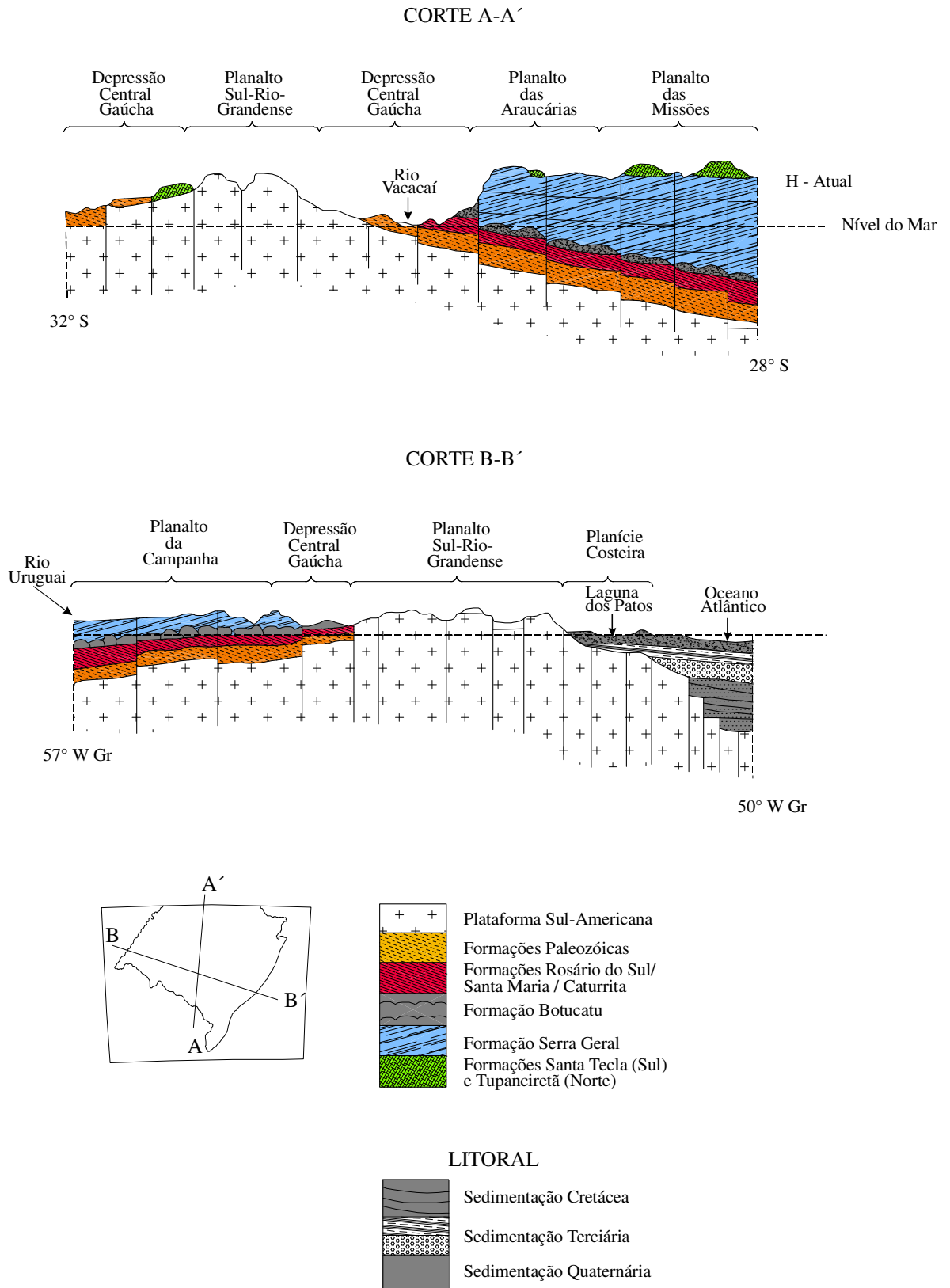


Figura 3.4 – Perfis transversais morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul (modificado de IBGE, 1986).

3.2.1 Formação Rosário do Sul

A Formação Rosário do Sul é constituída basicamente por arenitos finos a médios, de cor vermelha, rosa, amarela e esbranquiçada. Apresentam proporções variáveis de argila e silte, em geral ferruginosos ou levemente calcíferos com matriz argilosa. Os arenitos são essencialmente quartzosos, sendo que o feldspato é constituinte subsidiário e a presença de mica é comum. São freqüentes as intercalações de camadas de siltitos principalmente arenosos e siltitos argilosos, com espessuras pouco significativas (Costanzo Jr et al, 1978).

As características litológicas e de sedimentação desta formação indicariam origem em ambiente continental fluvial, apresentando uma estratificação cruzada acanalada ou paralela, contendo fraturas (Schneider et al, 1974). Esta formação passa transicionalmente no topo para a Formação Santa Maria. Ocorre deste o sudoeste do estado na região da cidade Rosário do Sul até as proximidades de Porto Alegre, apresentando um relevo suave, levemente ondulado, com colinas arredondadas, sem grandes desníveis na topografia. A Foto 3.1 apresenta um perfil da Formação Rosário do Sul no município de Canoas onde as suas características geológica-geotécnicas foram estudadas por Pinheiro (1991).

3.2.2 Formação Santa Maria

Segundo Bortoluzzi (1974), esta formação apresenta duas fácies distintas, denominadas de fácies Passo das Tropas e fácies Alemoa. A Formação Santa Maria, fácies Passo das Tropas (parte inferior da formação), é constituída por arenitos conglomeráticos avermelhados ou amarelados, friáveis, feldspáticos, contendo seixos e grânulos de quartzo arredondados e clastos de argila e siltito, em tonalidade vermelho e púrpura, com crostas fragmentadas de limonita em alguns locais. A estrutura mais freqüente é a estratificação planar de origem fluvial. Esta formação basal passa transicionalmente no topo para a Formação Santa Maria, fácies Alemoa. Considera-se como contato o nível em que se começam os folhelhos avermelhados.

A Formação Santa Maria, fácies Alemoa, é constituída por siltitos argilosos maciços, vermelho tijolo, algo micáceos, portadores de concreções calcíferas irregulares, pobre em estruturas primárias, sendo seus argilo-minerais do grupo das montmorilonitas. Esta formação freqüentemente apresenta-se nas encostas dos morros cujos topos são mantidos pelas formações sobrejacentes Caturrita, Botucatu e Serra Geral (Maciel Filho, 1990).

Esta formação passa discordantemente para a Formação Caturrita, verificando-se um paleosolo que delinea perfeitamente a superfície de discordância acompanhando suas ondulações. A faixa de ocorrência desta formação se verifica numa extensão de 250km em direção leste-oeste, e a amplitude da mesma é bem reduzida na direção norte-sul. Quando ocorre a inflexão da Depressão Central para sudoeste, à oeste, da mesma forma que à leste na região de

Taquari, esta formação perde sua continuidade. A Foto 3.2 situada no trevo entre as rodovias BR-287 e BR-158 em Santa Maria apresenta o contato entre as Formações Santa Maria (fácies Alemoa) e Caturrita.

3.2.3 Formação Caturrita

As primeiras referências a esta formação realizadas por Bortoluzzi (1974), caracterizaram esta unidade como sendo uma fácies fluvial-lacustre da Formação Botucatu. Medeiros (1980) e posteriormente Jabur (1985) elevaram esta unidade à categoria de formação. Os sedimentos da Formação Caturrita teriam se originado em condições fluviais e de planície de inundação, similares as condições de deposição da Formação Rosário do Sul. Esta formação passa, no topo, discordantemente para os arenitos eólicos da Formação Botucatu

A Formação Caturrita, segundo Maciel Filho (1990), apresenta duas fácies: uma psamítica (arenosa) e outra pelítica (argilosa e siltica). Os arenitos são as rochas mais comuns desta formação, apresentando uma composição essencialmente quartzosa, com algum feldspato e mica. Os arenitos variam de muito fino a conglomerático, possuem cores avermelhadas e secundariamente amareladas e esbranquiçadas. Esta formação na parte inferior apresenta um conglomerado com níveis calcificados, clastos irregulares de siltito vermelho, nódulos e fragmentos calcíferos de tamanho variável. Siltitos e folhelhos aparecem sob forma de lentes ou em níveis mais ou menos persistentes que adquirem importância local. Os siltitos são argilosos, micáceos, ocasionalmente calcíferos, predominantemente vermelho púrpura. Os argilo-minerais predominantes são a montmorilonita e illita. Esta formação constitui o primeiro degrau para a subida do planalto, sendo responsável pelo capeamento das plataformas convexas, apresentando vertentes suaves, mas mais íngremes que as formações anteriores (Costanzo Jr. et al, 1978).

3.2.4 Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída por arenitos finos a médios, com grãos sub-angulares e arredondados de superfície fosca, essencialmente quartzosos, sendo comum a presença de feldspatos. A impregnação por óxidos de ferro é responsável pela cor, predominantemente avermelhada ou amarelada, e por parte da cimentação. Estes arenitos eólicos (fácies eólica da Formação Botucatu *strictu sensu* – Bortoluzzi, 1974) apresentam uma estratificação cruzada de alto ângulo. Esta formação inclui tanto o arenito eólico pré-basal quanto o intertrapeano com espessura expressiva.

A Formação Botucatu constitui uma faixa de afloramento contínua no Estado Rio Grande do Sul desde a fronteira com o Uruguai, na região de Santana do Livramento, até a Lagoa dos Quadros a leste. Exposições isoladas ocorrem também na área central do estado (Candelária,

Santa Cruz do Sul) e na costa leste (Torres). Estes arenitos estão em grande parte recobertos pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Segundo Costanzo Jr et al (1978) o contato entre o arenito Botucatu e a Formação Serra Geral é discordante. Atividades erosionais anteriores aos derrames foram intensas, existindo até a possibilidade de contato direto entre as lavas basálticas e as rochas sedimentares mais antigas. A Foto 3.3 mostra a exploração de uma pedreira de arenito Botucatu na localidade de Morungava, Gravataí e o morro testemunho do Itacolomi.

3.2.5 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral recobre uma área significativa do estado, constituindo-se numa sucessão de corridas de lavas, apresentando na sua porção inferior composição predominantemente básica, e uma seqüência superior constituída por rochas vulcânicas ácidas. Diques, sills, corpos irregulares de diabásio e arenitos *intertraps* têm ocorrência generalizada nesta área (IBGE, 1986).

A Formação Serra Geral é a unidade de maior expressão em área dentre aquelas encontradas no estado. A sua seqüência basal, constituída por rochas vulcânicas básicas, apresenta distribuição delimitada, a leste e a sul, por escarpas que configuram os limites do Planalto das Araucárias. Para o oeste estas escarpas são topograficamente mais amenas, encontrando-se esta seqüência na região de Uruguaina, onde constituem o chamado Planalto da Campanha. As rochas da seqüência ácida encontram maior distribuição na região que contorna a borda do Planalto das Araucárias, principalmente a nordeste, estendendo-se para o oeste até a região de Santiago. Os arenitos *intertraps* ocorrem intercalados na seqüência básica de maneira eventual, sob a forma de lentes ou camadas de maior continuidade lateral.

Sartori et al (1975) identificaram na região de Santa Maria, na parte central do estado, em torno de 5 derrames, muitos apresentando-se incompletos preenchendo vales de uma paleotopografia acidentada. Nesta mesma região Sartori e Maciel Filho (1976) cartografaram, capeando as rochas basálticas, uma seqüência de rochas vulcânicas ácidas, que foram caracterizadas como granófiros e vitrófiros. Figueró et al (1998) identificaram na região entre Terra de Areia e Aratinga (leste do estado) uma seqüência de 19 derrames vulcânicos (11 derrames básicos e 8 derrames ácidos). Estes derrames apresentam variações tanto na orientação como na intensidade do fraturamento, em geral muito intenso originado pelo resfriamento diferencial da lava e do alívio de tensões provocado pelo milenar processo de formação dos vales.

As rochas vulcânicas básicas são constituídas essencialmente de basaltos, andesitos, basaltos com vidro e brechas vulcânicas e sedimentares. Já as rochas de composição ácida são

basicamente compostas por basaltos pórfiros, dacitos e riocacitos felsíticos, riolitos felsíticos e os fenobasaltos vítreos. A Foto 3.4 apresenta a porção intermediária de um derrame basáltico na RS-122, município de Portão.



Foto 3.1 – Formação Rosário do Sul – Rodovia Tabai – Canoas, BR-392.



Foto 3.2 – contato entre as Formações Caturrita e Santa Maria – BR-158, Santa Maria.



Foto 3.3 – Formação Botucatu: morro testemunho e pedreira, município de Gravataí

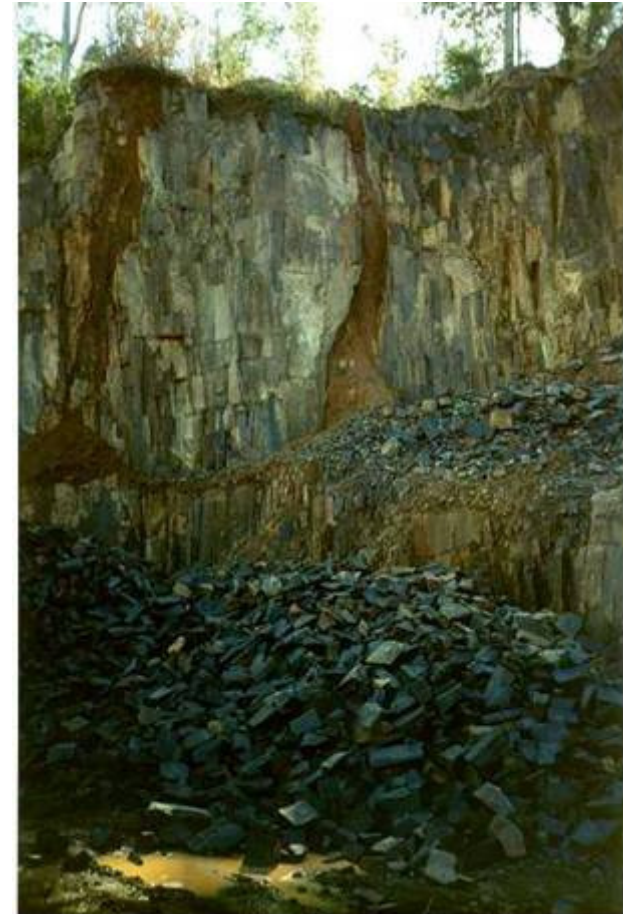


Foto 3.4 – Formação Serra Geral – pedreira de basalto com disjunção colunar, município de São Sebastião do Caí.

3.3 GEOMORFOLOGIA

O Estado do Rio Grande do Sul apresenta uma variedade morfoestrutural que reflete os tipos de rochas do embasamento cristalino, da bacia do Paraná e os sedimentos quaternários do litoral. Foram identificados *3 grandes domínios morfoestruturais*, que são constituídos por uma série de arranjos de relevos regionais e relacionados entre si por fatores climáticos ou paleoclimáticos. Os domínios morfoestruturais foram divididos em *7 regiões geomorfológicas*. Estas regiões geomorfológicas comportam conjuntos de forma de relevo fisionomicamente semelhantes em seus modelados, resultantes de processos morfogéticos diversos, englobando em *12 unidades geomorfológicas*. Portanto os condicionantes mais gerais da morfogênese de uma região são as relações com as características do clima e da geologia.

De acordo com os princípios metodológicos adotados pelo Projeto RADAMBRASIL (IBGE, 1986) a compartimentação geomorfológica do estado apresenta três categorias distintas, tanto quanto aos critérios que a justificam como aos aspectos gerais do relevo em si. O primeiro grande táxon (ordenação e hierarquização dos fatos geomorfológicos) denomina-se domínio morfoestrutural, que comporta várias regiões geomorfológicas (segundo táxon), que por sua vez admitem subdivisões que se referem às unidades geomorfológicas (terceiro táxon).

O Quadro 3.2 apresenta a compartimentação do relevo do Estado do Rio Grande do Sul adotada no mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL. Verifica-se que o primeiro táxon que define os domínios morfoestruturais correspondem às províncias geológicas.

Os domínios morfoestruturais referem-se a amplas áreas, que abrangem variadas formas de relevo, muitas vezes, com grandes diferenciações geomorfológicas. Sendo necessário que os domínios sejam subdivididos em várias regiões geomorfológicas que se caracterizam por uma compartimentação reconhecida regionalmente, sendo identificadas e correlacionadas com aspectos fitoecológicos e pedológicos bem evidentes. Por sua vez a região geomorfológica pode comportar subdivisões, por apresentar uma compartimentação muito individualizada por grandes diferenciações quanto ao tipo de modelado, da formação superficial e do comportamento da drenagem (dissecação), permitindo subdividi-la em várias unidades geomorfológicas. A Figura 3.5 apresenta os domínios morfoestruturais e os principais rios do estado (IBGE, 1986).

Esta nova sistematização adotada para a compartimentação geomorfológica do estado é muito mais completa e eficiente, apresentando uma hierarquia taxonômica na ordenação dos fatos geomorfológicos. Até então, a divisão mais adotada para a compartimentação foi a proposta por Carraro et al (1974), que dividia o estado em 4 províncias geomorfológicas denominadas Planalto, Depressão Periférica, Escudo Sul Rio-Grandense e Planície Costeira. Esta mesma

divisão foi reconhecida por Menegat et al (1998) para os quatro grandes domínios morfoestruturais do estado.

Quadro 3.2 – Compartimentação do relevo do Estado do Rio Grande do Sul (IBGE, 1986).

Províncias geológicas	Domínios morfoestruturais	Regiões geomorfológicas	Unidades geomorfológicas
Costeira	Depósitos Sedimentares	Planície Costeira Externa	Planície Marinha
		Planície Costeira Interna	Planície Lagunar
			Planície Alúvio-Coluvionar
Paraná	Bacias e Coberturas Sedimentares	Planalto das Araucárias	Planalto dos Campos Gerais
			Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai
			Serra Geral
			Patamares da Serra Geral
		Planalto das Missões	Planalto de Santo Ângelo
		Planalto da Campanha	Planalto de Uruguaiana
		Depressão Central Gaúcha	Depressão Rio Jacuí
			Depressão Rio Ibicuí-Rio Negro
Mantiqueira	Embasamento em Estilos Complexos	Planalto Sul-Rio-Grandense	Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul
			Planalto Rebaixado Marginal

Dos três domínios morfoestruturais que ocorrem no Estado do Rio Grande do Sul, a área de maior interesse relacionada a esta pesquisa, enquadra-se dentro do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares, principalmente nas regiões geomorfológicas do Planalto das Araucárias (unidades geomorfológicas Serra Geral e Patamares da Serra Geral) e Depressão Central Gaúcha (unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí). As encostas deste planalto que constituem a Serra Geral, apresentam uma largura que varia de 1km a 30km. As unidades geomorfológicas que constituem os três domínios morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul estão representados na Figura 3.6.

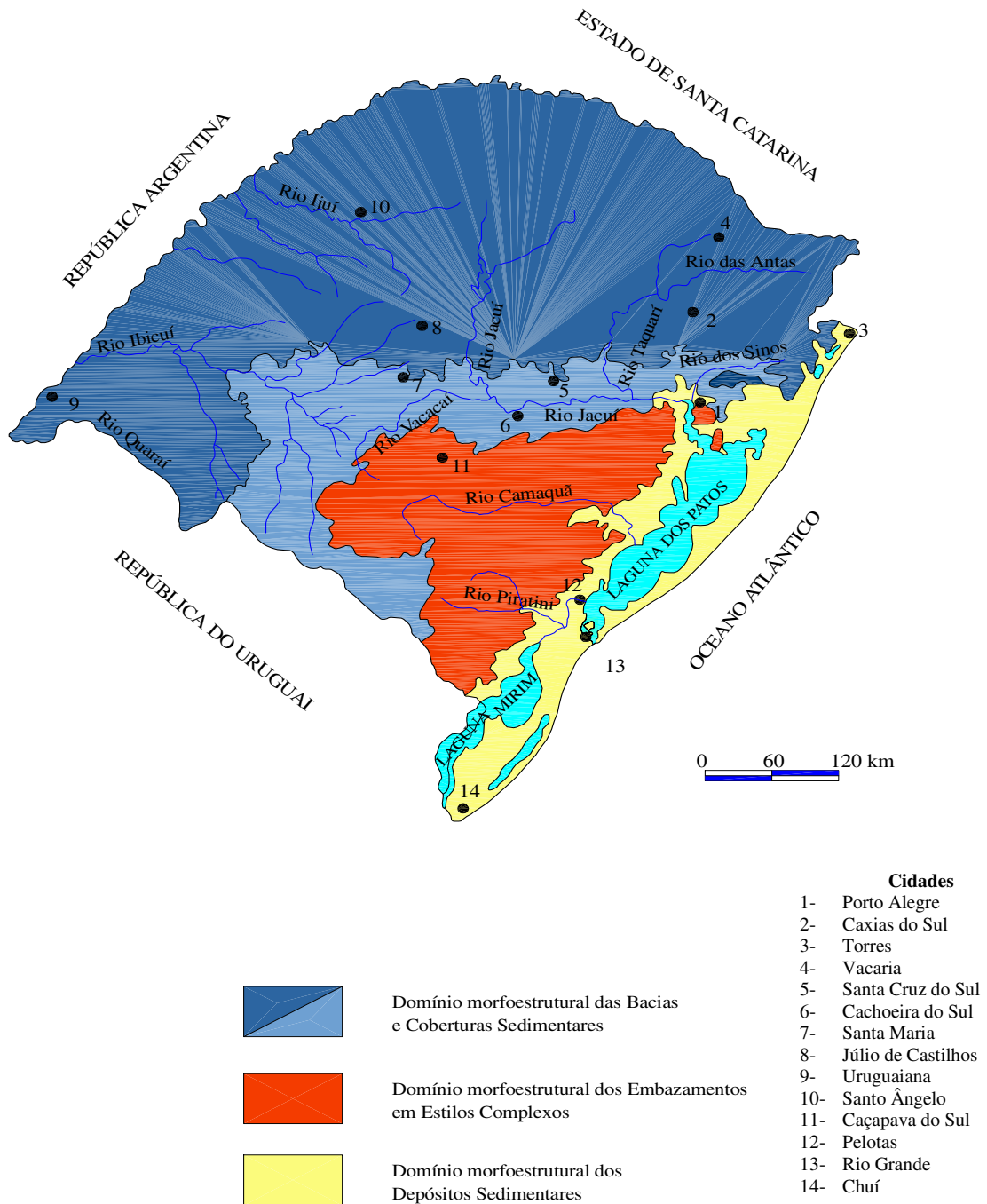


Figura 3.5 – Mapa apresentado os domínios morfoestruturais e os principais rios e cidades do Estado do Rio Grande do Sul (Adaptado de IBGE, 1986).

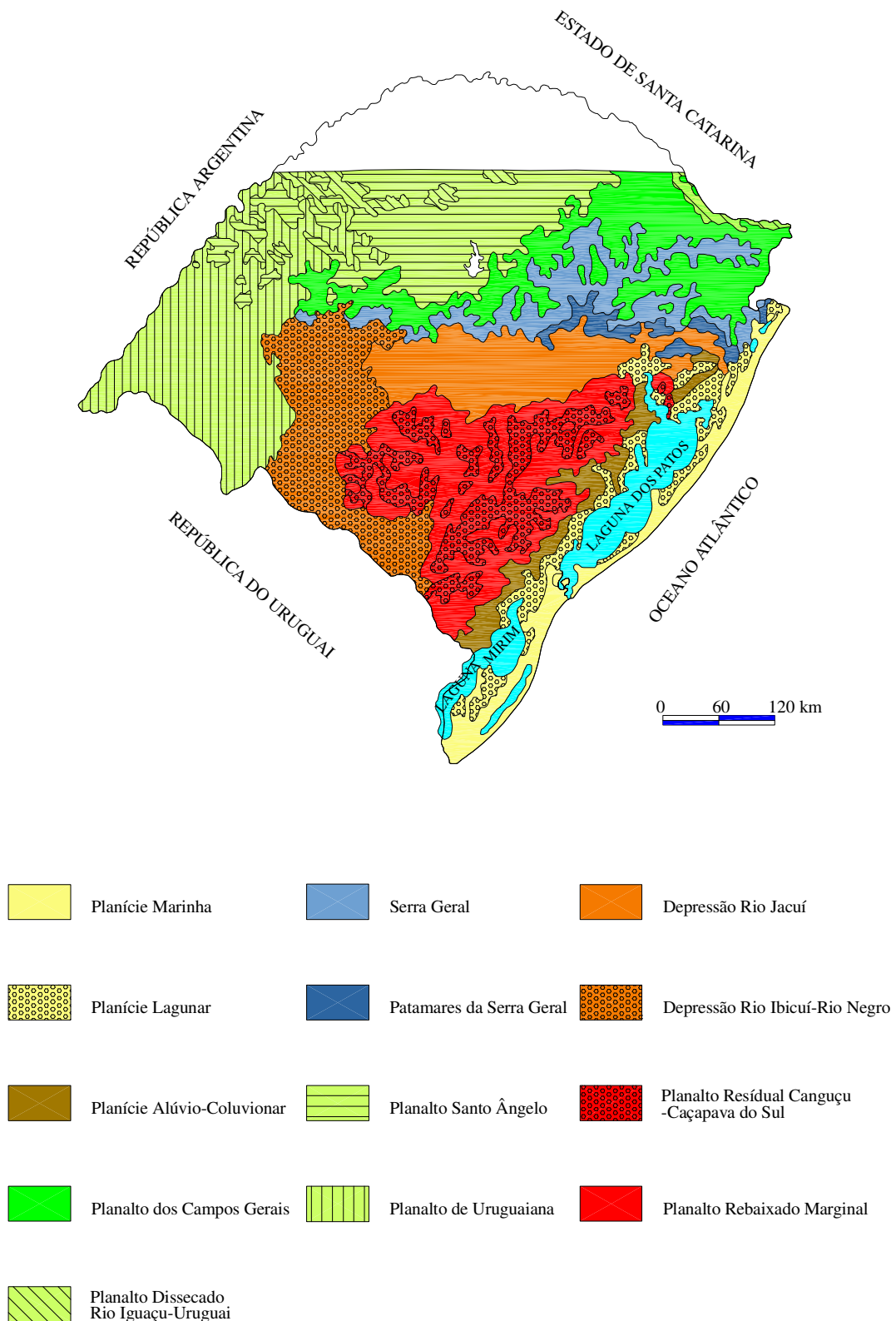


Figura 3.6 – Unidades geomorfológicas que constituem os 3 domínios morfoestruturais do Estado do Rio Grande do Sul (adaptado de IBGE, 1986).

3.3.1 Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares

O Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares desenvolve-se de forma contínua ao longo da costa, desde a localidade de Torres, no extremo norte, até o Chuí, no extremo sul. Constituem-se em amplas e extensas planícies costeiras, numa superfície plana (cotas entre 1m e 25m), alongada, de direção geral nordeste-sudeste, alargando-se para sul, onde se registram as maiores áreas lagunares (IBGE, 1986; CECO, 1984).

A região geomorfológica Planície Costeira Externa que engloba a unidade Planície Marinha corresponde à faixa mais externa, a leste do Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares. Esta região é formada por depósitos marinhos e eólicos, predominando os solos arenosos, dunas e areias quartzosas.

A região geomorfológica Planície Costeira Interna constitui uma área baixa entre a unidade Planície Marinha a leste e os relevos planálticos a oeste. São formados por depósitos de origem continental e dunas. Esta região abrange duas unidades geomorfológicas: Planície Lagunar e Planície Alúvio-Coluvionar. Na unidade Planície Lagunar estão localizados os mais extensos lagos do país, onde dominam os modelados de acumulação – planícies e terraços lacustres. A unidade Planície Alúvio-Lagunar a leste está em contato com os relevos da Regiões Geomorfológicas Planalto das Araucárias e Sul Rio-Grandense. Esta unidade apresenta uma superfície plana, inclinada suavemente para o leste, na área de influência continental ocorrem convergência de leques coluviais de espraiamento, cones de dejeção e concentração de depósitos de enxurradas (modelados planos ou embaciados). A Foto 3.5 apresenta a Planície Costeira com destaque para as dunas litorâneas e morro testemunho constituído por arenito, na base, e basalto no topo, na praia da Guarita, Torres. Este morro indica a posição de uma antiga linha de escarpa do Planalto.



Foto 3.5 – Planície Costeira e morro testemunho – Praia da Guarita, Torres.

3.3.2 Domínio Morfoestrutural do Embasamento em Estilos Complexos

O Domínio Morfoestrutural do Embasamento em Estilos Complexos engloba a área correspondente à Província Mantiqueira, constituída pelas rochas mais antigas, pré-cambrianas do embasamento cristalino, metamorfizadas, falhadas e dobradas. Ocorrem também rochas graníticas intrusivas, depósitos sedimentares com intercalações de rochas andesítica e riolíticas. Coberturas paraplateformais de origem fluvial constituídos por conglomerados, arenitos e lutitos do Grupo Camaquã também podem ser encontrados (IBGE, 1986; DNPM, 1989).

A complexidade geológica da área se revela no relevo através de uma heterogeneidade de tipos dissecados, onde não se observa a predominância de um tipo sobre o outro. Ocorrem relevos planálticos, entrecortados por vários relevos estruturais, residuais como estruturas falhadas. No estado a região geomorfológica Planalto Sul Rio-Grandense pertence a este domínio. Esta região divide-se em duas unidades geomorfológicas: Planaltos Residuais de Canguçu-Caçapava do Sul que se apresentam dissecado em formas de colinas, com áreas de topo plano incipientemente dissecados e Planalto Rebaixado Marginal que se apresenta por uma superfície dissecada, configurando colinas, interflúvios tabulares e cristas com relevos inferiores ao anterior. A Foto 3.6 apresenta os morros de origem granítica em Porto Alegre com os vales preenchidos por sedimentos lacustres, que fazem parte da Província Costeira (Menegat et al, 1998) .



Foto 3.6 – Morros graníticos/gnaíssicos do embasamento cristalino ao sul de Porto Alegre.

3.3.3 Domínio Morfoestrutural das Bacias e Formações Sedimentares

O Domínio Morfoestrutural das Bacias e Formações Sedimentares é o mais extenso do estado, aproximadamente ocupando uma área de mais de 60% (IBGE, 1986). A leste está em contato com o Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares através de um relevo escarpado, regionalmente denominado de Aparados da Serra. Para nordeste, sul e sudoeste o tipo de contato com o Domínio Morfoestrutural de Embasamentos em Estilos Complexos efetua-se por relevos mais rebaixados.

O embasamento geológico deste domínio corresponde à Província Paraná. Esta província é constituída por rochas da Bacia do Paraná, onde as formas do relevo foram esculpidas tanto em litologias da fase de sedimentação paleozóica e mesozóica quanto da fase predominantemente vulcânica, juro-cretácea, e posterior cobertura terciária (Schneider et al, 1974; IBGE, 1986). A área composta pelas litologias juro-cretáceas, referentes ao evento de intenso e extenso vulcanismo fissural, que constituem a Formação Serra Geral, geomorfologicamente traduz-se por um vasto planalto do tipo monoclinal, cujas cotas altimétricas decaem para oeste, em direção ao rio Uruguai, de modo geral de 1200m para 100m. Os relevos planálticos, predominantemente desenvolvidos sobre rochas vulcânicas, compreendem três regiões geomorfológicas: Planalto das Araucárias, Planalto das Missões e Planalto da Campanha.

Os processos intensos e sucessivos de erosão que atuaram sobre o espesso pacote de rochas vulcânicas provocaram o contínuo recuo da linha de escarpa, principalmente nas áreas periféricas do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares em contato com o Domínio Morfoestrutural dos Embasamentos em Estilos Complexos. Este recuo resultou na formação de um vão deprimido, de posição interplanáltica, com uma largura que varia de 2km a 30km. Esta área interplanáltica compreende a região geomorfológica Depressão Central Gaúcha. As rochas sedimentares mesozóicas e em especial as paleozóicas são as litologias predominantes, apresentando formas de relevos convexas, regionalmente conhecidas como coxilhas, constituindo uma dissecação homogênea (Hausman, 1995).

O contato entre a superfície planáltica, constituída especialmente por rochas vulcânicas, com a interplanáltica composta por rochas sedimentares mesozóicas e paleozóicas principalmente, ocorre de modo bem pronunciado, especialmente a nordeste, cuja área é conhecida regionalmente como Aparados da Serra. A sul, com direção geral leste-oeste, o escarpamento é menos pronunciado, chegando a desaparecer na porção centro-oeste, voltando a ser marcante a sul do mesmo.

Deste domínio morfoestrutural as regiões mais importantes para este estudo pertencem à região geomorfológica Planalto das Araucárias, especificamente nas unidades geomorfológicas

Planalto dos Campos Gerais, Serra Geral e Patamares da Serra Geral; e a região geomorfológica Depressão Central Gaúcha na unidade Depressão Rio Jacuí.

3.3.1.1 Região Geomorfológica Planalto das Araucárias

Esta região geomorfológica corresponde à porção oriental deste domínio morfoestrutural. As formas de relevo foram esculpidas especialmente em rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral, que ocorrem capeando as rochas vulcânicas básicas que correspondem, geralmente, aos relevos mais conservados dessa região. As características geomorfológicas desta região são bastante heterogêneas, variando desde formas de relevo amplas e aplanadas até o nível mais profundo de entalhamento, registrando 620m de aprofundamento na área dos Aparados da Serra. Essa diversidade nas características geomorfológicas é bastante visível na imagem de radar, apresentando-se bem individualizadas a nível de unidade geomorfológica, como ilustra a Figura 3.7 (IBGE, 1986). Nessa região foram identificadas 4 unidades geomorfológicas: Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai, Serra Geral e Patamares da Serra Geral.

(a). Unidade Geomorfológica Planalto dos Campos Gerais

Esta unidade é formada por amplas áreas elevadas, onde se registram as maiores cotas altimétricas de todo o domínio. Apresenta-se como uma superfície inclinada, com caimento para oeste. A leste em contato com a unidade geomorfológica Serra Geral, ocorrem as cotas mais elevadas, superiores a 1000m. Mostram um relevo tabular, de platô, apresentando uma drenagem pouco encaixada, refletindo um estágio de dissecação menos desenvolvido. Na imagem de radar (Figura 3.7) esta unidade exibe uma textura mais lisa e menos recortada em relação à dos basaltos. Esta unidade apresenta-se espacialmente descontínua, separadas por áreas de relevo mais dissecados, correspondentes às unidades geomorfológicas do Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai e Serra Geral (IBGE, 1986).

O Planalto dos Campos Gerais caracteriza-se na sua porção oeste por um relevo relativamente plano e conservado, representando superfícies de aplanamento desnudadas retocadas e degradadas. A Foto 3.7 apresenta uma visão dos campos que formam esta unidade na cidade de Cambará. Desenvolvem-se, de modo geral, por extensas áreas nas posições de interflúvio dos rios Caí e Antas e deste o Rio Pelotas em seus altos cursos. Nesta área é comum a ocorrência de linhas estruturais, que estão normalmente ocupadas pelos cursos de água. A leste as formas de relevo de dissecação diferencial são mais intensas, com entalhamentos fluviais mais profundos.



Figura 3.7 – Imagem de radar apresentando a compartimentação das regiões do Planalto das Araucárias (unidades Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai, Serra Geral e Patamares da Serra Geral) e da Planície Costeira (unidade Planície Alúvio-Coluvionar) (IBGE, 1986).

(b). Unidade Geomorfológica Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Negro

Esta unidade ocorre em áreas do extremo nordeste e noroeste do estado de forma descontínua. Desenvolve-se em rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral apresentando uma dissecação bem mais intensa. A Figura 3.7 apresenta a compartimentação desta unidade.

(c). Unidade Geomorfológica Serra Geral

Os terminais escarpados abruptos do Planalto dos Campos Gerais, nas bordas leste e sul, desenvolvidas principalmente sobre rochas vulcânicas básicas constituem a unidade geomorfológica Serra Geral. A borda leste é formada por um relevo escarpado com desníveis elevados de até 1000m. A direção geral deste escarpamento é norte-nordeste/sul-sudoeste, e é denominada Aparados da Serra. Estes constituem os relevos mais abruptos, com presença de vales fluviais de grandes aprofundamentos, adaptados aos sulcos estruturais da área. A Foto 3.8 mostra o detalhe da unidade geomorfológica Planalto dos Campos Gerais e o início do *canyon* do rio Malacara que faz parte dos Aparados da Serra na unidade geomorfológica Serra Geral. Essa borda escarpada muda bruscamente de direção nas proximidades do lago das Malvas, a norte da cidade de Osório. A partir deste ponto inflete para oeste, correspondendo a um escarpamento de orientação geral leste-oeste, paralelo aos traçados dos rios Jacuí e Vacacaí na Depressão Central Gaúcha. Com esta orientação, avança para oeste, em caráter descontínuo, fragmentário, até as proximidades do rio Jaguari Mirim. Esta borda sul é conhecida como Área Serrana (popularmente conhecida como Região Serrana). Constitui um relevo escarpado mais rebaixado, com cotas altimétricas que caem para oeste gradativamente, em direção ao rio Uruguai. A Área Serrana apresenta-se mais festonada, uma vez que sofreu a ação erosiva dos rios de grande porte, que descem das áreas mais elevadas referentes às regiões Planalto das Araucárias e Planalto das Missões. A Figura 3.8 apresenta imagem de radar da área dos Aparados da Serra onde verifica-se a compartimentação muito expressiva desta unidade geológica (IBGE, 1986). Devido as diferenciações geomorfológicas a leste e a sul desta unidade, foram individualizados dois compartimentos: Aparados da Serra e Área Serrana.

Aparados da Serra

Nesta área a escarpa apresenta uma orientação norte-nordeste/sul-sudoeste até aproximadamente o Lago das Malvas, a partir do qual inflete bruscamente para oeste. O relevo escarpado da Serra Geral está em contato com as unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Planície Alúvio-Coluvionar. A Foto 3.9 apresenta uma vista do vale do rio Três Forquilhas no município de Itati.



Figura 3.8 – Imagem de radar apresentando a borda dissecada da Serra Geral (IBGE, 1986).



Foto 3.7 – Planalto dos Campos Gerais – Cambará do Sul.



Foto 3.8 – Serra Geral (Aparados da Serra) – Canyon Malacara.



Foto 3.9 – Vale do rio Três Forquilhas, Itati.

Os Aparados da Serra se constituem em uma escarpa de linha de falha, tendo sua antiga frente já consideravelmente recuada e dissecada. Esse escarpamento expõe várias seqüências de derrames da Formação Serra Geral e na parte inferior das encostas os arenitos da Formação Botucatu. Os rios Mampituba, Três Forquilhas e Maquiné são os principais agentes responsáveis pela maior dissecação e mesmo pelo recuo da escarpa, associado às linhas de fraqueza e de orientação estrutural.

A frente de escarpa configura-se como uma borda dissecada de planalto, bastante descaracterizada, onde a drenagem apresenta vales profundos, encaixados, de encostas íngremes, segundo uma orientação estrutural marcante (direções principais NO-SE e NE-SO). Este relevo escarpado da borda leste, é característico de dissecação diferencial, com aprofundamentos da drenagem superiores a 350m. As cotas altimétricas decrescem gradacionalmente para o sul e sudoeste.

Área Serrana

Este compartimento da unidade geomorfológica Serra Geral inicia-se junto ao lago da Malvas em continuidade com os Aparados da Serra, onde o terminal abrupto escarpado inflete bruscamente para oeste (Figuras 3.5 e 3.6), com caimento natural da superfície neste sentido. A Área Serrana representa uma frente de escarpa recuada paralela aos cursos médios dos rios Jacuí e Vacacaí na Depressão Central Gaúcha. Desenvolve-se sobre rochas vulcânicas básicas e algumas vezes em rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral, onde o entalhamento da drenagem foi capaz de seccionar as várias seqüências de derrames, expondo as rochas basais da Formação Botucatu (IBGE, 1986).

As formas de relevo na Área Serrana estão representadas por profunda e intensa dissecação com marcante controle estrutural, freqüentes ocorrências de sulcos estruturais de diversas orientações e cursos fluviais a eles adaptados. Registram-se cristas simétricas disseminadas pela área e esporadicamente a presença de relevos residuais isolados (morros testemunhos). De modo geral refere-se a um bordo de planalto muito festonado e profundamente dissecado, em especial através da ação fluvial. A erosão fluvial responsável pela intensa dissecação do relevo expande os limites dessa unidade ao degradar e descaracterizar as formas de relevo mais conservadas do Planalto dos Campos Gerais. Os principais eixos de drenagem referem-se aos rios dos Sinos, Caí, Taquari-Antas e especialmente o Jacuí, os quais drenam para o oceano Atlântico, assim como aos afluentes da margem direita do Ibicuí que drenam para o rio Uruguai. A área interfluvial dos Sinos e Caí representa a área divisora dos dois tipos de dissecação que identificam a Área Serrana. Para leste, apresentam-se em coalescência com os Aparados da Serra e registram as maiores cotas altimétricas com vales fluviais com

aprofundamentos superiores a 350m (drenagem do rio dos Sinos). Para oeste, a unidade Serra Geral tem sua maior expressão areal, apresentando um relevo controlado por linhas tectônicas com aprofundamentos dos vales fluviais entre 190m e 260m (IBGE, 1986; Hausman, 1995).

A Área Serrana entra em contato com a região geomorfológica Depressão Central Gaúcha através de relevos abruptos, que variam desde o tipo escarpa e ressaltos topográficos até bordas de patamares estruturais. Na região de Santa Maria, o contato desta unidade com a Depressão Central resulta em um relevo escarpado e profundamente dissecado, conforme mostra a imagem de radar apresentada na Figura 3.9.

Geomorfologicamente, as lavas apresentam-se como rochas mantenedoras do rebordo do planalto (escarpas) e de alguns morros testemunhos, alcançando altitudes de 420m a 470m. Em alguns locais a rocha mantenedora é constituída por espessa camada de arenito. A Foto 3.10 mostra uma vista geral da cidade de Santa Maria, observando-se à esquerda (ao norte), as escarpas do planalto (Área Serrana) e, no fundo (ao sul), os morros testemunhos do Cerrito e Mariano da Rocha. Estes morros são formados na base por arenitos e cobertos no topo por lavas vulcânicas.

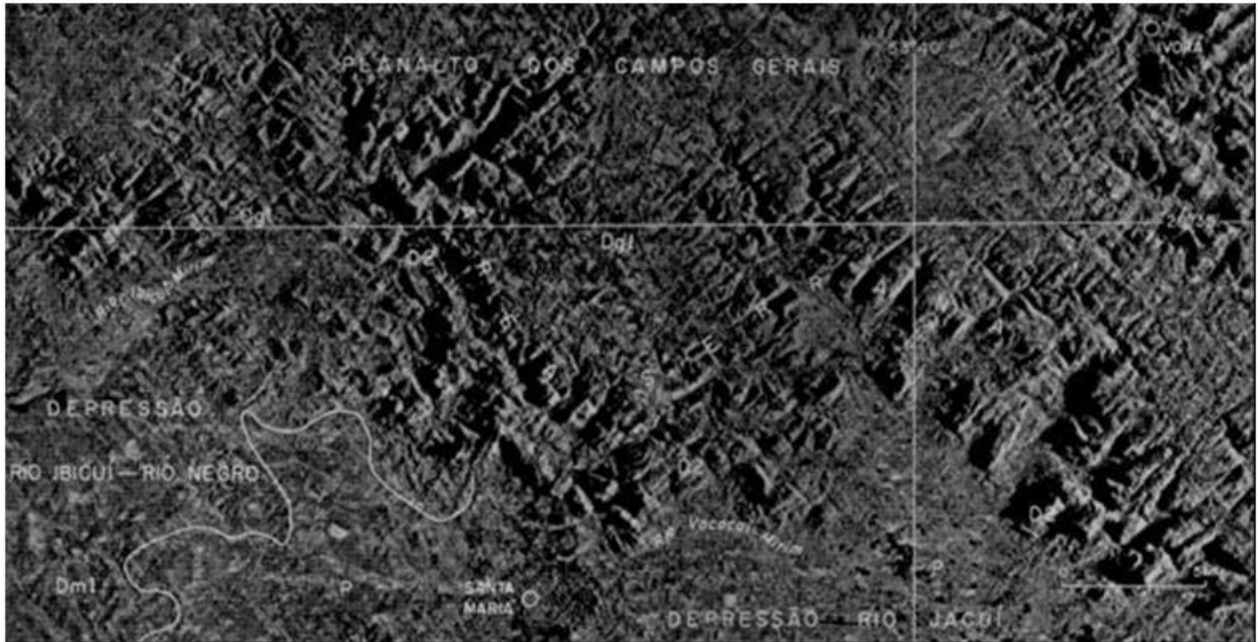


Figura 3.9 – Imagem de radar apresentando um trecho fragmentado da unidade geomorfológica Área Serrana na região de Santa Maria (IBGE, 1986).



Foto 3.10 – Vista geral da cidade de Santa Maria, observando-se à esquerda (ao norte), as escarpas do planalto (Área Serrana) e, no fundo (ao sul), os morros testemunhos do Cerrito e Mariano da Rocha.

(d). Unidade Geomorfológica Patamares da Serra Geral

A unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral é constituída por terminais rebaixados em continuidade à unidade geomorfológica Serra Geral – Aparados da Serra e Área Serrana. Estes patamares avançam sobre as áreas referentes às regiões geomorfológicas Planície Costeira Interna e Externa, a leste, e à unidade geomorfológica Depressão do Rio Jacuí, a sul. Representam testemunhos do recuo da linha da escarpa, a qual desenvolveu-se nas seqüências vulcânicas e sedimentares de cobertura da Província Paraná. De modo geral, estende-se sobre rochas vulcânicas básicas e nas áreas de maior entalhamento e mais rebaixadas, verifica-se o afloramento de arenitos da Formação Botucatu. No contato com a Planície Costeira, a leste, afloram rochas paleozóicas e mesozóicas, das Formações Rio do Rasto e Estrada Nova. A Foto 3.11 apresenta o contato entre as unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e a Planície Costeira. Em primeiro plano a lagoa dos Barros e ao fundo os Patamares da Serra Geral.

As formas de relevo são principalmente colinas com pequeno aprofundamento dos vales fluviais, mas existem formas de relevo que apresentam forte controle estrutural e, localizadamente, ocorrem formas planares. Os relevos associados diretamente ao pronunciado escarpamento do Aparados da Serra, compreendem níveis mais profundos de dissecação e de entalhamento da drenagem que se apresentam controlados por inúmeras linhas estruturais (Figura 3.6). O setor ligado à Área Serrana apresenta uma diminuição do controle estrutural e de desnível da escarpa de modo geral de leste para oeste, coincidindo com a área de maior recuo da escarpa. Esta área dos Patamares da Serra Geral em contato com a Depressão Rio Jacuí está mais compatível com a denominação patamares. A Foto 3.12 mostra o contato entre as unidades Patamares da Serra Geral e Depressão Rio Jacuí, através de formas mais rebaixadas e contínuas no município de Tabaí.

Nessa área, na borda dos Patamares da Serra Geral observa-se uma série de morros testemunhos que encontram-se na unidade Depressão Rio Jacuí, alguns nas proximidades do Rio Jacuí. Isto parece demonstrar uma antiga posição da região geomorfológica Planalto das Araucárias, atualmente com seu limite bem recuado. Nesta borda os Patamares da Serra Geral estão intimamente ligados à Área Serrana, desenvolvendo-se como esta, com orientação geral leste-oeste. O seu contato com a Depressão do Rio Jacuí ocorre através de ressaltos topográficos. A área interfluvial Taquari e Pardo, representa o limite a oeste desta unidade (IBGE, 1986).

3.3.3.2 Região Geomorfológica Planalto das Missões

Ocupa a porção central do estado entre as regiões Planalto das Araucárias e Planalto da Campanha. As formas de relevo são bastante homogêneas compostas por colinas suaves, bem arredondadas, esculpidas em rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral, e em menor

proporção nas rochas sedimentares da Formação Tupanciretã. Esta região é caracterizada pela unidade geomorfológica Planalto de Santo Ângelo. Esta unidade está representada por relevos de colinas, geralmente associadas a solos profundos e à disseminação dos fenômenos de erosão e movimentos de massa em diversos estágios de evolução nas vertentes das colinas (IBGE, 1986).



Foto 3.11 – Contato entre os Patamares da Serra Geral (encosta leste) e a Planície Costeira.



Foto 3.12 – Contato entre as unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Depressão Central, município de Tabai.

3.3.3.3 Região Geomorfológica Planalto da Campanha

Ocupa a porção mais para oeste e para o sul do estado, sendo uma área relativamente plana e coberta por vegetação campestre. As formas de relevo foram esculpidas em rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral e secundariamente em arenitos da Formação Botucatu. Esta região tem como principal característica a ocorrência de depósitos aluvionares recentes. Esta região corresponde a unidade geomorfológica Planalto de Uruguiana (IBGE, 1986).

O contato dessa região com a Depressão Central Gaúcha, a leste, ocorre através de rebordos escarpados denominados geomorfológicamente de Cuesta. Esse contato apresenta um marcante direcionamento nordeste/sudoeste (falha). Esta região estruturalmente se apresenta como uma monoclinal regional em direção a calha do rio Uruguai. Segundo Hausman (1995), esta unidade forma uma superfície suavemente inclinada de leste para oeste, com altitudes da ordem de 280m, próximo a escarpa, diminuindo até aproximadamente 50m, na Barra do Quaraí.

3.3.3.4 Região Geomorfológica Depressão Central Gaúcha

Localiza-se na parte terminal do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares, a sul e sudeste. Esta região apresenta duas unidades geomorfológicas: Depressão Rio Jacuí – com uma direção leste-oeste e Depressão Rio Ibicuí-Rio Negro – com uma direção norte-sul. Constitui-se de uma área baixa, interplanáltica onde os processos erosivos esculpíram em rochas sedimentares paleozóicas, triássicas e jurássicas da Bacia do Paraná colinas alongadas denominadas de coxilhas com cotas altimétricas em geral inferiores a 150m.

(a). Unidade Geomorfológica Rio Jacuí

3 Localiza-se na área de drenagem do rio Jacuí, apresentando uma direção geral leste-oeste. Apresenta um relevo sem grandes variações altimétricas, de formas alongadas com o topo convexo (coxilhas). Ao lado destas formas, ocorrem vastas superfícies planas, rampeadas, recobertas por colúvios, com dissecação incipiente. Estas rampas estão localizadas a norte desta unidade entre o sopé da escarpa da Serra Geral e as coxilhas que contatam com as faixas aluvionares do rio Jacuí. Nesta área ocorrem vários relevos residuais relacionados à Serra Geral ou aos Patamares da Serra Geral. Os vales dos rios são largos e de fundo plano encaixados nas cabeceiras, conforme está apresentado na Foto 3.13. O rio Jacuí, principal curso de água que atravessa esta unidade, comanda uma drenagem dentrítica, com uma dissecação homogênea.



Foto 3.13 – Vale do rio Jacuí na região Depressão Central Gaúcha.

(b). Unidade Geomorfológica Rio Ibicuí-Rio Negro

Situa-se no segmento norte-sul da Depressão Central Gaúcha, com um relevo dissecado em formas de topos convexos ou planos. O contato desta unidade com as regiões Planalto de Uruguaiana e Planalto dos Campos Gerais, é brusco e escarpado. Na área plana da depressão, nesta faixa de contato, ocorrem inúmeros relevos residuais. Os principais rios que drenam esta área comandam uma rede de drenagem de padrão dentrítico a subdentrítico (IBGE, 1986).

3.4 HIDROGRAFIA E HIDROGEOLOGIA

3.4.1 Hidrografia

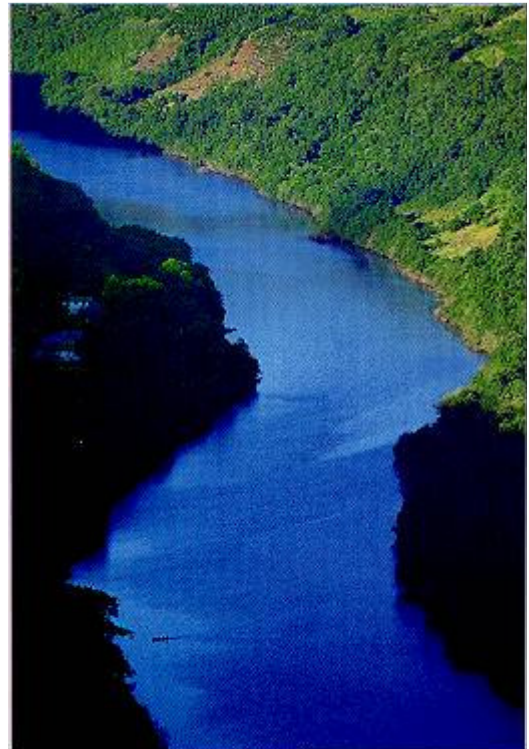
Os rios que formam a bacia do Jacuí e Uruguai são os principais eixos de drenagem no Estado do Rio Grande do Sul. A rede de drenagem se distribui por estas duas principais bacias: a do Jacuí, que drena para o leste, e a do rio Uruguai, que drena para o oeste. O panorama hidrográfico completa-se ainda com as sub-bacias dos rios Ibicuí, Camaquã, Taquari, Sinos, Cai e Mampituba e com as lagoas dos Patos, Mirim, dos Quadros e dos Barros.

O rio Jacuí possui suas nascentes na área do Planalto inicialmente tem direção norte-sul, infletindo para sudeste na área interplanáltica (Depressão Central – Foto 3.13) e, ao receber o rio Vacacaí, toma direção oeste-leste, indo desaguar na laguna Guaíba. Seus principais afluentes são os rios Vacacaí, Santa Barbara, Pardo, Taquari, Cai e dos Sinos.

O rio Uruguai tem como seus formadores os rios Pelotas e Canoas, no Planalto das Araucárias, nas proximidades dos Aparados da Serra. Seus principais afluentes são os rios Piratini, Ibicuí e Quaraí.

Estes rios apresentam vales em forma de “V” fechados e profundos na região do Planalto, muitas vezes apresentando-se adaptados às linhas estruturais do sistema de diaclasamento existente na área (Foto 3.14). Quando entram na região Depressão Central Gaúcha os rios alargam-se e apresentam fundo plano, em geral apresentando uma drenagem de padrão dentrítico a subdentrítico. A Figura 3.1 apresenta os principais cursos de água do estado.

Foto 3.14 – Vale em forma de V escavado pelo rio das Antas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na região do Planalto das Araucárias (a diferença de cota entre o leito do rio e o topo da encosta é de 500m).



3.4.2 Hidrogeologia

Em termos hidrogeológicos pode-se caracterizar o comportamento analisando os contatos entre as diversas litologias. Maciel Filho (1990) na região de Santa Maria descreve que no campo estes contatos são identificados por pequenas surgências, insignificantes para abastecimento de água, mas importantes para manter o solo molhado.

A Formação Rosário do Sul apresenta um padrão de drenagem dentrítico. Os arenitos siltosos que são os materiais mais comuns oportunizam o aparecimento de aquíferos regulares a bons. A Formação Santa Maria possui uma alta densidade de drenagem em virtude das rochas

desta formação serem impermeáveis, não sendo boas as condições para a formação de aquífero.

A Formação Caturrita possui um padrão de drenagem dentrítico, com baixa densidade. Os arenitos desta formação são altamente permeáveis constituindo-se em excelentes aquíferos. Ocorrem lençóis de água suspensos devido a intercalações de siltitos argilosos pouco permeáveis nos arenitos. Os arenitos da Formação Botucatu apresentam uma drenagem com padrão dentrítico a sub-paralelo, com baixa densidade. São os melhores aquíferos em toda a região.

A Formação Serra geral apresenta um padrão de drenagem bastante heterogêneo, com predominância do dentrítico a sub-paralelo, porém freqüentemente apresentam um forte controle estrutural. A densidade de drenagem é baixa para relevo suave e ondulado e alta para o ondulado e fortemente ondulado. Esta formação funciona como aquífero principalmente nas zonas diaclasadas e de disjunção horizontal.

As rochas sedimentares que constituem a Formação Santa Maria (fácies Alemoa) quando em contato com as Formações Caturrita (fácies arenosa), Botucatu e Serra Geral constituem uma camada impermeável que condiciona o fluxo de água nestes contatos.

3.5 CLIMA E VEGETAÇÃO

3.5.1 Clima

Segundo a classificação proposta por Koppen (*apud* Hausman, 1995), o Estado do Rio Grande do Sul apresenta dois grupos e seis subgrupos, onde a altitude e a latitude representam os elementos predominantes na diferenciação dos tipos climáticos. O clima subtemperado com verões brandos – Cfb estão relacionados com as áreas mais elevadas (altitudes superiores a 700m) da região geomorfológica Planalto das Araucárias (Planalto dos Campos Gerais, Planalto das Missões e Serra Geral), na parte nordeste do estado, da região geomorfológica Planalto Sul-Rio-Grandense (altitudes superiores a 300m), na parte sul, e da região geomorfológica Planície Costeira. A temperatura média do mês mais quente inferior a 22° C e, durante pelo menos quatro meses, é superior a 10° C.

As áreas restantes do estado apresentam um clima subtropical com verões quentes, com a temperatura média do mês mais frio entre 18° C e -3° C, e com a temperatura média do mês mais quente superior a 22° C, classificado como Cfa. Diferenciações quanto a invernos frios (Planalto das Araucárias em altitudes entre 400m e 700m, e Planalto Sul-Rio-Grandense em altitudes inferiores a 300m) ou moderados (Planalto da Campanha) ocorrem neste grupo.

As precipitações que atingem o estado estão intimamente ligadas ao avanço da frente polar, formada pelo contato entre as massas de ar polar e tropical. Em geral as chuvas estão distribuídas por todo ano. A distribuição das precipitações médias anuais, apresentam uma

relação bastante estreita com a altitude e a latitude. O volume das precipitações é máxima na porção nordeste do estado, coincidindo com a área de maior altitude. Valores médios anuais da ordem de 2000mm existem na região geomorfológica Planalto das Araucárias (Campos Gerais e Serra Geral). Nas unidades geomorfológicas Campos Gerais, Serra Geral (Área Serrana) e Patamares da Serra Geral na área da escarpa sul de direção leste-oeste a precipitação média anual varia entre 1500mm a 1800mm.

Nas estações frias as chuvas em geral são prolongadas e de intensidade média a fraca, enquanto que nas estações quentes as chuvas são de curta duração mas de grande intensidade. As precipitações médias mensais apresentam dois máximos que coincidem com o fim do verão e o princípio do outono, por um lado, e o fim do inverno e princípio da primavera pelo outro (Hausman, 1995).

3.5.2 Vegetação

As paisagens naturais do estado encontram-se profundamente alteradas, resultado dos processos de ocupação generalizada pelo modelo de desenvolvimento adotado. Praticamente nenhuma grande região do estado permanece ainda intocada e os ecossistemas existem como ilhas ou fragmentos remanescentes inseridos numa paisagem dominada principalmente por pastagens.

A escarpa do Planalto ou Serra Geral na região central do estado, está entre as áreas do estado em que o desmatamento foi mais intenso (Mendes e Zibardi, 1987). Historicamente, as florestas que originalmente recobriram essa porção da Serra Geral estiveram sujeitas a um acentuado processo de fragmentação, originando um complexo mosaico formado por áreas agrícolas e remanescentes florestais conectados entre si em graus diversos. O desmatamento, via de regra, ocorre de maneira seletiva e as florestas originais foram mantidas, sobretudo, em áreas onde a agricultura é impraticável, tais como topos e encostas íngremes. A região da serra na área dos Aparados da Serra, nordeste do estado, apresenta-se menos fragmentada que na área central – Área Serrana. A vegetação é constituída basicamente por floresta estacional. A Foto 3.10 apresenta a encosta da Serra Geral na região de Santa Maria coberta por vegetação densa.

CAPÍTULO IV

4 PROCESSOS DE INSTABILIDADE ASSOCIADOS À ESCARPA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

Neste capítulo serão descritos brevemente alguns processos de instabilidade em encostas no Estado do Rio Grande do Sul. Estes fenômenos ocorreram na área do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares, principalmente no contato das unidades geomorfológicas Serra Geral (Aparados da Serra e Área Serrana), Patamares da Serra Geral e Planalto dos Campos Gerais com a Depressão Central Gaúcha (Depressão Rio Jacuí) e Planície Costeira. A localização destas encostas está apresentada no mapa geomorfológico da área estudada na Figura 4.1 (DGC, 1989). Os materiais envolvidos são rochas vulcânicas e sedimentares, colúvios originados de basalto, siltitos e arenitos, solos de alteração, argilas de preenchimento de diaclases e camadas argilo-siltosas com orientação dos minerais. Dos locais descritos a seguir dois serão posteriormente detalhados nos Capítulos VI e VII.

4.1 ENCOSTA LESTE DA SERRA GERAL (NORDESTE)

Esta escarpa é a feição fisiográfica mais proeminente do Estado do Rio Grande do Sul, em seu setor leste, que se estende por aproximadamente 150km, com uma direção nordeste aproximadamente paralela à costa, com relevos locais de até 1000m (ver item 3.3.3). Esta escarpa é esculpida em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e faz parte do conjunto mundial de escarpas continentais de margens passivas.

Nesta região através de observações de campo e relato de moradores indicam que os grandes movimentos de massa que ocorrem são do tipo fluxo de detritos (*debris flows*) e quedas de blocos na parte superior da escarpa. Escorregamentos e rastejos em solos e colúvios são mais comuns na parte intermediária das encostas. Nesta parte da encosta afloram rochas basálticas intemperizadas e ocorrem depósitos de colúvios com matriz argilosa e tálus. Os colúvios situam-se mais próximos do fundo dos vales e os tálus mais próximos das escarpas.

4.1.1 Itati – vale do rio Três Forquilhas

Em Itati, problemas de instabilidade foram muito frequentes durante a construção da rodovia RS-486 entre Itati e Aratinga, denominada de Rota do Sol. Esta rodovia se desenvolve ao longo do vale do rio Três Forquilhas e da Serra do Pinto nas unidades geomorfológicas Serra Geral – Aparados da Serra e Patamares da Serra Geral. Na região de cotas mais baixas entra em

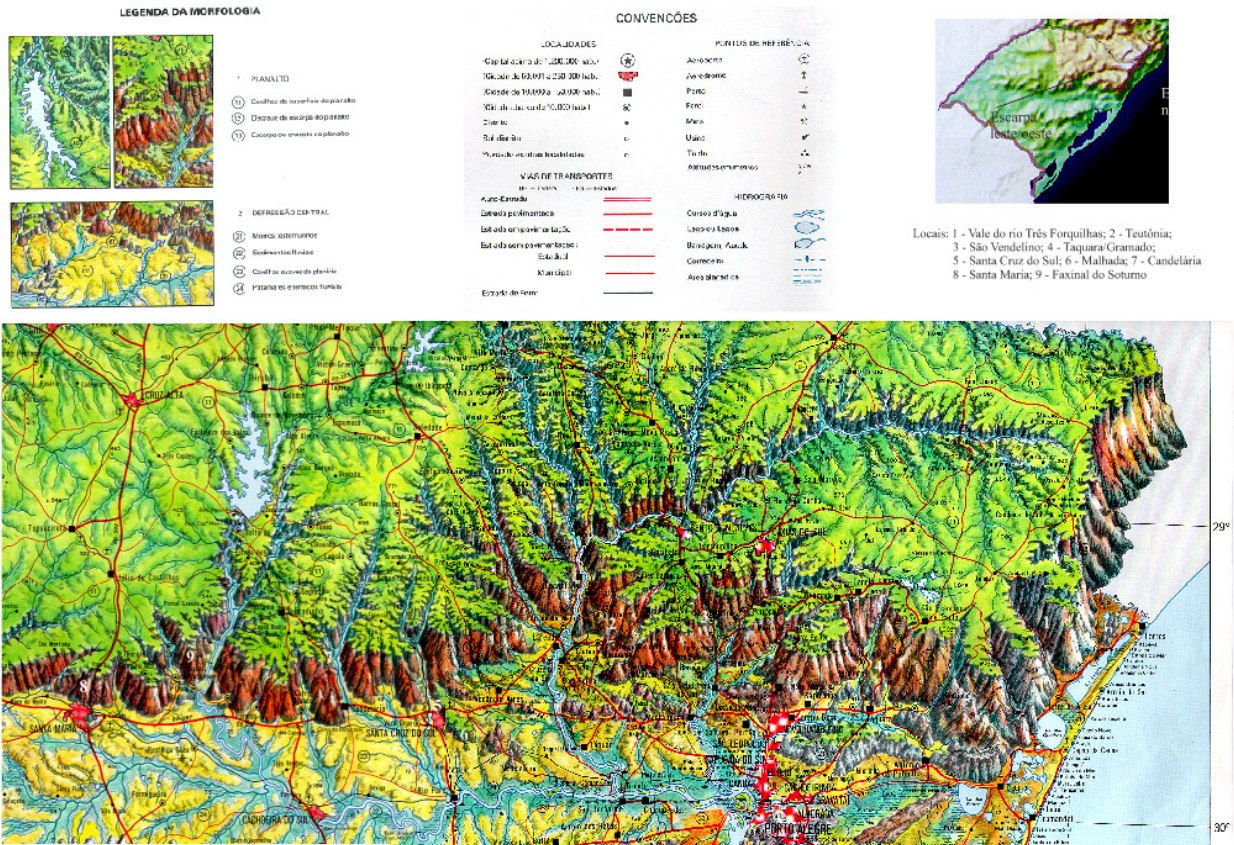


Figura 4.1- Trecho do mapa morfológico do Estado do Rio Grande do Sul apresentando a escarpa nordeste e leste/oeste da Serra Geral (DGC, 1989).

contato com os depósitos da Planície Costeira. Nas cotas mais altas apresenta encostas fortemente escarpadas, com desnível da ordem de 800m, que constitui a feição morfológica mais proeminente. As unidades geológicas que ocorrem estão representados pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e localmente por arenitos da Formação Botucatu, ambas relacionadas aos eventos finais da evolução da Bacia do Paraná, no Mesozóico e, pelos sedimentos recentes da Planície Costeira, associados à evolução do Quaternário.

No topo ocorrem rochas vulcânicas ácidas que formam as encostas mais íngremes com declividades superiores a 60°. Abaixo dos derrames ácidos ocorrem os derrames intermediários e basálticos. Esses derrames constitui encostas mais suaves com inclinações entre 20° e 35° devido à sua facilidade de intemperização, e à cobertura com mantos de colúvios antigos (Dias et al, 1999).

Dentre os inúmeros problemas ocorridos neste trecho da RS-486, serão brevemente descritos 5 casos de instabilidade, assim denominados: *debris flow*, km 4 + 100, km 104 + 500, km 103 e km 3 + 050 (quilometragem adotada pela obra).

Os fluxos de detritos ou *debris flows* se originam na parte superior da escarpa, no setor dos derrames ácidos, durante, ou logo após episódios de chuvas intensas. Estes movimentos de massa tem forma erosiva com cicatrizes lineares, desenvolvidas desde o topo da encosta até o talvegue dos vales, onde deixam depósitos recentes não intemperizados em forma de leque, de material em que predominam blocos e seixos angulares. A Foto 4.1 apresenta a cicatriz de um *debris flow* ocorrido nesta região. No topo da escarpa também originam-se quedas, rolamentos e deslizamentos de grandes blocos de rocha não intemperizada. Estes blocos encontram-se muitas vezes nas encostas e talvegues do vale.

No km 4 + 100 durante a construção da rodovia foram executados cortes em derrames de basalto afetados por processos hidrotermais. O intemperismo desta camada resultou na formação de solos argilosos cinza esverdeados constituídos basicamente por argilas do grupo das esmectitas. No talude rompido, a superfície de ruptura seguiu um camada de argila dentro de uma rocha intensamente fraturada (Foto 4.2). Em ensaios de laboratório do tipo *ring shear* o ângulo de atrito residual (ϕ'_r) encontrado neste material foi de 9,1°.

No km 104 + 500, em outro corte em rocha, apresentou movimentos principalmente ao longo de planos de fraturas, denominados de juntas sub-horizontais. Estas juntas ou diaclases muitas vezes estão preenchidas por argilas expansivas. Neste caso apresentavam planos de mergulho com baixo a médio ângulo (10° a 16°) mergulhando em direção ao eixo da estrada. Em ensaios de laboratório do tipo *ring shear* o ϕ'_r encontrado neste material foi de 11,3°. Neste trecho diaclases paralelas à encosta formam cunhas ou tetraedros em blocos de rocha que sofrem

processos de ruptura quando descalçados pela execução do corte da estrada. A Foto 4.3 mostra o muro de gabiões utilizado para conter estes movimentos.

Uma grande ruptura circular ocorreu no km 103, envolvendo um colúvio com 18m espessura formado por argilas do grupo das esmectitas. A aparência da superfície de ruptura exposta na abertura de trincheiras estava polida e apresentava *slickensides*. Esta superfície apresentava clara evidência da mobilização da resistência ao cisalhamento residual. Em ensaios de laboratório do tipo *ring shear* o ϕ'_r encontrado neste material foi de $11,5^\circ$. Retro-análises realizadas neste talude resultaram em valor de ϕ' de 12° (Geoprojetos, 1998). A Figura 4.2 apresenta a seção transversal ao eixo da estrada e a Foto 4.4 mostra uma vista geral da encosta.

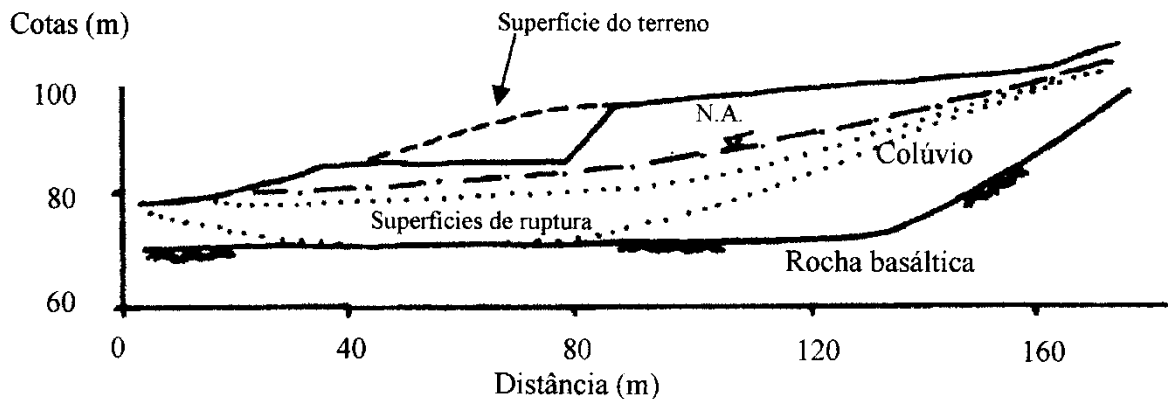


Figura 4.2 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando o escorregamento em um espesso colúvio, Rota do Sol, Km 103.

No km 3 + 050 ocorreu uma ruptura de um aterro de rocha de 10m de altura próximo a uma ponte. A ruptura se desenvolveu envolvendo o colúvio argiloso e solo residual de basalto abaixo. Trincheiras abertas revelaram a presença de zonas intensamente cisalhadas constituídas de argilas expansivas. Estas argilas apresentaram um ϕ'_r de $14,6^\circ$ em ensaios do tipo *ring shear*.

Segundo Figueró (1998) nesta área os vales são orientados pelas fraturas sub-verticais de domínio regional, as quais, sendo paralelas ao vale, aumentam sua instabilidade. As soluções de engenharia para a estabilização das encostas nesta região são dificultadas pela grande variabilidade das propriedades mecânicas da rocha devido à sua origem (brechas, derrames básicos e ácidos), aos vários tipos de estruturas de fluxo e tipos de discontinuidades, aos materiais de inclusão e ao grau de alteração hidrotermal ou intempérica. No Capítulo V são apresentados e discutidos os resultados de ensaios de caracterização e *ring shear* para os solos destes locais.



Foto 4.1 – Fluxo de detritos na parte superior da encosta leste da Serra Geral, RS-486.

Foto 4.2 – Ruptura de talude no km 4 + 100, RS-486, Rota do Sol.



Foto 4.3 – Estrutura de contenção executada no km 104 + 500 para conter os deslocamentos (RS-486).

Foto 4.4 – Ruptura circular em colúvio de grande espessura no km 103, RS-486.



Recentemente Rigo (2000) realizou um estudo dos mecanismos de cisalhamento residual de solos saprolíticos de basalto em três locais da Rota do Sol, associados a processos de instabilidade. Os taludes estudados situam-se no trecho entre Itati e Terra de Areia nos km 109+180, km 113+100 e km 119+120. Os parâmetros de resistência ao cisalhamento encontrados foram similares aos solos descritos anteriormente.

4.2 ENCOSTA SUL DA SERRA GERAL (LESTE-OESTE)

Esta encosta apresenta-se como uma borda profundamente erodida, com orientação leste-oeste, situada entre Santo Antônio de Patrulha e Dona Francisca (Figura 4.1). Nesta região as formas do relevo, devido aos processos intensos de erosão, apresentam-se extremamente recortadas e recuadas. As escarpas descem sob a forma de patamares escalonados de norte para o sul, em direção a Depressão Central Gaúcha. Esta região é formada pelas unidades geomorfológicas Área Serrana e Patamares da Serra Geral. Devido a diferença de cota entre o nível de base de erosão, e o topo do Planalto, a influência do volume de drenagem, e a intensidade dos esforços tectônicos desenvolveram um área profundamente reesculturada para o norte, com mais de 40km na sua porção mais larga (Hausman, 1995). Esta superfície apresenta interflúvios que se estreitam de norte para sul, descendo de forma de terraços estruturais. Os vales se abrem para sul, descendo e estão encaixados em linhas estruturais. Os topos vão baixando na mesma direção. A diferença entre o topo e o talvegue, podem alcançar desníveis superiores a 400m.

A encosta que se desenvolve de Dona Francisca até próximo à São Borja, apresenta um único degrau, que vai diminuindo de cota de leste para oeste (500m para 200m de altitude). Esta borda desenvolve segundo linhas estruturais e é realçada em parte pela erosão diferencial que em determinados locais forma vales em *canyons*. Região característica desta área da encosta é a cidade de Santa Maria (Foto 3.10).

Segundo IBGE (1986) a encosta sul da Serra Geral até as proximidades de Santa Cruz do Sul apresenta as unidades geomorfológicas Área Serrana e Patamares da Serra Geral. Nesta área serão apresentados alguns casos de instabilidade em Teutônia, São Vendelino, Taquara-Gramado e Santa Cruz do Sul. A partir da região de Santa Cruz do Sul a encosta sul desenvolve-se na unidade geomorfológica Área Serrana. Casos de instabilidade de encostas desenvolvidos nesta unidade serão apresentados nas localidades de Candelária, Faxinal do Soturno e Santa Maria. Estes locais encontram-se assinalados na Figura 4.1.

4.2.1 Teutônia

A construção da rodovia RST-453 próxima à cidade de Teutônia, que situa-se próxima do contato das unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Serra Geral - Área Serrana, exigiu um corte em solo coluvionar. Nesta região, ocorrem vales em forma de U escavados em uma seqüência de derrames basálticos pelo trabalho dos rios. Estes vales são separados por montanhas com aproximadamente 500m de altura. A superfície destas elevações, em geral, apresentam taludes levemente inclinados que correspondem às camadas vesiculares e amigdalóides dos derrames vulcânicos. Estes taludes levemente inclinados são muitas vezes separados por paredões verticais formados pelos derrames ácidos. As encostas mais suaves são geralmente formadas por solos residuais com uma pequena cobertura de colúvios. A Foto 4.5 apresenta os paredões verticais e os taludes levemente inclinados nas proximidades do município de Caxias do Sul (unidade geomorfológica Serra Geral).



Foto 4.5 – Feições geomorfológicas da região da Serra Gaúcha, município de Caxias do Sul.

O talude estudado consiste de um colúvio com 4m de espessura sobre um solo residual de basalto da Formação Serra Geral. O ângulo médio de inclinação do talude é de 18°. Em algumas oportunidades, movimentos de solo foram extensivos neste local após chuvas intensas. Evidências de instabilidade foram verificadas na superfície do talude, particularmente degraus, fissuras e surgências de água. A Figura 4.3 apresenta a planta baixa da área afetada pelos movimentos (RST-453, km 24) e a Figura 4.4 uma seção transversal típica.

O colúvio é muito variável na composição granulométrica, consistindo de materiais removidos do solo residual e fragmentos de basalto e arenito, variando o tamanho das partículas desde pedregulhos até blocos com mais de 1m de largura. Os fragmentos de rocha apresentam-se em diferentes estágios de intemperismo. As Fotos 4.6 e 4.7 apresentam uma visão geral da parte superior desta encosta.

Uma criteriosa investigação de campo foi realizada com sondagens à percussão, ensaios de condutividade hidráulica e instalação de piezômetros de tubo aberto (Bica et al, 1997). A transição entre o colúvio e o solo residual foi identificada principalmente pela mudança nos valores do N(SPT). O N(SPT) no colúvio variou entre 0 e 5. O valor máximo de N(SPT) foi igual a 12, valor este relacionado aos fragmentos intemperizados de basalto e arenito dispersos no colúvio. O N(SPT) do solo residual tem um acréscimo com a profundidade de 5 até 30. A transição ente o colúvio e o solo residual foi também identificado pela variação de coloração. A Figura 4.4 apresenta uma seção transversal com a identificação dos materiais e valores médios de N (SPT). Os valores de condutividade hidráulica foram de $1,2 \times 10^{-8}$ m/s para o solo residual. O colúvio apresentou valores de $1,8 \times 10^{-6}$ m/s na parte superior e $2,2 \times 10^{-8}$ m/s na parte inferior.

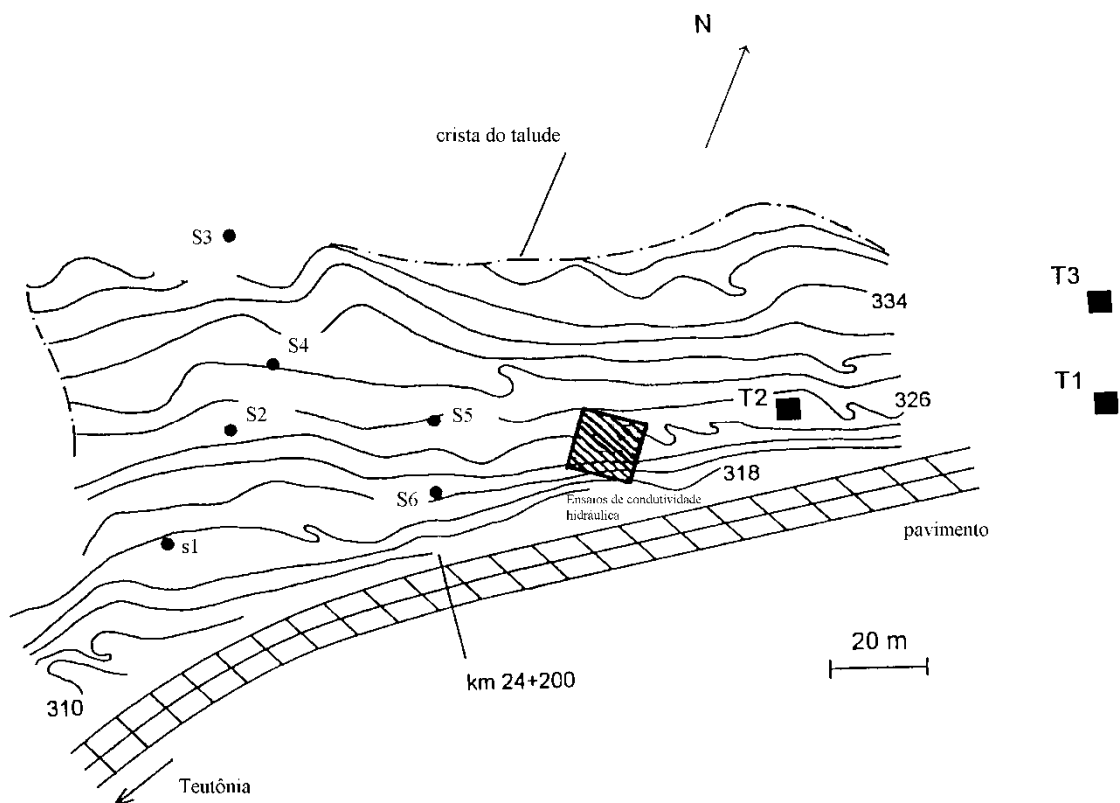


Figura 4.3 – Planta baixa da encosta de Teutônia – RST-453, km 24.

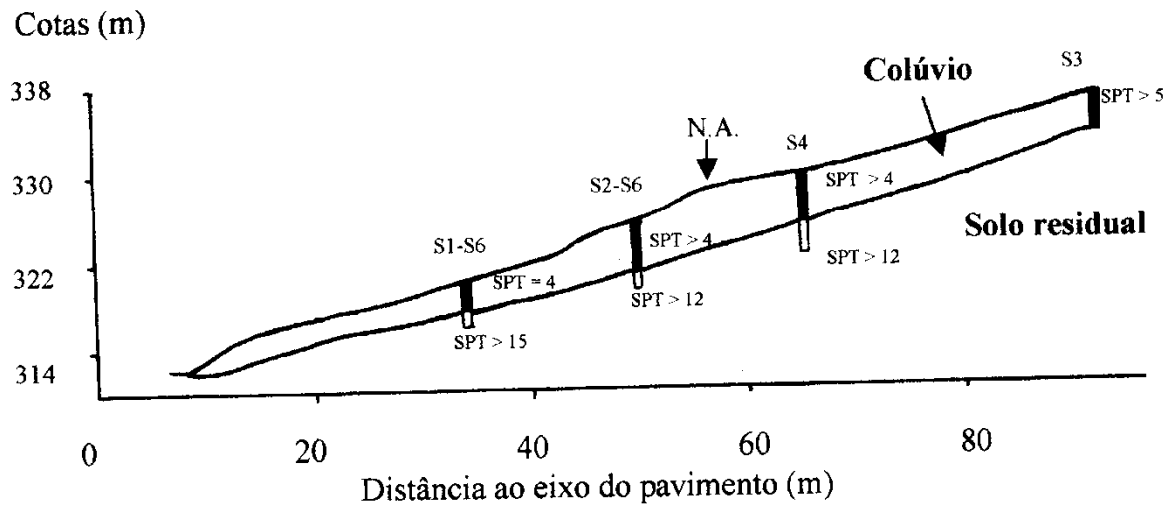


Figura 4.4 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando os perfis de solo - RST-453.



Foto 4.6 – Encosta sudoeste do talude de Teutônia – RST-453.

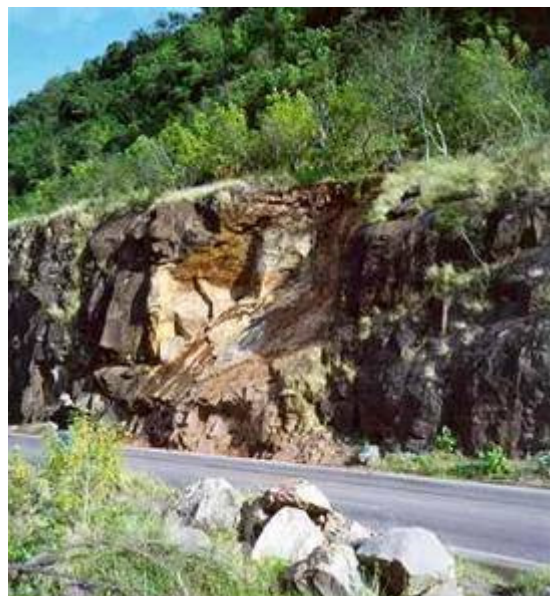
Foto 4.7 – Encosta nordeste do talude de Teutônia – RST-453.



Ensaio de resistência ao cisalhamento em laboratório e uma análise bi-dimensional de fluxo transiente saturado-não saturado utilizando elementos finitos foi realizado para prever a distribuição de poro-pressão depois de uma chuva intensa. Os mecanismos de instabilidade deste talude estão descritos em Bressani et al. (1997a). Conclui-se pela análise de percolação que ocorre uma saturação relativamente rápida do colúvio (cerca de 2 horas) quando se considera a precipitação pluviométrica normal na região. A maior parte do solo residual permaneceu não saturada, no entanto de acordo com a análise. Esta previsão é consistente com a poro-pressão nula observada nos piezômetros instalados no solo residual. Estes resultados, portanto, confirmam a hipótese de um nível de água suspenso no colúvio. Análises de estabilidade utilizando os métodos de Bishop e de talude infinito resultaram em fatores de segurança muito próximos de 1, confirmando as hipóteses adotadas da rede de fluxo contida no colúvio e a utilização de parâmetros de resistência ao cisalhamento obtidos nos ensaios de cisalhamento direto com corpos de prova reconstituídos (Bressani et al, 1997a).

Nesta mesma rodovia, entre os km 22+490 e 22+620, ocorrem com frequência várias rupturas em taludes rochosos constituídos predominantemente por basaltos de cor cinza escura com textura afanítica da Formação Serra Geral. De acordo com Azambuja et al (1998a) com base em dados estruturais coletados, destacaram-se 3 grandes famílias de estruturas, responsáveis pelo desconfinamento dos blocos deslizados. Os mergulhos maiores, observados na base dos escorregamentos, estão presentes na área do deslizamento e no corte acima do talude. Verificou-se uma percolação de água considerável principalmente na base do escorregamento e nas faixas tectonizadas. Devido a esta percolação o material nestas fraturas encontrava-se bastante alterado e lavado. A Foto 4.8 apresenta o talude atual rochoso rompido com uma fratura paralela à topografia.

Foto 4.8 - Ruptura em talude rochoso no km 22 da RST- 453.



4.2.2 São Vendelino

O município de São Vendelino está situado na unidade geomorfológica Serra Geral – Área Serrana. Próximo ao trevo de acesso à cidade existe uma encosta de grande dimensão que está sob contínuo movimento de rastejo. Esta região também está relacionada a vales em forma de U, com rios e arroios encaixados nos lineamentos estruturais. As litologias predominantes na área são os basaltos da Formação Serra Geral, os arenitos da Formação Botucatu e depósitos de encosta formados por tálus e colúvios. A encosta de São Vendelino está associada a um afluente do rio Caí.

Esta encosta é constituída de um colúvio com aproximadamente 8m de espessura sobre rocha basáltica e arenito, conforme está representado nas Figuras 4.5 e 4.6. Sobre a parte intermediária desta encosta passa a rodovia RS-122, trecho São Vendelino a Farroupilha.

Essa rodovia foi construída no início da década de 70 e desde à sua inauguração vem apresentando problemas neste trecho com aproximadamente 260m de comprimento. Anualmente, no períodos de chuvas prolongadas, a camada de solo coluvionar da encosta apresenta movimentos de rastejo sobre as camadas inferiores (basalto e arenito). Evidências destes escorregamentos são as trincas que aparecem por toda a encosta, recentes e antigas formando degraus de 1m a 2m de altura, árvores inclinadas e grandes ondulações que surgem no pavimento da rodovia.

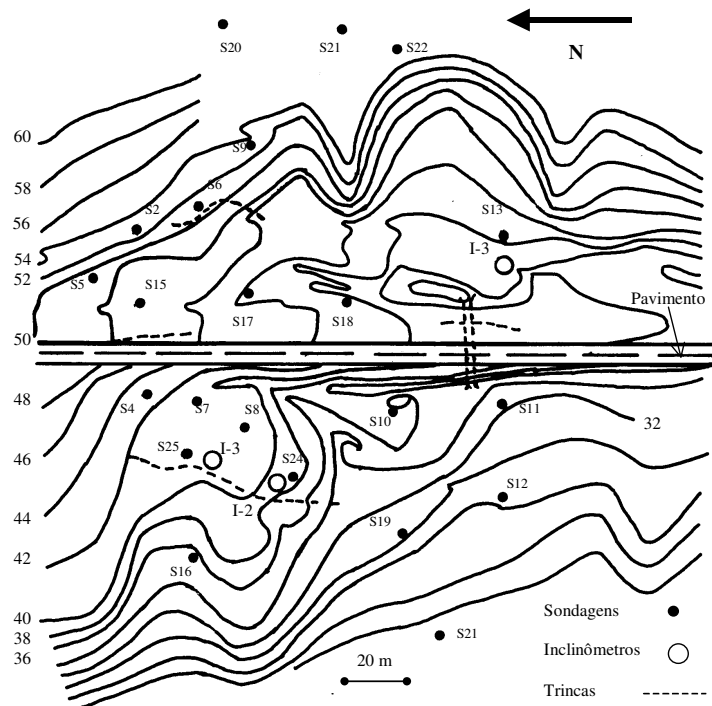


Figura 4.5 – Planta baixa da encosta de São Vendelino, RS-122.

No ano de 1992 foi realizado um levantamento topográfico pelo DAER, e a partir de 1995 foram realizadas sondagens e instalados piezômetros do tipo Casagrande, inclinômetros e marcos superficiais.

De acordo com as sondagens na parte superior da encosta o manto coluvionar é constituído por solos argilosos com pedregulhos e fragmentos amigdalóides de rochas vulcânicas com espessura de aproximadamente 8m, sobre um substrato de rocha basáltica. Na porção intermediária da encosta o manto coluvionar apresenta uma espessura que varia de 5m a 10m, sobre arenitos de cor rosa da Formação Botucatu. Na base da encosta a espessura do colúvio é inferior a 5m, e em alguns locais verifica-se a presença de blocos de arenito silicificado. As Fotos 4.9 e 4.10 apresentam a parte intermediária e superior desta encosta.

Foram instalados 3 inclinômetros para determinar os movimentos de subsuperfície da encosta na sua porção intermediária e basal. Os furos dos inclinômetros foram executados atravessando toda a espessura do material coluvionar sendo fixados na camada de arenito. Maiores detalhes sobre o inclinômetro podem ser vistos no item 2.2.3.2.

Na Figura 4.7 estão apresentados os valores medidos dos deslocamentos horizontais desde o ano de 1997. Verifica-se nestas figuras que a superfície de ruptura localiza-se muito próximo do contato entre o colúvio e o arenito. As deformações medidas situaram entre 7mm e 15mm. O inclinômetro 3 aparentemente o tubo move-se junto com o colúvio pela falta de uma boa fixação na camada de arenito. O nível d'água, em geral, situa-se a 4m de profundidade dentro material coluvionar, chegando a coincidir com o nível superficial do terreno nos períodos chuvosos, quando os movimentos se intensificam e deformam a pista da rodovia.

Nesta mesma rodovia entre os km 23+540 e km 23+630 ocorreram várias rupturas em colúvios e talus de pequena espessura no contato com rochas vulcânicas pouco alteradas da Formação Serra Geral. Este contato apresenta extremamente fraturado e alterado com um mergulho médio de 50°, com um intenso fluxo d'água (Azambuja et al, 1998b).

Entre os km 42+510 e 42+580 a encosta é constituída por rocha basáltica, alternando blocos com esfoliações esferoidais em diferentes graus de alteração. Sua estrutura é definida por blocos centimétricos a métricos pouco alterados, envoltos por esfoliações esferoidais muito alteradas. A ruptura do talude dá-se em direções definidas por estas zonas de esfoliação, não havendo assim, uma direção preferencial de ruptura. (Azambuja et al, 1998b).

As Fotos 4.11 e 4.12 apresentam estes dois processos de instabilidade associados à intemperização de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

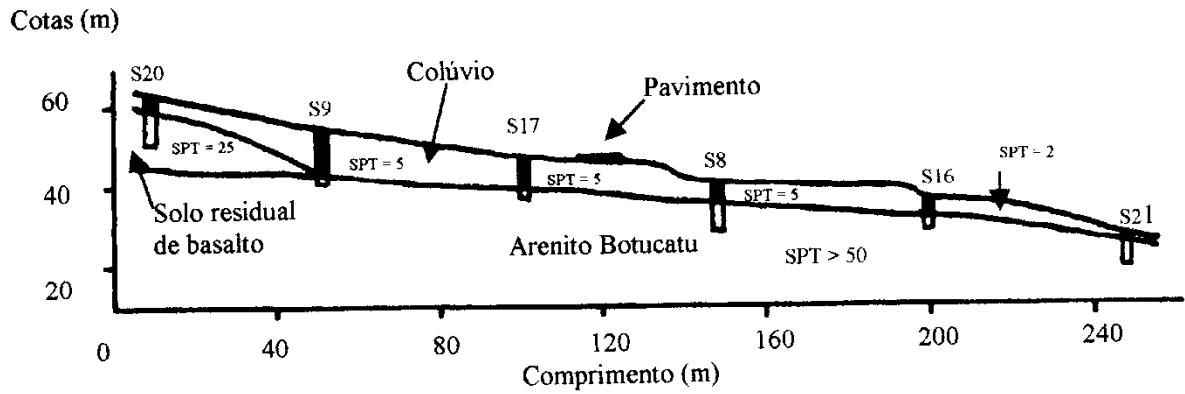
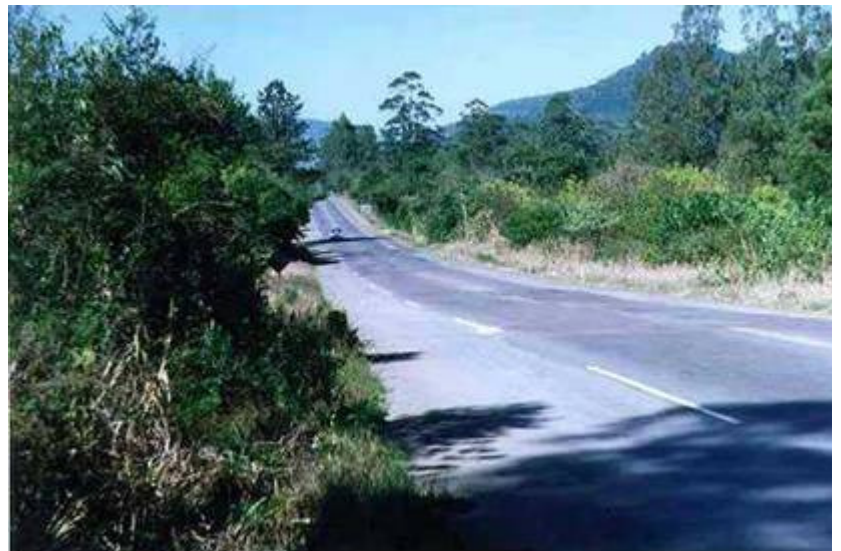


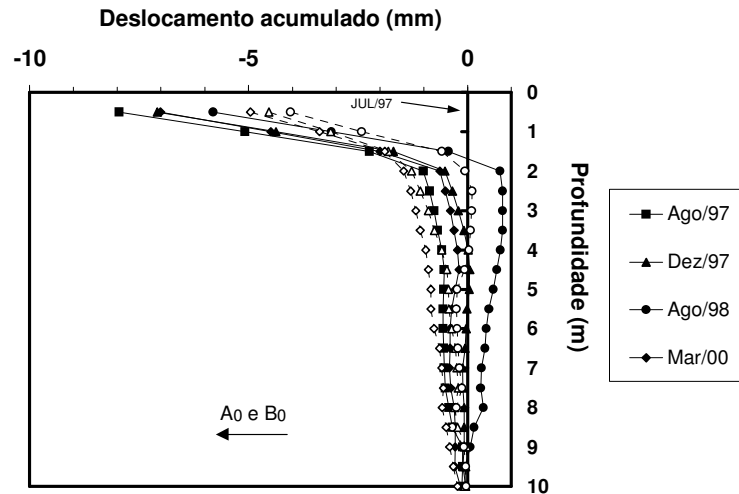
Figura4.6 – Seção transversal ao eixo da estrada apresentando os perfis de solo, RS-122.



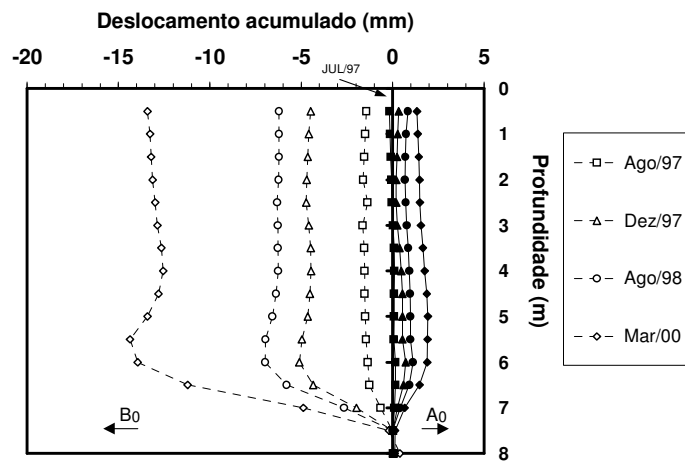
Foto 4.9 – Encosta superior do talude de São Vendelino, RS-122.

Foto 4.10 – Ondulações na pista de rodagem da RS-122.

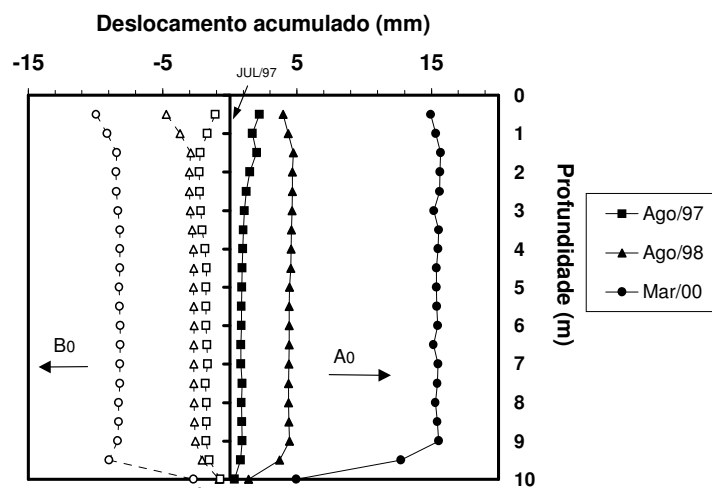




INCLINÔMETRO 1



INCLINÔMETRO 2



INCLINÔMETRO 3

Figura 4.7 – Resultados das medidas realizadas no inclinômetros na encosta de São Vendelino.



Foto 4.11 – Ruptura em colúvio e tálus de pequena espessura – RS-122, km 23.



Foto 4.12 – Ruptura em alteração com esfoliação esferoidal – RS-122, km 42.

4.2.3 Taquara-Gramado

A rodovia RS-115 que liga os municípios de Taquara a Gramado atravessa as regiões geomorfológicas Depressão Central Gaúcha (Depressão Rio Jacuí) e Planalto das Araucárias (Patamares da Serra Geral, Serra Geral e Campos Gerais). Esta rodovia apresenta uma direção geral norte/sul acompanhando inicialmente o vale do rio Paranhana no contato entre as unidades geomorfológicas Depressão Rio Jacuí e Patamares da Serra Geral. No trecho que a rodovia atravessa as unidades Patamares da Serra Geral e Serra Geral apresenta uma direção nordeste acompanhando os vales encaixados e sulcos estruturais. O contato entre estas unidades ocorre através de um relevo escarpado.

O trecho da rodovia entre os km 12+840 e 13+120 (ao longo do vale do Rio Paranhana), encontra-se sobre um depósito de encosta, formado por uma espessa camada de solo coluvionar de baixa resistência sobre uma camada de arenito. Esta camada de solo coluvionar tem origem nos movimentos de massa à montante de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu. Estes tipos de massas coluvionares são muito comuns nesta parte da região da Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul. O que diferencia este colúvio dos outros é o seu volume, que é superior a 2.000.000 m³ (Azambuja et al, 1998c). A Figura 4.8 apresenta a planta baixa do local com a geologia e a evolução atual da instabilidade da encosta. A Figura 4.9 apresenta uma seção transversal típica ao longo do eixo de dispersão do colúvio.

Esta encosta encontra-se há muitos anos em processo de rastejo, devido ao intermitente aporte de água subterrânea, através de juntas e fraturas situadas à montante da encosta e ao baixo valor de resistência ao cisalhamento do solo no plano de ruptura. Os movimentos de rastejo

aceleraram-se com a construção do aterro rodoviário, que passou a exercer uma sobrecarga e conter o fluxo de água, tornando maiores as poro-pressões no material à montante da rodovia.

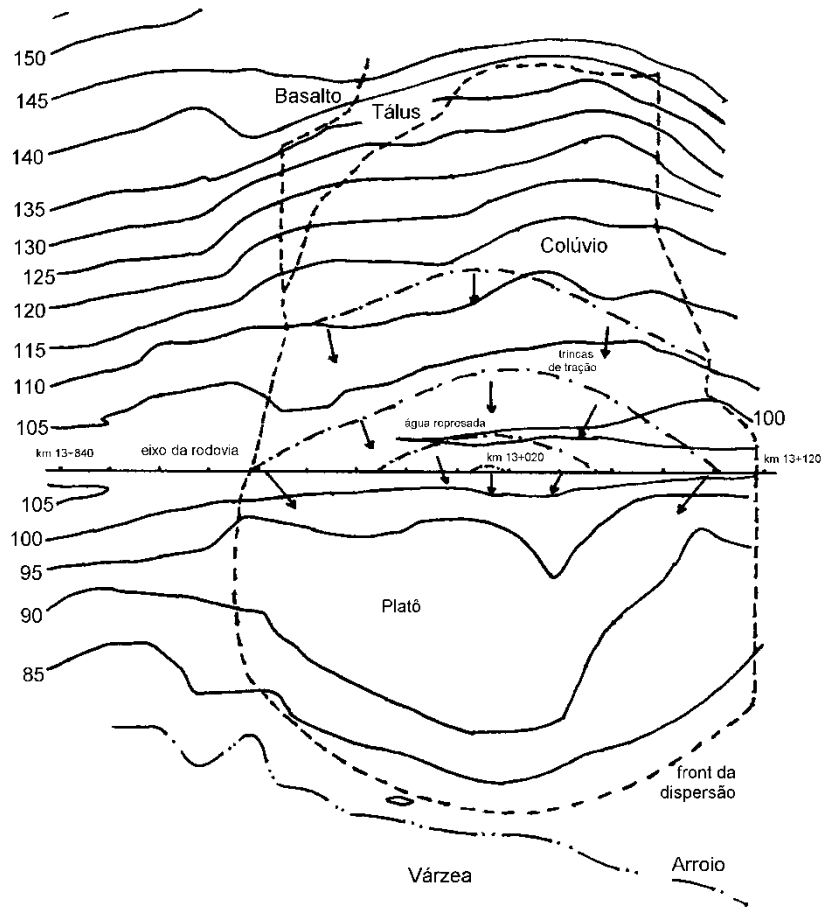


Figura 4.8 – Planta baixa da área afetada pelos movimentos de rastejo na RS-115, entre os km 12+840 e 13+120.

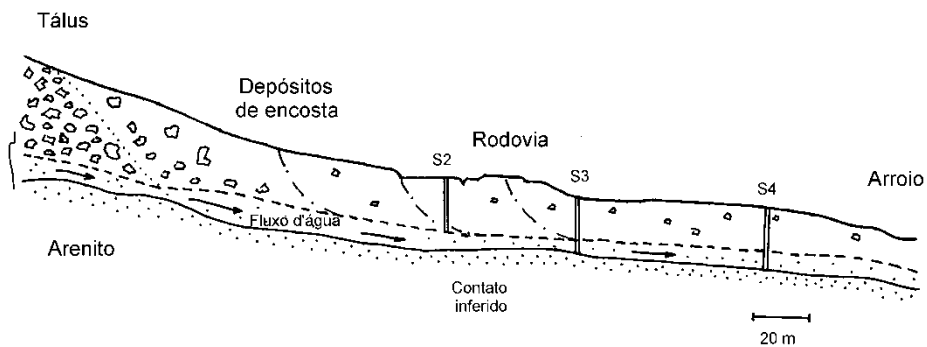


Figura 4.9 – Seção transversal típica ao longo do eixo de dispersão do colúvio no km 13+015.

Na avaliação de campo somada aos dados levantados com fotos aéreas, sondagens mistas e levantamento topográfico, mostram que a massa coluvionar possui um eixo de movimentação ortogonal à rodovia, na altura do km 13+015. As sondagem mistas realizadas, mostram que o colúvio apresenta espessuras que variam de 15m a 20m e no contato com a camada de alteração de arenito, foi verificado um fluxo intenso de água, com um pequeno artesianismo. O estudo de campo foi complementado com sondagens elétricas verticais, que auxiliaram na determinação da interface onde ocorre predominantemente o fluxo intenso de água.

Azambuja et al (1998c) apresentam um diagnóstico e projeto de estabilização deste colúvio. Estes autores sugerem que devido ao grande volume da massa coluvionar, a adoção de sistemas de drenagem superficial e profunda e um monitoramento da encosta com piezômetros, inclinômetros e marcos superficiais fossem executados.

4.2.4 Santa Cruz do Sul

Em toda a área de Santa Cruz do Sul ocorrem depósitos de tálus e colúvios geralmente ao longo do contato entre as Formações Santa Maria e Botucatu. Em geral estes depósitos são muito heterogêneos, sendo formados por blocos de rocha basáltica e arenítica (diâmetro de até 1m) e uma matriz argilosa. Esta matriz argilosa, mesmo em pequenas quantidades, é de grande importância para as condições hidrogeológicas das encostas. O arenito Botucatu é frequentemente coberto por depósitos coluvionares argilosos, muitas vezes de grande espessura, que estão relacionados com problemas de escorregamento. Nos locais de contato entre estas formações situa-se uma grande quantidade de fontes d'água o que aumenta a umidade e poro-pressão dos depósitos coluvionares. Estes processos de instabilidade estão associados às unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Depressão do Rio Jacuí. A partir do município de Santa Cruz do Sul em direção ao oeste, a unidade Patamares da Serra Geral perde continuidade física, desaparecendo na região de Dona Francisca.

Grehs (1976) realizou um mapeamento geológico preliminar da cidade de Santa Cruz do Sul com o objetivo de obter informações básicas ao planejamento integrado do uso e ocupação do meio físico. Neste trabalho foi realizado um mapa esquemático dos possíveis locais sujeitos a escorregamentos nas encostas da área urbana da cidade.

Apesar do conhecimento dos riscos de escorregamentos na área urbana de Santa Cruz do Sul foi autorizado um loteamento em parte da encosta norte da cidade ao longo da Rua Álvaro Corrêa da Silva. Esta área, desde então, sofre processos lentos e contínuos de deformação que devido ao processo de ocupação, tendem a acelerar e pequenos escorregamentos já são comuns.

O perfil geotécnico obtido nas sondagens é constituído por um colúvio de 6m a 8m de espessura composto de uma areia fina siltosa vermelha com blocos de basalto sobre uma camada de arenito Botucatu. A camada basal é formada por siltitos vermelhos da Formação Santa Maria. Recentemente foram instalados piezômetros, medidores de nível da água e marcos superficiais para monitoramento desta encosta. Este controle está sendo executado pelo Laboratório de Solos da UFSM com apoio do projeto PADCT III (Soares, 1998). As Fotos 4.13 e 4.14 apresentam em detalhe a região com processos de instabilidade.

No ano de 1993, na localidade de Malhada, no interior do município de Santa Cruz do Sul, ocorreu um escorregamento de grandes dimensões na borda do platô basáltico na unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral que avança em direção a unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí. Este fenômeno teve início há cerca de 20 anos, mas intensificou-se a partir de 1995. Atualmente existe no local uma fenda em rocha com cerca de 30m de profundidade, 40m de largura e mais de 300m de extensão. A área afetada é consideravelmente maior, abrangendo o terço inferior da escarpa, representada pela camada de arenitos siltosos em contato no topo com os derrames basálticos e na base com as camadas dos siltitos argilosos. Os solos originários da intemperização destes materiais constituem um grande colúvio no pé da encosta, que sofreu deslocamentos horizontais de mais de 15m. A área total afetada é superior 60 hectares. O Capítulo VII apresenta em detalhe os estudos realizados neste local.



Foto 4.13 – Detalhe da parte superior da encosta na área urbana de Santa Cruz do Sul.



Foto 4.14 – Detalhe da parte inferior da encosta na área urbana de Santa Cruz do Sul.

4.2.5 Candelária

A rodovia RS-481 Candelária – Sobradinho entre os km 4 + 860 e 5 + 200 apresenta um processo de instabilidade envolvendo colúvio com seixos de rocha, tálus, rocha vulcânica alterada com fragmentos amigdalóides e arenitos da Formação Caturrita. A encosta encontra-se na unidade geomorfológica Serra Geral – Área Serrana em contato com a unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí. Neste local verifica-se que o arenito Botucatu está ausente, estando o basalto diretamente em contato com os arenitos da Formação Caturrita e em alguns locais arenitos da Formação Rosário do Sul. Isto evidência um grande processo erosivo anterior à deposição da Formação Serra Geral.

A Figura 4.10 apresenta uma seção esquemática da encosta. Neste trecho a encosta avança em direção ao vale do rio Pardo com fendas visíveis até aproximadamente 100m do eixo da estrada. Na área observa-se que as planícies de inundação são mais amplas, quando situadas em materiais sedimentares menos resistentes, pertencentes às litologias das Formações Rosário do Sul e Caturrita. As planícies de menor amplitude ocorrem nos basaltos da Formação Serra Geral. Estes depósitos texturalmente são constituídos por materiais areno-argilosos e por cascalhos de origem basáltica e arenítica. A Foto 4.15 apresenta em primeiro plano pequeno trecho da pista danificada e, em segundo plano o contato entre as unidades geomorfológicas Serra Geral e Depressão Central. Já a Foto 4.16 mostra em detalhe as fendas e degraus que avançam em direção à pista e às moradias que situam-se à juzante da encosta. Não descarta-se a possibilidade do rio estar influenciando os movimentos desta encosta. Recentemente teve início uma investigação geotécnica mais detalhada com a realização de sondagens pelo DAER para determinar o perfil geotécnico da área afetada pelos movimentos.

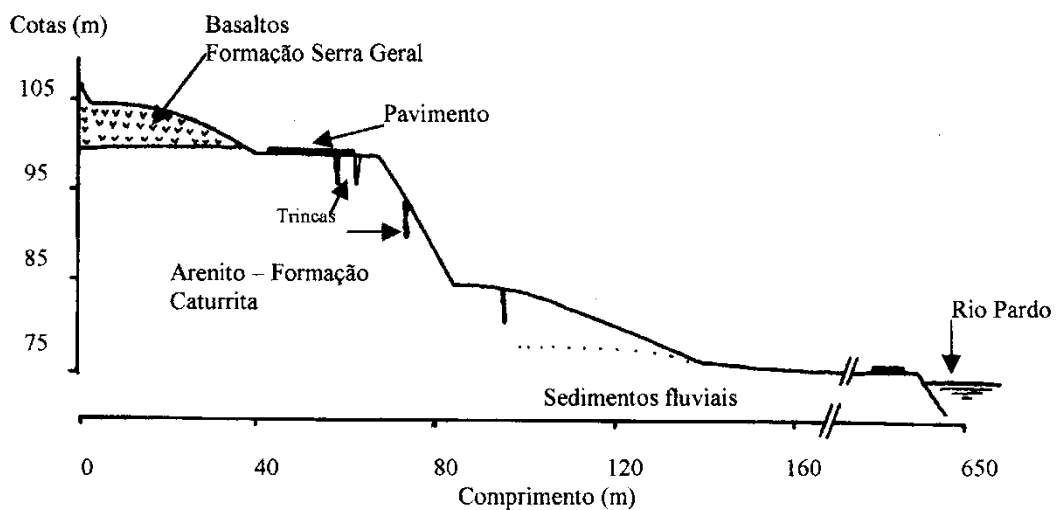


Figura 4.10 – Seção transversal esquemática da área de instabilidade na RS-481, Candelária-Sobradinho.



Foto 4.15 – Detalhe da pista da RS-481 com defeito e ao fundo contato entre as unidades geomorfológicas Serra Geral e Depressão Central



Foto 4.16 – Rupturas retro-progressivas que avançam em direção à rodovia e às moradias.

4.2.6 Santa Maria

Em Santa Maria, verifica-se evidências de escorregamentos ocorridos na rodovia BR-158 Santa Maria – Júlio de Castilhos, desde o ano de 1975. Esta rodovia de sentido norte-sul atravessa as unidades geomorfológicas Depressão Rio Jacuí, englobando as rochas das Formações Rosário do Sul, Santa Maria e Caturrita, Serra Geral – Área Serrana, constituída por arenitos da Formação Botucatu, Formação Serra Geral (basaltos, diabásios e arenitos intertrapes) e na parte superior o Planalto dos Campos Gerais, formada por rochas vulcânicas ácidas. A Figura 4.11 apresenta um mapa esquemático da área com processos de instabilidade.

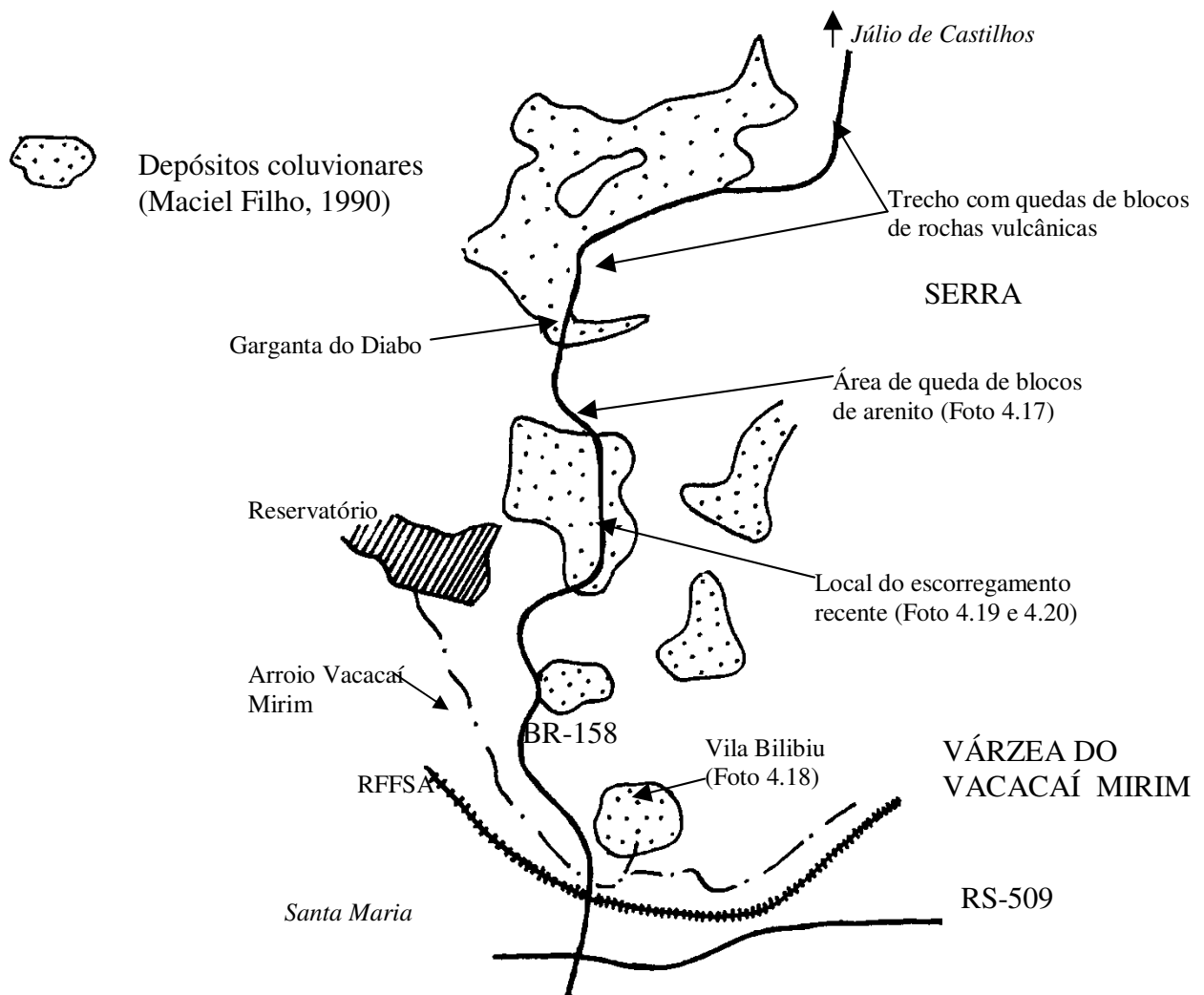


Figura 4.11 – Localização das principais áreas afetadas pelos processos de instabilidade na BR-158, Santa Maria.

Neste trecho da rodovia há casos notáveis de rastejos em taludes rochosos de basalto, quedas de blocos, escorregamentos do tipo deslizamento no contato do aterro rodoviário, formando a superfície de ruptura provavelmente ao longo do contato aterro-solo residual subjacente ou aterro-rocha sedimentar (Maciel Filho, 1978). A Foto 4.17 mostra em detalhe o processo de queda de blocos de arenito Botucatu próximo da estrada.

Na encosta da Área Serrana, após o viaduto sobre o arroio Vacacaí-Mirim na BR-158, situa-se um loteamento denominado Vila Bilibiu. Grande parte da vila encontra-se sobre depósitos de tálus constituído por blocos de basalto e arenito Botucatu. A matriz em sua maior parte, é formada por sedimentos areno-argilosos derivados da Formação Caturrita, com cores avermelhadas e róseas, e também derivados de solo residual de basalto. A Foto 4.18 apresenta uma vista aérea da encosta da Serra Geral e da Depressão Central, mostrando a localização da vila Bilibiu. Recentemente foram executadas sondagens, instalação de piezômetros, medidores de nível da água e marcos superficiais para monitoramento desta encosta. Este controle está sendo executado pelo Laboratório de Solos da UFSM com apoio do projeto PADCT III (Soares, 1998).



Foto 4.17 – Quedas de blocos de arenito Botucatu na BR-158

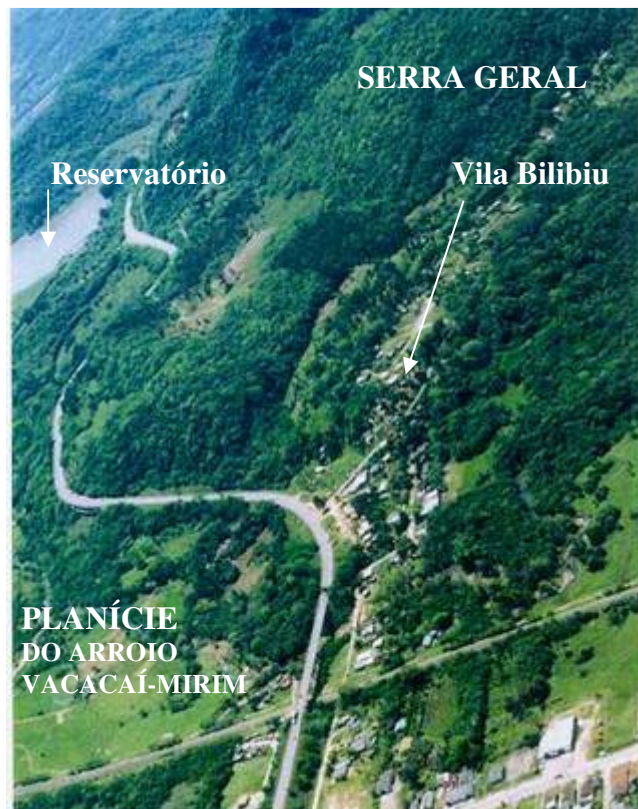


Foto 4.18 – Vista aérea da BR-158 apresentando a Vila Bilibiu.

No mês de setembro de 1998, após chuvas intensas ocorreu um grande deslizamento que interrompeu por vários dias a rodovia BR-158. Este trecho pertence à unidade geomorfológica Serra Geral constituída de basaltos e na base rochas sedimentares da Formação Caturrita e Santa Maria. Foram realizadas sondagens rotativas e levantamentos geofísicos (GPR) com o objetivo de delimitar a possível superfície de ruptura. O local aparentemente era um antigo vale que foi preenchido pelos sedimentos originados das Formações Santa Maria e Caturrita e posteriormente recoberto por derrames basálticos. A superfície de ruptura situa-se no arenito da Formação Caturrita, que neste local apresenta-se fracamente cimentado, a uma profundidade de 15m. A Formação Santa Maria abaixo da Formação Caturrita apresenta-se impermeável, gerando um confinamento que devido às chuvas intensas e problemas de drenagem ocasionou a ruptura da camada de arenito Caturrita. A Foto 4.19 apresenta os danos ocasionados neste trecho da BR-158 após as chuvas intensas e a Foto 4.20 uma vista aérea do local antes do escorregamento.



Foto 4.19 – Detalhe do escorregamento recente na BR-158, Santa Maria-Júlio de Castilhos.

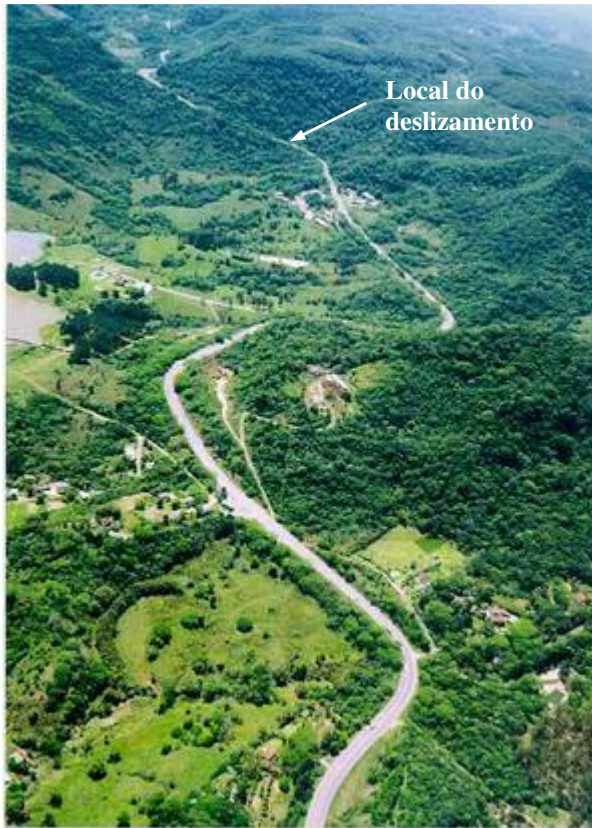


Foto 4.20 – Vista aérea da BR-158 apresentando o local dos processos de instabilidade recentes (foto anterior).

4.2.7 Faxinal do Soturno

No município de Faxinal do Soturno foi estudado um fenômeno de instabilidade de talude com características geotécnicas especiais ocorrido na rodovia RS-348 entre Faxinal do Soturno e Dona Francisca por Bressani et al (1996a e 1996b). O local do deslizamento está situado entre as unidades geomorfológicas Serra Geral – Área Serrana e Depressão Rio Jacuí. Os materiais envolvidos são colúvios de basalto e siltito sobre siltito pouco alterado da Formação Santa Maria. O escorregamento ocorreu quando foi realizado um corte em um talude suave ($\approx 21^\circ$) de um material avermelhado. Este corte tem cerca de 300m de comprimento com uma altura variando entre 1m e 7m. Algum tempo após o corte fendas de tração foram observadas em todo o talude até uma distância de 70m do eixo da rodovia pondo em risco as fundações de duas torres de transmissão de energia da CEEE. Este fenômeno de instabilidade levou à interrupção da construção desta rodovia.

Foi aberta uma trincheira com 1,9m de profundidade onde a porção do solo que estava sendo escavada deslizou sobre a camada cinza deixando à vista a superfície inferior polida. Examinando algumas partes desta superfície, verificou-se a presença de um plano de deslizamento bem definido com a espessura de aproximadamente 3mm. Este talude será estudado em detalhe no Capítulo VI.

CAPÍTULO V

5 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL – RESULTADOS

Em muitos casos de instabilidade associados à escarpa no Estado do Rio Grande do Sul, estes processos estavam relacionados a presença de camadas com elevada concentração de argilo-minerais, apresentando superfícies estriadas, polidas e brilhantes. Na análise destas superfícies de ruptura verificou-se uma visível orientação das partículas.

Este capítulo apresentará resultados de ensaios *ring shear* de alguns solos envolvidos nos casos descritos no Capítulo IV e de outros locais escolhidos para elucidar o comportamento envolvendo a resistência ao cisalhamento residual de solos tropicais.

5.1 PROGRAMA EXPERIMENTAL

Os ensaios realizados utilizaram o equipamento *ring shear* desenvolvido por Bromhead (1979). Entretanto, algumas das modificações sugeridas por Vasconcelos (1992) foram introduzidas na célula de cisalhamento do equipamento. A abertura de um pequeno orifício no cabeçote foi feito para evitar um bolsão de ar entre o eixo central e o cabeçote, com o objetivo de facilitar o desmonte do equipamento no final do ensaio. Foi removido aproximadamente 0,10mm do raio externo do anel poroso superior para reduzir o atrito.

Os corpos de prova foram preparados a partir de amostras reconstituídas. Estas amostras eram inicialmente secas ao ar, destorroadas com o uso de mão de gral e subsequentemente passadas na peneira de 0,42mm (#40). O teor de umidade era ajustado para ser próximo do limite de plasticidade. O corpo de prova era moldado colocando-se pequenas quantidades de solo na cavidade da célula de cisalhamento. O solo era então levemente pressionado com uma espátula. A superfície do corpo de prova era nivelada com espátula ou régua, executando-se movimentos radiais a partir do centro da célula. O teor de umidade de moldagem era determinado com o excesso de solo. O equipamento desenvolvido por Bromhead (1979) possibilita ensaiar corpos de prova com diâmetro externo de 100mm, diâmetro interno de 70mm e altura inicial de 5mm. As Fotos 5.1 e 5.2 mostram o equipamento e a célula contendo amostra de solo.

Neste programa de ensaios foram aplicadas tensões verticais que variaram de 20kPa a 200kPa. A técnica de estágio único foi adotada, a qual utiliza-se uma amostra para cada tensão vertical aplicada, sendo esta técnica considerada mais adequada para solos de comportamento deslizando.

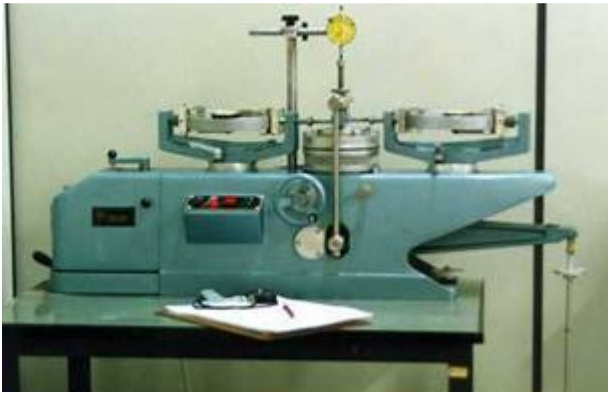


Foto 5.1 – Vista lateral do equipamento *ring shear*.



Foto 5.2 – Detalhe da célula de cisalhamento contendo um corpo de prova de solo.

A velocidade de cisalhamento adotado foi de 0,089mm/min. O critério para o final de cada ensaio foi a observação de um segmento horizontal no gráfico tensão cisalhante normalizada pelo logaritmo do deslocamento cisalhante. O deslocamento requerido para obter-se a condição residual foi usualmente entre 250mm e 500mm.

Uma revisão sobre a resistência ao cisalhamento residual, técnicas de ensaios, equipamentos e velocidade de cisalhamento em solos sedimentares e tropicais foram apresentados no item 2.3.

5.2 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E RESULTADOS DOS ENSAIOS

Foram realizados ensaios *ring shear* em 26 solos do Estado do Rio Grande do Sul. O objetivo desta investigação está relacionada com projetos geotécnicos envolvendo soluções para taludes instáveis e erosões profundas. Os tipos de solos incluídos foram:

- (a) colúvios sobre basaltos e colúvios sobre siltitos;
- (b) solos residuais de basalto;
- (c) solos saprolíticos granulares de granito;
- (e) solos residuais de arenito, de siltito e de argilito;
- (g) argilas de preenchimento de juntas de basalto.

A Tabela 5.1 apresenta os dados de identificação destes solos e resultados de ensaios de caracterização. Nesta tabela estão também apresentados os locais, as formações geológicas e os principais minerais constituintes dos solos estudados.

Nas amostras identificadas como arenito (amostras 1, 2 e 3) o quartzo, o feldspato e a caulinita foram os minerais predominantes. Estes solos apresentam uma plasticidade de média a baixa. Nas amostras classificadas como siltito (amostras 4 a 14) os minerais predominantes foram os argilo-minerais do grupo das esmectitas e caulinitas. Estes solos apresentam plasticidade de média a alta. Os solos oriundos de rochas graníticas e gnaíssicas (amostras 16, 17 e 18) os minerais predominantes foram o quartzo, o feldspato e a mica. Estes solos apresentam em geral uma baixa plasticidade. Os solos oriundos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (amostras 19 a 26) apresentaram uma plasticidade de média a alta. As amostras com média plasticidade são constituídas principalmente por caulinita e feldspatos. Já as amostras com alta plasticidade o argilo-mineral predominante foi a esmectita.

As Figuras 5.1 e 5.2 apresentam as correspondentes curvas de distribuição granulométrica destes solos. Os solos saprolíticos de formações sedimentares arenosas e graníticas/gnaíssicas apresentaram um fração argila menor do que 15%. Os solos lateríticos (horizonte B) destas mesmas formações apresentam uma concentração maior da fração argila (35% a 45%). Os solos originados de siltitos e argilitos a fração argila variou entre 15% e 75%. Os valores mais elevados da fração argila foram encontrados para os siltitos argilosos e os argilitos. Os solos oriundos do intemperismo de rochas vulcânicas apresentaram valores de fração argila entre 30% e 70%. Nestes solos quando mais elevado o grau de intemperismo maior o valor da fração argila presente, tanto no solo, quanto em finas camadas de solo entre a rocha alterada.

A Figura 5.3 apresenta a influência da tensão vertical efetiva (σ'_n) e do ângulo de atrito interno residual efetivo (ϕ'_r) para estes solos. Para grande maioria destes solos, o efeito é relativamente pequeno na variação da tensão entre 20kPa e 200kPa, adequada para os problemas geotécnicos investigados. As Tabelas 5.2, 5.3 e 5.4 apresentam os resultados obtidos no programa de ensaios *ring shear*. Nas tabelas são apresentados os valores da tensão cisalhante mínima (τ), tensão cisalhante normalizada (τ/σ'_n), e ângulo de atrito interno residual efetivo (ϕ'_r) para cada tensão normal vertical efetiva aplicada (σ'_n).

Com base nos resultados apresentados nestas tabelas e com os dados levantados na revisão de literatura discutidos no item 2.3.8, a seguir serão discutidos os resultados obtidos levando em conta o comportamento de solos tropicais.

Tabela 5.1 – Dados básicos dos solos estudados.

Am.	Descrição do solo	Formação geológica	Local	Principais minerais	LL (%)	IP (%)	FA (%)	γ_s (g/cm ³)
1	Solo residual de arenito rosa (hor. C)	Botucatu	Novo Hamburgo	Quartzo, caulinita	20	6	12	2,64
2	Solo residual laterítico de arenito vermelho escuro (hor.B)	Botucatu	Novo Hamburgo	Quartzo, caulinita	44	14	44	2,85
3	Solo residual de arenito vermelho	Rosário do Sul	Montenegro	Quartzo, caulinita, feldspato	44	12	13	2,62
4	Colúvio vermelho	Santa Maria	Faxinal do Soturno	Esmectita, caulinita	52	27	18	2,68
5	Camada cinza	Santa Maria	Faxinal do Soturno	Esmectita, caulinita	91	49	45	2,60
6	Solo residual de siltito vermelho	Santa Maria	Faxinal do Soturno	Esmectita, caulinita	57	35	13	2,65
7	Colúvio vermelho	Cenozóico	São Jerônimo	Caulinita	36	10	39	2,89
8	Camada cinza dentro de fraturas	Cenozóico	São Jerônimo	Caulinita	36	10	39	2,89
9	Solo residual de argilito vermelho	Cenozóico	São Jerônimo	Esmectita	83	50	74	2,69
10	Solo residual de siltito vermelho – Perfil 1 (P1-2)	Santa Maria	Malhada	Esmectita, mica, quartzo	45	26	22	2,67
11	Camada cinza dentro do solo residual de siltito vermelho – Perfil 1 (P1-1)	Santa Maria	Malhada	Esmectita, ilita, óxidos	64	42	43	2,69
12	Colúvio de siltito vermelho com manchas brancas – Perfil 3, (P3-1)	Santa Maria	Malhada	Esmectita, ilita, óxidos	59	35	14	2,69
13	Solo residual de siltito vermelho com manchas brancas – Perfil 3, (P3-2)	Santa Maria	Malhada	Esmectita, ilita, óxidos	58	33	15	2,65
14	Camada cinza – Perfil 5, (P5)	Santa Maria	Malhada	Esmectita	57	33	43	2,66
15	Colúvio de siltito vermelho – Perfil 6, (P6)	Santa Maria	Malhada	Esmectita, ilita	48	18	17	2,67

Continuação da Tabela 5.1 – Dados básicos dos solos estudados.

Am.	Descrição do solo	Formação geológica	Local	Principais minerais	LL (%)	IP (%)	FA (%)	γ_s (g/cm ³)
16	Solo saprolítico de migmatito amarelo (hor. C)	Cambaí	Alvorada	Quartzo, mica, feldspato	40	6	3	2,66
17	Solo residual laterítico de migmatito vermelho escuro (hor. B)	Cambaí	Alvorada	Quartzo, mica, feldspato	41	10	35	2,68
18	Solo saprolítico de granito amarelo	Cambaí	Porto Alegre	Quartzo, caulinita, feldspato	38	16	5	2,63
19	Solo residual de basalto cinza claro	Serra Geral	Teutônia	Esmectita, caulinita	63	19	35	2,94
20	Colúvio de basalto	Serra Geral	Itati	Esmectita	78	46	52	2,66
21	Argila residual de basalto vesicular	Serra Geral	Itati	Esmectita	112	72	65	2,79
22	Argila de preenchimento de juntas de basalto alterado	Serra Geral	Itati	Esmectita	116	75	68	2,73
23	Argila de zona de cisalhamento dentro de basalto alterado	Serra Geral	Itati	Esmectita	78	46	52	2,66
24	Solo residual de basalto marrom avermelhado – Perfil 7 (P7)	Serra Geral	Malhada	Caulinita, ilita, quartzo	60	25	31	2,76
25	Colúvio com fragmentos de basalto – Perfil 8 (P8)	Serra Geral	Malhada	Caulinita, esmectita, feldspatos	85	23	55	2,75
26	Solo saprolítico de basalto cinza escuro – Perfil 9 (P9)	Serra Geral	Malhada	Caulinita, esmectita	58	23	30	2,79

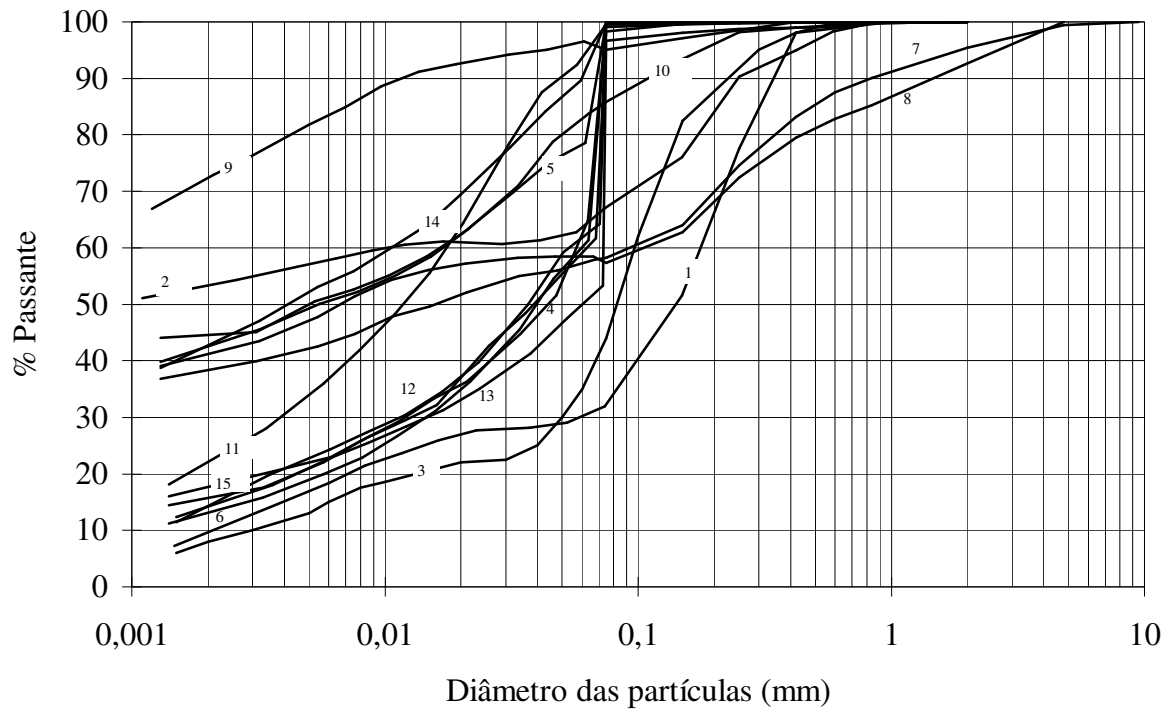


Figura 5.1 – Curvas granulométricas dos solos oriundos de formações sedimentares.

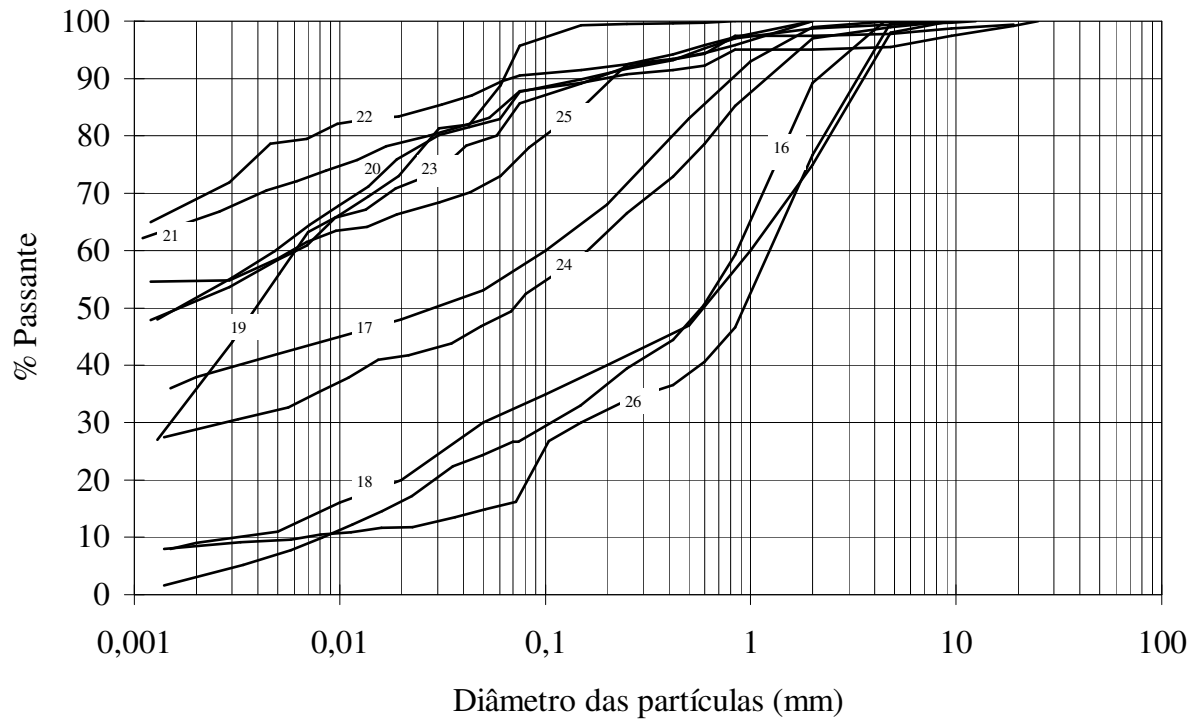


Figura 5.2 – Curvas granulométricas dos solos oriundos granitos, gnaisses e basaltos.

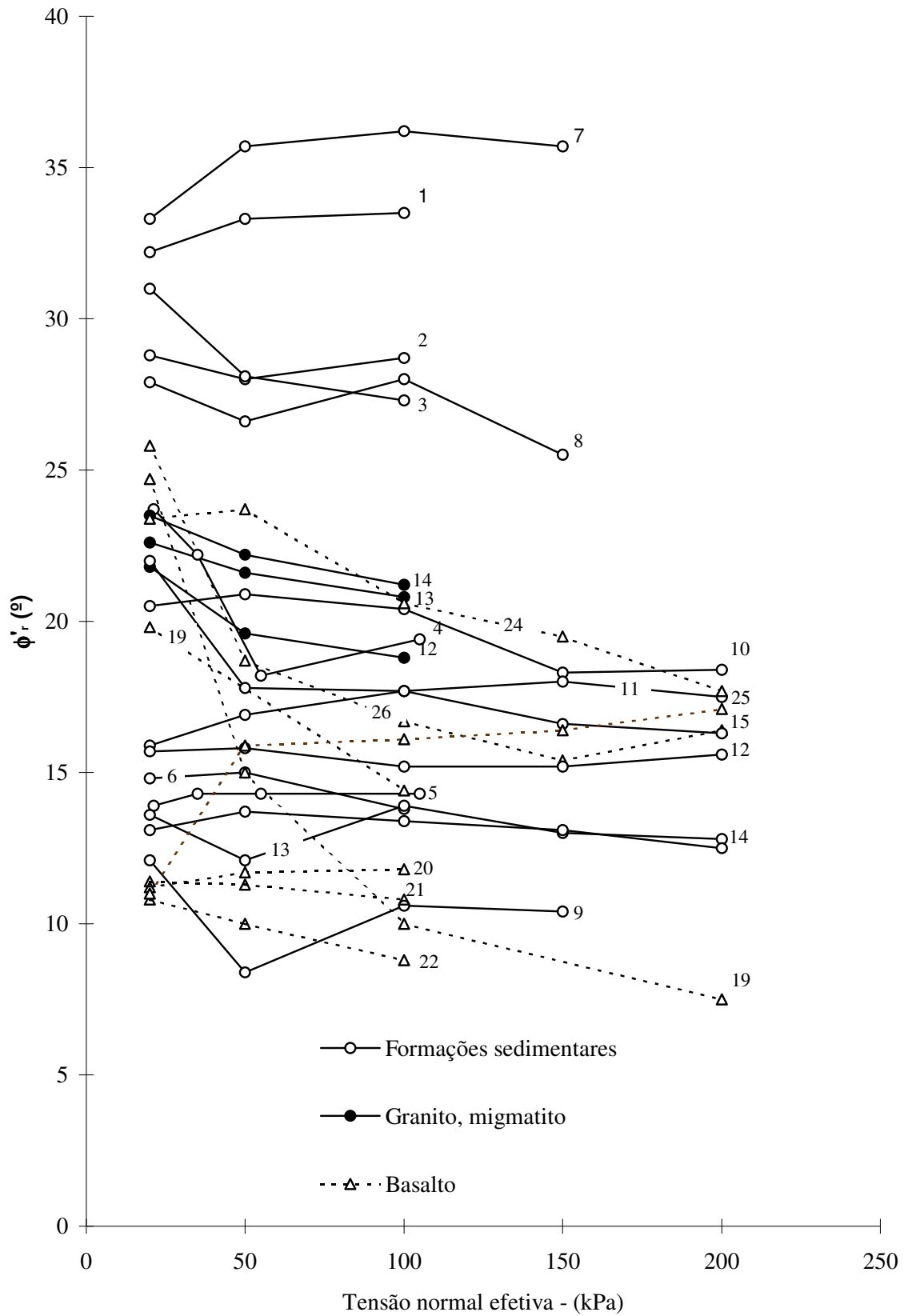


Figura 5.3 – Influência de σ'_n na medidas de ϕ'_r

Tabela 5.2 – Resultados de ensaios *ring shear* – solos originados de formações sedimentares.

Amostra	Descrição do solo	Local	σ'_n (kPa)	τ (kPa)	τ / σ'_n	ϕ'_r ($^\circ$)
1	Solo residual de arenito	Novo Hamburgo	20	12,6	0,630	32,2
			50	32,9	0,657	33,3
			100	66,2	0,662	33,5
2	Solo residual de arenito	Novo Hamburgo	20	11,0	0,549	28,8
			50	26,6	0,531	28,0
			100	54,7	0,547	28,7
3	Solo residual de arenito	Montenegro	20	12,0	0,601	31,0
			50	26,8	0,535	28,1
			100	51,5	0,515	27,3
4	Colúvio vermelho	Faxinal do Soturno	21,2	9,3	0,437	23,7
			35	14,3	0,409	22,2
			55	18,0	0,328	18,2
			105	37,1	0,353	19,4
5	Camada cinza	Faxinal do Soturno	21,2	5,2	0,246	13,9
			35	8,9	0,254	14,3
			55	14,0	0,255	14,3
			105	26,1	0,249	14,3
6	Solo residual vermelho de siltito	Faxinal do Soturno	20	5,3	0,264	14,8
			50	13,4	0,267	15,0
			100	24,6	0,246	13,8
7	Colúvio vermelho	São Jerônimo	20	13,1	0,656	33,3
			50	35,9	0,720	35,7
			100	73,1	0,731	36,2
			150	108,0	0,720	35,7
8	Solo cinza preenchendo fraturas	São Jerônimo	20	10,6	0,530	27,9
			50	25,0	0,500	26,6
			100	53,1	0,531	28,0
			150	71,7	0,478	25,5
9	Solo residual vermelho de argilito	São Jerônimo	20	4,3	0,214	12,1
			50	8,9	0,147	8,4
			100	18,7	0,187	10,6
			150	27,6	0,184	10,4
10	Solo residual vermelho de siltito – Perfil 1-P1-2	Malhada	20	7,5	0,375	20,5
			50	19,1	0,381	20,9
			100	37,2	0,372	20,4
			150	9,5	0,330	18,3
			200	66,7	0,334	18,4

Continuação da Tabela 5.2

Amostra	Descrição do solo	Local	σ'_n (kPa)	τ (kPa)	τ / σ'_n	ϕ'_r (°)
11	Camada cinza dentro do solo residual de siltito – Perfil 1- P1-1	Malhada	20	5,7	0,284	15,9
			50	15,3	0,305	16,9
			100	31,9	0,319	17,7
			150	48,7	0,326	18,0
			200	63,1	0,315	17,5
12	Solo residual de siltito Perfil 3 – P3-1	Malhada	20	5,6	0,280	15,7
			50	14,2	0,284	15,8
			100	27,2	0,272	15,2
			150	40,7	0,271	15,2
			200	55,8	0,279	15,6
13	Solo residual de siltito – Perfil 3 – P3-2	Malhada	20	4,8	0,242	13,6
			50	10,7	0,214	12,1
			100	24,8	0,248	13,9
			150	34,8	0,232	13,0
			200	45,5	0,227	12,8
14	Camada cinza – Perfil 5 – P5	Malhada	20	4,7	0,233	13,1
			50	12,1	0,241	13,7
			100	23,8	0,237	13,4
			150	35,0	0,233	13,1
			200	44,1	0,221	12,5
15	Colúvio de siltito Perfil 6 – P6	Malhada	20	8,1	0,405	22,0
			50	16,1	0,321	17,8
			100	32,0	0,320	17,7
			150	44,7	0,298	16,6
			200	59,4	0,292	16,3

Tabela 5.3 – Resultados de ensaios *ring shear* – solos oriundos de granito e migmatitos.

Amostra	Descrição do solo	Local	σ'_n (kPa)	τ (kPa)	τ / σ'_n	ϕ'_r (°)
16	Solo saprolítico de migmatito	Alvorada	20	8,0	0,399	21,8
			50	17,3	0,355	19,6
			100	33,9	0,339	18,8
17	Solo residual laterítico de migmatito	Alvorada	20	8,3	0,396	22,6
			50	19,8	0,379	21,6
			100	37,9	0,435	20,8
18	Solo saprolítico de granito	Porto Alegre	20	8,7	0,435	23,5
			50	20,4	0,407	22,2
			100	38,7	0,387	21,2

Tabela 5.4 – Resultados de ensaios *ring shear* – solos oriundos de rochas basálticas.

Amostra	Descrição do solo	Local	σ'_n (kPa)	τ (kPa)	τ / σ'_n	ϕ'_r ($^\circ$)
19	Solo residual de basalto	Teutônia	20	9,2	0,459	24,7
			50	13,4	0,286	15,0
			100	17,7	0,176	10,0
			200	26,5	0,134	7,5
20	Colúvio de basalto	Itati km 103	20	3,9	0,197	11,2
			50	10,4	0,208	11,7
			100	21,0	0,210	11,8
21	Argila residual de basalto vesicular	Itati km 104 +500	20	4,1	0,205	11,4
			50	10,0	0,201	11,3
			100	19,9	0,190	10,8
22	Argila de preenchimento - basalto alterado	Itati Km 4 + 100	20	3,8	0,176	10,8
			50	8,8	0,156	10,0
			100	15,6	0,257	8,8
23	Argila de zona de cisalhamento em basalto	Itati Km 3 + 050	20	7,18	0,257	19,8
			50	-	-	-
			100	25,7	0,359	14,4
24	Solo residual de basalto – Perfil 7 – P7	Malhada	20	8,6	0,359	23,4
			50	21,9	0,432	23,7
			100	37,6	0,438	20,6
			150	53,2	0,376	19,5
25	Colúvio de basalto – Perfil 8 – P8	Malhada	200	63,6	0,355	17,7
			20	3,9	0,194	11,0
			50	14,3	0,285	15,9
			100	28,7	0,287	16,1
26	Solo residual de basalto – Perfil 9 – P9	Malhada	150	44,1	0,294	16,4
			200	61,4	0,307	17,1
			20	9,7	0,483	25,8
			50	17,0	0,340	18,7
26	Solo residual de basalto – Perfil 9 – P9	Malhada	100	29,3	0,259	16,7
			150	41,3	0,275	15,4
			200	58,8	0,294	16,4
			200	58,8	0,294	16,4

5.2.1 Solos residuais tropicais oriundos de formações sedimentares

A Formação Santa Maria consiste de siltitos vermelhos e argilitos de origem continental, localizados geralmente abaixo da Formação Botucatu. Em Faxinal do Soturno um silito intemperizado desta formação (amostra 6) está situado abaixo de colúvio instável (amostra 4). Uma fina camada silto-argilosa de cor cinza (amostra 5) foi encontrada no contato durante a investigação local. Esta camada contém uma superfície polida na superfície de ruptura. O silito

intemperizado (IP = 35%) e a camada cinza (IP = 49%) apresentam um similar $\phi'_r \approx 14^\circ$. Nestes solos a fração argila contem esmectitas. O colúvio apresentou $19^\circ < \phi'_r < 24^\circ$ consistente com o baixo IP = 27%. No Capítulo VI este local será estudado em detalhe.

Em Santa Cruz do Sul (Malhada), uma grande ruptura envolvendo solos e rochas (ver Capítulo VII) a superfície de cisalhamento está situada principalmente dentro do solo residual da Formação Santa Maria. Neste local foram realizados ensaios em 6 amostras pertencentes a esta formação. As amostras de solo residual de siltito vermelho (amostras 10, 12 e 13) apresentaram um ϕ'_r entre 12° e 21° , consistente com seus valores de IP. Os valores mais elevadas de ϕ'_r foram obtidos para os solos de menor plasticidade e mais arenosos (IP = 26%). Os valores mais baixos de ϕ'_r foram obtidos para os solos com IP > 35%. Intercalados nos solos residuais ou colúvios é comum a presença de camadas mais argilosas de cor cinza de espessura variável. Na média estas camadas apresentam-se mais plásticas (amostras 11 e 14) apresentando valores de ϕ'_r de 18° e 14° . Os colúvios formados de siltitos vermelho (amostra 15) apresentam-se muito retrabalhados com a presença de pequenos fragmentos de arenito e basalto. Os valores de ϕ'_r quando comparados no mesmo perfil são mais altos que solo residual abaixo, apresentando um IP mais baixo. A análise em detalhe desta encosta será realizada no Capítulo VII.

A Formação Rosário do Sul consiste de arenitos, siltitos e argilitos com cores predominantemente vermelhas e amarelas, de origem fluvial. Em Montenegro, em um corte de estrada aberto em um solo residual de arenito desta formação (amostra 3), este apresentou feições de erosão. Este é formado principalmente por partículas angulares a sub-angulares de quartzo e feldspatos intemperizados. A fração argila contem caulinita. Este solo apresentou ϕ'_r de 28° consistente com um baixo IP = 12%.

Sedimentos cenozóicos (Formação Gravataí) em São Jerônimo foram atravessados pela construção de uma rodovia. Os taludes formados pelos cortes apresentaram duas camadas de solo que sofreram um processo progressivo de degradação e ruptura. A parte superior deste talude é formado por um depósito aluvial areno-argiloso vermelho (amostra 7). Este solo apresenta um valor médio de ϕ'_r de 36° consistente com um baixo IP = 10%. A parte inferior deste perfil é constituído por argilas plásticas de cor cinza originadas de processos de sedimentação em lagoas. Este solo inferior apresenta um valor médio ϕ'_r de 11° consistente com o elevado IP = 50%. Fissuras na camada superior são preenchidas com solo cinza (amostra 8). Este solo tem um valor intermediário de ϕ'_r de 28° e IP = 10%.

A Figura 5.4 apresenta a relação entre ϕ'_r e IP para os solos residuais oriundos de rochas sedimentares. Nesta mesma figura estão representados os resultados obtidos na literatura (item 2.3.8).

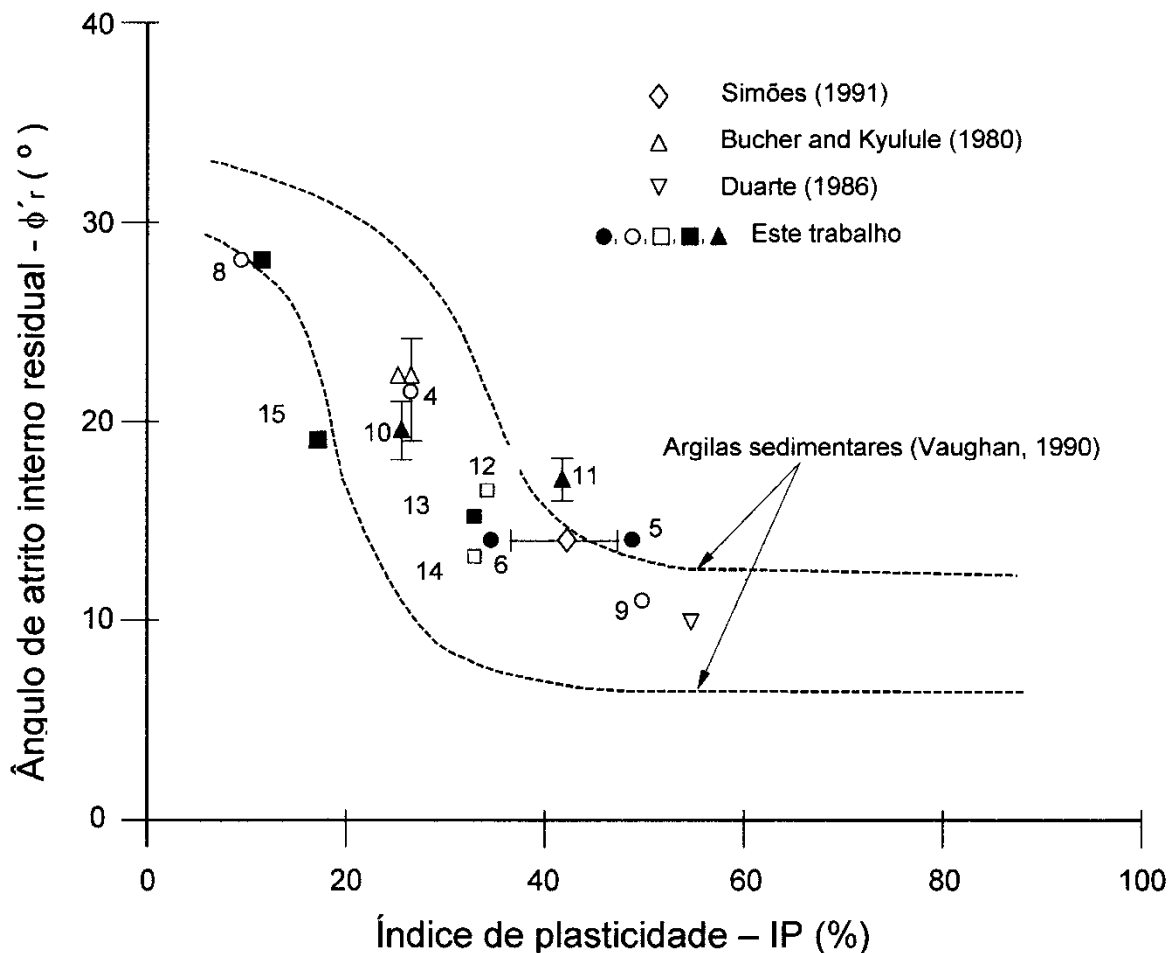


Figura 5.4 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos tropicais derivados de formações sedimentares.

5.2.2 Solos saprolíticos granulares e solos arenosos

A Formação Botucatu é constituída por arenitos de origem eólica de cor rosa situados imediatamente abaixo da Formação Serra Geral. Em Novo Hamburgo, um talude rodoviário apresenta-se bastante erodido em um perfil de solo residual de arenito Botucatu. Este solo é formado por partículas arredondadas a sub-angulares compostas principalmente de quartzo, com algum feldspato e caulinita. Este solo (amostra 1) apresenta ϕ'_r de 33° consistente com sua baixa plasticidade (IP = 6 %). A camada acima neste perfil é formada por um solo laterítico vermelho (amostra 2) apresentando-se mais argilosa e plástica. O ϕ'_r obtido para este solo foi 29° consistente com seu IP de 13%.

Um grande loteamento em fase de urbanização em Alvorada teve problemas geotécnicos sérios. Na área o substrato é formado por migmatitos. Processos intensos de intemperismo desta rocha produziu um solo laterítico argilo-arenoso vermelho escuro (amostra 16) sobre um solo saprolítico silto-arenoso amarelo (amostra 17). Este último solo é altamente erodível quando exposto. O solo saprolítico é composto por mica muscovita, caulinita e quartzo. O intemperismo da mica produz traços de argilo-minerais inter-estratificados (ilita). O solo saprolítico apresenta um valor médio de ϕ'_r de 20° , o qual é relativamente baixo considerando o IP de 6% (Figura 5.5). O solo laterítico apresenta um valor de ϕ'_r de 22° , este valor também é baixo considerando o IP de 10%. Em Porto Alegre foi estudado um solo saprolítico granular amarelo com substrato formado por rochas graníticas. Este solo (amostra 18) contém um grande proporção de feldpatos alcalinos intemperizados e alguma mica. O seu ϕ'_r foi de 22° , também baixo para o IP de 16%. A Figura 5.5 mostra a relação entre ϕ'_r e IP para solos saprolíticos granulares e solos arenosos obtidos nesta pesquisa. Nesta mesma figura estão representados os resultados encontrados na literatura para solos similares.

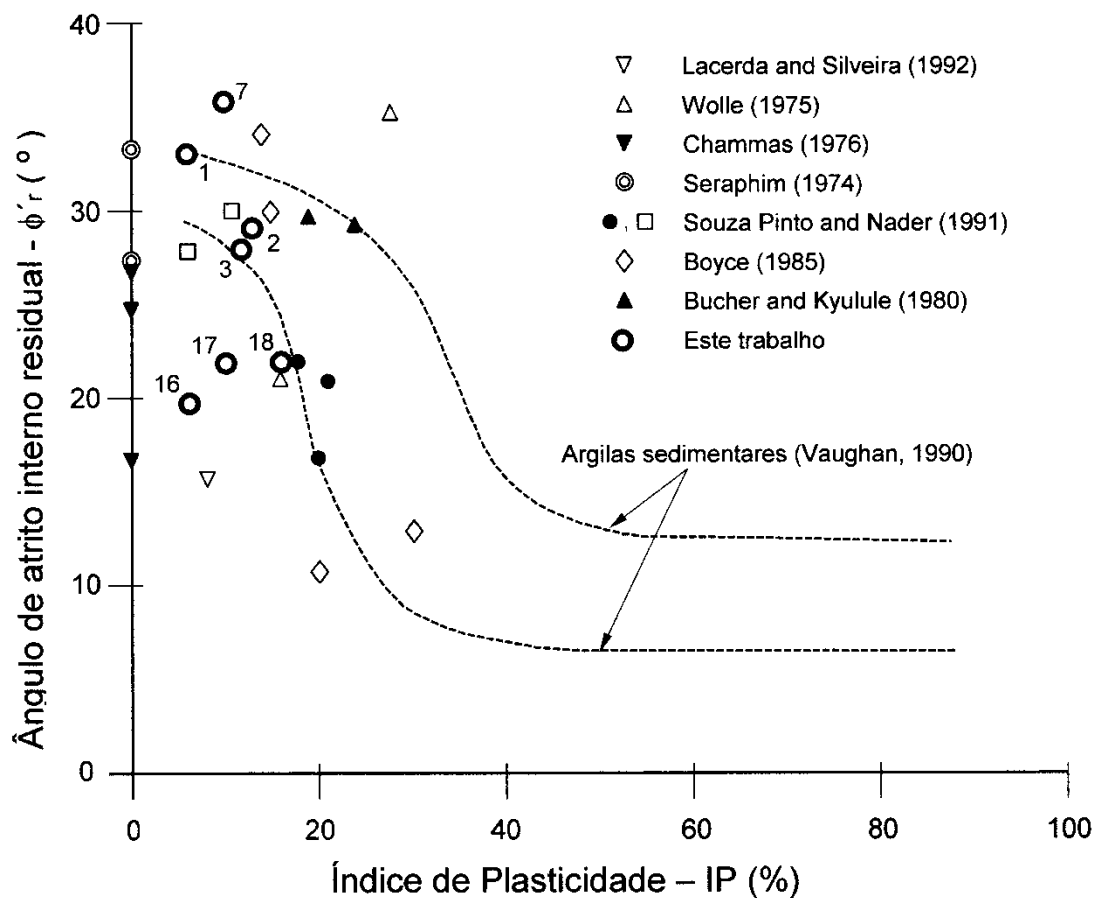


Figura 5.5 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos saprolíticos granulares e solos arenosos.

5.2.3 Solos residuais de basalto

A investigação da resistência ao cisalhamento residual inclui diferentes solos que recobrem as encostas da Formação Serra Geral. Rochas básicas – particularmente basaltos – são predominantes nos derrames vulcânicos inferiores desta formação. O perfil de intemperismo completo nos materiais desta formação são complexos. Uma seqüência completa ou parcial pode ser formada por repetidas camadas de:

- (a) solo superficial;
- (b) solo residual;
- (c) materiais transicionais com rochas de diferentes estágios de intemperismo; e
- (d) rocha sã

A Figura 5.6 apresenta a relação entre ϕ'_r e IP obtida para solos residuais de basalto nesta pesquisa. Nesta mesma figura estão representados os resultados encontrados na literatura para solos similares. Estes perfis são freqüentemente cobertos por colúvios. Em Teutônia ocorre um colúvio instável situado acima de um solo residual de basalto. Este solo residual (amostra 19) é formado por agregados de partículas de tamanho argila e silte (principalmete esmectitas e feldspatos intemperizados). Ensaio *ring shear* realizados no solo residual obteve-se um ϕ'_r de 10° para a $\sigma'_n = 100$ kPa. Este valor é baixo considerando seu IP de 19 %.

Em Itati, problemas com taludes instáveis foram freqüentes durante a construção da rodovia Rota do Sol. No Capítulo IV (item 4.1.1) são descritos 4 casos de ruptura neste local. A amostra 20 é constituída de uma argila retirada da superfície de ruptura de um espesso colúvio de basalto no km 103. A amostra 23 também foi retirada da zona de cisalhamento em basalto no km 3 + 050. As amostras 21 e 22 são formadas respectivamente pela alteração de uma camada de basalto vesicular (km 104 + 500) e por argilas que preenchem as descontinuidades de uma camada de basalto alterado (km 4 + 100). Estas amostras são constituídas basicamente por argilas expansivas do grupo das esmectitas. Os solos apresentam alguns fragmentos de basalto alterado e vesículas, porém a matriz é constituída por partículas do tamanho argila superior a 50%, alcançando nos solos mais plásticos (IP > 70%) até valores de 70%. Estes solos apresentaram valores de ϕ'_r entre 9° e 14° consistentes com seu elevado IP.

O solo residual de basalto de Santa Cruz do Sul, foi mais afetado por processos pedogenéticos. O resultado foi a formação de solos lateríticos marrom avemelhados (amostra 24) cobrindo solos saprolíticos cinza escuros (amostra 26). O solo saprolítico apresentou um ϕ'_r de 20°, o qual é consistente com seu IP de 25%. O solo laterítico apresentou um ϕ'_r de 17°, de forma similar este valor é consistente com o seu IP de 23%. Estes solos (amostras 24 e 26) são constituídos basicamente por argilas caulíníficas, feldspatos intemperizados e pequenos

fragmentos de basalto friáveis. Maiores valores de ϕ'_r podem ser causados por processos de laterização. Também ocorrem no local perfis mais argilosos (amostra 25) com a ocorrência de argilas do grupo das esmectitas e caulinita. Neste solo o $\phi'_r < 17^\circ$, e não apresenta uma diminuição deste valor com o aumento de σ'_n .

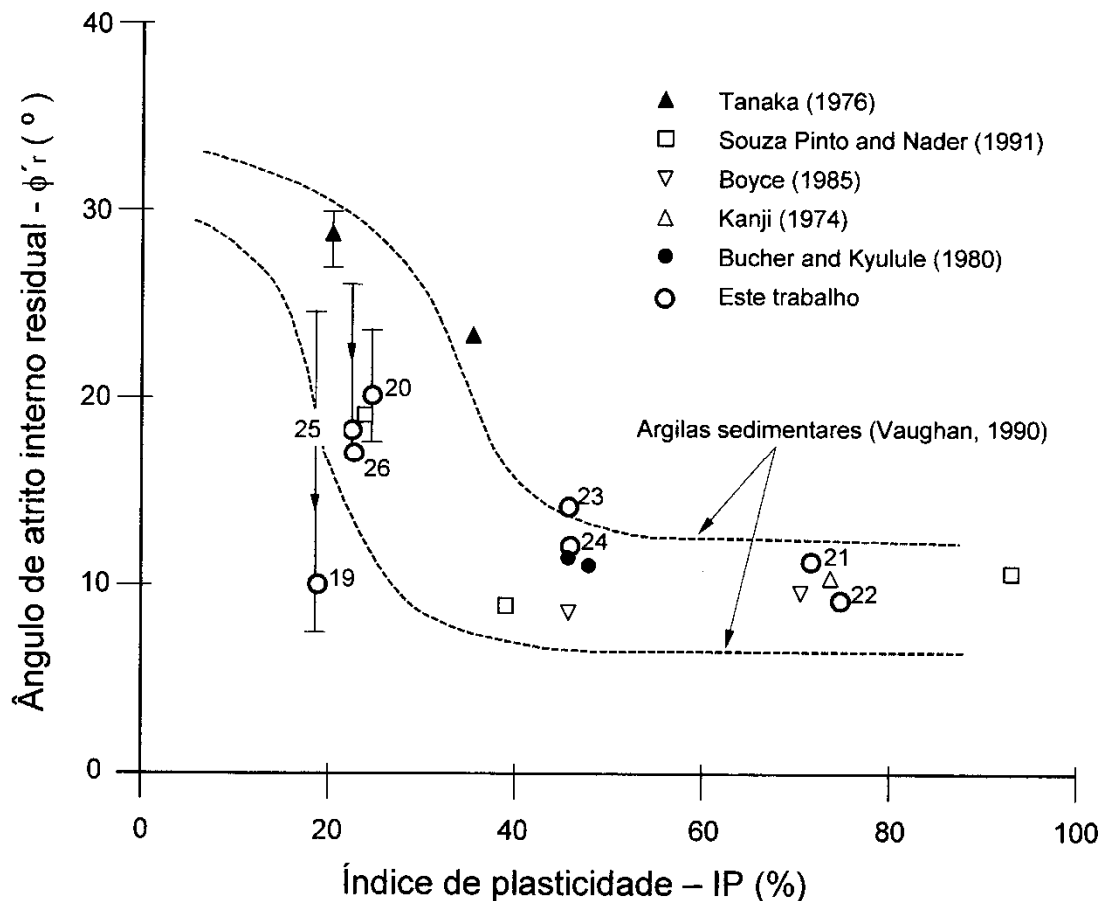


Figura 5.6 – Relação entre ϕ'_r e IP para solos residuais de basalto.

5.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos nos ensaios *ring shear* em solos tropicais no Sul do Brasil apresentaram valores de ϕ'_r variando entre $7,5^\circ$ e 36° . Estes valores de ϕ'_r foram afetados pela tensão efetiva, distribuição dos tamanhos das partículas, mineralogia, tipo de rocha mãe e também em particular pelos processos pedogenéticos desenvolvidos em cada perfil de solo. Muitos solos sedimentares e residuais apresentaram um pequeno decréscimo de ϕ'_r com o acréscimo de σ'_n investigados (Figura 5.3). Entretanto, os solos residuais de basalto de Teutônia,

Itati e Santa Cruz do Sul, (amostras 19, 22/23 e 24/26) tem comportamento não linear mais pronunciado. Solos residuais originados de migmatito e granito (amostras 16, 17 e 18) e arenitos fluviais (amostra 3) também apresentaram uma redução de ϕ'_r com o acréscimo de σ'_n . Este comportamento pode ser explicado pela presença de partículas frágeis parcialmente intemperizadas as quais se desagregam com o cisalhamento.

As Figuras 5.4, 5.5 e 5.6 apresentam a variação observada de ϕ'_r com IP para σ'_n de 100 kPa. Muitos solos apresentam uma redução do ϕ'_r com aumento da fração argila e IP, o qual é tipicamente associado aos solos sedimentares de regiões temperadas (Lupini et al, 1981). Para os solos com baixo IP, o comportamento tipo granular é responsável por valores elevados de ϕ'_r . Para solos com alto IP, a orientação das partículas argilosas de forma lamelar é o mecanismo responsável pela progressiva redução da resistência ao cisalhamento até chegar ao valor da condição residual. Entretanto, quando solos saprolíticos com mica foram investigados (amostras 16 e 17) ou solos residuais de granulação fina com grande quantidade de partículas intemperizadas (amostra 19) este comportamento original é alterado. Estes solos apresentam valores baixos de ϕ'_r quando comparados com outros solos com valores similares de IP.

De acordo com os resultados obtidos, diferentes modos de cisalhamento residual podem ser associados a solos tropicais. Os mesmos fatores que influenciam o comportamento de solos sedimentares também parecem ser relevantes para solos tropicais, somadas ainda ao efeito da quantidade de mica e a presença de partículas parcialmente intemperizadas como mencionado por Vaughan (1990). A presença de mica tem um efeito significativo no comportamento de alguns solos saprolíticos granulares. Quando o conteúdo de mica é baixo, o modo turbulento de cisalhamento residual é esperado. Quando o teor de mica é alto, podem ocorrer o progressivo alinhamento das partículas na superfície de ruptura (semelhante as partículas de forma lamelar argilosas). Este solos então apresentam um comportamento transicional ou mesmo um comportamento deslizante apesar da baixa plasticidade. Outros solos residuais, particularmente de basalto, talvez apresentem o mesmo comportamento. O motivo para este comportamento semelhante é a degradação de partículas parcialmente intemperizadas ao longo da superfície de ruptura durante cisalhamento para grandes deformações. A principal consequência é o acréscimo local do conteúdo de argila como descreve Mesri e Cepeda Diaz (1986) em folhelhos argilosos litificados. Esta é a possível explicação para o comportamento não esperado para os solos de Teutônia (amostra 19). Este comportamento difere de outros solos residuais de basalto de Santa Cruz do Sul (amostra 24) e outros solos residuais de basaltos descritos por Tanaka (1976) e por Souza Pinto e Nader (1991). Estes solos com baixos IP apresentam altos valores de ϕ'_r os quais aparentam seguir o comportamento original descrito por Lupini et al (1981). Uma

possível explicação poderia ser processos incipientes de laterização (óxidos de ferro) que aumentam o conteúdo de caulinita deste solos em comparação com o solo de Teutônia, que contem esmectitas. Solos com grandes quantidades de caulinita apresentam um valor maior de ϕ'_r . Somando-se ainda os processos mais intensos de laterização, ocasionariam valores maiores ainda de ϕ'_r . Por razões semelhantes ainda poderemos ter partículas de caulinita cimentadas por sequióxidos de ferro e alumínio, formando agregados de tamanho areia e silte duros, e nódulos lateríticos duros formados dentro do solo.

A Figura 5.7 apresenta uma proposta de divisão em 5 regiões de comportamento de solos baseados nos dados de resistência ao cisalhamento residual aqui apresentados e dados obtidos na literatura (Bica et al, 2000). Solos lateríticos apresentam um grupo próximo aos solos sedimentares com baixo IP (apresentando ϕ'_r elevados da ordem 27° a 30°). Solos saprolíticos granulares com mica ou com partículas desagregáveis tem um baixo ϕ'_r , quando comparados com outros solos com valores baixo de plasticidade (IP < 20%). Solos com grande quantidade de esmectitas, como os *black cotton soils* da África e solos residuais de basalto de Itati, apresentam baixos valores de ϕ'_r para qualquer valor de IP (IP > 30%). Solos com haloisita e alofanos derivados de cinzas vulcânicas, apresentam altos valores de ϕ'_r em um amplo intervalo de valores de IP, como apresentado por Wesley (1977 e 1992). Solos tropicais derivados de formações sedimentares de granulometria fina apresentam valores de ϕ'_r que variam com IP.

Solos tropicais derivados de formações sedimentares de granulação fina, como os solos lateríticos e os solos com grande quantidade de esmectita enquadram-se no comportamento proposto por Lupini et al (1981) para interpretação da mobilização da resistência residual de solos sedimentares. Entretanto, solos saprolíticos micáceos podem ser agrupados juntos, em uma zona diferente caracterizada por valores relativamente baixos de ϕ'_r em comparação com seus baixos valores de IP. Os solos saprolíticos e residuais de basalto podem também apresentar valores baixos de ϕ'_r independentes de seus valores de IP. Solos saprolíticos de basalto que apresentam grãos de feldspato intemperizados que sofrem desagregação com cisalhamento, apresentam valores baixos de ϕ'_r . Solos residuais ricos em esmectitas originários de rochas basálticas do sul do Brasil apresentam valores muito baixos de ϕ'_r em relação à sua baixa plasticidade. Os valores de ϕ'_r são similares aos obtidos nos solos africanos.

Este capítulo apresentou dados de resistência ao cisalhamento residual de um ampla gama de solos tropicais. Os valores médios de ϕ'_r variaram entre 7° e 36°. A interpretação dos dados obtidos nos ensaios permitiu a identificação de 5 grupos principais de comportamento de solos.

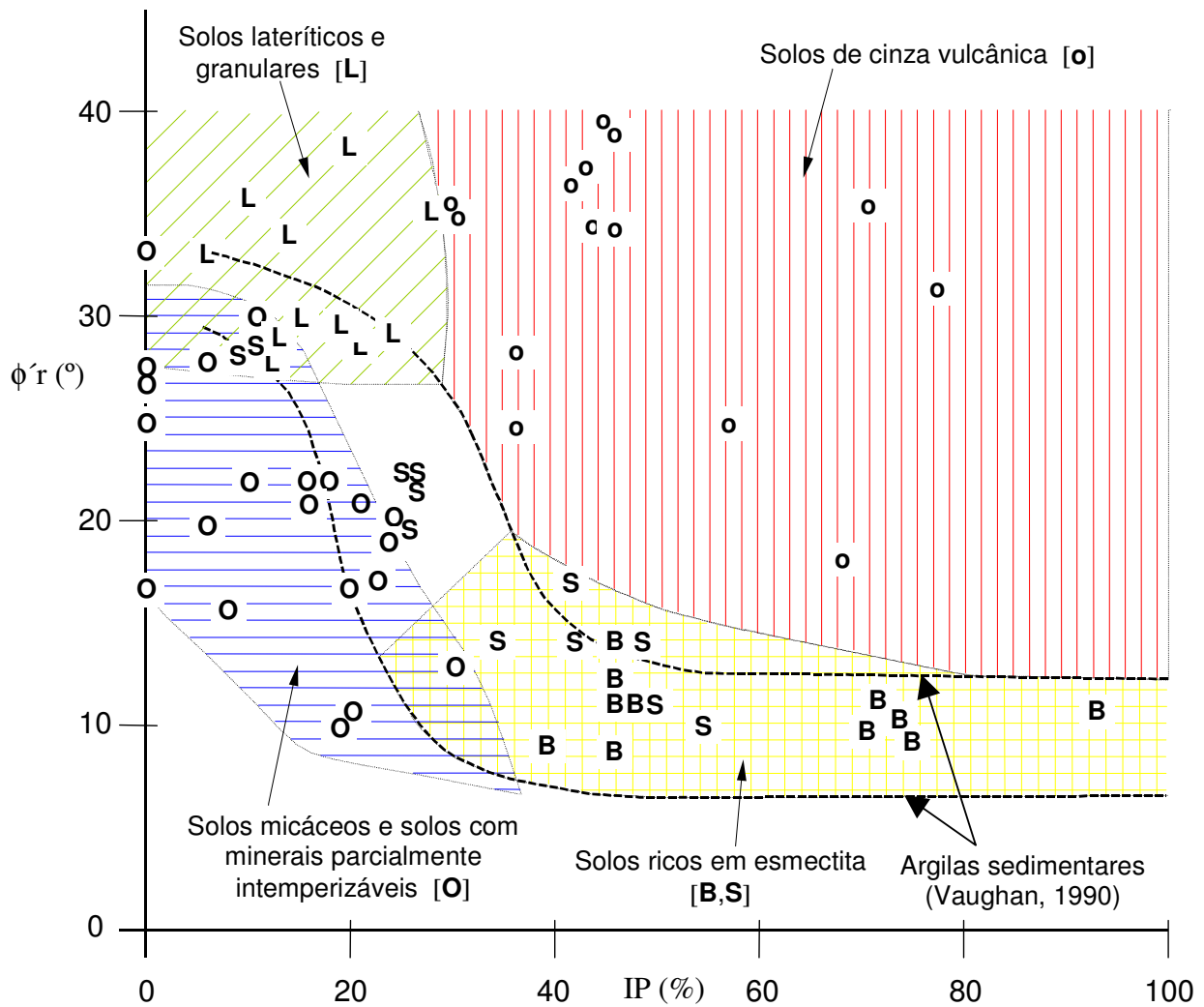


Figura 5.7 – Agrupamento dos solos tropicais de acordo com os valores observados de resistência ao cisalhamento residual.

O primeiro grupo apresenta valores de ϕ'_r decrescentes com o IP, como descrito por Lupini et al (1981) para solos sedimentares. Solos de regiões tropicais e subtropicais de formações sedimentares de granulação fina enquadraram-se neste grupo. O segundo grupo é formado por solos com uma grande proporção de argilas do grupo das esmectitas. Neste grupo inclui-se os solos tropicais residuais de basalto e solos derivados de formações sedimentares. O valor de ϕ'_r é baixo para qualquer valor de IP maior do que 40% e estes também seguem a proposta de Lupini et al (1981). O terceiro grupo é caracterizado por altos valores de ϕ'_r independentes do seu IP. Este grupo é composto por solos originários de cinza vulcânica contendo alofano e haloisita, como os descritos por Wesley (1977 e 1992). O quarto grupo é caracterizado por um baixo ϕ'_r para valores de IP menores do que 20%. Este grupo incluem

alguns solos saprolíticos granulares micáceos e alguns solos residuais de granulação fina com alta quantidade de partículas minerais parcialmente intemperizados. O alinhamento das partículas de mica ou degradação das partículas frágeis durante os grandes deslocamentos cisalhantes podem desenvolver um modo de cisalhamento transicional ou até mesmo deslizante apesar dos baixos valores de IP destes solos. O quinto grupo inclui solos lateríticos e solos saprolíticos granulares. Este grupo apresenta valores baixos de IP e ϕ'_r maiores do que 28° .

CAPÍTULO VI

6 FAXINAL DO SOTURNO

6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão detalhados os processos de instabilidade ocorridos em um talude rodoviário no município de Faxinal do Soturno, já descrito brevemente no item 4.2.7. O talude localiza-se junto à rodovia RS-348, do km 4 + 060 ao km 4 + 320 (latitude S 29°36.92' e longitude W 53°24.06'). Os resultados de ensaios de laboratório (caracterização, resistência ao cisalhamento, difratogrametria, ensaios químicos e microscopia eletrônica) e a análise dos processos de instabilidade serão apresentados e interpretados com o objetivo de caracterizar o mecanismo de ruptura associado a este talude coluvionar. Este talude sofreu um processo de ruptura ao longo de uma superfície claramente definida e com características peculiares. As primeiras interpretações sobre os mecanismos de ruptura foram apresentadas por Bressani et al (1996a e 1996b). Neste talude foram realizadas duas campanhas de ensaios de laboratório. A primeira campanha (perfil 1) foi realizada em julho de 1993, com a execução de sondagens e retiradas de amostras de solo representativas e indeformadas. Já a segunda campanha de ensaios (perfil 2) teve início em abril de 1996 com a retirada de amostras de solo representativas e indeformadas para complementação de ensaios laboratoriais.

Neste estudo inicialmente será descrita a geologia da região que está intimamente ligada aos processos de instabilidade de taludes. Em seguida é descrita a investigação geotécnica dos possíveis processos de ruptura e dos materiais envolvidos. Descreve-se a coleta de amostras, caracterização dos materiais e a determinação dos parâmetros de resistência ao cisalhamento. É apresentado um estudo da microestrutura destes solos utilizando um microscópio de varredura eletrônico. Foram revisadas as análises de estabilidade deste talude com a verificação da possíveis hipóteses referentes aos mecanismos de instabilização.

6.2 ÁREA DE ESTUDO

O local do deslizamento está situado na transição entre as unidades geomorfológicas Serra Geral – Área Serrana e Depressão Rio Jacuí. A Foto 6.1 mostra o talude rompido e ao sul a planície do arroio Ivorá – afluente do rio Jacuí. Ao fundo desta foto visualizam-se as encostas da Serra Geral. A área em estudo constitui a encosta sul do Cerro do Terência, que no conjunto representa uma feição de morro testemunho. Localizadamente, representa uma saliência, originada por depósitos gravitacionais, na forma de um morrote, associado a leste à região do rebordo do Planalto e a oeste à Depressão Central Gaúcha.



Foto 6.1 – Talude rompido na RS-348 – Faxinal do Soturno/Dona Francisca – na área de transição entre as unidades geomorfológicas Serra Geral (Área Serrana) e Depressão Rio Jacuí.

O talude apresenta-se constituído por formações sedimentares, material coluvionar e rochas vulcânicas nas cotas mais elevadas. As formações sedimentares são basicamente formadas por lamitos e siltitos da Formação Santa Maria (fácies Alemoa) subjacente a um colúvio. O siltito apresenta uma textura variando de silte a argila, com cores vermelhas e manchas brancas, constituído essencialmente por argilo-minerais do grupo das esmectitas. Uma característica marcante deste material é a fissilidade, identificada pela ruptura em milimétricas lâminas. Apesar disso, o siltito apresenta uma forte diagênese propiciando uma significativa compactação, que associada à textura e mineralogia da argila propicia a uma baixa condutividade hidráulica. Morfologicamente os siltitos da Formação Santa Maria estão representados por uma exposição na forma de ondulações alongadas e ocorrem repetidamente no sentido vertical ao longo de todo o perfil exposto. Este padrão erosivo está associado à característica da rocha, de baixa infiltração e alto escoamento superficial. Esta rocha deu origem a um solo residual sobre o qual se depositaram os solos transportados pelas águas pluviais e movimentos de massa.

O solo coluvionar sobreposto pode ser separado em dois materiais. Um origina-se diretamente da rocha subjacente. O outro é uma mistura de solos transportados, com a presença ocasional de matacões de rocha vulcânica cinza claro com textura afanítica e provenientes da

Formação Serra Geral que ocupa as partes mais altas dos morros da região. Matéria orgânica está presente nesta camada. O solo coluvionar apresenta uma cor variando entre o vermelho nas proximidades do contato com o siltito e marrom junto à superfície do talude. Na superfície do talude o colúvio marrom já mostra uma ação pedogenética com uma mudança textural pela migração de finos. O contato entre o material coluvionar e a rocha sedimentar ocorre uma marcante redução de permeabilidade e existe uma camada cinza saturada. A superfície de ruptura ao longo desta camada cinza apresenta-se polida e com a formação de *slink sides*. Em grande parte do ano, o nível do lençol freático está muito próximo da superfície do talude. A Foto 6.2 apresenta uma vista geral da estrada e do corte executado mostrando os siltitos vermelhos da Formação Santa Maria. O talude apresenta uma inclinação média de cerca de 21°.



Foto 6.2 – Vista geral da estrada e do corte mostrando os siltitos vermelhos da Formação Santa Maria.

6.3 INVESTIGAÇÃO GEOTÉCNICA DA RUPTURA

Ao implantar a rodovia RS-348 entre Faxinal do Soturno e Dona Francisca, em julho de 1993, foram executados cortes no talude entre o km 4 + 060 e o km 4 + 320. A altura destes cortes variou entre 1m e 7m. Após as primeiras chuvas, o talude passou a apresentar movimentos predominantemente translacionais. Na região do km 4 + 100 o talude apresentou um movimento rotacional com cerca de 40m de extensão perpendicular à estrada e aproximadamente 60m no

sentido longitudinal entre as estacas. Entre as estacas do km 4 + 180 e 4 + 280, o deslocamento translacional foi predominante. O primeiro movimento acentuado do talude provocou o surgimento de uma trinca junto às fundações de uma torre de transmissão de energia da CEEE (torre nº. 18), deixando-a sem apoio lateral. Trincas foram notadas na superfície do talude até uma distância de aproximadamente 75m do eixo da estrada. A construção da rodovia foi interrompida para remoção do material deslizado, o que causou movimentos adicionais, instabilizando uma segunda torre (torre nº. 17). A ruptura envolveu o deslizamento de aproximadamente 45.000m³ de material coluvionar. A Figura 6.1 apresenta uma planta da situação deste talude. A Foto 6.3 apresenta o perfil da encosta sul do Cerro do Terência, onde verifica-se a baixa declividade desta encosta.

Os levantamentos topográficos foram executados pela fiscalização do DAER. As seções transversais foram levadas até 125m de distância do eixo. Durante a inspeção do local foram encontradas evidências de escorregamentos recentes, de uma maneira generalizada, em toda a área estudada, formando terracetes separados pelas superfícies de escorregamento. Além dessas evidências recentes com o solo aparente, foram encontrados sinais de escorregamentos antigos a montante da torre nº. 18 da CEEE, onde se verifica um bloco deslocado formando espécie de plataforma e terracete.

Através da realização de várias sondagens a trado, principalmente próximas às estruturas das fundações das torres de transmissão de energia, determinou-se a estratigrafia do solo e a profundidade do nível d'água nestes furos.

Foram realizadas 12 sondagens à percussão (ensaios SPT) nos locais assinalados na Figura 6.1. Estas sondagens, em conjunto com a topografia, foram utilizadas para determinar as seções transversais. Os resultados dos ensaios SPT foram de grande utilidade para determinar a superfície de contato entre os detritos do siltito (colúvio) e o próprio siltito maciço. Estes materiais apresentavam cor semelhante e de difícil distinção. No entanto, as diferenças na estrutura, no grau de litificação e na resistência mecânica os distinguem bem.

Através da resistência à penetração N(SPT) foi estimada a profundidade do contato entre o material coluvionar e o siltito subjacente, com valores $6 < N(SPT) < 10$ sendo indicativos do colúvio e $15 < N(SPT) < 35$ indicativos do siltito. Baseados nestes resultados, foram traçados perfis transversais típicos. A Figura 6.2 apresenta 2 seções transversais típicas do talude: (a) seção com ruptura rotacional e (b) seção com ruptura translacional. O processo de ruptura rotacional ocorreu na parte mais elevada da escavação. Há uma transição ao longo de cerca de 60m do movimento rotacional para o translacional.

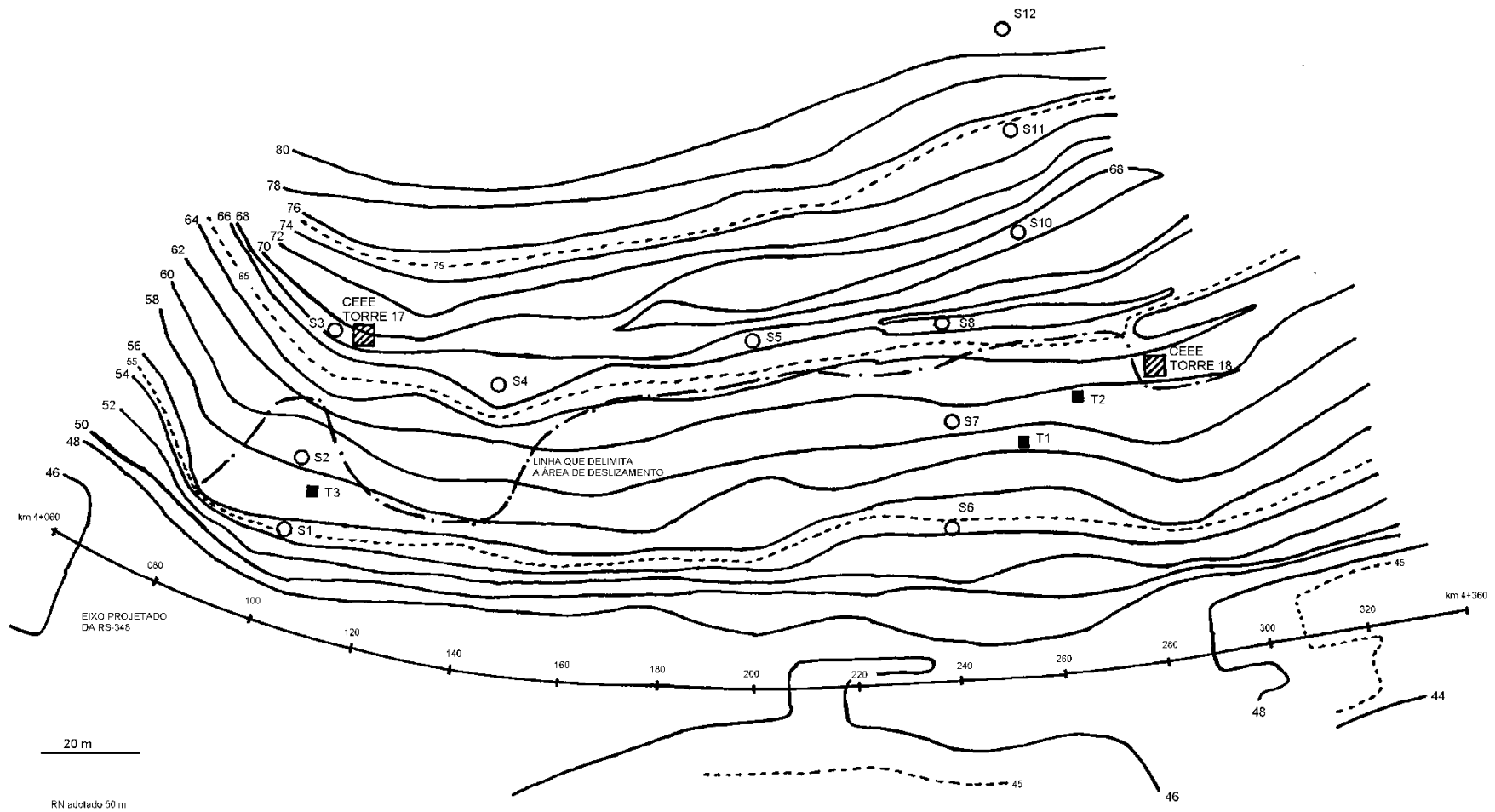
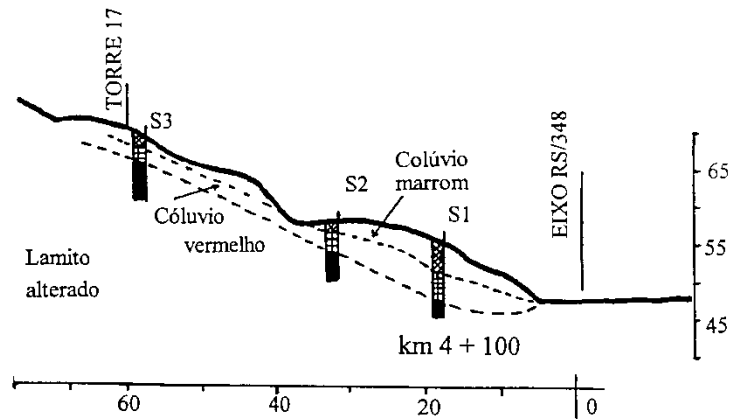
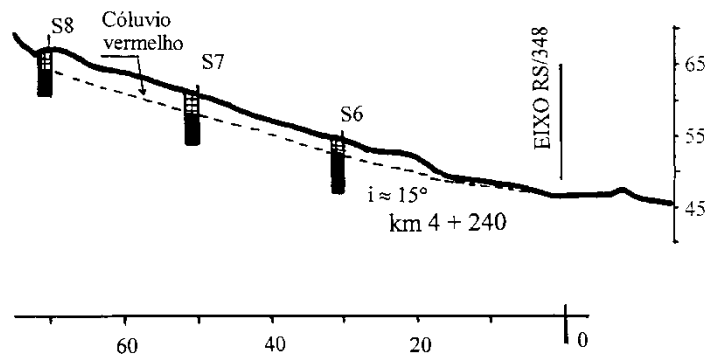


Figura 6.1 – Planta baixa da área de instabilidade entre os km 4+060 e 4+320 da RS-348 – Faxinal d o Soturno/Dona Francisca



(a) Seção transversal rotacional – km 4 + 100.



(b) Seção transversal translacional – km 4 + 240

Figura 6.2 – Seções transversais típicas do talude da RS-348 – Faxinal do Soturno/Dona Francisca.

No contato do colúvio com o siltito encontra-se uma fina camada cinza de um solo argilo-siltoso. Esta camada cinza apresenta elevado teor de umidade e baixa resistência ao cisalhamento. A abertura de uma trincheira com retro-escavadeira atrás da torre 18, até a profundidade de 1,90m, a partir de uma vala previamente executada, permitiu atingir a camada de solo cinza. Além da possibilidade de exame do material *in loco*, a forma de abertura da trincheira com movimentos de longo curso da pá mecânica, possibilitou demonstrar que a camada cinza era uma camada rompida devido às suas características de orientação de argilas (brilho e polidez). A Foto 6.4 apresenta o colúvio vermelho e a fina camada cinza no fundo da trincheira. Detalhe do contato entre o colúvio e a camada cinza no pé do talude está representada na Foto 6.5

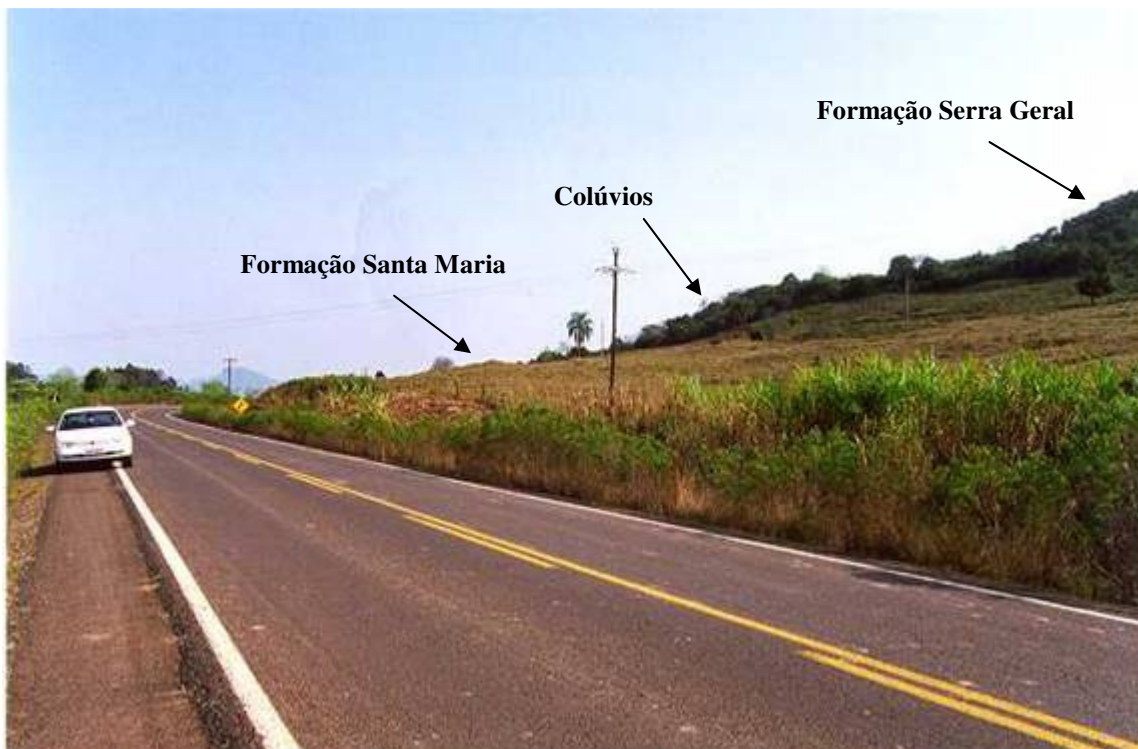


Foto 6.3 – Encosta sul do Cerro da Terência – RS-348, Faxinal do Soturno.



Foto 6.4 – Trincheira (perfil 1) apresentando uma camada cinza no contato com o siltito.



Foto 6.5 – Trincheira (perfil 2) apresentando o contato do colúvio com a camada cinza.

Uma série de ensaios geotécnicos foram realizados em amostras de solo retiradas de trincheiras. Os ensaios compreenderam (a) limites de plasticidade e liquidez, (b) granulometria, (c) cisalhamento direto em amostras indeformadas e amolgadas, utilizando técnicas usuais e especiais (plano pré-cortado com fio de arame, reversões múltiplas e amostras de pequena altura) e (d) ensaios *ring shear*. Foram também realizados ensaios de difração de raio-x, análises químicas e microscopia eletrônica.

6.4 COLETA DE AMOSTRAS E CARACTERIZAÇÃO DOS MATERIAIS

Na Figura 6.1 estão localizados os dois locais onde foram retiradas as amostras para os ensaios de laboratório. No primeiro local (perfil 1) foram coletadas amostras representativas e indeformadas do solo coluvionar, da camada cinza e do siltito. Foram abertas duas trincheiras de inspeção. Esta campanha de coleta de solo foi realizada no ano de 1993, logo após o surgimento do processo de instabilização (Bressani et al, 1996a). No segundo local (perfil 2) a coleta de solo foi realizada no ano de 1996, visando a complementação dos ensaios laboratoriais.

6.4.1 Ensaio de caracterização

Os seguintes ensaios de caracterização foram realizados, a partir de amostras representativas: granulometria de sedimentação com e sem utilização de defloculante (ABNT NBR 7181), limites de plasticidade (ABNT NBR 7180), limites de liquidez (ABNT NBR 6459), e peso específico real dos grãos (ABNT NBR 6508). Na preparação das amostras para os ensaios de caracterização foram adotados os procedimentos descritos na norma ABNT NBR 6457.

6.4.1.1 Determinação dos índices físicos

Para determinação do peso específico real dos grãos ou sólidos foi utilizado o processo do picnômetro (ABNT NBR 6508). As amostras foram aquecidas em banho-maria e concomitantemente foi retirado o ar utilizando bomba de vácuo. A Tabela 6.1 apresenta os resultados médios do teor de umidade natural (ω), peso específico natural (γ), peso específico aparente seco (γ_d), índice de vazios (e), porosidade (η) e grau de saturação (S_r).

Na abertura da segunda trincheira, foram coletadas cápsulas de umidade em várias profundidades. A Tabela 6.2 apresenta estas profundidades com uma breve descrição do solo e os correspondentes valores de teor de umidade. A Figura 6.3 apresenta a variação do teor de umidade de campo versus profundidade para um perfil de solo da trincheira de inspeção correspondente ao perfil 1.

Tabela 6.1 – Valores médios dos índices físicos e peso específico real dos grãos.

Materiais	Perfil	ω (%)	γ_s (kN/m ³)	γ (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	e	η (%)	S_r (%)
Colúvio vermelho	1	24,8	26,8	18,3	14,6	0,83	45,4	79,9
	2	27,2	26,8	18,6	14,5	0,85	45,8	86,0
Camada cinza	1	36,8	26,8	17,2	12,6	1,13	53,1	87,3
	2	43,1	26,0	16,3	11,4	1,28	56,0	87,8
Siltito	1	22,7	-	17,9	14,6	0,84	45,7	72,4
	2	24,8	26,5	18,7	15,0	0,77	43,6	85,2

Tabela 6.2 – Descrição do perfil de solo encontrado na trincheira do perfil 1.

Profundidade (m)	ω (%)	Descrição do material
0,70	29,0	Solo vermelho
1,00	29,4	Solo vermelho
1,20	30,7	Solo vermelho, cerca de 5 a 10 cm acima do topo da camada cinza
1,30	32,1	Solo vermelho, 2 a 3 cm acima do topo da camada cinza.
1,33	41,4	Solo cinza, raspado no plano de deslizamento.
1,34	33,7	Solo cinza, cerca de 1 cm abaixo do plano de deslizamento.
1,90	27,1	Solo vermelho mosqueado de cinza, 60 cm abaixo do topo da camada cinza (furo com trado).

Analisando os resultados dos ensaios de caracterização, confirmou-se que a camada cinza encontrada no campo apresentava um sensível diferença em relação as outras. Esta camada apresenta-se menos densa (mais mole), com um índice de vazios mais elevado e com um grau de saturação maior. Na Figura 6.3 fica nítido o aumento do teor de umidade da camada cinza exatamente no plano de deslizamento (Bressani et al, 1996a).

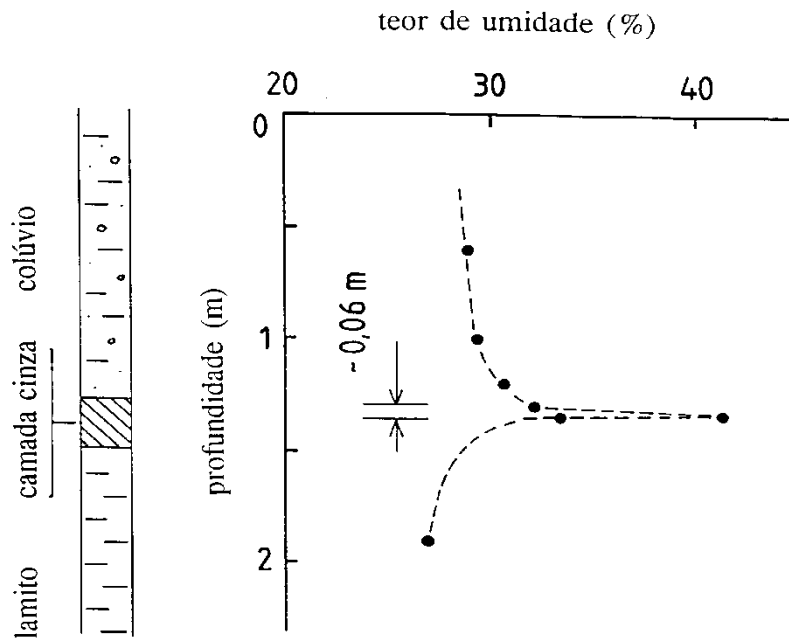


Figura 6.3 – Variação do teor de umidade com a profundidade para o perfil 1 (Bressani et al, 1996a).

6.4.1.2 Limites de Atterberg e análise granulométrica

A Tabela 6.3 apresenta os valores de limite de liquidez, limite de plasticidade, índice de plasticidade e análise granulométrica (com e sem defloculante). A Figura 6.4 apresenta as curvas granulométricas. A escala granulométrica adotada é a sugerida pela norma ABNT NBR 6508.

Tabela 6.3 – Limites de Atterberg e resultados de análise granulométrica.

Materiais	Perfil	LL (%)	LP (%)	IP (%)	Argila (%)		Silte (%)		Areia (%)	
					C/D	S/D	C/D	S/D	C/D	S/D
Colúvio vermelho	1	62	41	21	38	25	57	49	5	26
	2	52	25	27	16	4	47	43	37	53
Camada Cinza	1	58	36	22	40	27	44	58	16	15
	2	95	40	45	45	8	37	34	22	58
Siltito Vermelho	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	57	22	35	13	3	48	35	39	62

Obs.:

C/D = com defloculante

S/D = sem defloculante

Verifica-se que os solos do perfil 1 apresentam limites de consistência e distribuição granulométrica similares. Segundo a classificação da norma ASTM D 2487-83, revisada por Howard (1984), estes materiais pertencem ao grupo MH - siltes arenosos. Já os solos do perfil 2 apresentam maior heterogeneidade. A camada cinza apresentou-se mais plástica, com a fração silte e areia fina bem inferior ao solo coluvionar vermelho e ao siltito. O colúvio vermelho e o siltito foram classificados como siltes arenosos (MH). A camada cinza foi classificada como uma argila altamente plástica. De acordo com as especificações da norma ASTM D 2487-83 todos os materiais que apresentam 50% ou mais de partículas passantes na peneira de n°. 200 (0,075mm) são considerados solos finos. Ficou bem caracterizado que os solos constituintes deste talude são solos finos de média a alta plasticidade (siltes e argilas) exceto a parte superior do talude onde ocorrem matacões de basaltos e riolitos que não estão representados nestes ensaios

O perfil 2 situa-se no talude em um cota mais baixa do que o perfil 1. O acréscimo da fração argila ocorre provavelmente devido ao fluxo d'água da encosta neste sentido provocar um processo de iluviação tanto no sentido vertical quanto no horizontal. Na base do talude onde a inclinação é mais suave a camada cinza torna-se mais espessa.

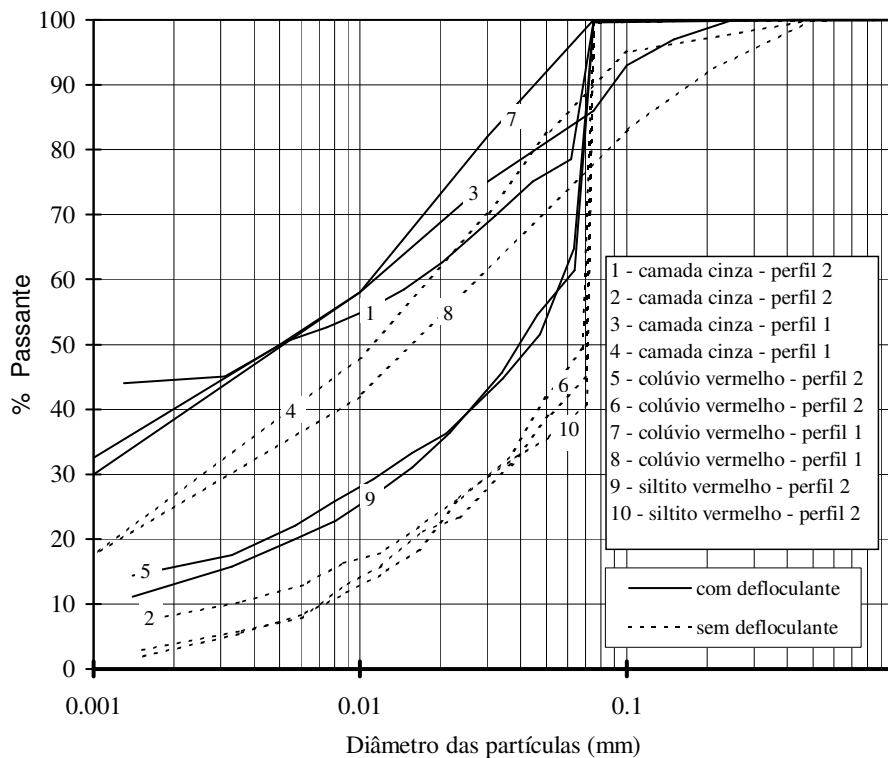


Figura 6.4 – Curvas granulométricas com e sem defloculante para os perfis do talude de Faxinal do Soturno.

6.4.2 Ensaios de difração de raio-x

Foram realizados ensaios de difração de raio-x pelo Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS utilizando amostras em pó e amostras em suspensão. Na amostra em pó, obtém-se a análise total. Na suspensão, obtém-se a fração < 0,002mm (fração argila). As amostras ensaiadas foram coletadas do colúvio vermelho e da camada cinza do primeiro local de coleta (perfil 1). A metodologia do ensaio de difração de raio-x, incluindo a preparação das amostras, a identificação dos minerais e os tipos de equipamentos utilizados estão descritos com detalhes em Tovey (1986).

As duas amostras apresentaram predominância de quartzo e esmectita cálcica. Pequenas quantidades de feldspato também foram observadas. Na fração < 0,002mm também ocorrem quantidades reduzidas (inferior a 10%) de illita e caulinita. Da análise dos difratogramas apresentados nas Figuras 6.5 e 6.6, pode-se afirmar que:

(a) No colúvio vermelho a largura do pico mais intenso mostra-se mais estreito e sua intensidade é maior após a glicolação do que no solo cinza. Pode-se concluir daí que a esmectita apresenta-se melhor cristalizada do que no solo cinza.

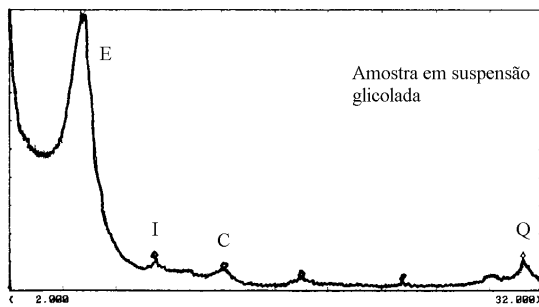
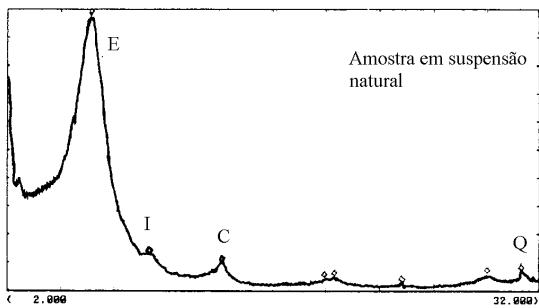
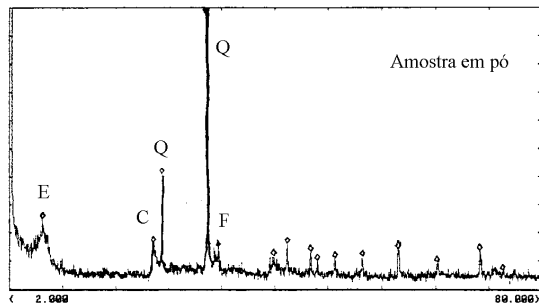
(b) No solo vermelho as quantidades de caulinita são levemente superiores do que no solo cinza. Mesmo assim em ambas as amostras as quantidades de caulinita são muito pequenas.

Nestes mesmos materiais também foram realizados ensaios difratogramétricos no Instituto de Geociências da UFSM, os quais confirmaram os resultados já comentados. O argilo-mineral predominante é a esmectita com pequenas quantidades de interstratificado de illita-esmectita e traços de caulinita. Portanto, o solo coluvionar vermelho e a camada cinza do primeiro local de coleta (perfil 1) apresentaram resultados semelhantes em termos de composição mineralógica.

6.4.3 Ensaios químicos

Foram realizados ensaios químicos pelo Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS no solo coluvionar vermelho e na camada cinza do perfil 1. No Laboratório Central de Análise de Solo do Centro de Ciências Rurais da UFSM foram realizadas análises químicas no colúvio vermelho, na camada cinza e no siltito do perfil 2. A Tabela 6.4 apresenta um resumo dos principais resultados obtidos.

Os resultados de ambas as análises são concordantes com a composição teórica das argilas do grupo das esmectitas segundo Grim (1952). As amostras do perfil 1 apresentaram uma análise química muito semelhante, confirmando os resultados obtidos na difração de raio-x. Porém as amostras do perfil 2 não apresentaram o mesmo comportamento.



E = Esmectita
 I = Ilita
 C = Caulinita
 Q = Quartzo
 F = Feldspato

Figura 6.5 – Difratoograma do solo coluvionar vermelho.

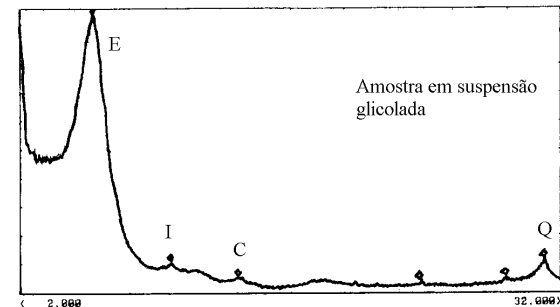
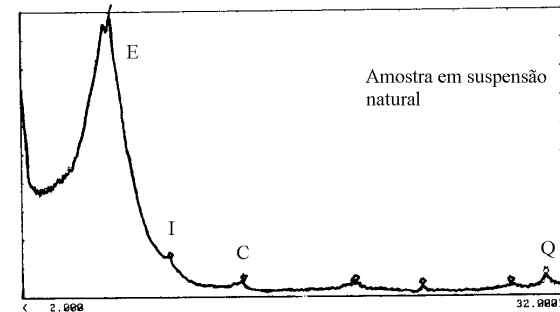
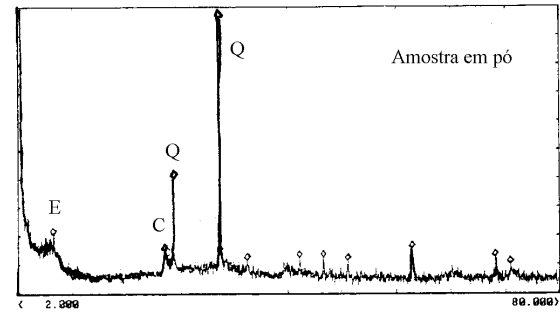


Figura 6.6 – Difratoograma do solo da camada cinza.

Verifica-se pela análise da Tabela 6.4 que a camada cinza apresenta aproximadamente três vezes mais argila que o colúvio vermelho. A quantidade de alumínio e a capacidade de troca catiônica (CTC) da camada cinza são maiores que as outras camadas. Isto leva a concluir que os minerais presentes na camada cinza são mais ativos. A camada cinza apresenta uma porcentagem de ferro total mais elevada e um valor de Fe^{++} que ocasionou a mudança de coloração em relação às outras camadas.

Tabela 6.4 – Análise química na fração argila.

	Perfil 1			Perfil 2		
	Col. Verm.	Cam. Cinza	Siltito	Col. Verm.	Cam. Cinza	Siltito
SiO ₂	68,97	67,34	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	14,27	16,37	-	-	-	-
Fe ₂ O _t	3,68/3,75	4,71	3,60	-	5,03	-
FeO	0,06/0,03	0,04	0,11	-	0,19	-
Fe ₂ O ₃	3,62/3,72	4,69	3,48	-	4,81	-
Ph	-	-	-	4,8	4,4	4,8
% argila mV	-	-	-	24	68	27
CTC –cmol/L	-	-	-	45,7	53,5	48,2

Segundo Hilbert (1981) existem dois fatores decisivos que contribuem para perda da resistência em solos argilosos e siltosos: expansão devido à absorção de água e à troca iônica. Frequentemente estes dois processos atuam em conjunto e aceleram o fenômeno de redução de resistência.

A camada cinza entre o colúvio e o siltito provavelmente sofreu uma mudança na estrutura físico-química. Esta mudança ocorre em solos argilosos e siltosos devido principalmente ao acréscimo de afluência de água e aos processos químicos de redução e oxidação no contato com a camada impermeável de siltito vermelho. Na Figura 6.3 pode-se observar a concentração de água na camada cinza encontrada quando da abertura da trincheira próxima à torre de transmissão.

A afluência de água na zona de separação entre os processos de oxidação e redução que ocorre nos solos, causada pela eletrose natural, cria um excesso eletrostático de propressão, causando um amolecimento e conseqüente perda de resistência. Através deste processo formam-se superfícies de deslizamento, às vezes, de espessura milimétricas (Hilbert, 1981).

6.5 ESTUDO DA MICROESTRUTURA DOS SOLOS

6.5.1 Considerações preliminares

O estudo da microestrutura do solo em investigações de campo e laboratório teve como objetivo analisar a influência do arranjo estrutural na resistência ao cisalhamento de superfícies de ruptura no interior de taludes. O deslizamento do talude de Faxinal do Soturno ocorreu ao longo de uma fina camada de solo de cor cinza. Foi verificado no campo que esta camada apresentava uma superfície polida, caracterizando uma superfície de deslizamento com provável orientação das partículas lamelares de argila. Comprovou-se pelos ensaios de cisalhamento direto e *ring shear* que a resistência ao cisalhamento desta camada é muito inferior às camadas do colúvio e siltito (ver item 6.6). Para comprovar realmente a existência deste alinhamento de partículas foram realizados estudos utilizando um microscópio eletrônico de varredura (MEV) em amostras naturais indeformadas do colúvio vermelho e da camada cinza. Amostras amolgadas retiradas após o término do *ensaio ring shear* também foram analisadas.

6.5.2 Técnica de ensaio

A descrição do equipamento de microscopia eletrônica e seus princípios operacionais são apresentados por Lawes (1987). Tovey e Yan (1973) apresentam detalhes de diversas técnicas de preparação de amostras de solos e outros materiais geológicos para a utilização em microscopia eletrônica (SEM). Para este estudo as amostras coletadas do colúvio vermelho e da camada cinza foram inicialmente mantidas em estufa a 60°C para eliminação da água, mantendo-se a estrutura original. Após a secagem as amostras, com aproximadamente 1 cm³, foram submetidas à aplicação de vácuo por um determinado intervalo de tempo, o qual é função da quantidade de água ainda existente na amostra. Tipicamente as amostras ficaram de 20 a 40 minutos sob vácuo. Após estabilizado o nível de vácuo, as amostras foram cobertas com uma fina película de ouro depositado por pulverização. Após estes procedimentos as amostras eram colocadas na câmara de alto vácuo do equipamento de microscopia eletrônica para serem examinadas.

6.5.3 Apresentação das imagens

As imagens obtidas em duas seções de uma amostra natural do solo coluvionar vermelho estão apresentadas nas Fotos 6.6 e 6.7. Verifica-se uma estrutura porosa, sem uma orientação preferencial das partículas lamelares de argila. As Fotos 6.8 e 6.9 apresentam as imagens de duas seções da amostra da camada cinza contendo o plano de deslizamento natural. A amostra natural do solo da camada cinza apresenta-se mais porosa, com uma orientação das partículas lamelares de argila contornando os grãos de areia e silte.

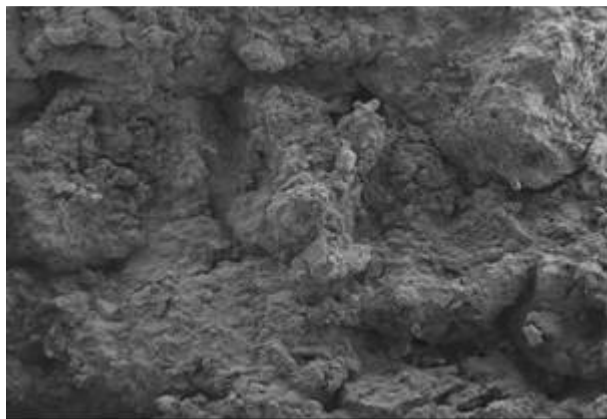


Foto 6.6 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural do colúvio vermelho – 70x.

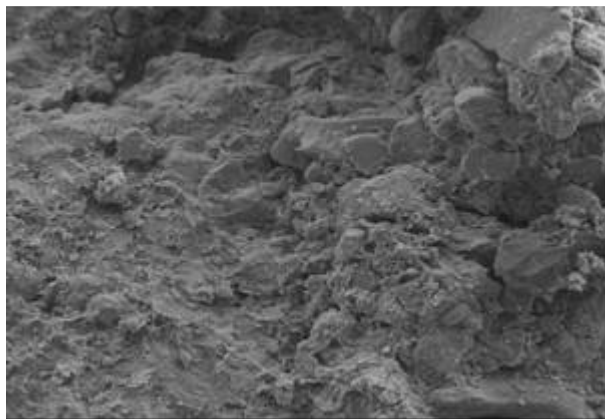


Foto 6.7 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural do colúvio vermelho – 270 x.

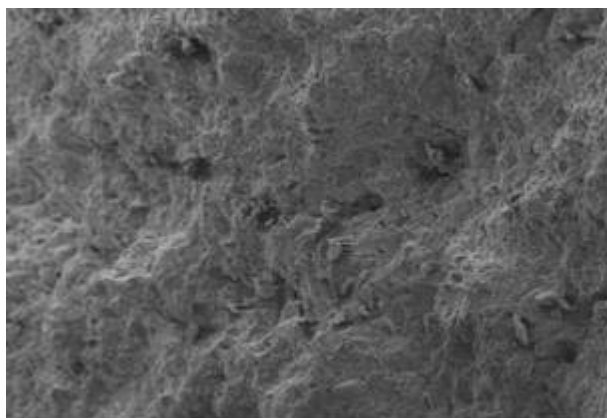


Foto 6.8 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural da camada cinza – 70x

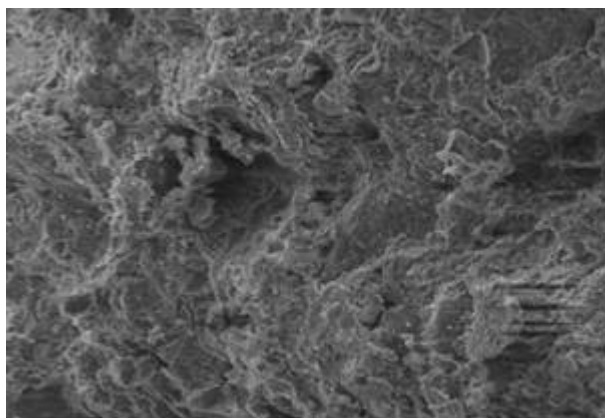


Foto 6.9 – Imagem obtida no MEV para a amostra natural da camada cinza – 270x.

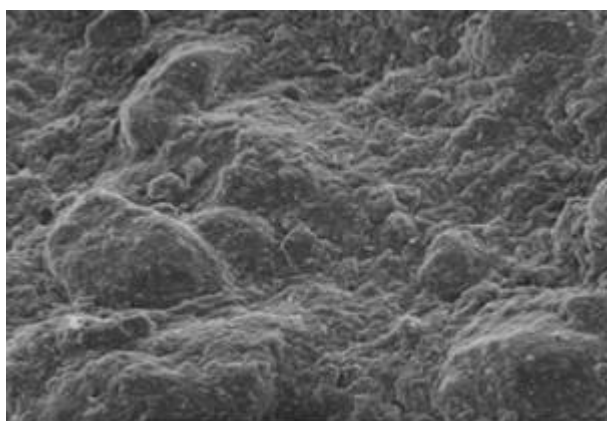


Foto 6.10 – Imagem obtida no MEV para a amostra do ensaios *ring shear* – seção transversal – 1080x.

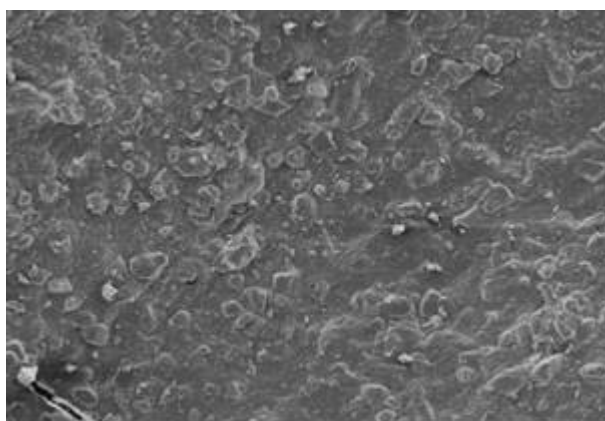


Foto 6.11 – Imagem obtida no MEV para a mostra do ensaio *ring shear* – seção longitudinal – 110x.

Também analisou-se a estrutura formada em amostras do solo da camada cinza retiradas após o término do ensaio *ring shear* para uma tensão vertical de 55 kPa. Foram analisadas uma seção paralela e outra transversal de um corpo de prova. Verificou-se na seção paralela que esta apresentava-se extremamente compactada devido à sobrecarga vertical do ensaio, e com intensa orientação superficial dos minerais argilosos, contudo sem uma boa distinção entre estes minerais. Já na seção transversal, esta apresentou uma intensa orientação principalmente na parte superior onde formou-se a superfície de cisalhamento imposta pelo ensaio. As Fotos 6.10 e 6.11 apresentam as imagens destas duas seções do solo da camada cinza após o término do ensaio *ring shear*.

Ao comparar as imagens das amostras do colúvio vermelho e da camada cinza coletadas na superfície de escorregamento verifica-se uma importante distinção entre ambas. Na camada cinza percebe-se claramente uma certa orientação das partículas lamelares de argila em torno dos grãos maiores de outros minerais (Foto 6.9). Esta situação é concordante com o aspecto da superfície de deslizamento encontrada no campo, o qual apresentava um aspecto polido e brilhoso. Esta situação justifica os parâmetros de resistência ao cisalhamento inferiores da camada cinza em relação ao colúvio vermelho, apesar de ambos materiais apresentarem uma composição granulométrica e química muito semelhantes (perfil 1).

6.6 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO

Verificou-se na escavação de trincheiras no talude de Faxinal do Soturno, que no contato do colúvio vermelho com o siltito (substrato) existia uma fina camada de solo cinza. Nesta camada ocorre uma concentração de água (Figura 6.3) constituindo uma superfície crítica de escorregamento. Esta camada cinza constituída por um solo de textura fina, apresentava uma superfície polida com a orientação das partículas lamelares de argila na direção do deslizamento. Estas superfícies preferenciais de escorregamento são caracterizadas por valores de resistência ao cisalhamento baixos.

Uma vez verificada a existência da superfície de deslizamento, ensaios para verificar a resistência operacional dos materiais foram realizados. Executaram-se ensaios de cisalhamento direto seguindo a técnica convencional em amostras indeformadas e em amostras amolgadas utilizaram-se também as seguintes técnicas experimentais: (a) plano pré-cortado com fio de arame (Skempton e Petley, 1967); (b) reversões múltiplas (Hvorslev, 1960 e Skempton, 1964); (c) amostra de pequena altura utilizando a técnica apresentada por Chandler e Hardie (1989). Posteriormente, com amostras retiradas no perfil 2, foram realizados novos ensaios de

cisalhamento direto seguindo a técnica convencional com amostras indeformadas e ensaios *ring shear* com amostras amolgadas utilizando o equipamento descrito por Bromhead (1979).

6.6.1 Ensaio de cisalhamento direto

Ensaio de cisalhamento direto em amostras indeformadas foram realizados em três corpos de prova da camada cinza obtidos no perfil 1 de amostragem, sendo que uma delas continha claramente a superfície de ruptura. Três amostras foram coletadas cerca de 20cm abaixo do contato (rocha subjacente parcialmente alterada - siltito) e três outras foram coletadas 50cm acima do contato (colúvio vermelho). Os ensaios de cisalhamento com técnicas especiais (ver item 2.3.7) foram executados em amostras amolgadas retiradas da superfície de ruptura da camada cinza.

Ensaio de cisalhamento direto convencionais foram realizados nas amostras coletadas de trincheiras do perfil 2. Foram coletados 5 corpos de prova indeformados da camada cinza e do colúvio vermelho e 3 corpos de prova do siltito.

Nos dois perfis de amostragem os corpos de prova foram moldados em campo nos próprios anéis de cisalhamento. Após a moldagem os corpos de prova foram imediatamente parafinados, acondicionados em sacos plásticos com serragem, e colocados em caixas para posterior transporte para o laboratório. No laboratório os corpos de prova foram armazenados em câmara úmida até o início dos ensaios. Na preparação dos corpos de prova para os ensaios, foi determinado o teor de umidade com as aparas resultantes da moldagem da amostra, verificando-se que o processo adotado não alterou a umidade de maneira significativa.

6.6.1.1 Apresentação dos resultados – perfil 1.

A Tabela 6.5 apresenta os resultados dos ensaios de cisalhamento direto realizados em amostras indeformadas e amolgadas do perfil 1. Os resultados das amostras indeformadas estão expressos em termos da máxima tensão de cisalhamento (resistência de pico). Após obtido estes resultados foi utilizado a técnica de reversões múltiplas para determinar a resistência pós-pico (deslocamentos horizontais de 15mm) para estes materiais. Em face dos resultados obtidos, realizaram-se também ensaios de cisalhamento direto complementares com o solo cinza. Foram preparadas amostras amolgadas e cisalhadas segundo as técnicas experimentais descritas anteriormente (pré-corte e pequena altura).

Tabela 6.5 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os materiais do perfil 1.

Materiais / Ensaios		Tensão de cisalhamento (kPa)						
		Tensão normal efetiva (kPa)						
		21,2	25	30	35	55	75	105
Colúvio Vermelho	Indeformada	24,1			35,6	56,0		
	1º Reversão	21,2			28,3	47,4		
	2º Reversão	20,8			28,6	46,3		
Camada Cinza	Indeformada	21,4	20,0*		29,0		45,6	
	1º Reversão						34,8	
	2º Reversão						31,8	
	Amolgada		19,8			33,3		49,4
	Amolgada 1º Reversão		17,4			33,6		43,6
	Amolgada 2º Reversão					25,6		34,7
	Amolgada Pré-corte		12,0			29,0		40,8
	Amolgada Peq. Altura	15,1			20,0	25,8		
	Amolgada Peq. Altura 1º Reversão	11,0			16,0	21,8		
	Siltito	Indeformada			36,4		72,3	
1º Reversão				33,8		68,4		84,5

* Amostra indeformada retirada da superfície de ruptura.

As Figuras 6.7 a 6.10 apresentam os gráficos (a) tensão de cisalhamento normalizada (τ/σ'_n) versus deslocamento horizontal e (b) variação de altura vertical versus deslocamento horizontal para os materiais do colúvio vermelho, da camada cinza (amostras indeformadas e amolgadas) e do siltito vermelho do perfil 1. As curvas τ/σ para os solos do colúvio e siltito apresentaram-se sem picos nítidos, sendo os resultados obtidos para o siltito mais variáveis.

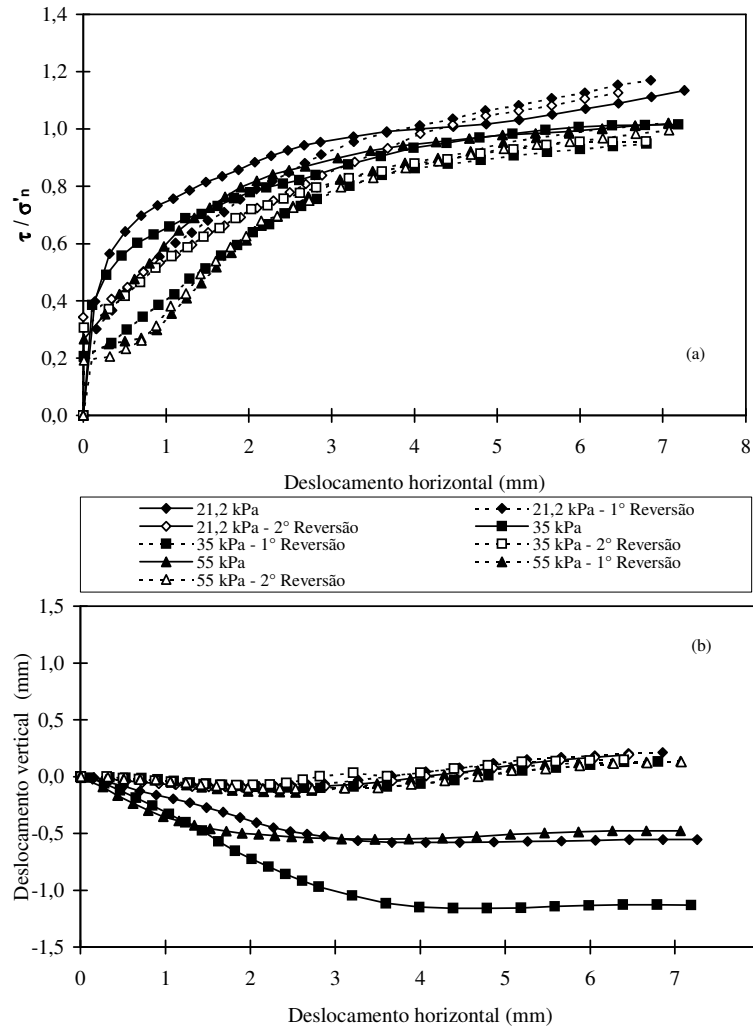


Figura 6.7 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para o solo coluvionar vermelho do perfil 1.

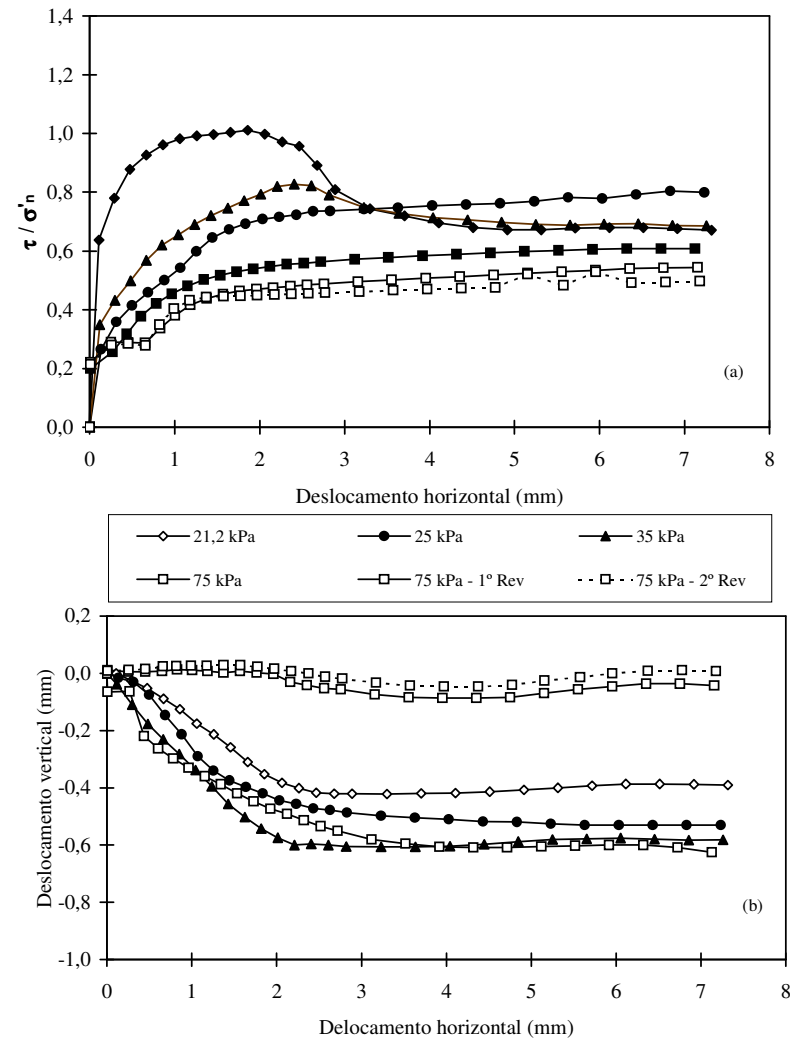


Figura 6.8 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para o solo da camada cinza do perfil 1.

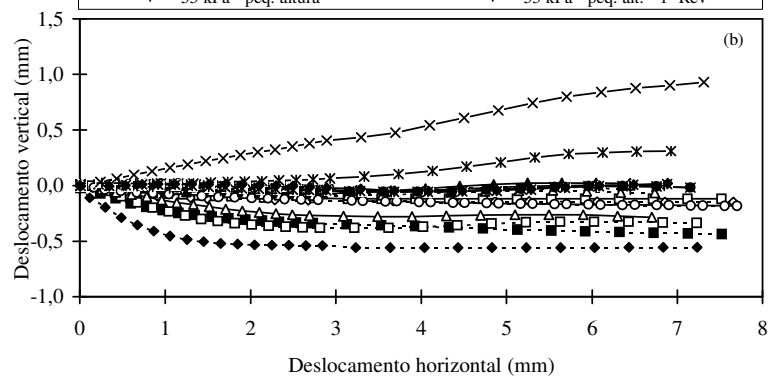
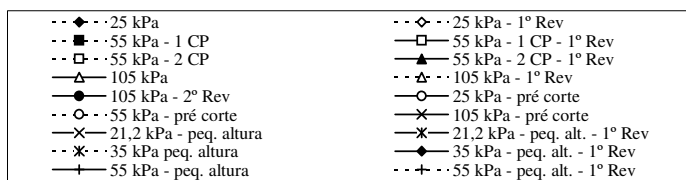
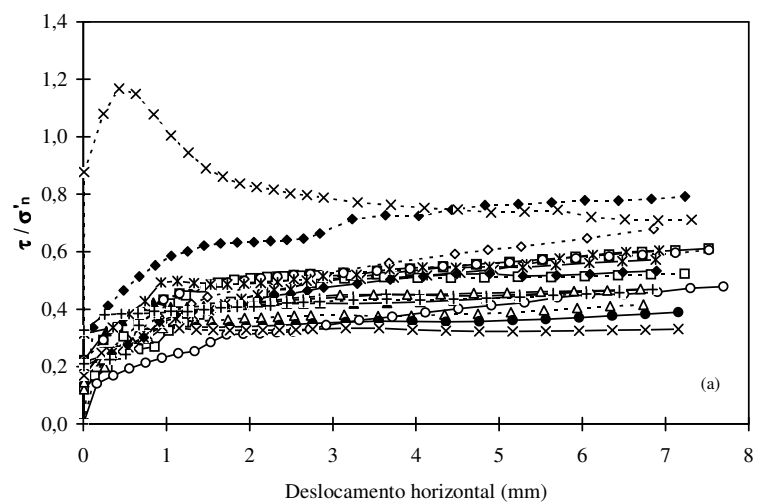


Figura 6.9 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para o solo amolgado da camada cinza do perfil 1.

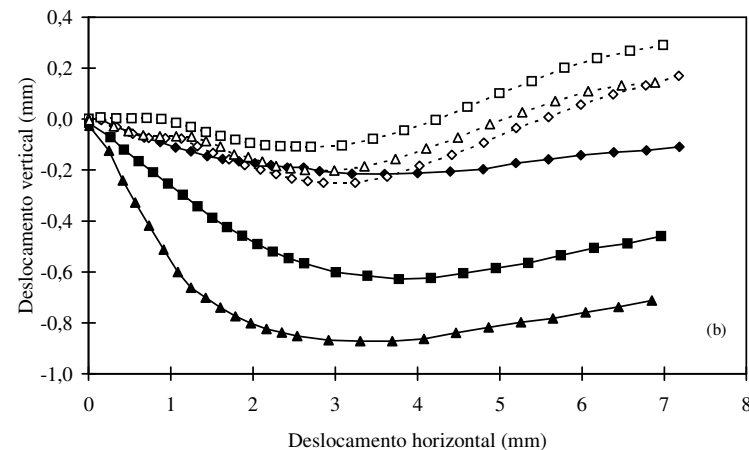
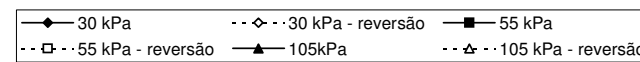
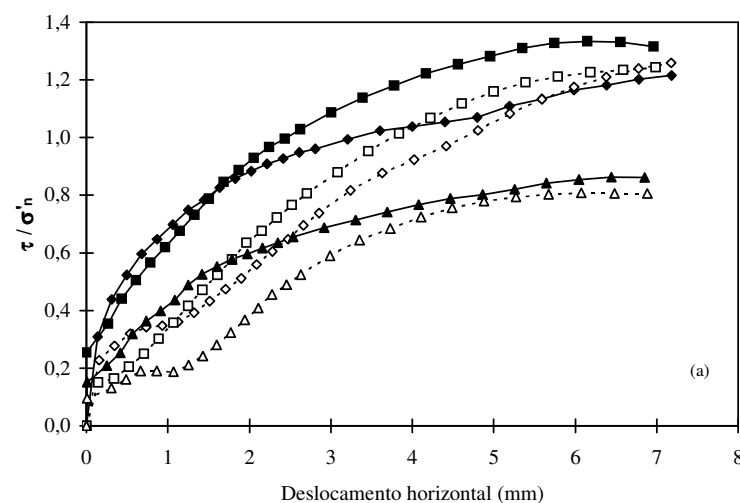


Figura 6.10 – (a) Curvas τ/σ'_n por deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical por deslocamento horizontal para o siltito vermelho do perfil 1.

Ambos os solos apresentaram uma compressão volumétrica durante o ensaio. Para as amostras da camada cinza indeformadas as curvas τ/σ'_n apresentaram um pico bem nítido para o nível de tensão mais baixo. Já quando amolgadas os picos desaparecem e as curvas apresentam-se mais homogêneas.

Os parâmetros de resistência ao cisalhamento obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para este perfil do talude de Faxinal do Soturno estão apresentados na Tabela 6.6. Os valores de intercepto de coesão (ou simplesmente coesão - c') e do ângulo de atrito interno (ϕ') estão representados juntamente com o nível de tensões adotados nos ensaios. Percebe-se que a resistência ao cisalhamento do solo de cor cinza é consideravelmente inferior aos demais. Os parâmetros médios de resistência ao cisalhamento, $c' = 8,6$ kPa e $\phi' = 18,8^\circ$, obtidos para as amostras amolgadas do solo da camada cinza foram inferiores ao valor de pico (Figura 6.11).

Tabela 6.6 – Resultados dos ensaios de cisalhamento direto convencional e com técnicas especiais em amostras indeformadas e amolgadas do perfil 1.

Materiais	c' (kPa)	ϕ' ($^\circ$)	Amostras	Tensões verticais (kPa)
Colúvio vermelho	3,3	43,6	Indeformada	21-35-55
	3,5	37,8	Reversão	
Camada cinza	10,6	25,2	Indeformada	21-25-35-75
	10,7	20,3	Amolgadas	25-55-105
	10,8	17,8	Reversões	25-55-105
	5,8	19,2	Pré-corte	21-35-105
	8,6	17,5	Peq. Altura	21-35-105
	4,5	17,5	Peq. Altura – reversão	21-35-105
Siltito vermelho	24,0	33,8	Indeformada	30-55-105
	22,5	32,0	Reversão	

A Figura 6.11 apresenta os resultados dos ensaios de cisalhamento direto realizados no solo coluvionar vermelho, na camada cinza e no siltito vermelho do perfil 1. Os ensaios de cisalhamento direto na camada cinza utilizando técnicas especiais também podem ser observados na mesma figura. Não foi observada diferença significativa entre os resultados experimentais obtidos, o que indica a relativa insensibilidade da resistência ao cisalhamento em relação à técnica experimental.

A Tabela 6.5 apresenta os resultados obtidos nos ensaios de cisalhamento direto com técnicas especiais nas amostras da camada cinza do perfil 1. Os parâmetros de resistência ao cisalhamento para os materiais amolgados estão apresentados na Tabela 6.6. As amostras amolgadas utilizando a técnica de corpos de prova de pequena altura apresentaram resistência ao cisalhamento inferior às outras técnicas adotadas.

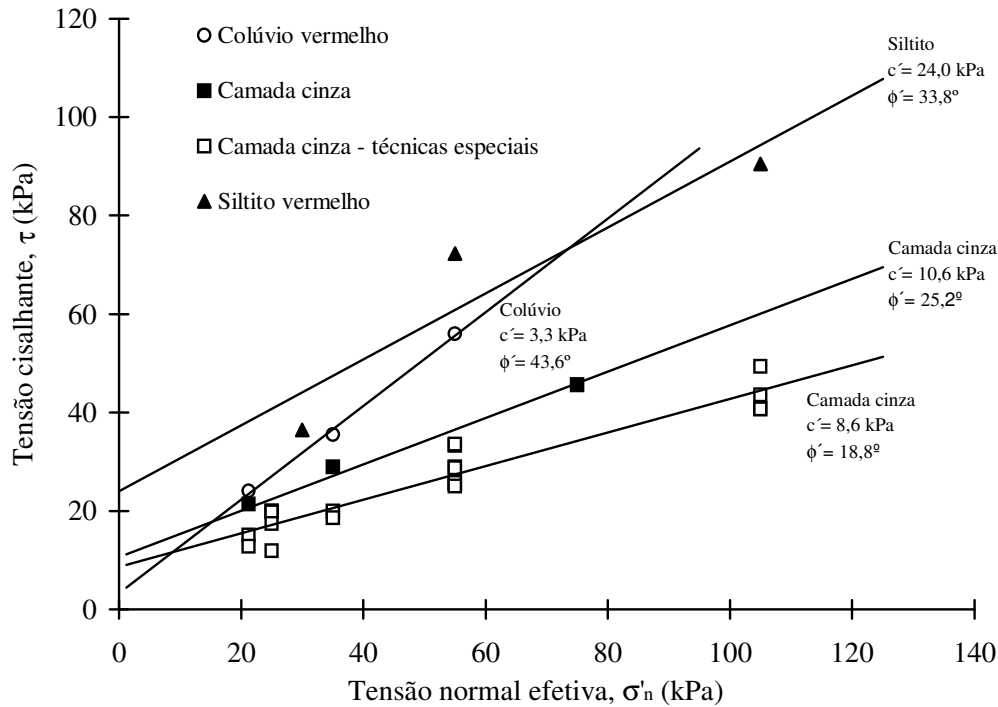


Figura 6.11 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto utilizando amostras indeformadas e amolgadas (camada cinza) do perfil 1.

6.6.1.2 Apresentação dos resultados – perfil 2

A Tabela 6.7 apresenta os resultados dos ensaios de cisalhamento direto realizados em amostras indeformadas do perfil 2. Os resultados das amostras indeformadas estão expressos em termos da máxima tensão de cisalhamento (resistências de pico).

As Figuras 6.12 a 6.14 apresentam os gráficos (a) tensão de cisalhamento normalizada (τ/σ'_n) versus deslocamento horizontal e (b) variação de altura vertical versus deslocamento horizontal para o colúvio vermelho, camada cinza e siltito vermelho deste perfil. As amostras do colúvio vermelho as curvas τ/σ'_n apresentaram-se crescentes para todos os níveis de tensão, não apresentando um pico nítido. Já nas amostras da camada cinza, verificou-se um pico visível nas curvas τ/σ'_n . Para todas as amostras ensaiadas obteve-se uma compressão (variação volumétrica) nas curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal.

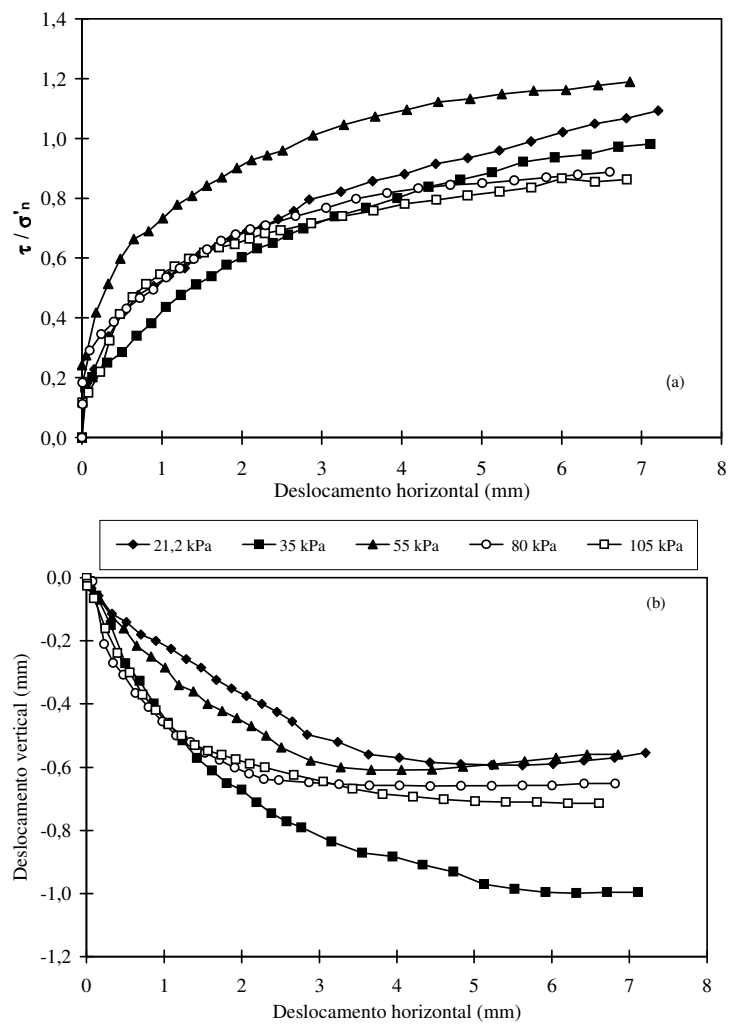


Figura 6.12 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para o solo coluvionar vermelho do perfil 2.

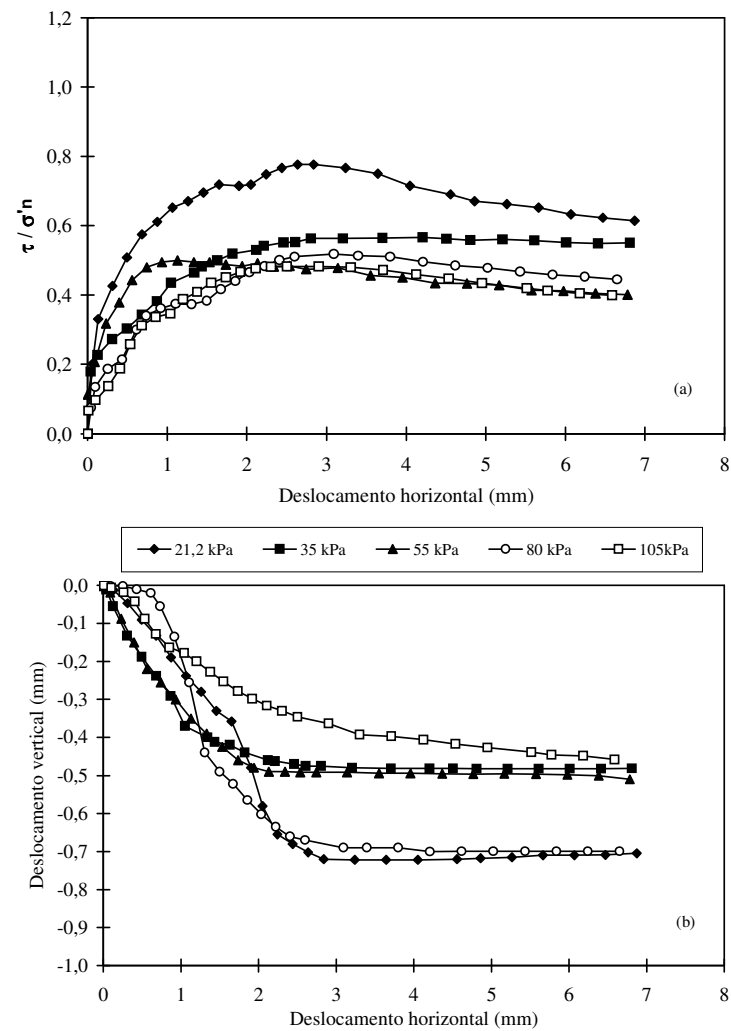


Figura 6.13 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para a camada cinza do perfil 2.

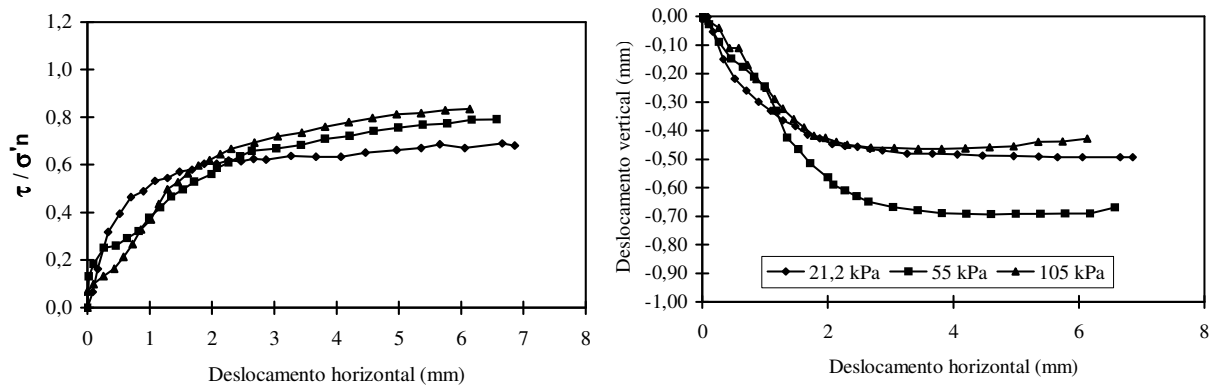


Figura 6.14 – (a) Curvas τ/σ'_n versus deslocamento horizontal e (b) curvas deformação vertical versus deslocamento horizontal para o siltito vermelho do perfil 2.

Tabela 6.7 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os materiais do perfil 2.

Materiais		Tensão de cisalhamento (kPa)				
		Tensão normal efetiva (kPa)				
		21,2	35	55	80	105
Colúvio vermelho		22,8	34,4	64,4	69,1	93,2
Camada cinza	pico	17,5	22,5	27,9	44,2	54,2
	dh=7mm	15,2	22,5	25,4	41,3	48,7
Siltito vermelho		17,1	-	50,2	-	87,3

Os parâmetros de resistência ao cisalhamento de pico obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para o perfil 2 do talude de Faxinal do Soturno estão apresentados na Tabela 6.8. Os valores de intercepto de coesão (c') e do ângulo de atrito interno (ϕ') foram obtidos nas condições de máxima tensão cisalhante.

Tabela 6.8 – Resultados dos ensaios de cisalhamento direto convencional em amostras indeformadas coletadas no perfil 2.

Materiais	c' (kPa)	ϕ' ($^{\circ}$)	Tensões verticais (kPa)
Colúvio vermelho	9,2	38,9	21-35-55-80-105
Camada cinza	6,5	24,3	21-35-55-80-105
	6,7	22,0	21-35-55-80-105**
Siltito vermelho	1,2	39,9	21-55-105

** Valores obtidos para o deslocamento de 7 mm.

A Figura 6.15 apresenta as envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios convencionais de cisalhamento direto realizados no perfil 2. Estas envoltórias foram obtidas para as condições de pico. Está também representada neste gráfico a envoltória obtida para o deslocamento máximo de 7mm (pós-pico) encontrado para a camada cinza. Este material foi o único que apresentou uma queda de resistência após o pico nos ensaios de cisalhamento direto. Os seguintes parâmetros de resistência ao cisalhamento foram determinados para estes materiais: $c' = 1,2$ kPa e $\phi' = 39,9^\circ$, para o siltito; $c' = 9,2$ kPa e $\phi' = 38,9^\circ$, para colúvio vermelho; e $c' \approx 6$ kPa e $\phi' = 22^\circ$ a 24° para a camada cinza (valor de pico e para 7mm de deslocamento).

Nos dois locais ensaiados do talude verifica-se que os parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo da camada cinza são inferiores aos solos do colúvio e do siltito.

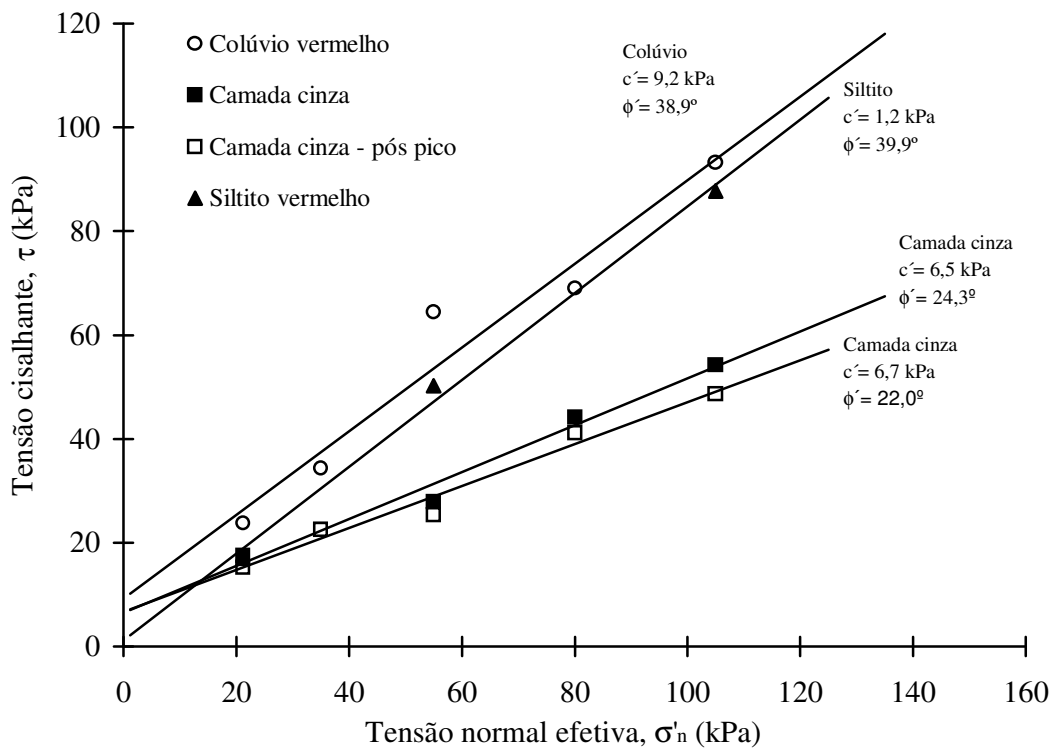


Figura 6.15 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto em amostras indeformadas dos solos do perfil 2.

6.6.2 Ensaio tipo *ring shear*

O ensaio de cisalhamento por torção ou *ring shear* utilizado neste trabalho é o do tipo proposto por Bromhead (1979). Este equipamento difere do modelo clássico apresentado por Bishop et al (1971) pois é empregado somente em amostras amolgadas anelares com 5mm de altura.

Os resultados obtidos nos ensaios *ring shear* realizados nos solos do perfil 2 encontram-se resumidos na Tabela 6.9. As Figuras 6.16 e 6.17 apresentam as curvas tensão cisalhante/tensão normal efetiva (τ/σ'_n) versus deslocamento para o solo coluvionar vermelho, camada cinza, e o siltito. A Figura 6.18 apresenta o gráfico τ/σ'_n versus deslocamento para o solo da camada cinza, mas com o deslocamento em escala logarítmica. No trecho final desta figura verifica-se que as curvas tornam-se praticamente horizontais indicando estabilização ao final do ensaio. A Figura 6.19 apresenta as envoltórias de ruptura ao cisalhamento residual para estes materiais.

Tabela 6.9 – Parâmetros de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios *ring shear* para os materiais do perfil 2.

Materiais	σ'_n (kPa)	τ (kPa)	τ/σ'_n	ϕ'_r ($^\circ$)	Envoltória de Ruptura Residual
Solo Coluvionar Vermelho	21,2	9,27	0,437	23,7	$c' = 0, \phi'_r = 19,6^\circ$
	35	14,31	0,409	22,2	
	55	18,03	0,328	18,2	
	105	37,09	0,353	19,4	
Camada Cinza	21,2	5,22	0,246	13,9	$c' = 0, \phi'_r = 14^\circ$
	35	8,87	0,254	14,3	
	55	14,00	0,255	14,3	
	105	26,09	0,249	14,0	
Siltito	20	5,3	0,264	14,8	$c' = 0, \phi'_r = 13,3^\circ$
	50	13,4	0,267	15,0	
	100	24,6	0,246	13,8	

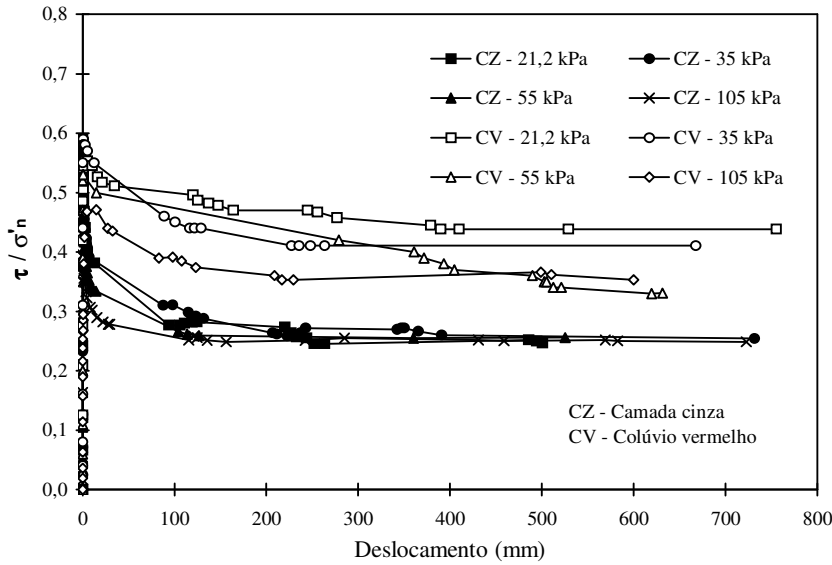


Figura 6.16 – Curvas τ/σ'_n versus deslocamento obtidas nos ensaios *ring shear* para o solo coluvionar vermelho e camada cinza do perfil 2.

Figura 6.17 – Curvas τ/σ'_n versus deslocamento obtidas nos ensaios *ring shear* para o siltito alterado do perfil 2.

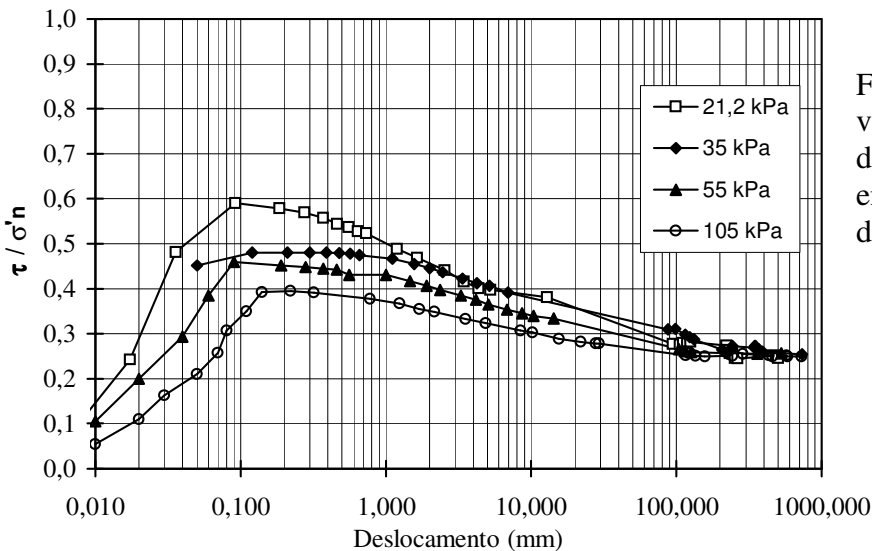
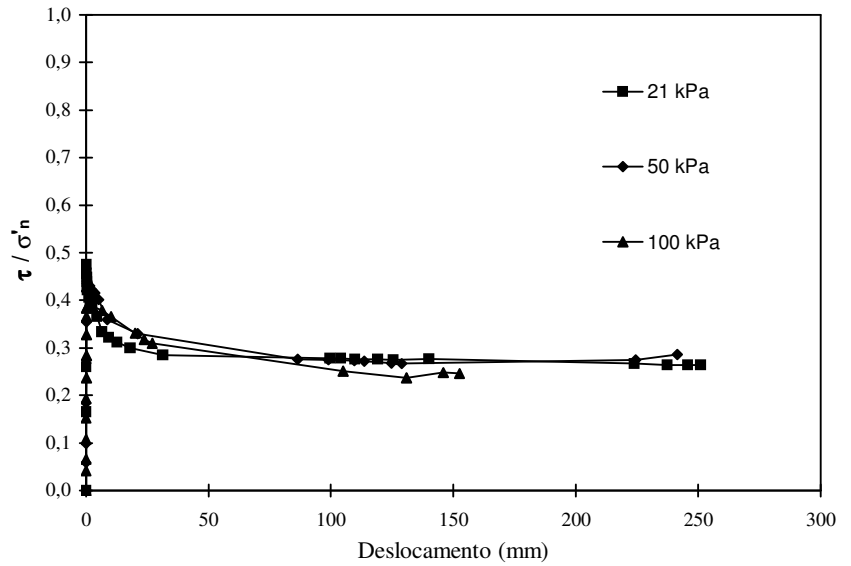


Figura 6.18 – Curvas τ/σ'_n versus logaritmo do deslocamento obtidas nos ensaios *ring shear* para o solo da camada cinza do perfil 2.

Nos ensaios realizados neste perfil, os valores mais baixos de resistência ao cisalhamento residual (ϕ'_r) encontrados na camada cinza são concordantes com as correlações entre ϕ'_r e as propriedades índices do solo (limites de consistência e fração argila), proposta por vários autores. O solo cinza apresenta um limite de liquidez e uma quantidade de fração argila bem superior ao colúvio vermelho. Portanto, esperava-se ϕ'_r bem inferior. O colúvio vermelho apresentou $\phi'_r = 19,6^\circ$ e a camada cinza $\phi'_r = 14^\circ$, para o nível de tensões entre 21,2 kPa e 105 kPa.

Os resultados obtidos para o siltito vermelho foram muito próximos aos da camada cinza. Os valores ϕ'_r para as amostras de siltito apresentaram uma pequena redução com o aumento de σ'_n . Para o nível de tensão mais baixo os valores de ϕ'_r são levemente superiores quando comparados com os resultados obtidos para a camada cinza. O siltito vermelho apresenta uma estrutura em forma de pequenas pastilhas ($< 0,5\text{cm}$) que com o aumento das deformações de cisalhamento e da tensão vertical durante os ensaios desmancha esta estrutura e reduz a resistência ao cisalhamento destes materiais.

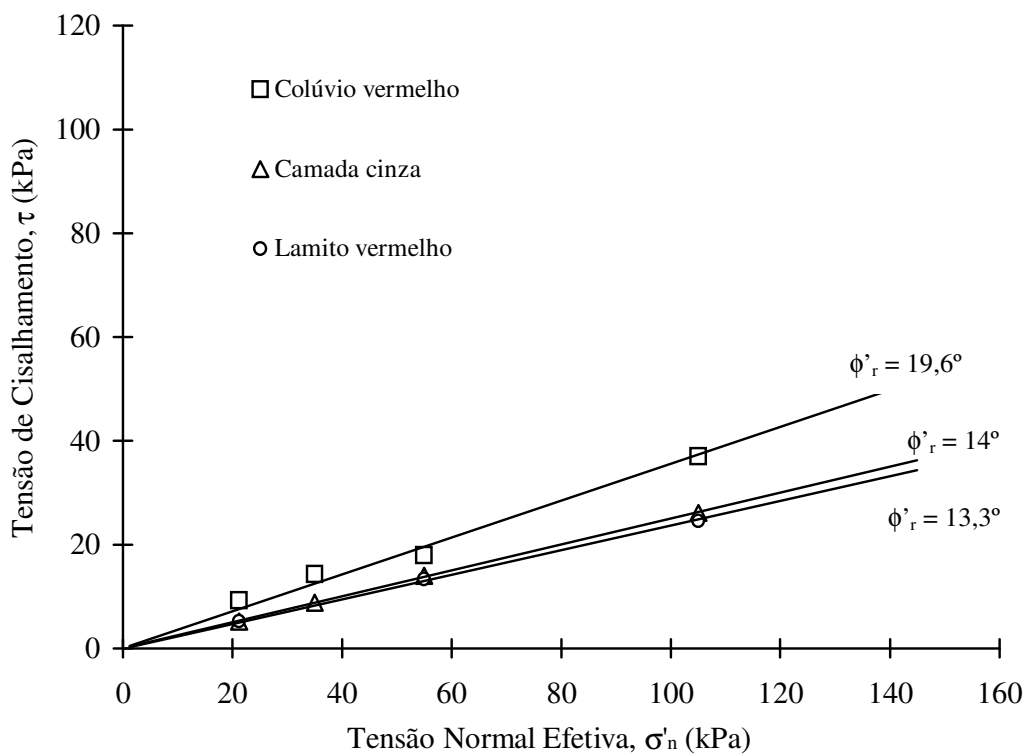


Figura 6.19 – Envoltórias de resistência ao cisalhamento residual obtidas no ensaio *ring shear* para os materiais do perfil 2.

6.6.3 Comparação dos resultados obtidos nos ensaios de cisalhamento direto e *ring shear*.

Ao comparar-se os resultados das Tabelas 6.8 e 6.9 verifica-se a queda da resistência ao cisalhamento do solo coluvionar vermelho, em termos do ângulo de atrito interno, de 39° para 19,6°. Esta queda significativa de resistência dá-se pela orientação das partículas lamelares de argila na superfície de cisalhamento nos ensaios *ring shear*. A queda do ângulo de atrito interno da camada cinza foi de 8° a 10°, quando comparado o ensaio de cisalhamento direto com o *ring shear* (de 24°/22° para 14°).

Na primeira campanha de ensaios (perfil 1) ao realizaram-se ensaios de cisalhamento com reversão, pré-corte e amostras de pequena altura, foi obtido um ângulo de atrito residual, de 3° a 6° acima dos valores encontrados nos ensaios de *ring shear* para o mesmo nível de tensões. Entretanto, deve-se notar que os ensaios *ring shear* foram realizados somente nos solos do perfil 2.

6.7 ANÁLISE DE ESTABILIDADE

A análise de estabilidade foi realizada em duas seções transversais típicas. A primeira seção, situa-se no km 4 + 120, apresenta uma superfície de ruptura na parte inferior do talude do tipo rotacional. A segunda seção situa-se no km 4 + 240 e representa uma superfície de ruptura rasa tipicamente translacional. O lençol freático considerado na análise foi o obtido quando da abertura de furos a trado após as primeiras rupturas e os medidos nos furos de sondagens mecânicas (SPT). Estas seções estão representadas na Figura 6.2. A camada cinza pelas observações de campo e resultados de ensaios de laboratório foi considerada como a superfície pela qual ocorreu o deslizamento do talude.

O programa utilizado na análise de estabilidade é o PCSTABL (versão 5M) da Universidade de Purdue (Achilleos, 1988). Este programa utiliza várias rotinas baseadas em métodos de equilíbrio limite. Este programa permite a simulação de superfícies de ruptura circulares ou não circulares, sendo que o operador define a área onde começam e terminam as superfícies simuladas. Pode-se também impor limites geométricos abaixo dos quais a superfície de ruptura não se desenvolverá. O programa permite também impor uma região de fraqueza por onde a superfície de ruptura é obrigada a se desenvolver.

Nesta análise foram utilizados os métodos de Janbu (*Random* - procura de superfície não circulares de maneira randômica, *Surfac* - superfícies não circulares especificadas, e *Block* - deslizamento de blocos) e Bishop (*Circl2* - superfície circular). A Tabela 6.10 apresenta os parâmetros utilizados para os solos do colúvio vermelho, da camada cinza e do siltito vermelho.

Os parâmetros do solo para cada camada levaram em consideração os resultados dos 2 perfis amostrados. Para o solo da camada cinza a análise foi realizada considerando quatro situações definidas pelos ensaios de cisalhamento direto convencional e com técnicas especiais e ensaios *ring shear*. Os solos da camada cinza apresentam uma queda da resistência ao cisalhamento com o aumento da deformação pelo alinhamento das partículas argilosas, conforme discutido anteriormente. Portanto, buscou-se verificar a influência deste fenômeno no fator de segurança na análise de estabilidade. O siltito vermelho opera com sua resistência máxima pois ainda não houve ruptura envolvendo este material.

Tabela 6.10 – Parâmetros utilizados na análise de estabilidade – PCSTABL5M.

Materiais	γ_{nat} (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	c' (kPa)	ϕ' (°)	Tipos de amostras e ensaios
Colúvio vermelho	18,5	19,1	8	40	Indeformada (CD) – pico
			10	23	Indeformada (CD) – pico
Camada cinza	16,8	17,4	8	20	Amolgada (CD) – pós-pico*
			4,5	17,5	Amolgada (CD) – pequena altura
			0	14	Amolgada (<i>ring shear</i>)
Siltito Vermelho	18,3	19,2	11	38	Indeformada (CD) – pico

Obs.: CD – cisalhamento direto

* Ensaio de cisalhamento direto com reversões (dh = 15mm)

Na análise de estabilidade utilizando o programa PCSTABL5M buscou-se fazer passar a superfície de ruptura pela camada siltosa cinza situada entre o colúvio e o siltito. Como em alguns locais do talude esta camada apresentava uma espessura muito fina (< 10 cm) e em outros espessuras de até 1m, adotou-se nesta análise a espessura média da camada cinza de 0,5m. Um dos motivos para adotar-se esta espessura foi ocasionado por problemas de instabilidade do programa. A Tabela 6.11 apresenta os resultados obtidos na análise de estabilidade pelos métodos de Bishop e Janbu para as várias hipóteses dos parâmetros de resistência encontrados para os solos da camada cinza.

O método de Bishop com superfície circular não apresentou resultados satisfatórios, até para a seção 4 + 100, onde o talude é mais espesso. Os parâmetros de resistência da camada

cinza obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para a condição de máxima tensão cisalhante (pico) apresentaram valores de FS sempre superiores a 1,15 nas seções rompidas. Ao utilizar-se parâmetros de resistência obtidos em amostras amolgadas nos ensaios de cisalhamento com técnicas especiais, principalmente os ensaios utilizando a técnica com amostras amolgadas de pequena altura os valores de FS estão muito próximos da unidade. É importante notar que os valores de FS obtidos com os parâmetros obtidos nos ensaios *ring shear* foram quase sempre inferiores a unidade. Isto parece indicar que o material em campo ainda não atingiu deformações suficientemente grandes para levá-lo à condição imposta pelo ensaio *ring shear*. Na seção 4 + 240 o FS obtido com os valores obtidos no *ring shear* foi próximo a unidade, porém ao analisar as superfícies de ruptura geradas pelo método de Janbu irregular, estas muitas vezes não passam pela camada cinza. A Figura 6.20 apresenta as superfícies de ruptura críticas obtidas na análise de estabilidade para as 2 seções transversais analisadas.

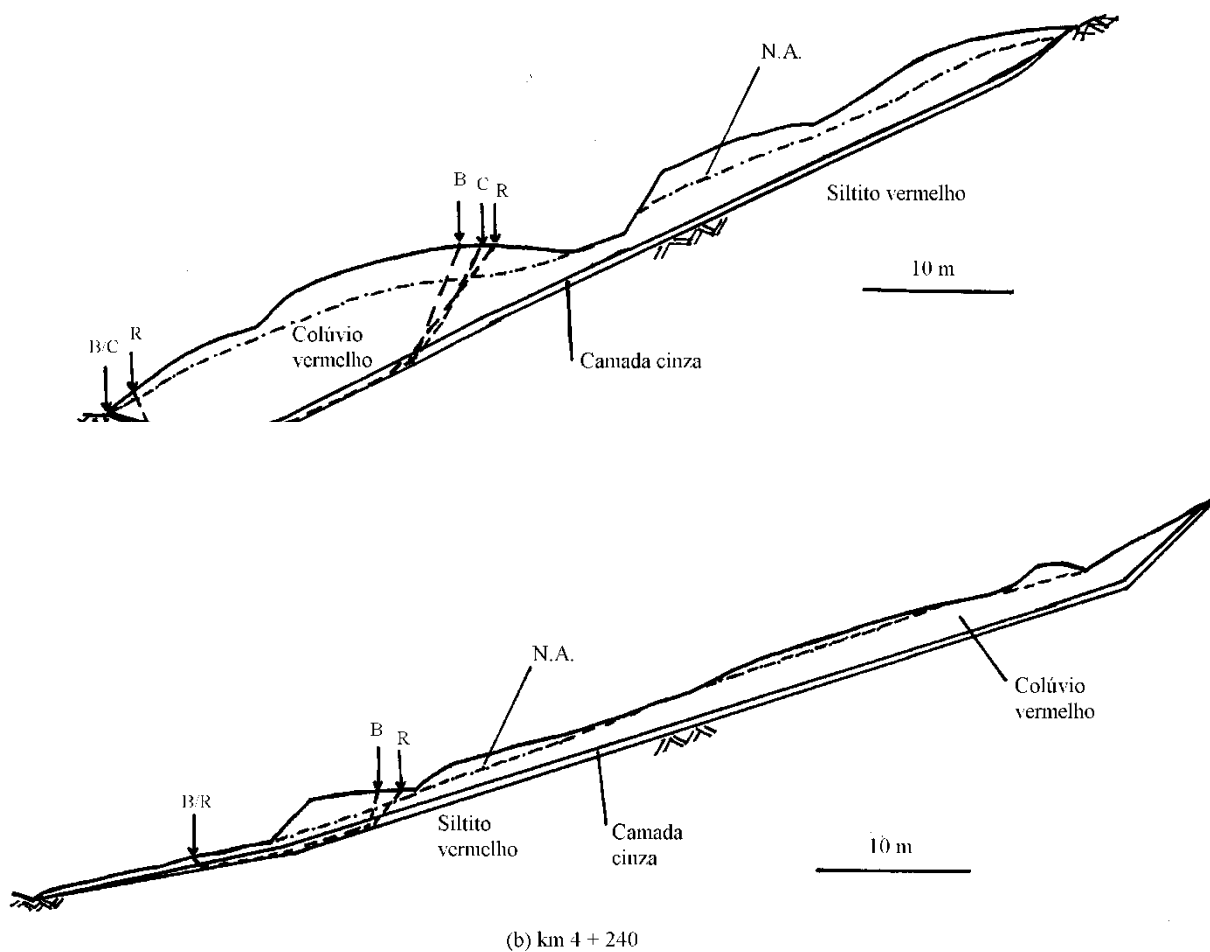


Figura 6.20 – Superfícies críticas obtidas na análise de estabilidade para as seções transversais do km 4+100 e km 4+240. (B = block; C = circle; R = random)

Tabela 6.11 – Resultados da análise de estabilidade utilizando o programa PCSTABL5M.

Seções transversais	Bishop (circular)	Janbu			Parâmetros da camada cinza adotadas na análise (Tabela 6.10)
		Irregular	Surfac	Block	
Km 4 + 100	1,51	1,38	1,36	1,29	Indeformadas – pico
	1,40	1,24	1,20	1,17	Amolgadas – pós-pico
	1,27	1,08	0,99	1,02	Amolgadas – pequena altura
	1,01	0,87	0,71	0,81	Amolgadas – <i>ring shear</i>
Km 4 + 240	-	1,22	1,71	1,15	Indeformadas – pico
	-	1,18	1,42	1,11	Amolgadas – pós-pico
	-	1,12	1,01	1,04	Amolgadas – pequena altura
	-	1,05	0,52	0,75	Amolgadas – <i>ring shear</i>

Pela descrição anteriormente realizada e pelos ensaios e análises feitas a camada cinza siltosa orientou o escorregamento do talude de Faxinal do Soturno. Esta camada é uma superfície de cisalhamento preexistente que foi mobilizada pelos processos de execução da rodovia. A análise de estabilidade utilizando os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios *ring shear* não apresentaram valores satisfatórios. Provavelmente a técnica de ensaio que impõe deformações cisalhantes na superfície de ruptura ao corpo de prova durante o ensaio, a qual não ocorrem com esta intensidade no campo. A situação de campo a espessura do colúvio é pequena e a superfície de ruptura é extremamente ondulada, não favorecendo que a resistência mobilizada da camada cinza caia para o valor residual. Porém nos resultados apresentados na Tabela 6.11 e na Figuras 6.21 verifica-se claramente que os parâmetros de resistência da camada cinza são valores pós-pico, ou seja, a resistência mobilizada é inferior aos parâmetros de pico. Uma análise paramétrica com os parâmetros de resistência da camada cinza estão apresentadas na Figura 6.21. Esta figura apresenta as variações do FS em função da coesão e do ângulo de atrito interno para a seção transversal do km 4+240. Em taludes de pouca espessura o parâmetro coesão é de grande importância.

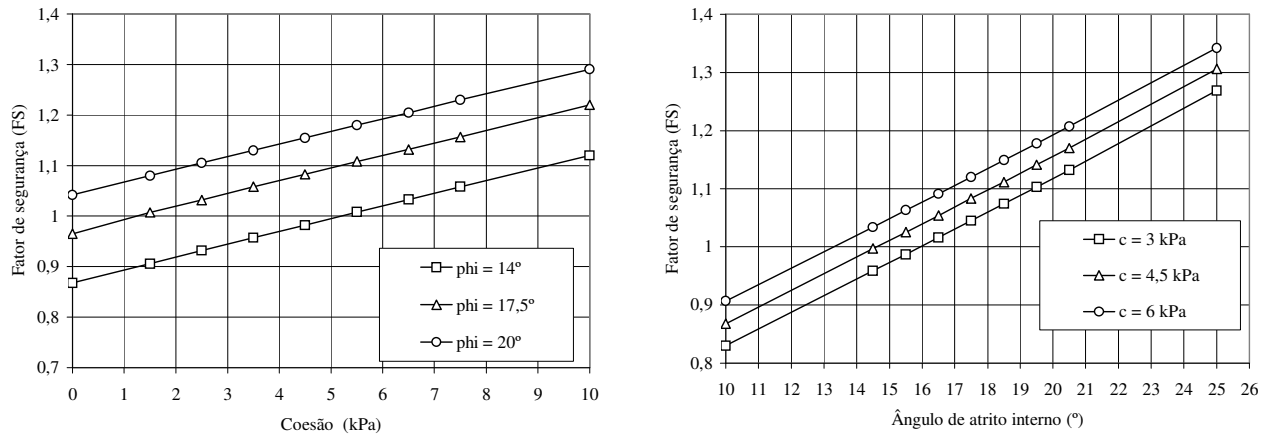


Figura 6.21 – Variação do FS versus coesão e ângulo de atrito interno.

6.8 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

O local do deslizamento está situado na transição entre as regiões geomorfológicas Planalto e Depressão Central. Localizadamente esta área constitui a encosta sul do Cerro do Terênciã, que avança em direção à planície do arroio Ivorã. Esta encosta apresenta uma baixa declividade e representa uma feição de morro testemunho, originado por depósitos gravitacionais.

Na investigação geotécnica foram identificados 3 materiais que constituem este talude. Solos coluvionares, siltitos e rochas vulcânicas são as formações mais comuns na área. Os siltitos vermelhos da Formação Santa Maria subjacente a um colúvio constituem a camada base da encosta. O siltito apresenta uma textura variando de silte a argila, com cores vermelhas e manchas brancas, constituído essencialmente por argilo-minerais do grupo das esmectitas. O solo coluvionar na sua parte inferior apresenta-se muito semelhante ao siltito. Na região de contato entre o solo coluvionar e a rocha sedimentar (siltito) ocorre uma concentração de água e verificou-se a existência de uma fina camada silto-argilosa de cor cinza. Na investigação de campo esta camada apresentava-se com uma superfície lisa e polida pelo deslizamento. A camada cinza apresenta um índice de vazios e teor de umidade mais elevados. Nas análises químicas esta camada apresenta uma porcentagem de ferro total mais elevada, e devido aos processos de redução parte deste ferro total transforma-se em ferro solúvel (Fe^{++}). Esta transformação faz com a camada tenha cores mais escuras (cinza). Como esta área de contato entre o colúvio e a rocha sedimentar cria um excesso eletrostático de poro-pressão (Hilbert, 1981), pelo acréscimo de afluência de água e pelo processo de eletrose natural existe um

aumento do índice de vazios e umidade e conseqüente perda de resistência. Este processo forma superfícies de deslizamento de pequena espessura. Em amostras naturais retiradas da superfície de ruptura submetidas ao microscópio eletrônico (MEV) verificou-se uma orientação da massa argilosa na direção do movimento. Nas amostras do colúvio esta orientação não foi observada.

Nos ensaios de resistência ao cisalhamento os parâmetros de resistência para os solos da camada cinza foram sempre inferiores ao solo coluvionar e ao siltito. Ao utilizar-se técnicas especiais de cisalhamento nestes ensaios verificou-se a tendência de queda de resistência com o aumento do deslocamento. O menor valor de resistência ao cisalhamento encontrado nos ensaios de laboratório para os solos da camada cinza foram os obtidos no equipamento *ring shear*. Com este ensaio chega-se a parâmetros de resistência ao cisalhamento residual em termos de $c'_r = 0$ e $\phi'_r = 14^\circ$. Valores semelhantes foram obtidos também com as amostras de siltito ensaiadas no *ring shear* indicando que este ensaio define a mínima resistência do material totalmente amolgado. Como é indicado por diversos autores (Lupini et al, 1981; Skempton, 1985) esta resistência residual do *ring shear* é função da mineralogia e fração argila.

Nas retro-análises realizadas nas seções transversais típicas verificou-se que deve existir um valor de coesão efetiva para que as análises sejam consistentes. Portanto, no campo devido à pequena espessura do solo coluvionar e a superfície de contato ser irregular e ondulada os movimentos reativados do talude na superfície preexistente não foram intensos o suficiente para destruir todas as forças de coesão existentes na camada cinza. É interessante observar que parâmetros de resistência compatíveis com os obtidos pela retro-análise foram obtidos com ensaios de cisalhamento direto de pequena altura em amostras amolgadas. Esta evidência deve ser melhor investigada em outros materiais. Pelas análises de estabilidade os parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto com corpos de prova de pequena altura para as amostras da camada cinza apresentaram fatores de segurança próximos da unidade. Isto indica claramente que os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios com técnicas especiais foram os mais próximos da resistência ao cisalhamento mobilizada. Os valores de resistência obtidas nos ensaios *ring shear* podem ser utilizados com um patamar mínimo de resistência. Vários autores (Skempton, 1985; Chandler e Hardie, 1989; Moore, 1991) discutem que os parâmetros de resistência mobilizados no campo em rupturas reativadas são em geral mais elevados dos que os obtidos nos ensaios *ring shear*.

CAPÍTULO VII

7 MALHADA – SANTA CRUZ DO SUL

7.1 INTRODUÇÃO

Na divisa entre os municípios de Santa Cruz do Sul e Passo do Sobrado, na localidade denominada de Malhada, teve início um estudo sobre os fenômenos que provocaram deslizamentos de rochas e solos. Estes fenômenos, já citados brevemente no item 4.2.4, serão descritos em detalhe neste capítulo. Regionalmente os fenômenos referidos ocorrem na borda sul da escarpa formada na unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral. Estes patamares, na região de Santa Cruz, avançam com um alinhamento grosseiramente norte/sul em direção à unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí. A Foto 7.1 apresenta uma visão panorâmica da área de estudo apresentando os patamares da Serra Geral em contato com a planície do arroio Passo da Mangueira. Assinalado na foto o local dos deslizamentos no distrito de Malhada.

Os estudos iniciaram por um levantamento topográfico, posteriormente complementado por um levantamento geológico e geofísico. Foram realizadas sondagens mistas e instalados piezômetros nos furos destas sondagens. Caracterização dos materiais rochosos através de lâminas delgadas e determinação de índices físicos foram realizadas. Nos perfis de solos foram coletadas amostras e executados ensaios de laboratório (ensaios de caracterização, cisalhamento direto e *ring shear*). Foram realizados ensaios de condutividade hidráulica *in situ* com piezômetros em várias camadas de solo e rocha alterada. A instrumentação da área foi realizada pela instalação de marcos para monitorar os deslocamentos superficiais e inclinômetros para determinar as magnitudes dos deslocamentos de subsuperfície e a profundidade da superfície de ruptura. As poro-pressões foram monitoradas através de piezômetros de Casagrande. Com os dados obtidos é feita uma tentativa de interpretação destes fenômenos de instabilidade associados aos processos de evolução da escarpa basáltica.

7.2 DESCRIÇÃO GERAL

Este fenômeno de ruptura teve início há cerca de 20 anos, mas intensificou-se a partir de 1995. Atualmente existe no local uma fossa em rocha na borda da escarpa do platô basáltico com cerca de 30m de profundidade, 40m de largura e mais de 300m de extensão. Esta escarpa é delimitada por um sistema paralelo de fraturas com direção geral norte/nordeste associados a fraturamentos verticais do derrame superior da escarpa e subseqüentes escorregamentos de solos, em forma de leque nos sentidos nordeste a sudeste, oriundos de arenitos, siltitos e colúvios. As Fotos 7.2 e 7.3 apresentam uma vista aérea da área afetada pelos processos de instabilidade. Os

movimentos são verificados até o arroio no fundo do vale, onde a massa escorregada avança, deslocando o leito ou deslocando o material carregado pelo arroio, como pode ser observado pela Foto 7.4.

De uma maneira didática pode-se dividir os fenômenos de deslizamento de rocha e solo neste local em duas áreas distintas e contíguas. Uma área situa-se na borda do platô basáltico (escarpa oeste da fenda), afetando principalmente as rochas e secundariamente o solo. A outra área em continuidade física com a anterior, localiza-se a partir do terço inferior da escarpa, representada por arenitos siltosos até o contato com os siltitos argilosos, afetando principalmente o solo.

Na primeira área, atualmente existe uma depressão (fossa) entre a escarpa e um bloco de rocha extremamente fraturado, conforme está mostrado na Foto 7.5. No fundo desta fenda, além dos blocos de rocha basáltica do derrame superior, dispostos de maneira instável, ocorrem restos de solo com alguma vegetação – cana de açúcar, arbustos e árvores que encontravam-se antes no topo da encosta. O bloco de rocha (escarpa leste da fenda) apresenta-se inclinado, com um basculamento na direção leste. Este basculamento é facilmente verificado pela vegetação no topo do bloco estar levemente inclinada e na compressão que as rochas e o solo estão sofrendo na parte leste deste bloco, abrindo fendas no terreno e decapando as rochas com a formação de escarpas secundárias, conforme estão apresentados nas Fotos 7.6 a 7.8. As escarpas formadas na fossa (escarpa oeste e leste) estão sem vegetação e mostram cicatrizes de deslizamentos de rocha recentes, evidenciando a continuidade dos processos de regressão das escarpas. Os blocos em ambas as escarpas estão em desequilíbrio físico com o meio e o bloco separado apresenta grande instabilidade (Foto 7.9).

A escarpa oeste (Foto 7.10) apresenta de um modo geral a direção norte/sul, podendo ser individualizados três partes: (a) parte superior muito fraturada, compreende o derrame 3 (D-3), (b) parte intermediária – compreende uma camada amigdaloidal com cerca de 5m de espessura e (c) a base formada por uma camada alterada marrom de granulação muito fina. A base exposta apresenta cerca de 3m de altura, corresponde ao derrame 2 (D-2). No conjunto a rocha é muito alterada com deslocamentos (esfoliação) com espessura de 2cm a 3cm, revelando certo tempo de exposição ao intemperismo. A parte superior correspondente ao derrame 3 comporta-se como rocha. Os processos de instabilidade neste derrame estão caracterizados pela queda de blocos e rochas, que só ocorrem quando há um escorregamento nos materiais abaixo que constituem o derrame 2. Neste segundo derrame ocorrem solos nas fraturas o que indica uma zona de tração Antiga, no mesmo plano das fraturas (coluna de solo e rocha) e na direção geral do escorregamento.

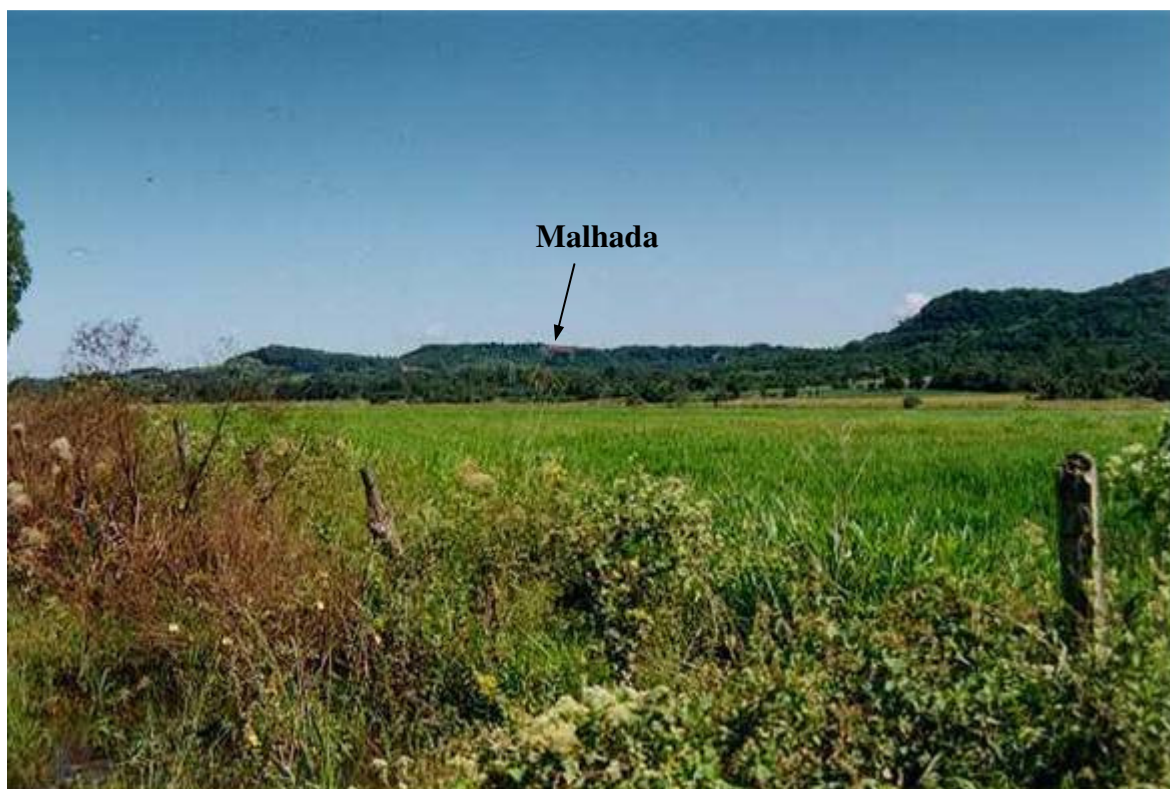


Foto 7.1 – Visão panorâmica da área de estudo apresentando os patamares da Serra Geral em contato com a planície do arroio Passo da Mangueira.



Foto 7.2 – Vista aérea da região afetada pelos processos de instabilidade.

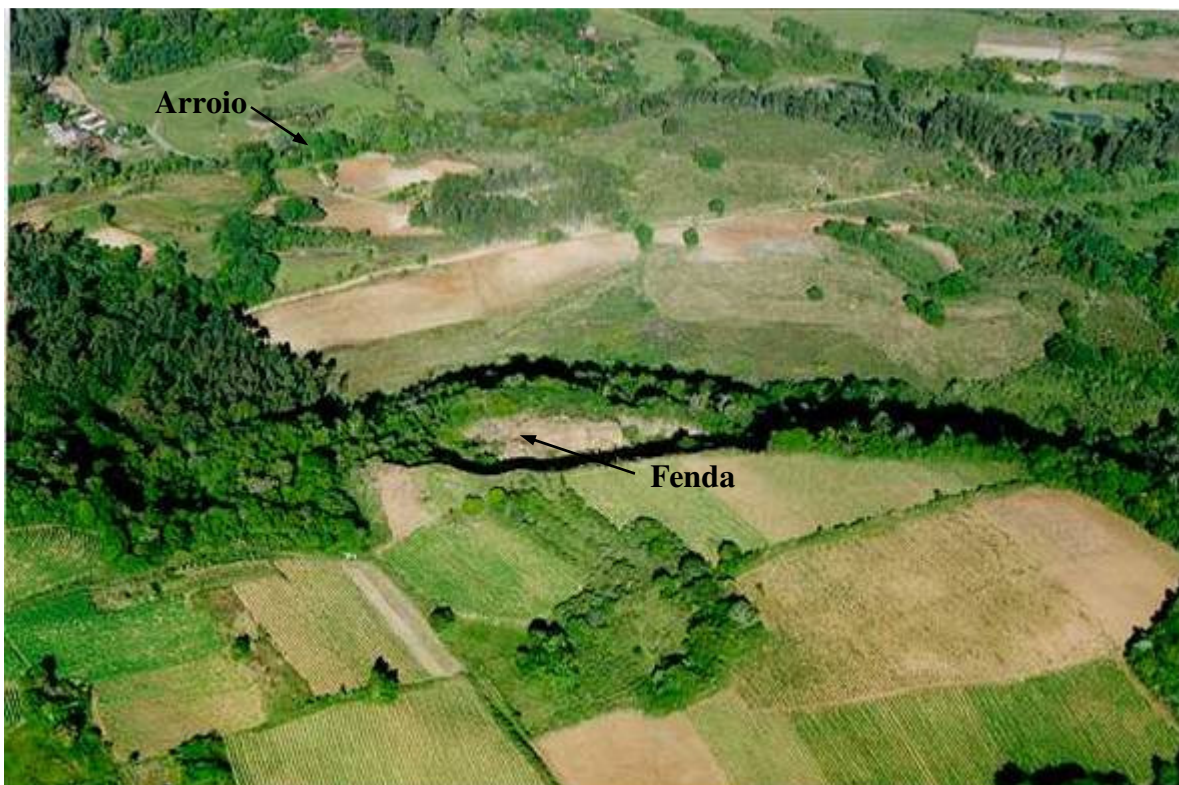


Foto 7.3 – Visão aérea mostrando a fenda, parte do platô e encosta inferior da área de estudo.



Foto 7.4 – Parte inferior da encosta que avança sobre o arroio do fundo do vale.



Foto 7.5 – Detalhe da fossa mostrando as escarpas oeste e leste.



Foto 7.6 – Detalhe do bloco de rocha inclinado para leste.

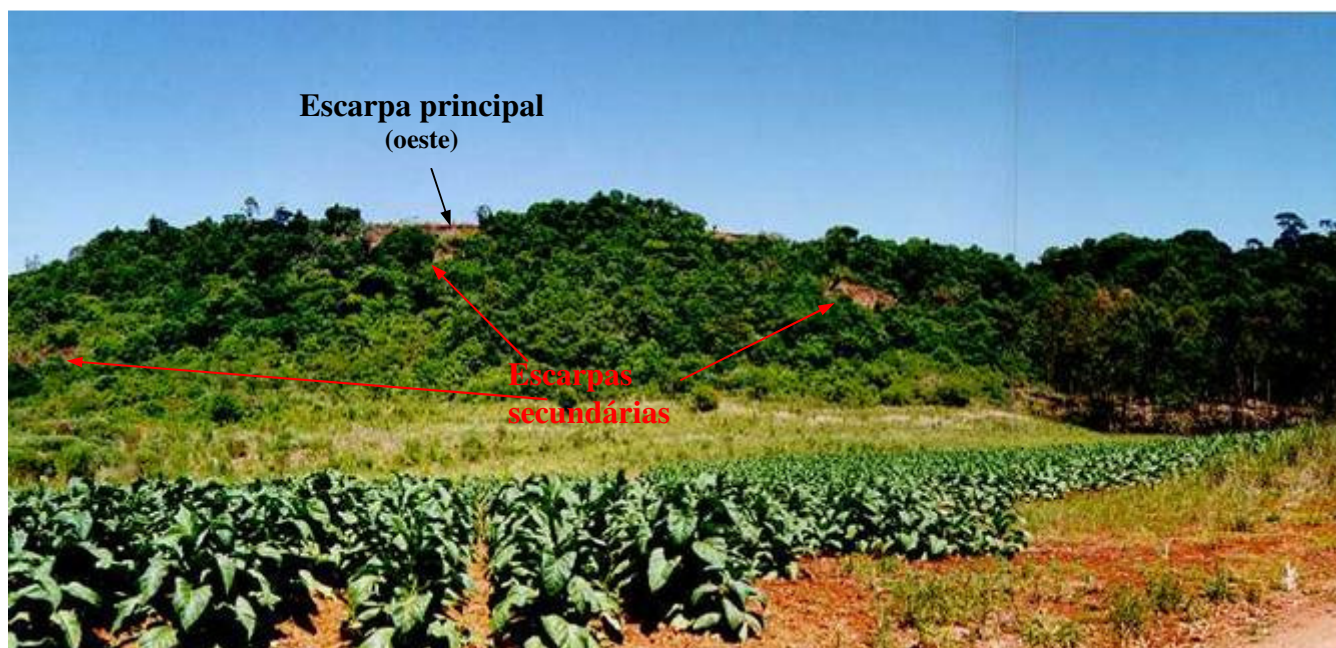


Foto 7.7 – Vista frontal da encosta apresentando parte da escarpa principal e escarpas secundárias.



Foto 7.8 – Escarpa secundária em arenito e ao fundo escarpa principal.

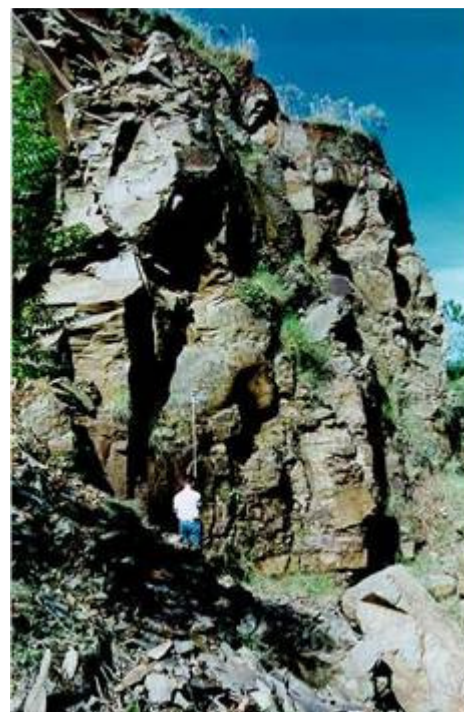


Foto 7.9 – Bloco de rocha deslocado que constitui a escarpa leste da fenda.



Foto 7.10 – Vista da escarpa principal (oeste) da fossa a partir do bloco de rocha deslocado.

A partir da zona amigdalóide e vesicular, que possui um comportamento quase de solo, as tensões devido ao peso do maciço superior são capazes de causar a ruptura deste material, segundo a geometria própria dos escorregamentos. Na verdade essa zona se comporta como um saprólito e pode ser visualizada na Foto 7.11.



Foto 7.11 – Contato entre os derrames 2 e 3 – saprólito.

A segunda área afetada é consideravelmente maior, abrangendo o terço inferior da escarpa, representada pela camada de arenitos siltosos em contato no topo com os derrames basálticos e na base com outro derrame basáltico extremamente alterado (Derrame 1) ou com as camadas dos siltitos argilosos. Na parte mais superior desta área os materiais atingidos são os solos originários da intemperização de arenito e basalto que constituem um grande colúvio no pé do talude. Na base da encosta, nas proximidades do arroio, ocorrem os siltitos argilosos que estão na frente do escorregamento. Estes materiais sofreram deslocamentos horizontais superiores a 15m, conforme descrito pelos moradores da área. A área total afetada é superior 60 hectares. A Foto 7.12 apresenta uma visão geral desta área na parte inferior da encosta. Detalhe da parte frontal do escorregamento é mostrado na Foto 7.13. Nesta área, mais ao norte, no local onde ocorre uma plantação de eucaliptos, entre a escarpa e a estrada, o terreno encontra-se com uma seqüência de patamares irregulares, às vezes com paredes íngremes causadas pelos movimentos. Essa movimentação originou inicialmente um área alagadiça, à jusante da área de movimentação, que no inverno forma um pequeno açude. O tipo de movimentação neste local, inclusive com basculamento de blocos caracteriza uma estrutura tipo *graben* (Fotos 7.14 e 7.15). Este local é constituído por colúvios ou tálus arenosos de cor marrom, misturado com fragmentos de arenito, sendo este material o que mais predomina nesta área. Em continuidade com estes patamares, como se fosse uma seqüência da fenda do terceiro bloco e contornando praticamente toda a área de movimentação há um pequeno vale cuja direção geral é N55° E.



Foto 7.12 – Visão geral da parte inferior da encosta e ao fundo a escarpa principal.



Foto 7.13 – Frente do escorregamento próximo ao arroio.



Foto 7.14 – Sequência de patamares em solo arenoso – plantação de eucaliptos



Foto 7.15 – Patamares irregulares com estrutura tipo *grab*. plantação de eucaliptos

O material de origem deste pequeno vale é o arenito Botucatu, onde salientam-se os grandes blocos individualizados por fendas. Este arenito está situado entre os derrames 2 e 1. Em continuidade à fenda, que sofre uma mudança de direção (contornando a encosta) – direção geral N10°W (quase norte/sul), com aproximadamente 6m de largura e 2m de profundidade, aparece um pequeno córrego e um lago natural caracterizado pela água com muito matéria orgânica, conforme ilustrado na Foto 7.16. O pequeno vale teria se alargado e foi preenchido por água que tem pouca renovação e apresenta uma direção geral N25°E. Próximo ao lago natural aparece um grande bloco de arenito individualizado por duas fraturas. De um lado a fratura apresenta direção N70°W, de outro, N55°E. O bloco situa-se em posição perpendicular à estrada existente.

Próximo à antiga pedreira, mais ao sul da área, atravessando uma área com sinais de movimentação, plantações abandonadas e áreas alagadas, observa-se a oeste um escorregamento com muito material solto, cascalho, pequenos blocos de basalto e arenito (material coluvial) e ao lado uma escarpa de arenito Botucatu. Junto da escarpa de arenito formou-se um pequeno lago natural que posteriormente foi ampliado por represamento pelos moradores. Nas condições atuais o tamanho do lago é de cerca 70m por 40m. A Foto 7.17 apresenta o lago formado com uma direção geral de N10°E. Devidos aos movimentos da área 3 moradias já foram demolidas pois encontravam-se em processo de ruína. Praticamente em todos os invernos a via de acesso principal e alguns dos acessos às moradias são interrompidos por escorregamentos do corpo de colúvio.



Foto 7.16 – Lago formado ao longo de uma fratura em frente a encosta.



Foto 7.17 – Lago formado durante os movimentos no ano de 1996 (escarpa secundária de arenito).

7.3 GEOLOGIA LOCAL

A geologia da área é representada por uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares com atitudes aproximadamente horizontais, constituída da base para o topo por litologias da Formação Santa Maria (fácies Alemoa), Formação Botucatu e Formação Serra Geral. Próximo à área de estudo encontram-se afloramentos de arenitos da Formação Caturrita.

A Formação Santa Maria na área é constituída basicamente por siltitos argilosos a arenosos de coloração avermelhada com manchas esbranquiçadas. Apresenta uma estrutura maciça, porém quando expostos se intemperizam formando pequenas pastilhas que recobrem toda a superfície exposta. Ocorrem também camadas argilosas de cor cinza intercaladas no siltito ou acima destes. Os siltitos são os materiais mais comuns nas bordas da cunha do material em escorregamento próximo ao arroio. Nesta área apresenta-se muitas vezes misturados com fragmentos de arenito e basalto formando colúvios. A Foto 7.18 apresenta um perfil da Formação Santa Maria na área.

A Formação Botucatu apresenta-se constituída por arenitos finos a médios de coloração rósea. Apresenta-se muito fraturado e com algumas fraturas preenchidas por argilas. Na encosta em frente ao bloco deslocado o arenito apresenta-se fraturado formando blocos de grandes dimensões (> 15m). A cimentação nos arenitos é muito variável, apresentando-se deste fortemente cimentado por sílica (entre os derrames 2 e 3), medianamente cimentado por sílica, óxidos e argilas, e ocorre também na forma de areia sem nenhuma cimentação. As espessuras variam desde poucos centímetros até aproximadamente 10m. A Foto 7.19 apresenta a escarpa de arenito formada durante o ano de 1996 existente junto do pequeno açude da área.

Na área foram encontrados 3 derrames basálticos pertencentes à Formação Serra Geral. O derrame 1 é constituído por fragmentos de rocha basáltica com camadas argilosas intercaladas. Este derrame inferior está extremamente alterado, assente sobre arenitos e siltitos. O derrame intermediário (derrame 2) apresenta na sua parte superior (contato com o derrame 3) uma textura tipicamente amigdalóide e vesicular. As amígdalas estão preenchidas por zeolitas, calcitas e argilas. O derrame superior (derrame 3) apresenta a estrutura padrão das lavas basálticas. No topo e na base a rocha apresenta disjunção horizontal fina a média (2 a 10cm) e na parte intermediária apresenta uma disjunção vertical com fraturas abertas mas sem preenchimento espaçadas a cada 2m. As Fotos 7.20 e 7.21 mostram as feições do derrame 3, o contato deste derrame com a camada amigdalóide do derrame 2 e blocos de rocha constituinte do derrame 1. Entre os derrames 2 e 3 ocorre uma camada fina de arenito silicificado, da ordem de 20cm. Esta camada de arenito aparece tanto na escarpa oeste da fenda como na escarpa leste do bloco deslocado, porém apresenta um desnível de aproximadamente 5m.



Foto 7.18 – Siltito da Formação Santa Maria.



Foto 7.21 – Colúvio com blocos de rocha vulcânica (derrame 1).

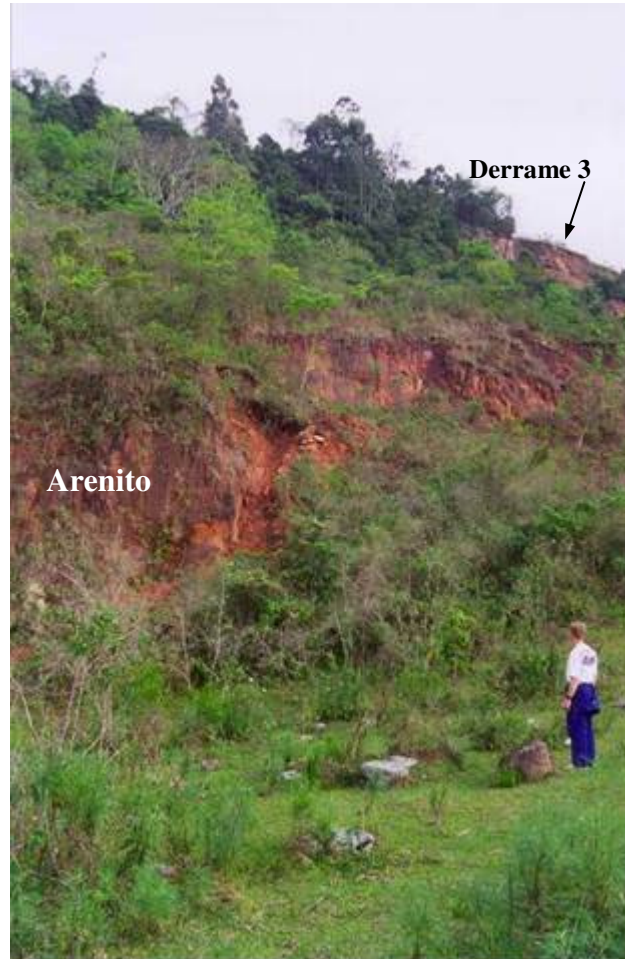


Foto 7.19 – Escarpa de arenito da Formação Botucatu.

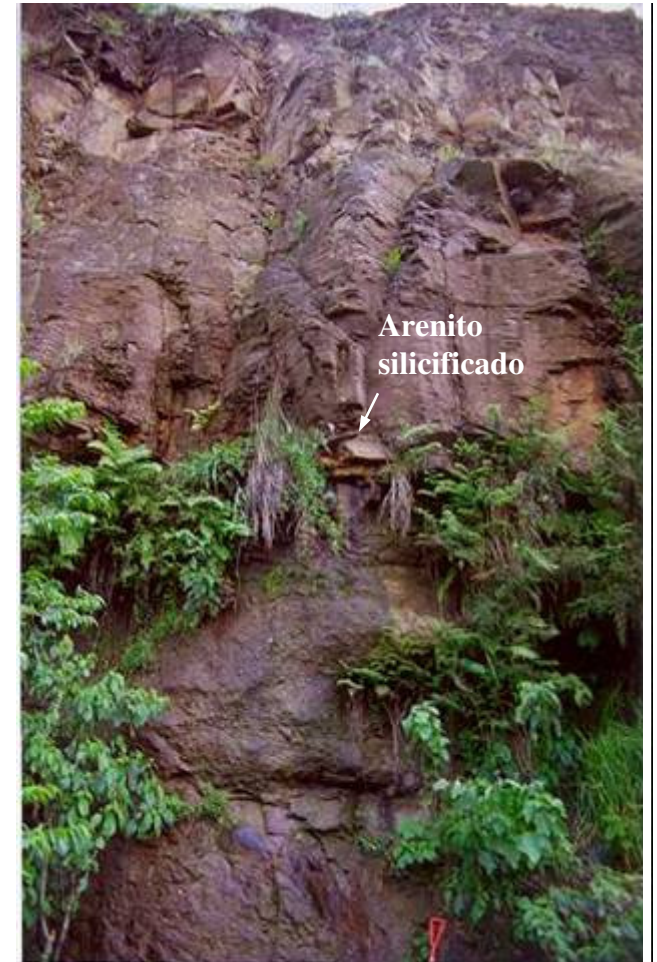


Foto 7.20 – Rocha vulcânica da Formação Serra Geral (derrame 3 e 2 separado por arenito).

Uma camada de arenito cimentado por óxidos e argila de espessura variável, mas na média com 8m, situa-se entre os derrames 2 e 1. Entre o derrame 1 e o siltito vermelho da Formação Santa Maria ocorre outra camada de arenito muito similar ao anterior, porém esta camada não é contínua em toda a área.

7.4 LEVANTAMENTOS PRELIMINARES

Os levantamentos preliminares foram realizadas para fornecer um conhecimento básico para programar as demais etapas da pesquisa.

7.4.1 Levantamento topográfico

O levantamento topográfico de toda a área foi executado com uma estação total de topografia Topcom do Laboratório de Mecânica dos Solos da UFRGS. Este equipamento permite a realização do levantamento planimétrico e altimétrico ao mesmo tempo. O equipamento dispõe de um sistema EDM (*electronic distance measure*) para medição de distâncias horizontais e inclinadas e para determinação da diferença de altura entre pontos. A Foto 7.22 apresenta o levantamento sendo realizado no platô basáltico. O levantamento foi realizado pelo método de irradiação de pontos. O objetivo foi confeccionar um mapa topográfico com curvas de nível a cada 5m, que constitui-se na base para os demais levantamentos. As curvas de nível foram interpoladas através do programa computacional *Surfer* (*Golden Software, 1993*) utilizando o método de triangulação com interpolação linear. A Figura 7.1 apresenta o mapa topográfico da área de estudo com as vias de acesso, moradias e drenagens. Neste mapa estão também representados a localização dos perfis amostrados, dos furos de sondagens, dos piezômetros, dos marcos superficiais e dos inclinômetros. A Figura 7.2 apresenta uma visão 3D da área de estudo com as principais curvas de nível.

Foto 7.22 – Levantamento topográfico utilizando estação total.



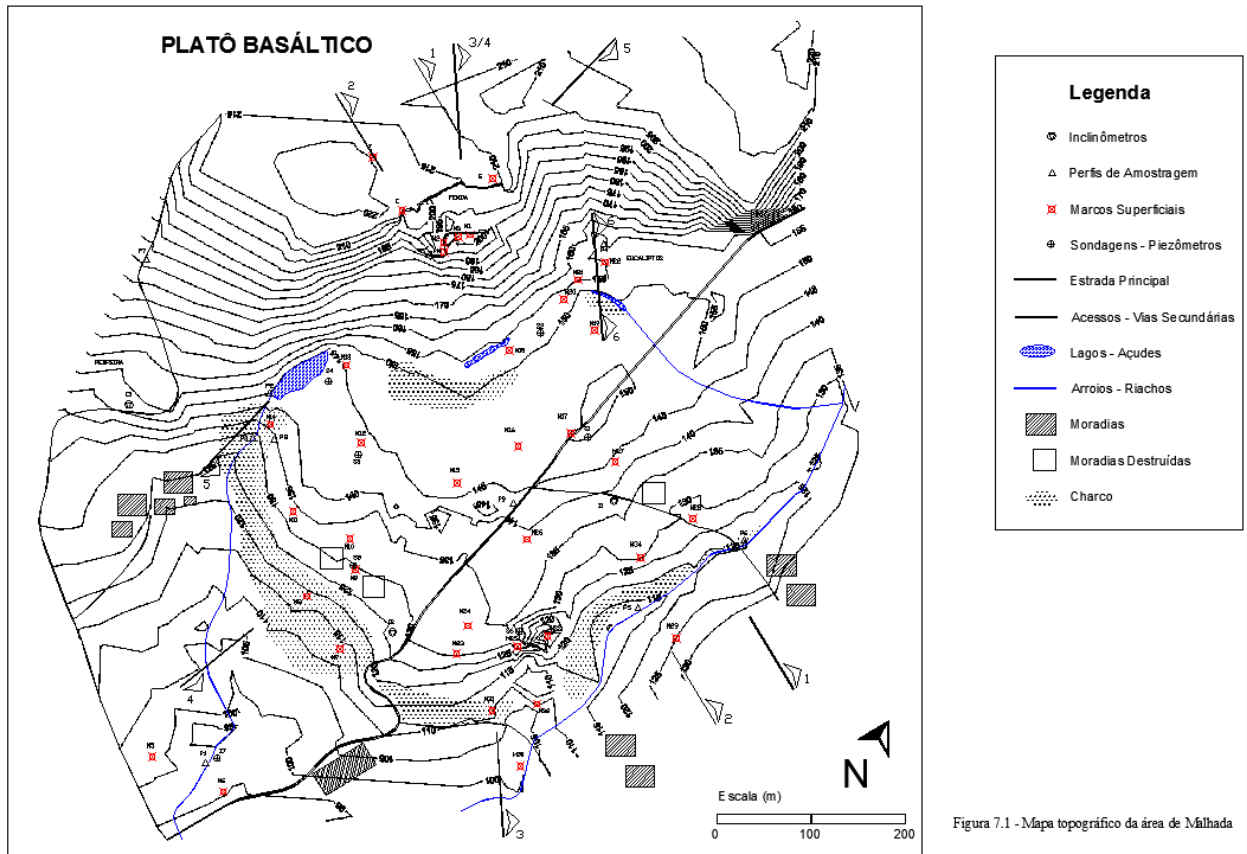


Figura 7.1 – Mapa topográfico da área de estudo na localidade de Malhada, Santa Cruz do Sul.

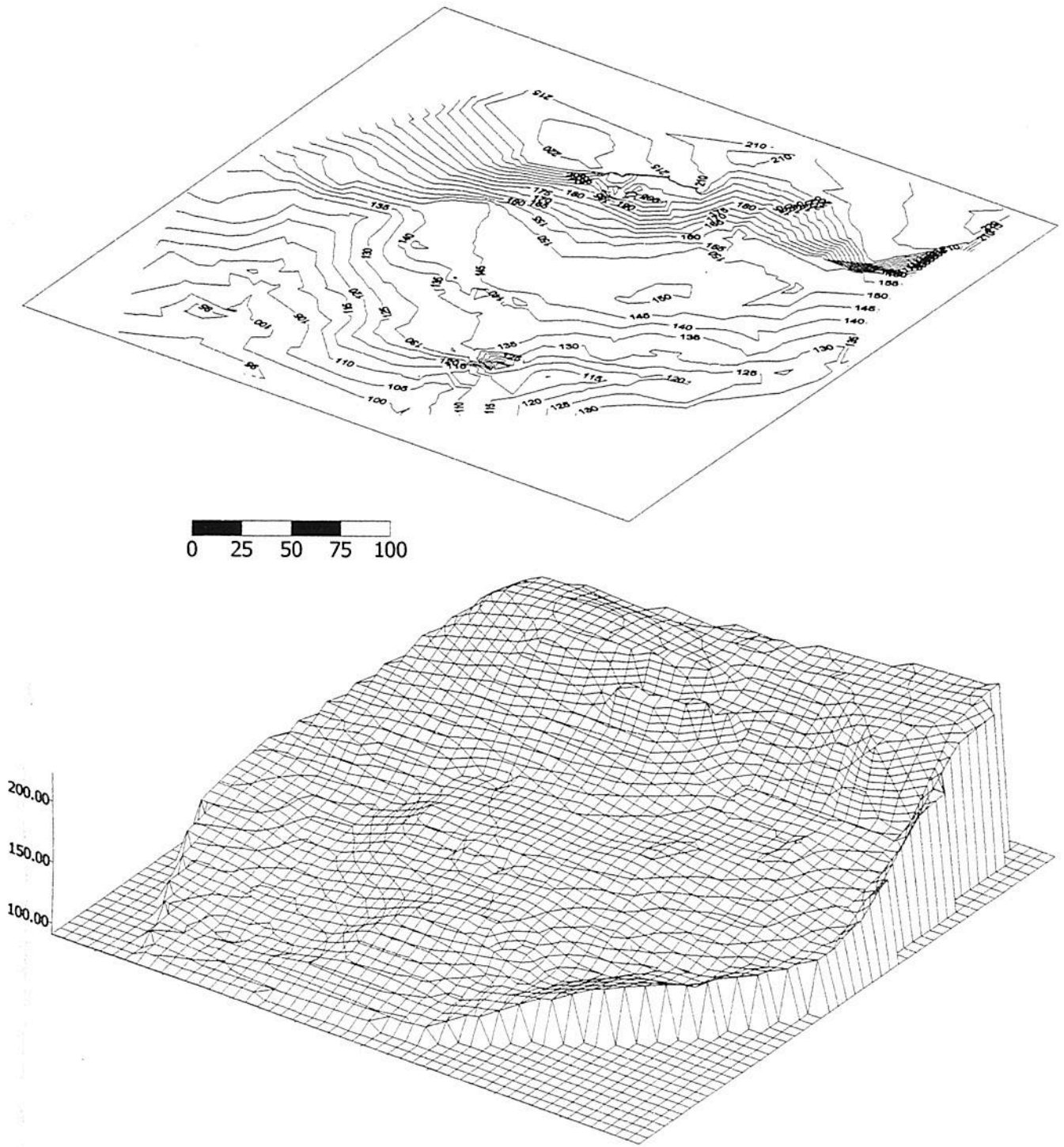


Figura 7.2 – Visão tri-dimensional da área de estudo utilizando o software Surfer.

7.4.2 Levantamento geofísico

Os ensaios geofísicos são chamados métodos indiretos de investigação, constituindo um conjunto de ensaios de campo que não interferem nas propriedades físicas do material ensaiado. Estes métodos apresentam uma relação custo/benefício que permitem um levantamento de extensas áreas em um curto espaço de tempo com um custo reduzido. Com o objetivo de determinar as espessuras das camadas constituintes da área de estudo, bem como das prováveis estruturas geológicas foi realizada uma campanha de ensaios geofísicos utilizando métodos geolétricos. Levantamentos geofísicos utilizando o geo-radar (*Ground Penetration Radar*) e o método da eletrorresistividade elétrica foram executados na área.

7.4.2.1 Geo-radar - GPR

O método denominado GPR - radar de penetração no solo - baseia-se na reflexão de ondas eletromagnéticas (EM) na interface entre diferentes camadas que compõe o subsolo, ocasionada por variações na impedância elétrica dos diferentes materiais. A Foto 7.23 mostra o equipamento sendo utilizado com o sistema de antenas e central de comando portátil.



Foto 7.23 – Levantamento com geo-radar.

A apresentação dos perfis de geo-radar coletados na área de Malhada segue o seguinte padrão: (a) no eixo horizontal estão representadas as distâncias percorridas sobre o terreno, em metros; e (b) no eixo vertical está representado o tempo de percurso (ida e volta), em nanossegundos (10^{-9} ns), de ondas eletromagnéticas refletidas na interface entre os meios apresentando contraste de impedância elétrica.

Foram executados mais de 10 seções com o geo-radar, contudo devido à atenuação do sinal pela camada de solo e presença de água, somente 4 seções apresentaram superfícies refletoras identificáveis. A Figura 7.3 apresenta a posição dos perfis no mapa topográfico da área de estudo. No Anexo I estão descritos os procedimentos básicos adotados neste levantamento.

A Figura 7.4 apresenta o perfil GPR-1 localizado entre os furos de sondagem 1 e 2. Este perfil foi executado sobre uma camada de sedimentos arenosos incoerentes que está em contato com rochas basálticas do derrame 1. Os eventos significativos detectados neste seção ocorrem nas direções preferenciais (A-A' e B-B'). Uma primeira aproximação para a localização em profundidade dos eventos poderia ser feita usando uma velocidade média de propagação de onda igual a 80m/ μ s. Usando essa aproximação, a máxima profundidade do alinhamento B-B', verificada nos 20m iniciais da seção, ocorreria por volta dos 38m. As observações dos perfis de geo-radar, sondagens e observações de campo permitiram compor um modelo geológico simplificado para a área, que pode ser visto logo abaixo da mesma figura.

A seção do geo-radar que desce a escarpa está representada na Figura 7.5. Os principais eventos de interesse verificados na seção ocorrem a partir dos 300m relativamente ao início. A porção esquerda da seção foi inicialmente executada sob rocha basáltica e os eventos assinalados podem representar o contato com arenito, distribuído abaixo do basalto. A localização em profundidade do contato basalto/arenito está a aproximadamente 20m, na posição 350m a partir do início do perfil, usando a mesma velocidade de propagação de onda da seção anterior.

Os eventos importantes detectados na seção GPR-3 ocorrem a partir do início do perfil (lado esquerdo) e estão assinalados na Figura 7.6. A geologia da área apresenta arenito bastante fraturado (em blocos) sob uma camada de solo até a posição 40m no perfil, a partir da qual o arenito encontra-se encoberto por uma camada de basalto alterado que torna-se mais espessa à direita até o final da seção.

A seção GPR-4 foi realizada na mesma área da seção GPR-3, tendo sido alterada a configuração do equipamento para operar na frequência de 100MHz. Essa mudança de frequência provocou a redução na profundidade de investigação, sendo que praticamente não há mais eventos de interesse além do tempo de propagação de 250 ns. Por outro lado, o padrão de fraturamento em blocos do arenito revelado nos afloramentos na área provocou o aparecimento de sinais característicos no perfil de geo-radar (Figura 7.7), já observados na seção GPR – 3.

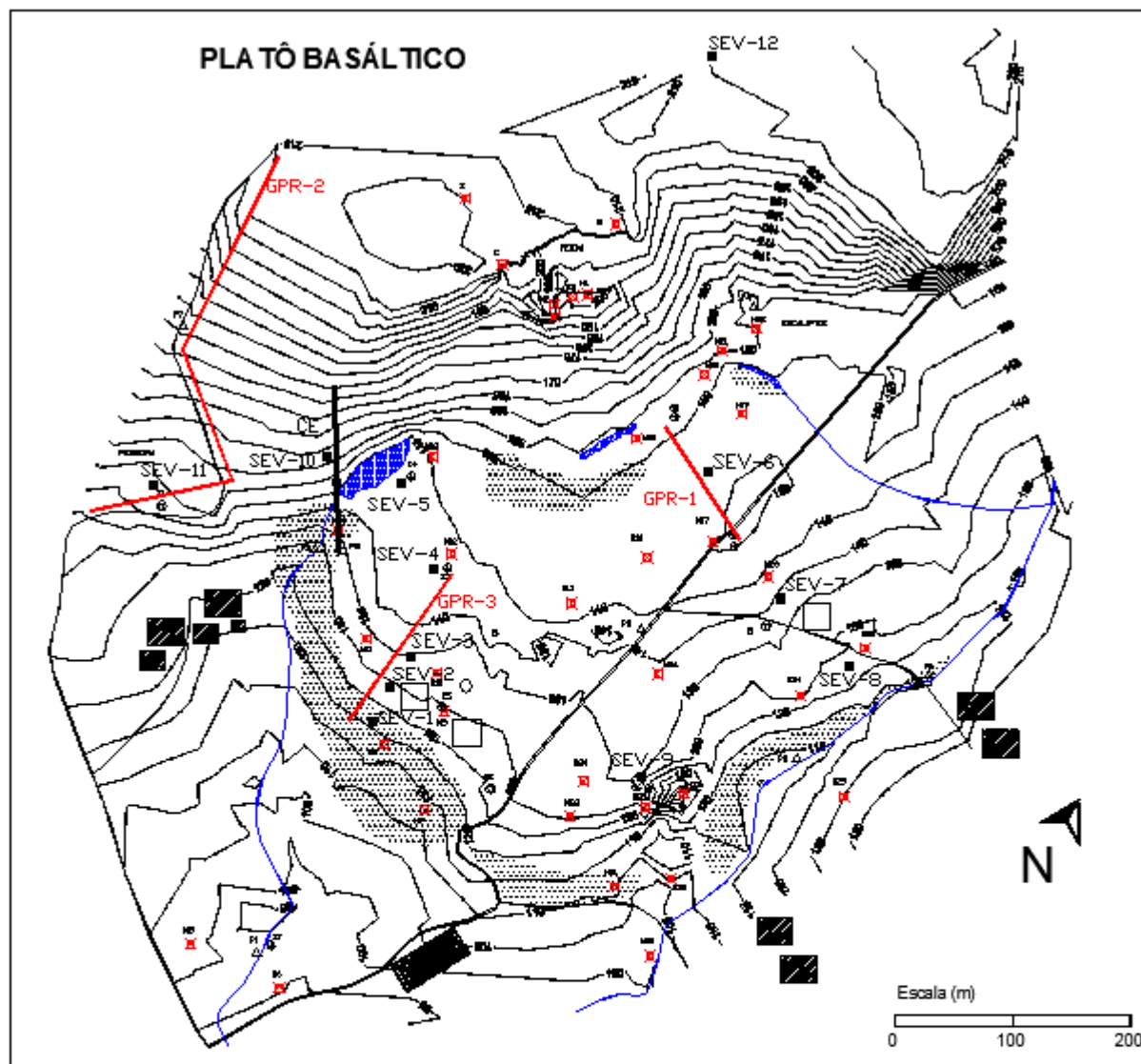


Figura 7.3 – Localização dos perfis de GPR e ER.

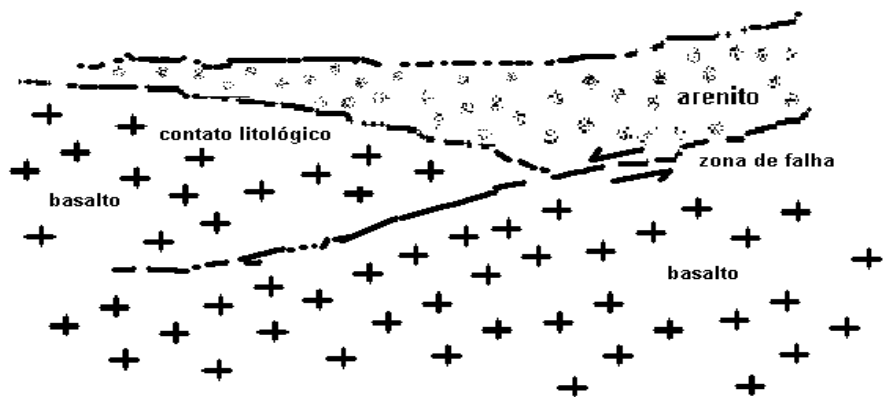
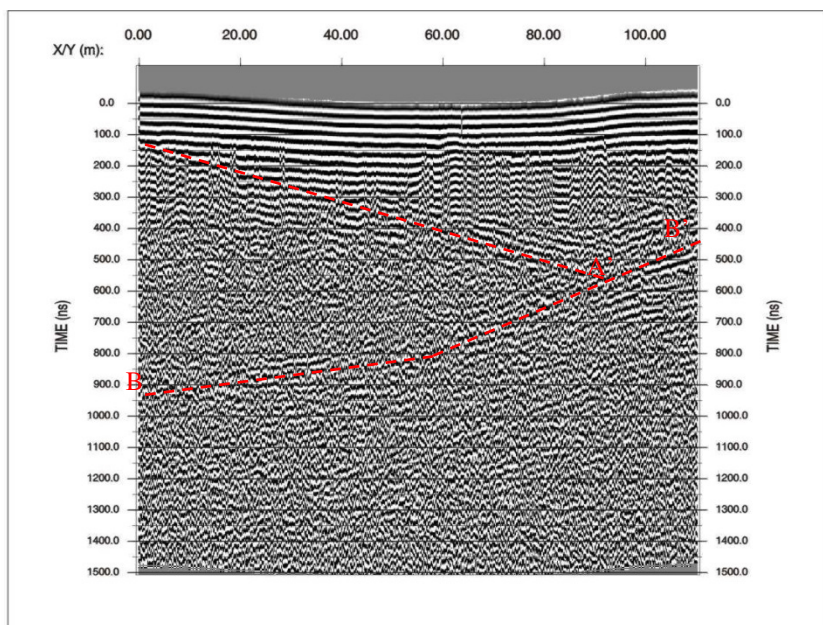


Figura 7.4 – Perfil GPR-1 entre os furos de sondagem S1 e S2.

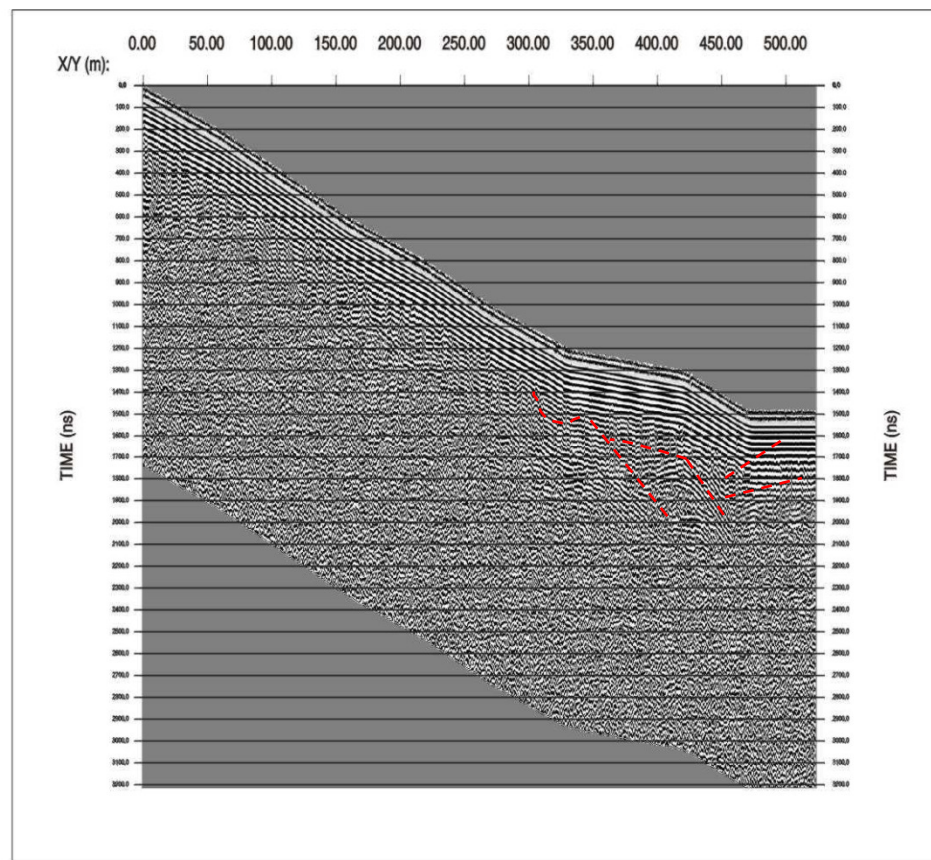


Figura 7.5 – Perfil GPR-2 entre o topo do platô e a pedreira ao longo do acesso.

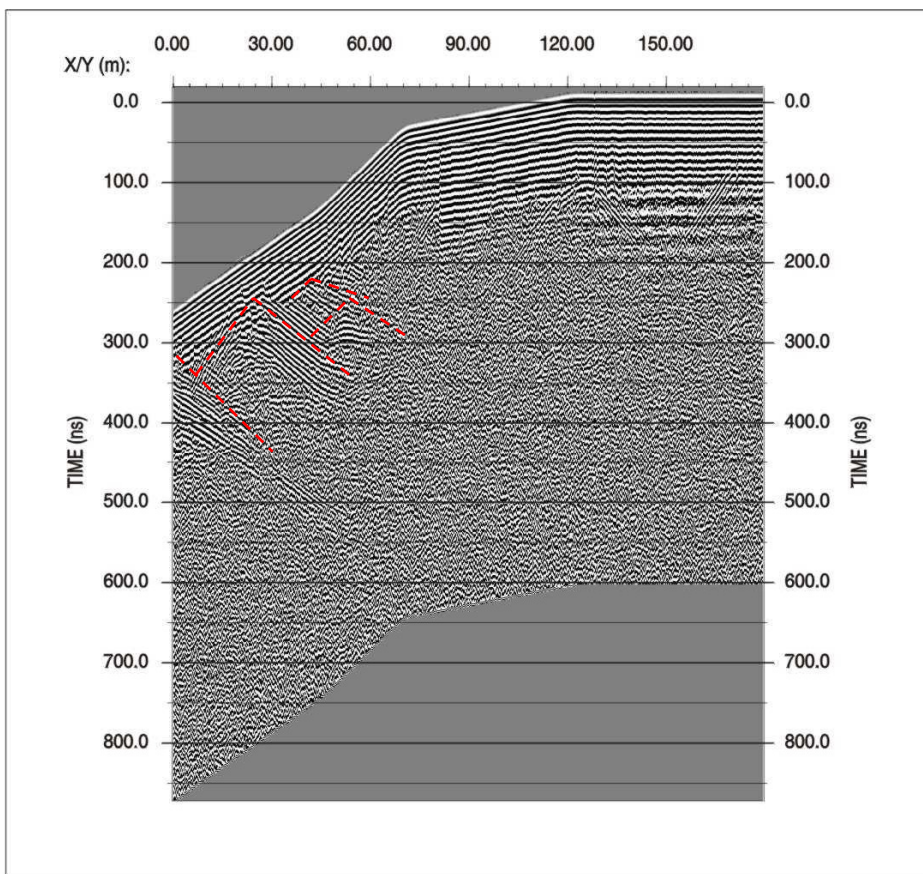


Figura 7.6 – Perfil GPR-3 entre os furos de sondagem S5 e S4.

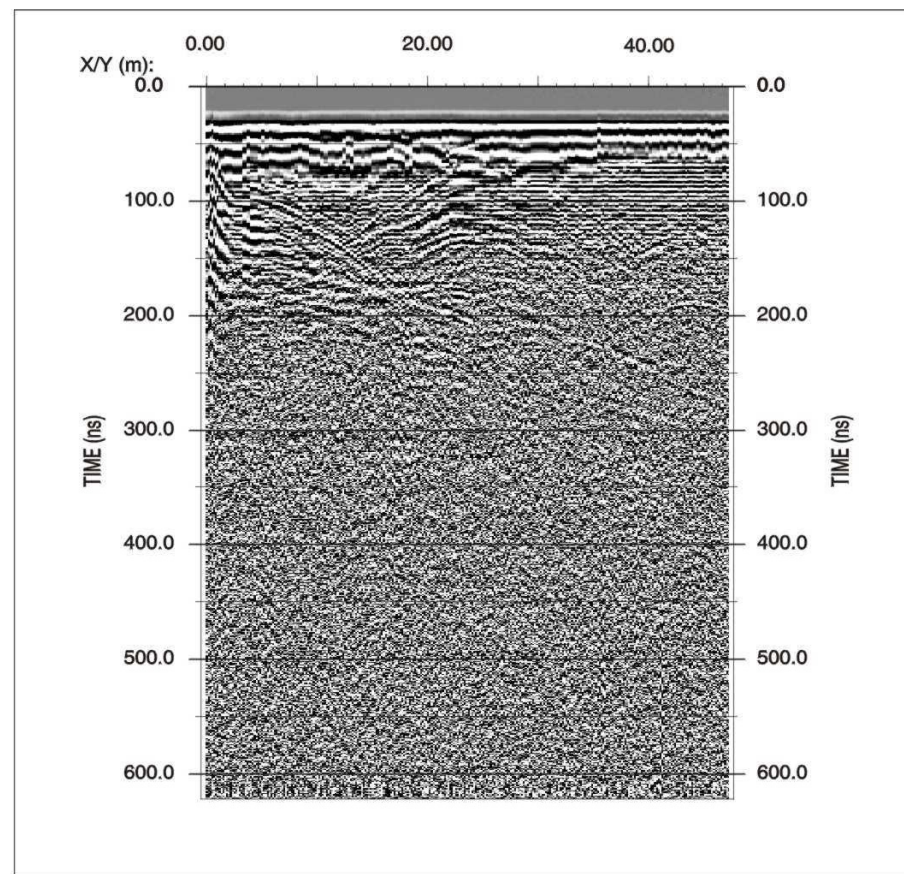


Figura 7.7 – Perfil GPR-4 próximo ao furo de sondagem S5.

7.4.2.2 Eletrorresistividade - ER

Foram empregadas as técnicas de sondagem elétrica vertical (SEV) e caminhamento elétrico (CE). No total foram realizados 12 sondagens elétricas verticais com o objetivo de estimar as espessuras e definir as resistividades das rochas, desde a superfície do terreno até profundidades suficientes para alcançar os materiais classificados como siltitos vermelhos da Formação Santa Maria. Foi realizado 1 perfil de caminhamento elétrico (110m de comprimento), com a finalidade de verificar a possível ocorrência de contatos geológicos, diques, fraturamentos, falhamentos ou quaisquer outra característica. A Foto 7.24 apresenta o arranjo adotado na execução de uma sondagem elétrica vertical. A localização das SEV's e do perfil de CE estão representados na Figura 7.3. No Anexo I estão apresentados mais detalhes sobre os procedimentos adotados neste levantamento.

A Tabela 7.1 resume os resultados obtidos na interpretação das 12 SEV's. As sondagens SEV-1 a SEV-9 foram realizadas na porção centro-leste, na parte topograficamente mais baixa da área. As sondagens SEV-1 a SEV-6 situam-se na faixa central e as sondagens SEV-7 a SEV-9 na zona frontal, mais a leste, onde ocorreram intensos deslizamentos recentemente. As sondagens SEV-10 e SEV-11 (pedreira) foram executadas na encosta formada pelo derrame 2 (zona intermediária), enquanto a sondagem SEV-12 foi executada no platô basáltico, sobre o Derrame 3.



Foto 7.24 – Arranjo de uma SEV.

Tabela 7.1 – Síntese dos resultados obtidos nas sondagens elétricas verticais (SEV).

Sondagens		Derrame 3	Arenito 3	Derrame 2	Arenito 2	Derrame 1	Arenito 1	Siltito
SEV-1	ρ	-	-	-	-	-	15	3,9
	Em	-	-	-	-	-	4,6	
SEV-2	ρ	-	-	-	-	-	23	1,4
	Em	-	-	-	-	-	9,0	
SEV-3	ρ	-	-	-	-	6,1	29	2,6
	Em	-	-	-	-	5,7	7,9	
SEV-4	ρ	-	-	-	-	6	16	3,2
	Em	-	-	-	-	8,6	12,3	
SEV-5	ρ	-	-	-	-	4,1	20,7	2,2
	Em	-	-	-	-	14,5	4,2	
SEV-6	ρ	-	-	-	-	6,2	14,4	2,2
	Em	-	-	-	-	11,2	9,6	
SEV-7	ρ	-	-	-	-	-	18,2	12,6
	Em	-	-	-	-	-	10,7	
SEV-8	ρ	-	-	-	-	-	42,9	11,5
	Em	-	-	-	-	-	4,3	
SEV-9	ρ	-	-	-	-	11,5	31,9	5,3
	Em	-	-	-	-	12,8	4,3	
SEV-10	ρ	-	-	143	-	-	76	2,1
	Em	-	-	5,3	-	-	8,0	
SEV-11	ρ	-	-	94	-	-	16	3,4
	Em	-	-	4,3	-	-	15	
SEV-12	ρ	66			14	6,1		
	Em	38			7,7			

Obs. : ρ = resistividade elétrica (ohm.m)

Em = espessura média (m)

As sondagens SEV-1 a SEV-5 permitiram delinear um seção geológica ao longo de um perfil onde, na base, ocorre uma camada de baixíssima resistividade elétrica ($\rho < 5$ ohm.m) descrita como siltito vermelho da Formação Santa Maria. Esta situa-se entre as cotas 120 e 125m. Pelos valores medidos, deve corresponder a um material extremamente argiloso e úmido. Essa camada encontra-se abaixo dos arenitos da Formação Botucatu, mais porosos e permeáveis, com resistividade elétrica na faixa de 15 a 30 ohm.m e espessuras variando entre 4 e 12m. Os arenitos desta formação, de um modo geral, apresentam resistividades mais elevadas, em torno do 60 ohm.m, bem mais altas que os valores medidos nesta área (Costa, 1999).

Os valores de resistividade definidos para os basaltos encontrados na área mais baixa, onde ocorre o derrame 1, sobrepostos aos arenitos Botucatu, são extremamente baixos, conforme indicam as sondagens SEV-3 a SEV-6. Os valores medidos de resistividade situaram-se entre 4 e

6 ohm.m, indicando um elevado grau de intemperismo para este derrame. Estes valores medidos correspondem aos encontrados para materiais argilosos.

As sondagens SEV-7 a SEV-9, localizadas mais ao norte da área apresentam valores de resistividade mais elevados para os siltitos, sugerindo que os mesmos, nesta faixa, são mais arenosos e/ou menos úmidos. É possível que a elevação dos valores medidos de resistividade seja o reflexo das intensas movimentações que o material sofreu nestes locais, provocando fraturamentos, aumento de vazios e redução de umidade.

As sondagens SEV-10 a SEV-12 permitiram definir as características das rochas nas zonas intermediária e alta. Os derrames 2 e 3 apresentaram valores de resistividade mais elevados, compatíveis com os observados em rocha sã ou parcialmente alterada. Os resultados não permitiram a separação entre estes derrames, pois a espessura do arenito *intertrap* é muito pequena. As espessuras definidas na pedreira e no platô sugerem que existem falhamentos, de direção geral norte/sul, escalonando blocos altos a oeste e baixos a leste.

O derrame 1 que situa-se na porção mais baixa atualmente, em uma região com uma maior umidade e o processo de intemperismo foi mais intenso. Neste derrame o basalto apresenta-se praticamente como um material argiloso, com a presença de fragmentos e blocos de rochas preservados dispersos em uma matriz argilosa.

O caminhamento elétrico, com direção aproximada leste/oeste, junto à sondagem SEV-10, apresentou uma variação brusca de valores de resistividade elétrica, sugerindo a presença de falhamento no local (escarpa de arenito – Fotos 7.8 e 7.18). A Figura 7.8 apresenta o resultado do caminhamento elétrico. Nesta figura fica evidente a descontinuidade nos valores de resistividade dos tipos litológicos encontrados na área. Na análise dos valores de resistividade apresentados na Tabela 7.1 e pelo resultado do caminhamento elétrico detectou-se uma camada de baixíssima resistividade na base, característica de material extremamente argiloso e úmido, provavelmente bastante plástico.

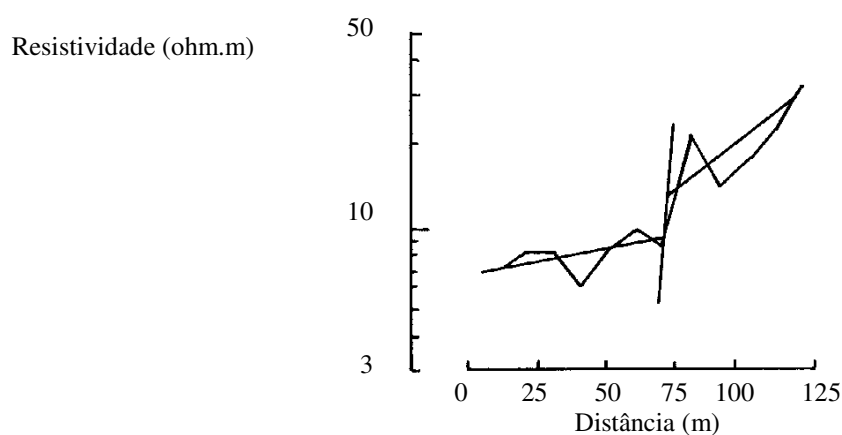


Figura 7.8 – Resultado do caminhamento elétrico (CE).

7.4.3 Levantamento geológico/geotécnico

Com o auxílio do mapa topográfico procedeu-se o levantamento geológico/geotécnico com a identificação das litologias presentes na área de estudo. Neste levantamento utilizou-se fotografias aéreas de 1964, nas quais verificou-se um sistema principal de fraturas e fraturas secundárias, porém não existia a fenda atual. Pela análise das fotografias observa-se no platô intenso processo agrícola, contudo as escarpas ainda preservavam a vegetação nativa.

Foi confeccionado um mapa geológico da área, conforme está representado na Figura 7.9. As litologias encontradas pertencem as Formações Santa Maria, Botucatu e Serra Geral. A Formação Santa Maria é constituído por siltitos argilosos e arenosos de cor vermelha com manchas brancas. Camadas argilosas de cor cinza ocorrem associadas aos siltitos. Os arenitos de cor rosa compõem a litologia mais comum na área pertencente a Formação Botucatu. Os arenitos variam muito em função do seu grau de cimentação (silicosa, argilosa e óxidos). A Formação Serra Geral é constituída por 3 derrames de lavas vulcânicas separados por arenitos *intertraps*. O item 7.3 descreve as principais características destas litologias na área de estudo. Uma descrição microscópica desta litologias é apresentada no item 7.6.2.

A Figura 7.10 apresenta em detalhe a interpretação estereoscópica das fotografias aéreas de 1964 com o sistema de fraturamento encontrado. O sistema principal de fraturas apresenta uma direção N 5°-10° E e secundariamente direções N 70°-80° E e N 80° W.

Verificou-se através deste levantamento a formação de vários represamentos de águas em fraturas e falhas na área (Fotos 7.16 e 7.17). Este represamento é mais intenso quando a camada de base era formada por siltitos vermelhos da Formação Santa Maria.

7.5 SONDAGENS

As sondagens foram realizadas de acordo com a norma NBR 6484/80. Após o término do ensaio SPT, foi procedida a realização de sondagem rotativa. Os furos de sondagem rotativa foram executados com revestimentos ϕ HX e barrilete amostrador duplo. O estado de alteração da rocha foi obtido mediante a avaliação do índice de recuperação modificado – RQD.

A localização dos furos de sondagem estão mostrados na Figura 7.1. Observa-se nesta figura que todos os furos situam-se na parte inferior da encosta, principalmente sobre o derrame 1 e o arenito Botucatu. Esta situação foi decorrente do alto custo das sondagens, dificuldade de acesso e falta de água para as sondagens rotativas nos locais mais elevados. A Foto 7.25 mostra a execução da sondagem S-3, vendo-se ao fundo a escarpa oeste da fenda. Os resultados obtidos nos perfis de sondagens mistas estão apresentados no Anexo II.

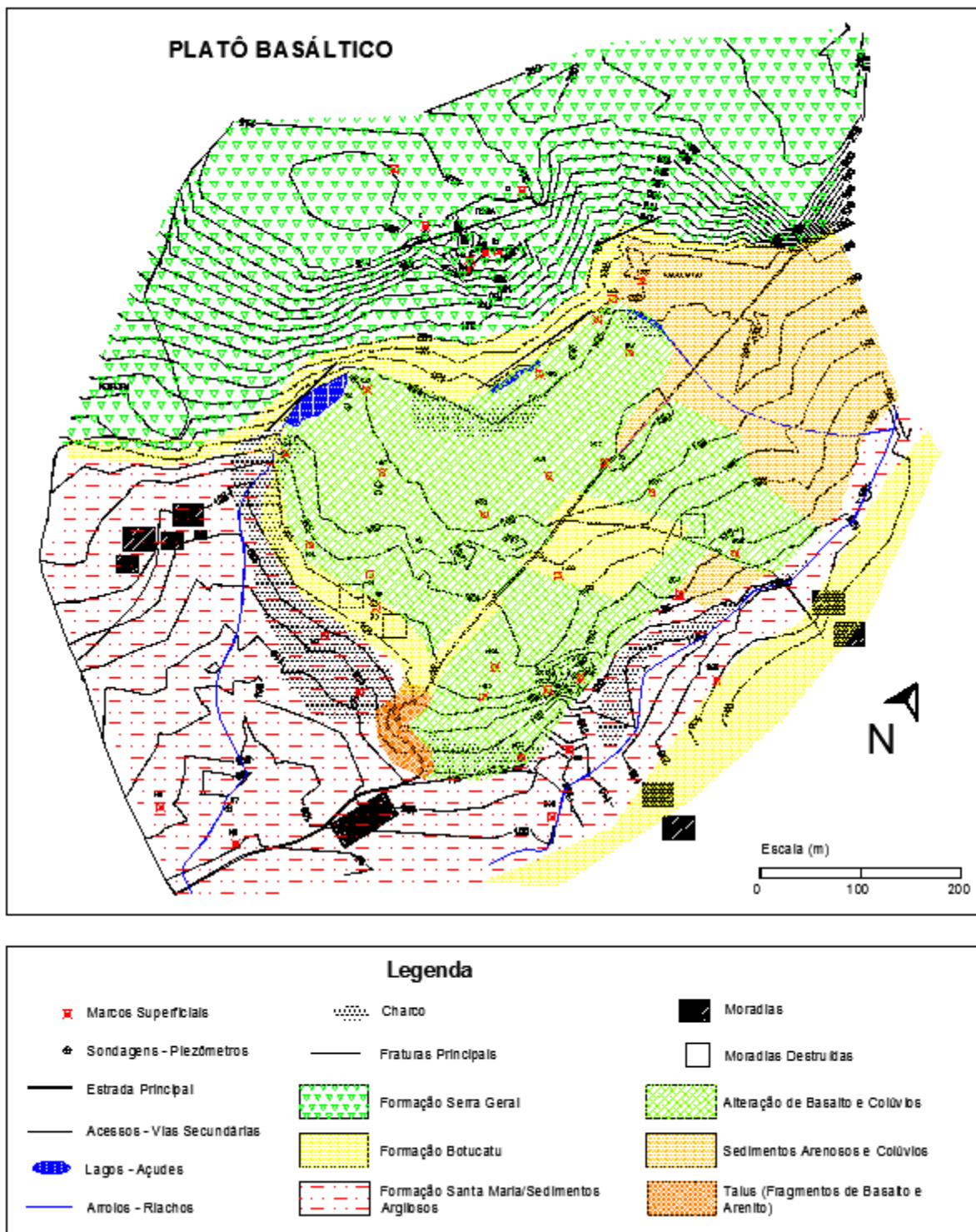


Figura 7.9 – Mapa geológico da área de instabilidade.

As sondagens S-1 a S-4 localizaram-se principalmente na área de ocorrência do derrame 1. Os valores encontrados para o RQD em média foram inferiores a 10%, sendo o material classificado como basalto alterado de cor cinza muito fraturado com a presença de camadas de argila de cor marrom ou preta.

As sondagens S-5 e S-7 foram executadas sobre rochas sedimentares, sendo que a sondagem S-5 próxima à área de ruptura atravessou o contato da camada de arenito Botucatu com o siltito da Formação Santa Maria. Já a sondagem S-7 foi realizada nas cotas mais baixas da área em sedimentos argilosos e arenosos da Formação Santa Maria. A sondagem S-6 atravessou toda a camada do derrame 1 extremamente alterado.

7.6 CARACTERIZAÇÃO DOS MATERIAIS

Neste item será feita a descrição das amostras coletadas para os ensaios de laboratório, sempre buscando identifica-las em relação a seqüência litológica encontrada na área de estudo. Portanto, serão apresentadas seções transversais geológica-geotécnicas elaboradas com os dados fornecidos pelos levantamentos topográfico, geofísico, geológico e pelas sondagens mecânicas apresentadas acima. As amostras de rocha foram descritas usando lâminas delgadas e determinadas as suas propriedades através de fragmentos coletados nos afloramentos ou testemunhos de sondagem. Nas camadas de rocha, principalmente na escarpa oeste e leste da fenda, foi realizado um levantamento das principais discontinuidades. Nas amostras de solos e rochas muito alteradas foram realizados ensaios de caracterização, determinação dos índices físicos e ensaios de raio-x.

7.6.1 Seções transversais e longitudinais

Para melhor identificar as litologias e interpretar os fenômenos de instabilidade, com os dados dos levantamentos topográficos, geológicos, geofísicos e trabalhos de campo foram desenhadas seções transversais e longitudinais com a disposição das camadas em toda a área de estudo. As seções transversais mais importantes (Seções 1, 2, 3 e 4) apresentam uma direção geral oeste/leste que estendem-se deste o platô basáltico até o arroio no fundo do vale. Estas seções tem início aproximadamente na cota 215m e caem até a cota 100m. Já as seções longitudinais estão restritas a área dos patamares junto aos eucaliptos (Seção 6) e uma seção diagonal à escarpa principal e secundária (Seção 5) conforme apresentado no mapa topográfico da Figura 7.11. As Figuras 7.12, 7.13 e 7.14 apresentam as seções típicas da área de estudo.

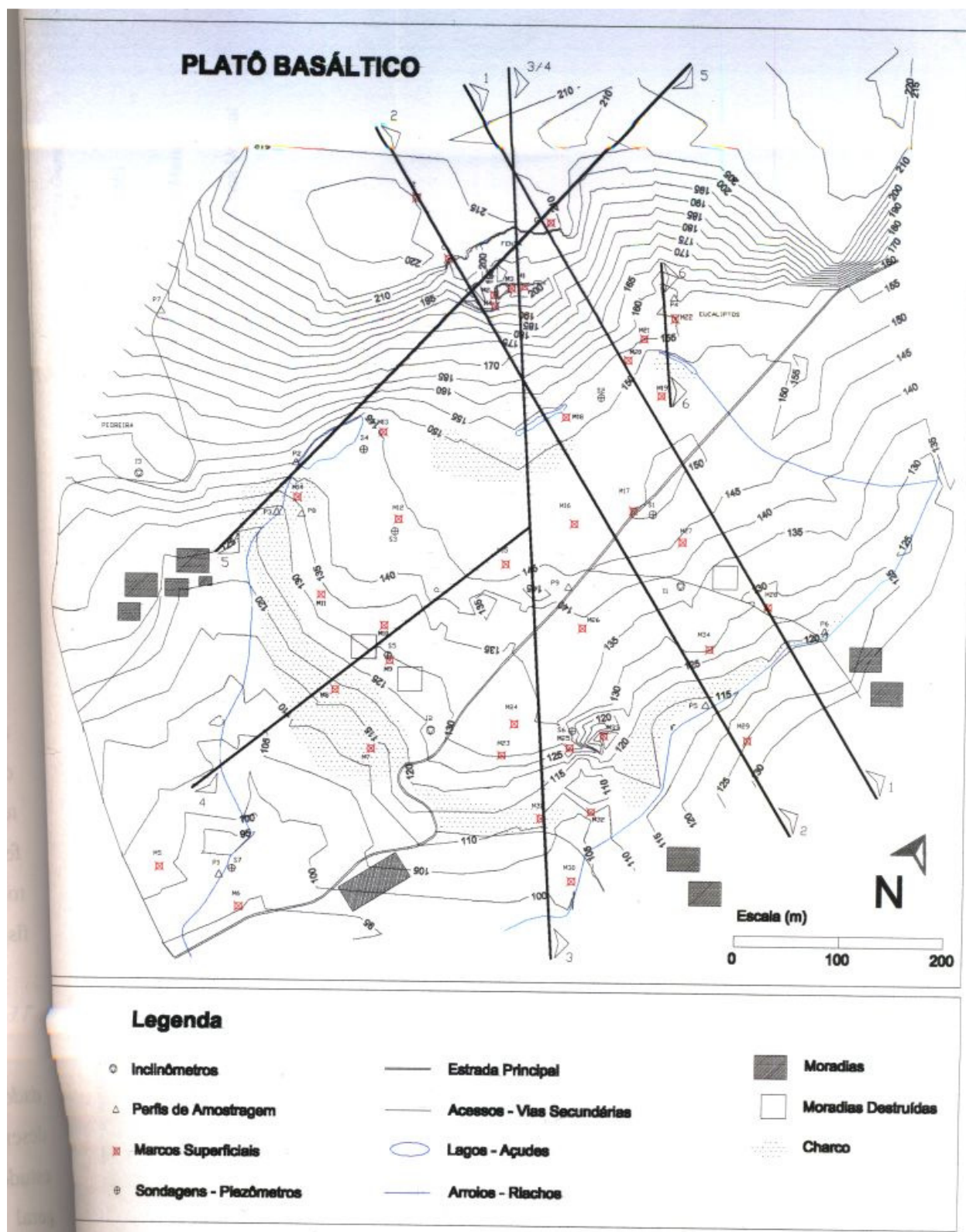


Figura 7.11 – Mapa topográfico com a localização das seções.

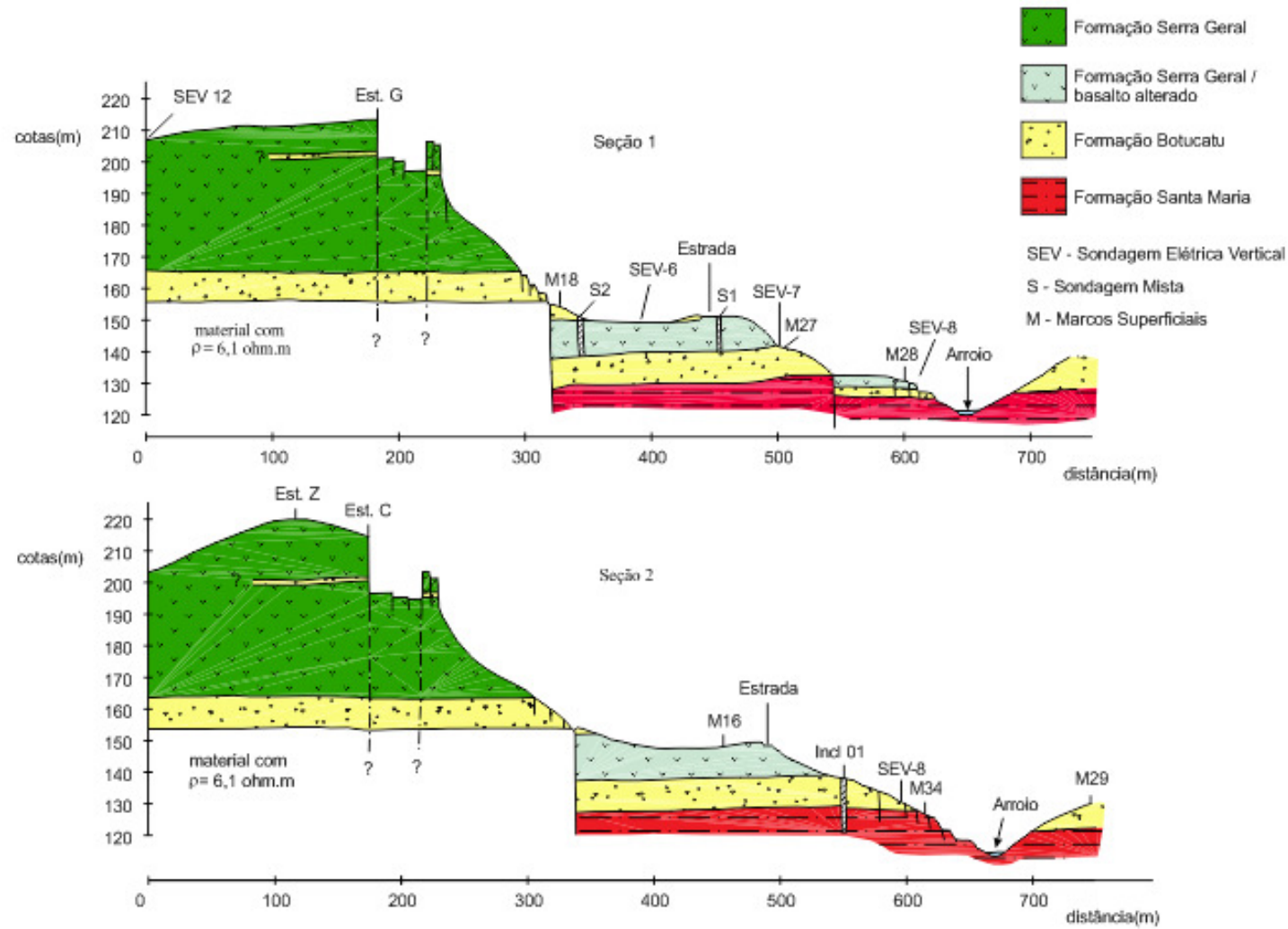


Figura 7.12 – Seções transversais na área de instabilidade.

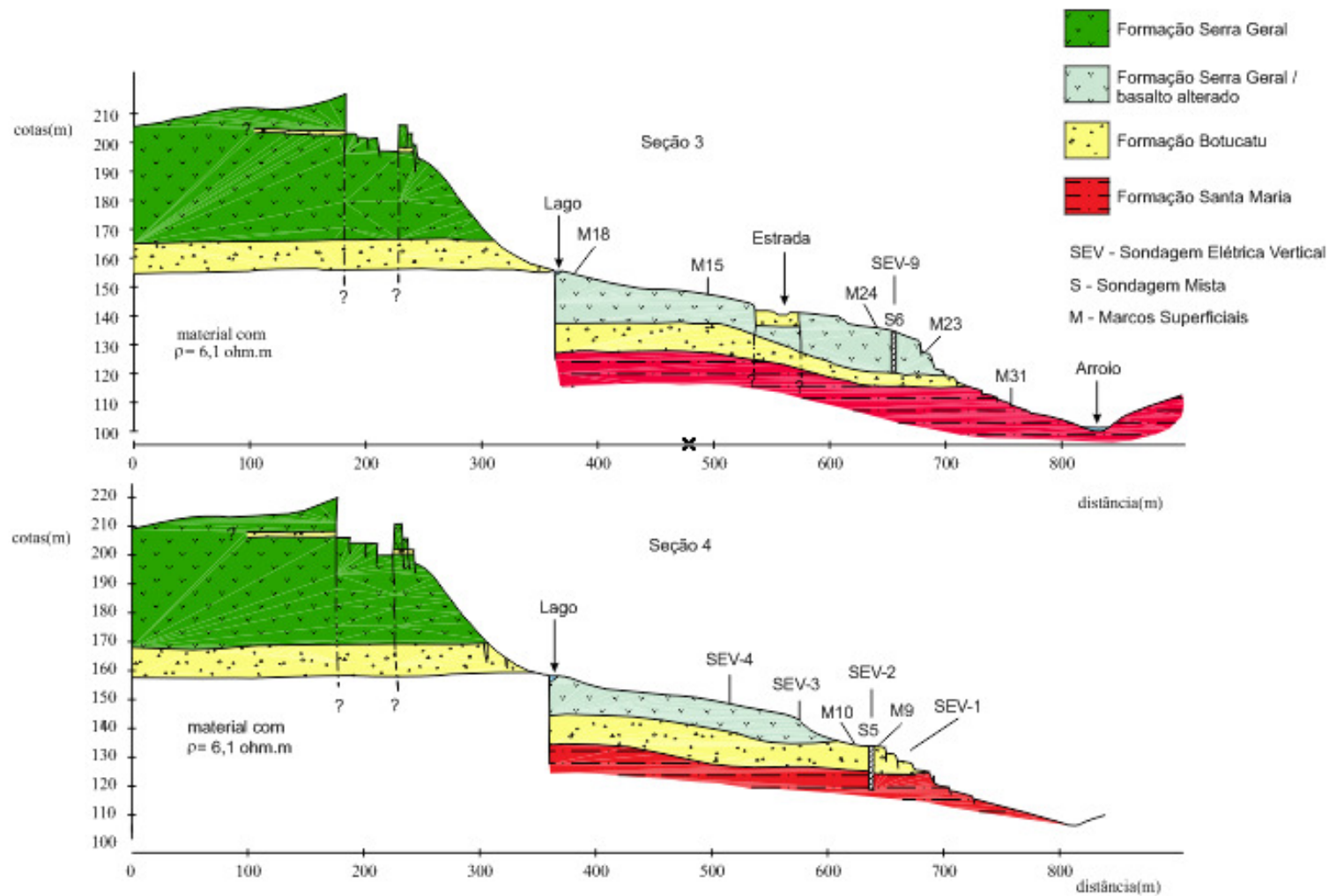


Figura 7.13 – Seções transversais na área de instabilidade.

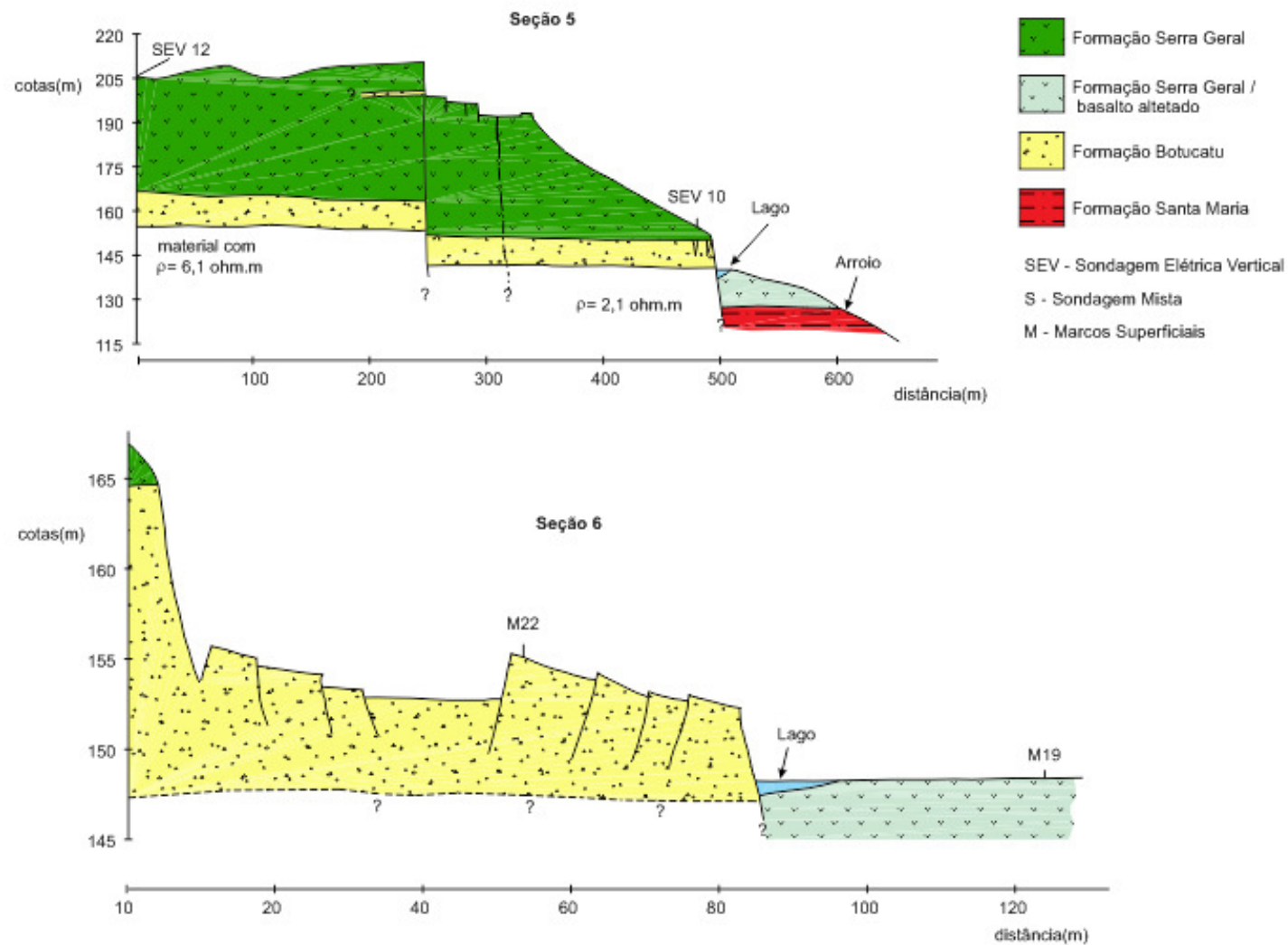


Figura 7.14 – Seção oblíqua e seção longitudinal (área dos eucaliptos).

7.6.2 Caracterização do material rochoso

7.6.2.1 Propriedades índice das rochas

A determinação das propriedades físicas é muito importante para a caracterização de rochas, e representa uma grande contribuição para o entendimento do comportamento geotécnico deste material. A rocha, como o solo, é formada por minerais sólidos, poros e água e/ou ar. Vários parâmetros descrevem a relação entre estas 3 fases, tais como, a porosidade, a densidade relativa, o peso específico, teor de umidade, etc. As propriedades índices de rochas são consideradas propriedades relativamente fáceis de serem medidas, e que refletem a composição, a fábrica e o comportamento mecânico do material. Estes índices foram medidos em pequenos fragmentos de rocha intacta e, apesar destas medidas poderem não ser indicativas das propriedades de todo o maciço rochoso, podem fornecer uma boa estimativa do comportamento deste.

Foram coletados 6 amostras dos derrames vulcânicos, 3 amostras de arenito e 1 amostra de siltito. Cada amostra foi dividida em 6 fragmentos e determinados as propriedades índices para cada um deles. A Tabela 7.2 apresenta os valores médios obtidos das propriedades índices destas amostras.

Tabela 7.2 – Propriedades índices das rochas.

Amostras	γ_d (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	G_s	ω (%)	η (%)	e	Descrição dos fragmentos	
Derrame 3	26,5	26,8	2,85	1,4	3,5	0,04	Rocha pouco alterada	
Derrame 2	3	20,5	22,1	1,92	3,4	16,4	0,20	Rocha amigdalóide
	2	21,5	23,7	2,32	5,3	22,1	0,28	Rocha amigdalóide
	1	20,7	22,1	2,56	5,4	15,1	0,18	Rocha amigdalóide
Derrame 1	2	26,3	26,6	2,81	1,1	3,5	0,04	Rocha pouco alterada
	1	17,6	23,3	2,81	8,7	57,5	1,45	Alteração – matriz
Arenito	3	21,6	22,6	2,66	1,4	10,3	0,11	Arenito silicificado
	2	17,6	19,5	2,65	2,9	19,5	0,25	Arenito escarpa
	1	18,0	19,7	2,65	0,5	16,7	0,20	Arenito – furo S-5
Siltito	18,7	20,5	2,73	6,5	18,6	0,23	Siltito – furo S-5	

γ_d = peso específico seco

γ_{sat} = peso específico saturado

G_s = densidade relativa dos grãos – determinado por contagem das lâminas delgadas ou por trituração das amostras

ω = teor de umidade

η = porosidade

e = índice de vazios

O volume dos fragmentos de rocha foi determinado por submersão em mercúrio, técnica indicada para amostras de geometria irregular. A determinação da porosidade das rochas foi realizada através da medida direta do volume de vazios. Para tal, utilizou-se a técnica de

saturação da amostra por imersão em água e aplicação de vácuo. Após a saturação, determina-se o peso saturado, em seguida a amostra é seca em estufa por um período de no mínimo 24 horas, e obtêm-se o peso seco. A ISRM (1981) descreve este método como vários outros para determinação da porosidade. A densidade relativa (G_s) foi determinada através de lâminas delgadas da rocha em microscópio permitindo a avaliação da constituição mineralógica da rocha e a proporção do volume ocupado por cada tipo de mineral. Nos materiais mais brandos a determinação de G_s foi obtido através da trituração da amostra e adotado o ensaio padrão para amostras de solos.

As amostras de rocha do derrame 3 e dos fragmentos do derrame 1 apresentaram índices característicos de rocha sã ou pouco alterada, tais como, γ_d da ordem de 26,5 kN/m³ e porosidade de 3,5%. As amostras correspondentes ao derrame 2, que apresentam uma estrutura amigdalóide e vesicular apresentam γ_d inferior a 21,5 kN/m³ e a porosidade entre 15% e 22%. A matriz do derrame 1, que é constituída por um solo com fragmentos de rochas apresentou valores de porosidade elevados.

Das amostras de arenito, a amostra de arenito 3, foi a que apresentou o γ_d mais elevado e a menor porosidade. Esta camada de arenito, situada entre os derrames 2 e 3 (Foto 7.20 e Figuras 7.12 e 7.13) apresenta uma cimentação silicosa. Já as amostras de arenito 1 e 2, que constituem camadas bem mais espessas em relação ao anterior, a cimentação é formada basicamente por óxidos, argila e também por sílica. Estas camadas apresentam um γ_d mais baixo e uma porosidade mais alta.

Os valores obtidos de porosidade para as amostras do derrame 2 e para os arenitos foram muito similares, que confirma as condições de campo, onde a camada superior do derrame 2 apresentava-se praticamente saturada. As Fotos 7.11 e 7.20 apresentam em detalhe o derrame 2 na escarpa oeste da fenda.

7.6.2.2 Lâminas delgadas

Foram confeccionadas 12 lâminas delgadas, com espessura da ordem de 0,03mm, para visualização em microscópio ótico. Estas lâminas estão relacionadas com as amostras que foram utilizadas para determinação das propriedades índice, conforme apresentado na Tabela 7.2.

A contagem modal de cada lâmina está apresentada nas Tabelas 7.3 e 7.4, bem como sua identificação e classificação petrográfica. No Anexo III estão apresentados as descrições macroscópicas e microscópicas das amostras de rocha.

Tabela 7.3 – Contagem modal dos minerais nas lâminas delgadas dos derrames vulcânicos.

Minerais	Derrame 3	Derrame 2			Derrame 1	
	Lâmina 1	Lâmina 3	Lâmina 4	Lâmina 5	Lâmina 6	Lâmina 11
Plagioclásios	35,2	35,0	38,4	42,5	36,9	20,5
Piroxênios	12,2	4,2	9,6	14,7	7,9	16,6
Anfibólios	3,4	0,2	0,2	2,5	2,0	-
Opacos	16,6	0,7	1,2	4,0	14,0	1,3
Matriz recristalizada	29,2	-	-	-	30,4	-
Matriz vítrea	-	21,8	19,2	17,9	-	-
Vesículas/amígdalas	-	30,0	26,2	16,2	-	17,6
Argilas	3,4	8,1	5,4	2,6	8,8	43,2
Classificação petrográfica	Basalto	Basaltos amigdalóide e vesicular			Basalto	Solo saprolítico

Tabela 7.4 – Contagem modal dos minerais nas lâminas delgadas dos arenitos e siltitos.

Minerais	Arenito			Silito		
	Lâmina 2	Lâmina 7	Lâmina 9	Lâmina 8	Lâmina 10	Lâmina 12
Quartzo monocristalino	64,2	55,6	68,1	32,1	32,2	21,6
Quartzo policristalino	5,3	17,5*	6,2	-	-	-
Feldspatos	4,7	3,1	5,0	3,5	2,4	0,4
Fragmentos de rocha	6,1	-	-	-	-	-
Opacos	2,3	1,7	1,0	2,3	2,0	2,2
Matriz + vazios	17,1	22,0	19,5	-	-	-
Argilas	-	-	-	61,6	63,0	75,8
Classificação petrográfica	Subarcósios a sublitarenitos			Siltitos argilosos (lamitos) e argilo-arenosos		

* quartzo policristalino + fragmentos de rochas

As Fotos 7.26 a 7.31 apresentam as microfotografias em luz polarizada (ampliação de 2,5x) com a identificação dos principais minerais das lâminas delgadas obtidas dos derrames vulcânicos. A Foto 7.26 corresponde ao basalto pouco alterado do derrame 3. As Fotos 7.27, 7.28 e 7.29 apresentam as lâminas correspondentes à porção amigdalóide e vesicular do derrame 2. O derrame 1 é caracterizado por fragmentos de basalto (Foto 7.30) e um solo com matriz argilosa recortada por vênulas preenchidas nas bordas por óxidos de ferro e argila (Foto 7.31).



Foto 7.26 – Basalto pouco alterado – derrame 3 – lâmina 1.



Foto 7.27 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 3.

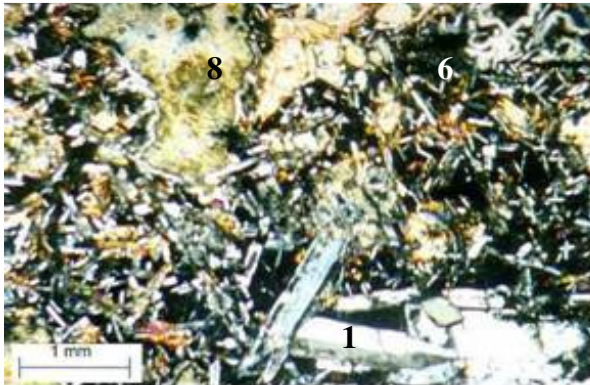


Foto 7.28 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 4.

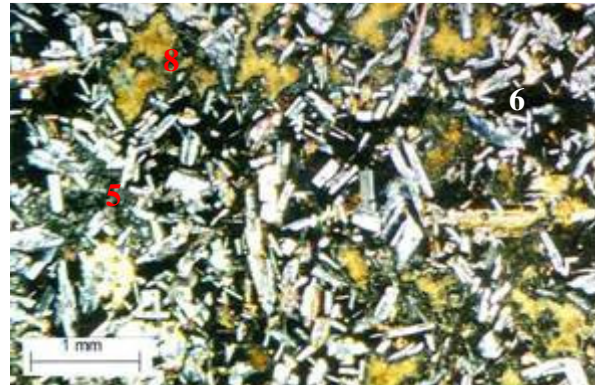


Foto 7.29 – Basalto amigdalóide – derrame 2 – lâmina 5.

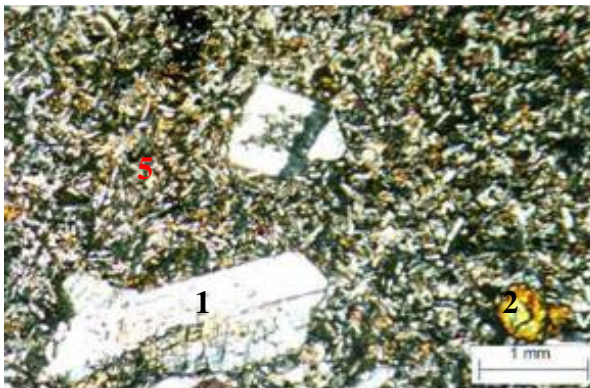


Foto 7.30 – Basalto pouco alterado – derrame 1 – lâmina 6.

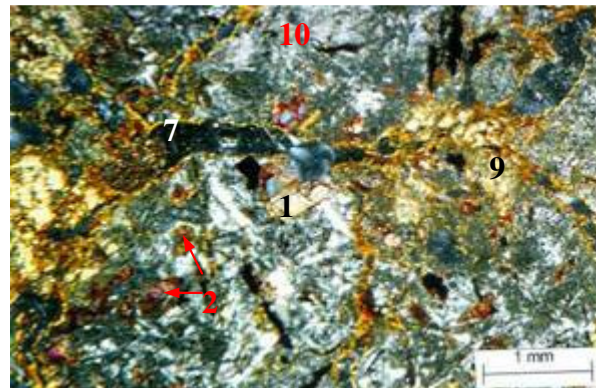


Foto 7.31 – Solo sapolítico de basalto – derrame 1 – lâmina 11.

Obs: 1 – Plagioclásio; 2 – Piroxênio; 3 – Quartzo monocristalino; 4 – Quartzo policristalino; 5 – Matriz recristalizada; 6 – Matriz vítrea; 7 – Vênulas; 8 – Vesículas e amígdalas; 9 – Óxidos; 10 – Argila; 11 – Frag. de rocha

As microfotografias em luz polarizada das rochas sedimentares, com uma ampliação de 2,5x e com a identificação dos principais minerais estão apresentadas nas Fotos 7.32 a 7.37.

As Fotos 7.32, 7.33 e 7.34 apresentam as lâminas das rochas pertencentes à Formação Botucatu. Petrograficamente foram classificadas como subarcósios a sublitanos. A distinção se dá principalmente pela relação entre a quantidade de feldspatos e fragmentos de rocha presentes na amostra. A cimentação é basicamente silicosa na lâmina 2 e constituída por óxidos de ferro e um cimento silicoso incipiente nas lâminas 7 e 9.

As rochas pertencentes à Formação Santa Maria foram classificadas petrograficamente como siltitos argilosos (lamitos) e siltitos argilo-arenosos. A Foto 7.35 (lâmina 8) que foi coletada no contato entre a camada de arenito e silito obtida do testemunho de sondagem S-5, apresenta uma forte orientação da massa argilosa. A amostra apresenta *nuvens* silticas deformadas, identificando uma zona de intenso cisalhamento e orientação de partículas (estrutura de deformação). A Foto 7.36 apresenta uma amostra semelhante à lâmina 8, diferindo fundamentalmente por não apresentarem nenhuma orientação preferencial dos cristais. Os cristais de quartzo angulosos e translúcidos estão dispersos na matriz argilosa pigmentada por óxidos de ferro. Uma camada cinza argilosa (lâmina 12) caracterizada por uma mistura de materiais que sofreram intenso retrabalhamento está apresentada na Foto 7.37.

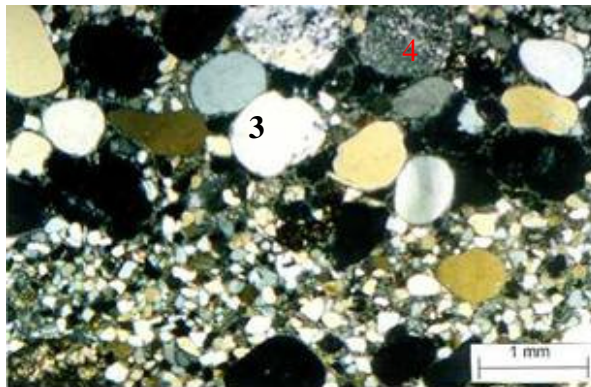


Foto 7.32 – Arenito silicificado entre os derrames 3 e 2 – lâmina 2. (4 – Quartzo policristalino)

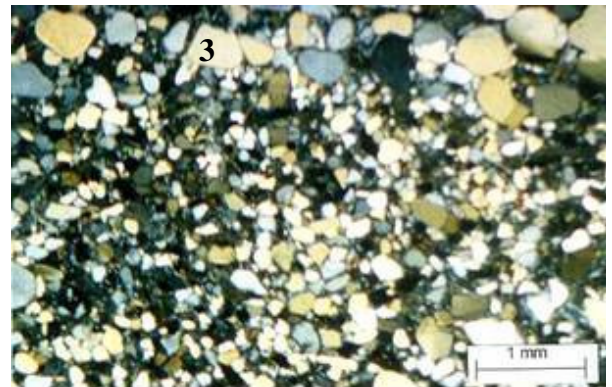


Foto 7.33 – Arenito abaixo do derrame 1 S-5 – lâmina 7. (3 – Quartzo monocristalino)

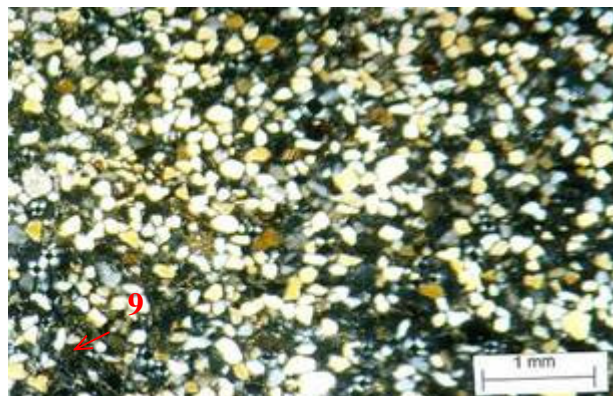


Foto 7.34 – Arenito abaixo do derrame 2 – lâmina 9. (9 – Óxidos)

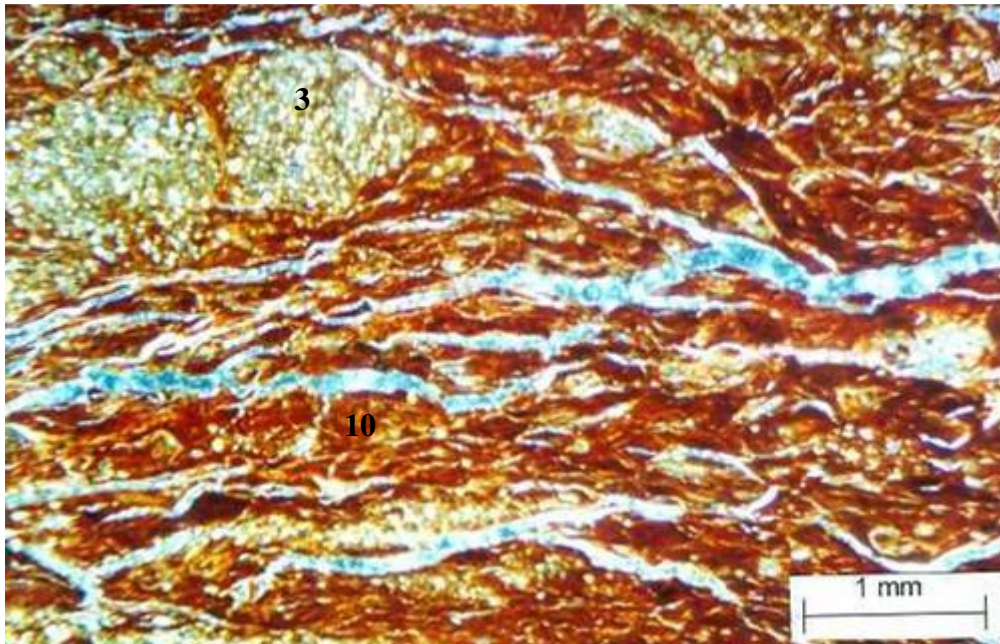


Foto 7.35 – Siltito da superfície de ruptura – lâmina 8.
(3 – Quartzo monocristalino; 10 – Argila)

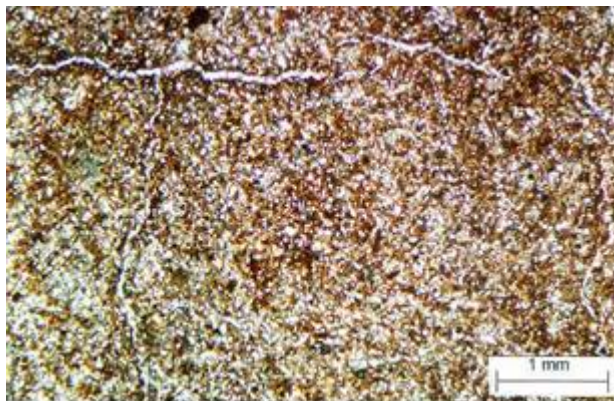


Foto 7.36 – Siltito abaixo da superfície de ruptura – lâmina 10.

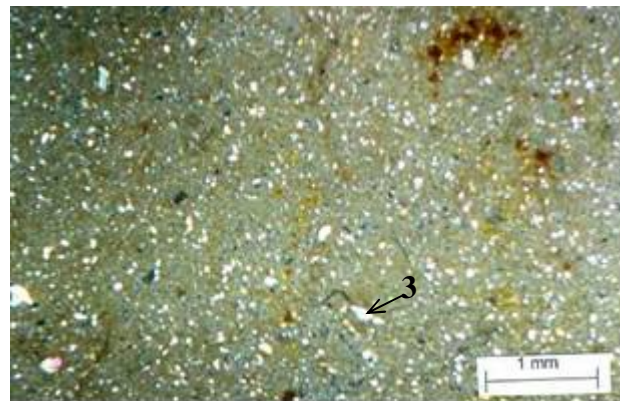


Foto 7.37 – Camada cinza argilosa – lâmina 12.

7.6.2.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Na amostra retirada da superfície de ruptura, no contato entre a camada de arenito e siltito no furo de sondagem S5, foi realizado também uma microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os procedimentos de ensaio e preparo das amostras foram descritos no item 6.5. A lâmina 8 apresentada no item anterior foi retirada no mesmo local

A imagem obtida pelo MEV apresentada na Foto 7.38 demonstra claramente a superfície de ruptura com a orientação das partículas argilosas. Esta evidência comprova o que estava aparentemente evidente na Foto 7.35. Portanto no contato da camada de arenito com a camada de base da encosta que é formada por siltitos vermelhos da Formação Santa Maria ocorre uma orientação das partículas argilosas devido ao processo de escorregamento. Resultados de ensaios de resistência ao cisalhamento serão apresentados no item 7.7.

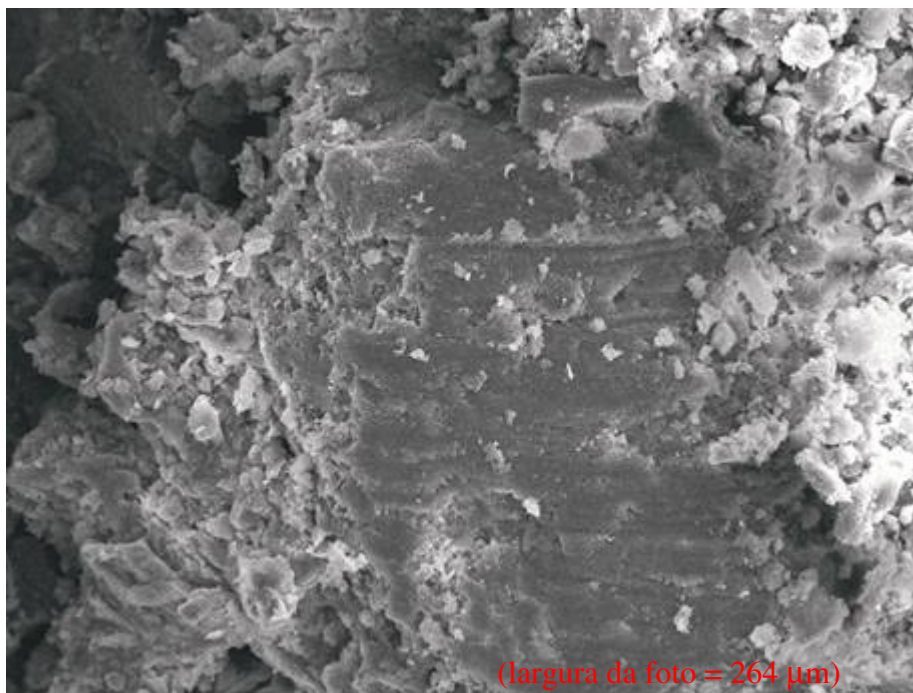


Foto 7.38 – Imagem da superfície de ruptura obtida no MEV – ampliação de 500x.

7.6.2.4 Medidas das descontinuidades

As escarpas oeste e leste da fenda apresentam-se muito fraturadas, associadas aos processos relativos a sua evolução geológica. Ocorrem principalmente fissuras, juntas, planos de acamamento e falhas. Em geral, para todos os tipos de fraturas costuma-se usar a denominação de descontinuidades. As descontinuidades ocorrem muitas vezes em famílias, ou seja, em conjuntos de estruturas planares aproximadamente paralelas entre si.

A orientação ou atitude das descontinuidades no espaço, foram determinadas utilizando um bússola do tipo Clar, que fornece diretamente o mergulho da linha de maior inclinação, medida a partir da horizontal sobre o plano da descontinuidade, e a direção do mergulho, medida no sentido horário a partir do norte. Uma das maneiras de representar a orientação de planos geológicos é a representação em diagramas pelo método de projeção de igual área (Schmidt Lambert). A projeção estereográfica permite a análise de estabilidade dos planos geológicos de um maciço rochoso.

A Figura 7.15 apresenta a projeção estereográfica (diagrama de polos) das descontinuidades medidas principalmente no maciço rochoso que constitui o derrame 3 na escarpa oeste e leste da fenda. A parte exposta do derrame 2 apresenta uma estrutura amigdalar sem descontinuidades aparentes.

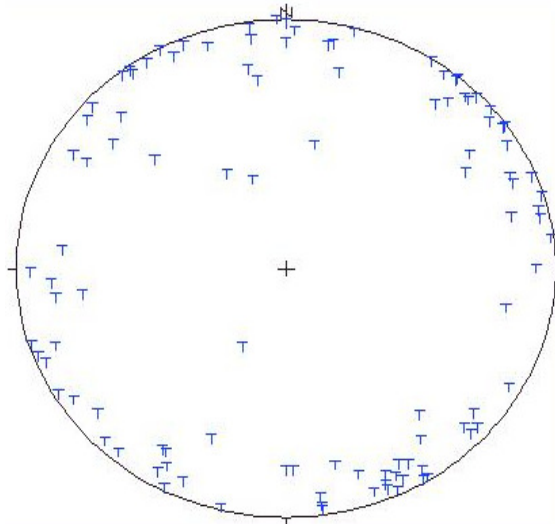


Figura 7.15 – Projção estereográfica das descontinuidades medidas na escarpa de basalto e arenito.

Foram identificadas 3 famílias de descontinuidades, sendo a mais comum formada por um conjunto de descontinuidades praticamente verticais, com 5m de espaçamento, não uniformemente distribuídas. Estas descontinuidades apresentam-se abertas e sem preenchimento ($F1=62^{\circ}/88^{\circ}$; $F2=317^{\circ}/87^{\circ}$ e $341^{\circ}/87^{\circ}$; $F3=266^{\circ}/87^{\circ}$). Ocorrem também inúmeras descontinuidades horizontais, principalmente próximas à base do derrame. Foram verificadas aproximadamente 55 fraturas por metro, aumentando o espaçamento a medida que se afastam da base. Estas descontinuidades apresentam-se fechadas ou com pequenas aberturas preenchidas com argila. Menos comum são as descontinuidades inclinadas as quais interceptam as descontinuidades verticais e horizontais formando grandes blocos de rochas instáveis. Entre o derrames 3 e 2 ocorre uma fina camada de arenito silicificado (Foto 7.20) da qual nos períodos mais úmidos, apresenta surgência de água que atravessa as fraturas verticais abertas e não preenchidas do derrame 3. A Foto 7.39 apresenta uma fratura vertical preenchida com material desagregado que define um bloco extremamente instável na escarpa oeste da fenda.



Foto 7.39 – Escarpa oeste apresentando uma fratura vertical preenchida por fragmentos de rocha e solo.

7.6.3 Solos

Foram estudados 10 perfis de solo ou rocha extremamente alterada, totalizando 13 pontos de coleta de amostras. Destes, 7 pontos representam os materiais da Formação Santa Maria, 3 pontos o arenito da Formação Botucatu e 3 pontos os materiais originários dos basaltos da Formação Serra Geral. No Anexo IV são apresentados a descrição destes perfis através de uma identificação tátil e visual. A localização dos perfis de amostragem estão apresentados no mapa topográfico da Figura 7.1. As Fotos 7.40 a 7.48 apresentam os perfis amostrados.

7.6.3.1 Ensaios de caracterização

Com as amostras coletadas nos perfis descritos anteriormente foram realizados ensaios de caracterização e determinação dos índices físicos, conforme estão apresentados os resultados na Tabela 7.5. Os ensaios de caracterização foram os limites de consistência, granulometria e peso específico real dos grãos (ABNT NBR 7180, 7181, 6459 e 6508). A Tabela 7.6 apresenta os resultados obtidos nos ensaios granulométricos.

As Figuras 7.16 a 7.18 apresentam as curvas granulométricas com e sem o uso de defloculante (hexamefostato de sódio). A divisão adotada para as frações do solo foi a proposta pela ABNT NBR 6502. Os perfis P1, P3, P5, P6 e P10 são formados por materiais pertencentes à Formação Santa Maria. Os perfis P2 e P4 são oriundos de alteração de arenitos da Formação Botucatu. Os materiais oriundos de alteração de rochas basálticas são constituídos pelos perfis P7, P8 e P9.

Os perfis formados por solos originários de siltito, em geral apresentaram uma plasticidade elevada, principalmente quando possuem uma textura silto-argilosa, com $IP > 40\%$. Nos perfis com uma textura silto-arenosa ou areno-argilosa apresentaram um IP entre 15% e 35%. Os perfis mais argilosos, em geral, apresentam uma coloração acinzentada, com um índice de vazios superior a 1,0 e são mais úmidos quando comparados com os solos de coloração vermelha. Estes solos apresentam um grau de saturação elevado e localizam-se na zona frontal dos escorregamentos na área. A fração argila nestes solos variou entre 17% e 43%, e a fração predominante foi o silte, variando de 35% a 75%. Analisando a Figura 7.16, verifica-se que as curvas granulométricas para os perfis de solo da Formação Santa Maria são muito similares. Os resultados obtidos para as amostras do perfil P5 (camada cinza) foram as únicas diferentes, pois este perfil apresenta uma fração argilosa mais elevada. Os solos oriundos dos perfis siltosos foram classificados como CH, CL e ML de acordo com SUCS.



Foto 7.40 – Perfil 1 (P1-1 e P1-2)



Foto 7.41 – Perfil 2 (P2)



Foto 7.42 – Perfil 3 (P3-1 e P3-2)



Foto 7.43 – Perfil 4 (P4-1 e P4-2)



Foto 7.44 – Perfil 5 (P5)



Foto 7.45 – Perfil 6 (P6)



Foto 7.46 – Perfil 7 (P7)



Foto 7.47 – Perfil 8 (P8)



Foto 7.48 – Perfil 9 (P9)

Tabela 7.5 – Resultados dos ensaios de caracterização e determinação dos índices físicos do solo.

Formação geológica	Perfil de amostragem	LL (%)	LP (%)	IP (%)	FA (%)	γ_s (kN/m ³)	w_{nat} (%)	SUCS	γ_{nat} (kN/m ³)	e	Sr (%)
Santa Maria	P1-1 – camada cinza – prof. 1,5m	64	22	42	43	26,9	37,7	CH	17,6	1,11	91,3
	P1-2 – camada vermelha – prof. 2,5m	45	19	26	22	26,7	23,2	CH	18,5	0,78	79,2
	P3-1 – prof. 1m	59	24	35	14	26,9	24,9	CH	18,4	0,82	81,3
	P3-2 – prof. 1,5m	58	25	33	15	26,5	24,5	CH	18,4	0,79	82,1
	P5- camada cinza – prof. 3,5m	57	24	33	43	26,6	36,6	CL	17,5	1,08	90,4
	P6 – prof. 0,60m	48	30	18	17	26,7	29,8	ML	16,5	1,10	72,3
	P10 – prof. 15m	35	18	15	25	27,0	-	ML	-	-	-
Botucatu	P-2 – escarpa de arenito – prof. 1m	22	-	-	6	26,5	12,6	SM	19,2	0,55	60,2
	P4-1 – eucaliptos – prof. 0,85m	18	-	-	4	26,4	13,7	SM	17,5	0,72	50,9
	P4-2 – eucaliptos – prof. 1,35m	18	-	-	6	26,6	15,2	SM	18,8	0,63	64,1
Serra Geral	P7 – prof. 1,5m (laterítico)	60	35	25	28	27,6	38,9	MH	14,7	1,60	65,5
	P8 – prof. 0,5m (matriz)	85	30	55	55	27,5	14,9	CH	18,3	0,73	56,6
	P9 – prof. 2m (saprolítico)	58	35	23	8	27,9	11,3	MH	16,7	0,84	36,6

Os perfis formados por arenitos apresentam-se não plásticos, com uma textura arenosa fina, classificados de acordo com SUCS como SM (areias siltsosas). A fração argila é inferior 6%, com predomínio da fração areia fina (em torno de 80%). Estes solos apresentaram um baixo índice de vazios e grau de saturação quando comparados com os outros materiais. As curvas granulométricas apresentadas na Figura 7.17 mostram que estes solos são muito uniformes e mal graduados.

Tabela 7.6 – Resumo do ensaios de granulometria com e sem o uso de defloculante.

Perfis de amostragem	Tipo ensaio	Fração constituinte dos solos					
		Pedregulho > 2mm	Areia grossa 2 – 0,6 mm	Areia média 0,2 - 0,6mm	Areia fina 0,06-0,2mm	Silte 0,002-0,06mm	Argila < 0,002mm
P1-1	c/d	-	-	4	12	40	44
Santa Maria	s/d	-	-	4	29	58	11
P1-2	c/d	-	-	-	25	73	22
Santa Maria	s/d	-	-	-	20	78	2
P3-1	c/d	-	-	-	35	50	15
Santa Maria	s/d	-	-	-	55	41	4
P3-2	c/d	-	-	1	52	36	15
Santa Maria	s/d	-	-	1	66	31	2
P5	c/d	-	-	-	10	47	43
Santa Maria	s/d	-	-	-	32	58	10
P6	c/d	-	-	-	42	41	17
Santa Maria	s/d	-	-	-	46	47	7
P10	c/d	-	1	5	21	48	25
Santa Maria	s/d	-	2	7	33	50	8
P2	c/d	-	-	2	82	10	6
Botucatu	s/d	-	-	2	88	8	2
P4-1	c/d	-	-	3	90	3	4
Botucatu	s/d	-	-	3	92	4	1
P4-2	c/d	-	-	6	81	7	6
Botucatu	s/d	-	-	7	83	8	2
P7	c/d	4	17	16	13	22	28
Serra Geral	s/d	4	19	21	17	29	10
P8	c/d	-	4	7	16	18	55
Serra Geral	s/d	-	5	8	29	40	17
P9	c/d	23	35	10	12	12	8
Serra Geral	s/d	23	39	8	16	11	3

Obs.: c/d = com defloculante

s/d = sem defloculante

Nos perfis relacionados ao derrame 1 as amostras apresentaram uma textura argilo-arenosa (P8) e uma textura arenosa média a grossa (P9). O perfil argiloso é característico da matriz que envolve os fragmentos de rocha basáltica do derrame 1, caracterizado como um antigo colúvio. Já o perfil com textura bem mais grossa é característico de um saprólito com muitos fragmentos de minerais frágeis. A amostra do perfil P7 (derrame 2) é característica de um solo saprolítico com uma textura argilo-siltosa com a presença de areia fina. Este solo apresenta

muito minerais intemperizados. O índice de vazios e o grau de saturação destes materiais são muito variáveis, dependendo do grau de intemperização. Os valores de índice vazios variaram de 0,8 a 1,6. Na Figura 7.18 estão apresentados as curvas granulométricas dos perfis oriundos da Formação Serra Geral. Estes solos apresentam partículas de tamanho areia constituído por minerais primários em vários estágios de intemperização. De acordo com o SUCS estes perfis foram classificados com ML, exceto quando predominam minerais expansivos, quando são classificados com CH.

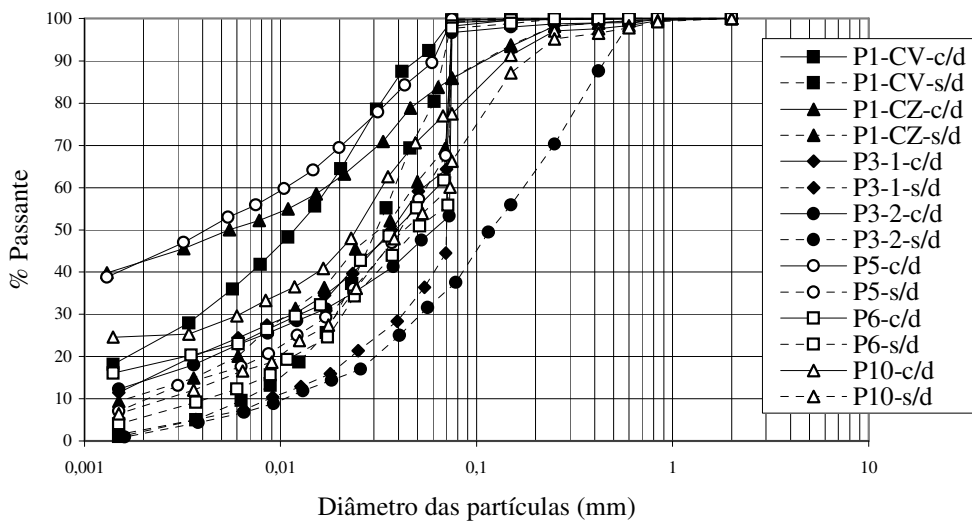


Figura 7.16 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Santa Maria.

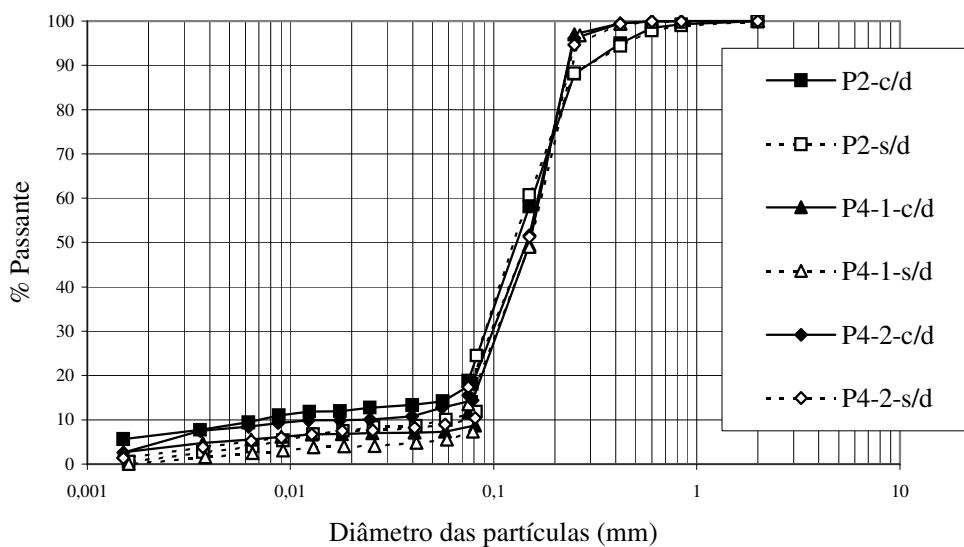


Figura 7.17 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Botucatu.

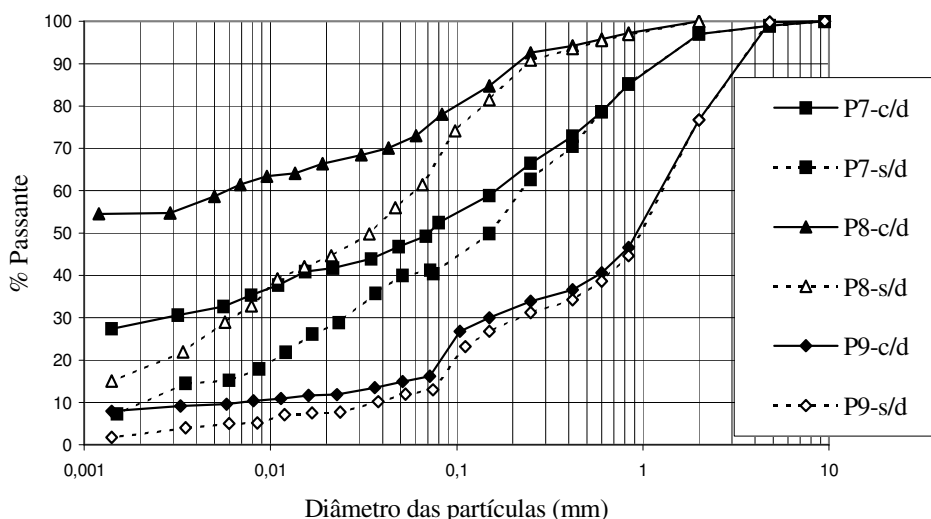


Figura 7.18 – Curvas granulométricas dos perfis da Formação Serra Geral.

7.6.3.2 Difração de raio-x

Tovey (1986) descreve a metodologia de ensaios de difratometria de raio-x, incluindo desde a preparação das amostras, identificação dos minerais e os tipos de equipamentos. Foram realizados ensaios de difração em 12 amostras coletadas nos perfis estudados, pelo Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram utilizadas amostras em pó e amostras em suspensão. Na amostra em pó, obtém-se a análise total com a identificação de um grande número de partículas. Na amostra em suspensão, obtém-se a fração < 2 μ , pela separação entre as partículas que ficam em suspensão e as partículas precipitadas. As amostras em suspensão foram ensaiadas nas condições: (a) amostras orientadas, (b) amostras glicoladas, e (c) amostras calcinadas a 550°C.

Os ensaios de raio-x nas amostras dos perfis de solos da Formação Santa Maria foram realizados com amostras em suspensão com exceção da amostra do perfil 6 que foi realizado com a amostra em pó. A Figura 7.19 apresenta os resultados dos ensaios raio-x para o perfil 6. Todas as amostras apresentaram como argilo-mineral predominante a montmorilonita, com uma grande quantidade de illita/muscovita e em menor quantidade caulinita. O quartzo é muito comum, mesmo na fração inferior a 2 μ . Verifica-se nos perfis que o aumento da profundidade faz com que a caulinita desapareça. Na amostra em pó foram identificados minerais do grupo do plagioclásios (albita) e feldspatos alcalinos (microclínio). Traços de óxidos de ferro foram encontrados, principalmente as hematitas, que conferem a cor vermelha para estes materiais.

Nos perfis arenosos da formação Botucatu a análise total identificou a predominância de cristais de quartzo, com feldspatos plagioclásios (anortita e albita) e caulinita. Traços de illita e montmorilonita foram encontradas. Nas amostras orientadas o argilo-mineral predominante foi a

caulinita, com traços de ilita e montmorilonita. Mesmo nestas amostras ocorre abundantemente cristais de quartzo e feldspato. A Figura 7.20 ilustra um difratograma representativo para este materiais do perfil 4 (P4-2).

O perfis de basalto podem ser divididos nos mais evoluídos e nos menos evoluídos. Nos perfis mais evoluídos com boas condições de drenagem, a difração identificou a predominância caulinita e ilita, com quartzo e óxidos de ferro. Em geral os feldpatos já foram argilizados. Já nos perfis menos evoluídos, associados a uma má drenagem, os argilo-minerais predominantes foram a caulinita e montmorilonita, com grande quantidade de feldspatos plagioclásios (albita). Pequenas quantidades de óxidos, cristobalita e quartzo foram encontradas. A Figura 7.21 apresenta um difratograma do perfil 7.

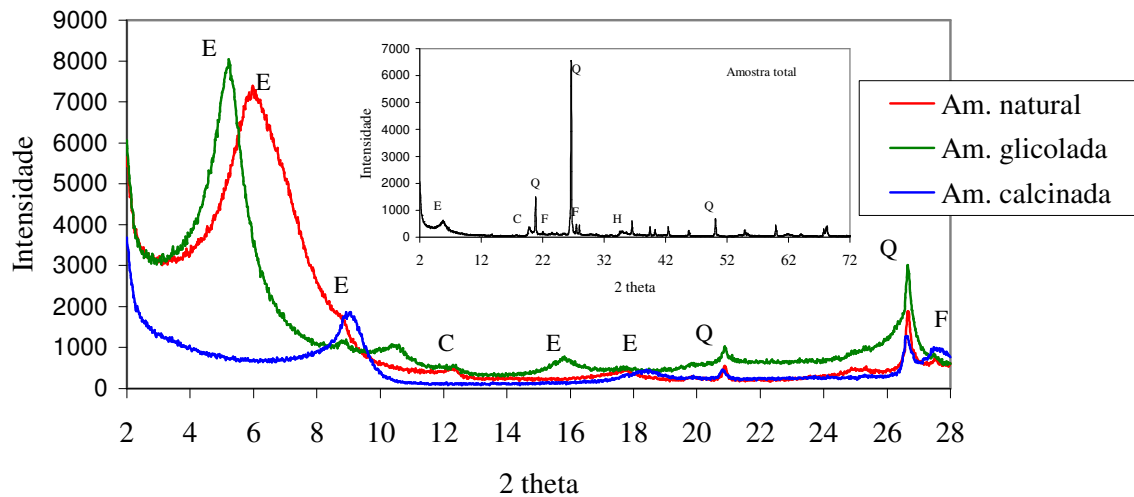


Figura 7.19 – Difratograma do perfil P6 – Formação Santa Maria.

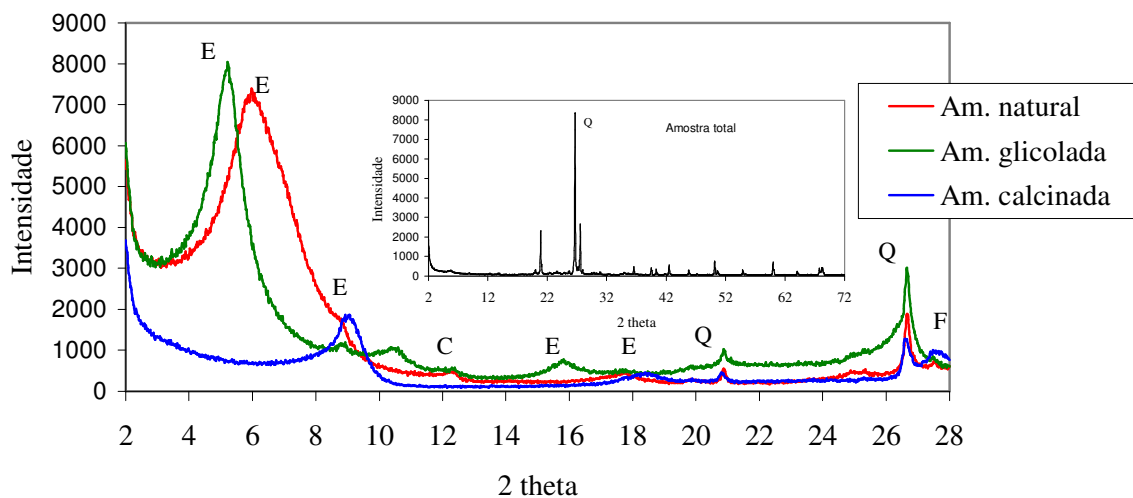


Figura 7.20 – Difratograma do perfil P4-2 – Formação Botucatu.

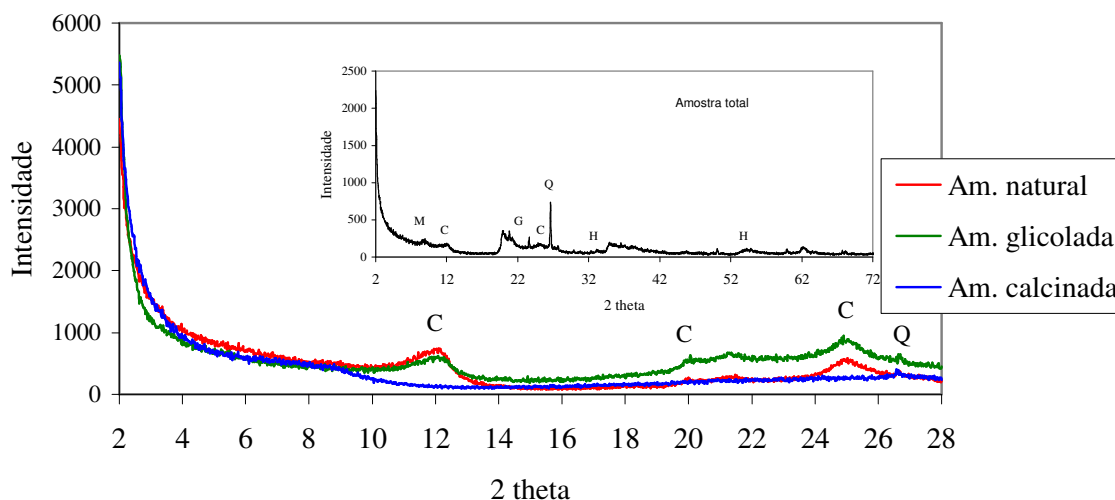


Figura 7.21 – Difratoograma do perfil P7 – Formação Serra Geral.

7.7 ENSAIOS PARA DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA

7.7.1 Ensaios de cisalhamento direto

Ensaios de cisalhamento direto em amostras inundadas e indeformadas foram realizados nos perfis 1 a 9. As amostras foram coletadas diretamente nos perfis através de anéis biselados, posteriormente parafinados e transportados para o laboratório. Os métodos adotados para estes ensaios foram os mesmos descritos no item 6.6.1. Foi utilizada a técnica de reversões múltiplas nas amostras dos perfis siltosos e argilosos. Em geral foram realizadas 3 reversões com o intuito de verificar a tendência de queda da resistência ao cisalhamento para o valor residual. Os níveis de tensão adotados variaram de 20 a 200 kPa. A velocidade adotada para os ensaios nos materiais arenosos foi de 0,061mm/min, e para os argilosos foi de 0,024mm/min.

(a). Formação Santa Maria

A Tabela 7.7 apresenta os valores obtidos para as tensões cisalhantes máximas (pico) e os valores obtidos após as reversões (pós-pico) para os perfis da Formação Santa Maria. A queda da tensão cisalhante é mais acentuada para as tensões verticais mais elevadas.

Os parâmetros de resistência ao cisalhamento obtidos nos ensaios de cisalhamento direto estão apresentados na Tabela 7.8. Os valores de intercepto de coesão (c') e do ângulo de atrito interno (ϕ') estão representados tanto para os ensaios convencionais como para os ensaios utilizando a técnica de reversão. Em geral, foram realizados 3 reversões alcançando-se um deslocamento horizontal de aproximadamente 30mm.

Tabela 7.7 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional e com reversões múltiplas para os perfis da Formação Santa Maria.

Perfis de solos	Ensaio	Tensão de cisalhamento - τ (kPa)				
		Tensão normal efetiva (kPa)				
		21,2	50	100	150	200
Perfil 1 P1-1	Ruptura	15,79	31,24	56,66	61,77	74,60
	1º Reversão	12,38	22,23	49,52	49,35	55,84
	2º Reversão	11,63	21,78	47,96	49,68	57,67
	3º Reversão	12,19	21,81	44,97	49,96	58,58
Perfil 1 – P1-2	Ruptura	30,22	50,97	66,90	93,66	133,14
	1º Reversão	15,83	41,03	48,57	96,55	105,13
	2º Reversão	14,68	38,64	43,30	90,15	98,11
	3º Reversão	14,46	37,06	40,67	85,18	93,30
Perfil 3 P3-1	Ruptura	18,07	40,23	71,07	121,77	150,11
	1º Reversão	15,76	34,26	60,30	97,63	119,98
	2º Reversão	16,07	33,27	58,75	90,48	110,94
	3º Reversão	15,48	32,93	66,96	85,90	106,54
Perfil 3 P3-2	Ruptura	25,47	66,40	86,63	153,46	144,25
	1º Reversão	19,91	49,91	70,54	120,54	120,12
	2º Reversão	20,44	45,59	70,43	114,91	118,50
	3º Reversão	20,44	43,41	68,40	109,89	110,31
Perfil 5 P5	Ruptura	23,17	33,75	56,13	83,79	107,86
	1º Reversão	11,99	24,99	41,11	51,90	67,09
	2º Reversão	9,44	25,77	39,43	51,68	65,77
	3º Reversão	8,22	25,42	38,34	50,63	62,86
Perfil 6 P6	Ruptura	18,13	39,01	60,75	98,39	133,78
	1º Reversão	15,24	36,43	60,99	84,60	119,13
	2º Reversão	13,24	34,98	61,13	81,33	115,97
	3º Reversão	15,57	34,76	61,13	81,58	116,85

Tabela 7.8 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Santa Maria.

Perfis	c' (kPa)	ϕ' (°)	c' (*) (kPa)	ϕ' (*) (°)
Perfil 1- P1-1	14,8	17,7	10,3	14,6
Perfil 1- P1-2	18,8	28,5	7,3	24,2
Perfil 3 - P3-1	1,5	37,1	8,4	27,0
Perfil 3 - P3-2	22,1	35,0	15,0	28,0
Perfil 5 - P5	10,7	25,7	6,9	16,1
Perfil 6 - P6	3,7	32,5	5,3	28,5

Obs. (*) – Parâmetros de resistência obtidos para 3 reversões.

As Figuras 7.22 a 7.27 apresentam as curvas tensão cisalhante (τ) versus deslocamento horizontal (dh) e deslocamento vertical (dv) versus deslocamento horizontal (dh) para os perfis pertencentes a Formação Santa Maria. Os valores encontrados para a coesão situaram-se entre 1,5 kPa e 22,1 kPa, e o ângulo de atrito interno entre 17,7° e 37,1°. Os valores mais baixos de

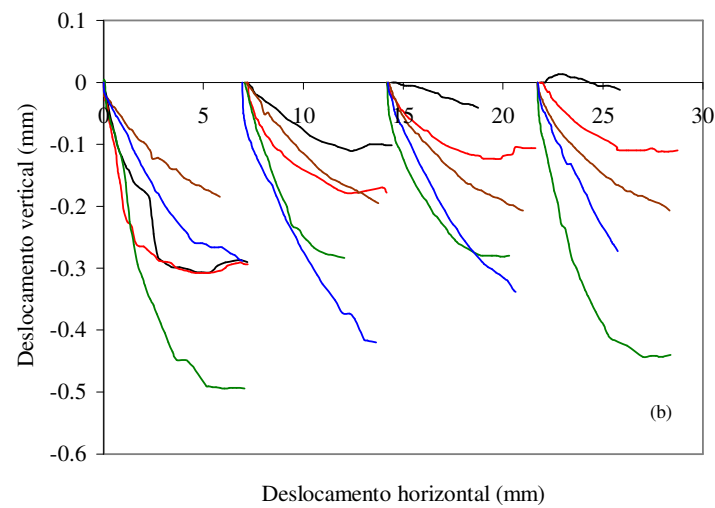
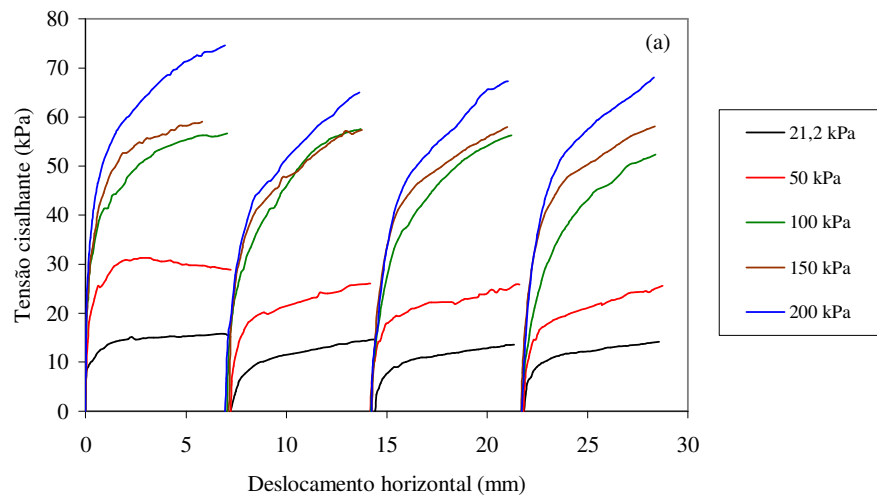


Figura 7.22 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) curvas $d_v \times d_h$ para as amostras do perfil P1-1 (Formação Santa Maria).

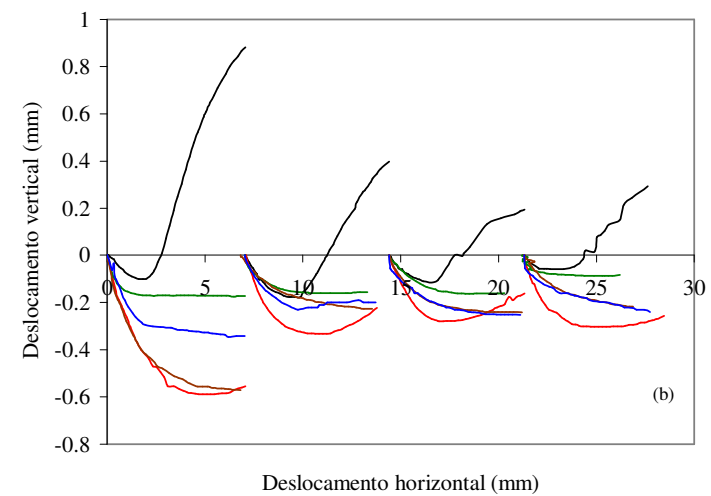
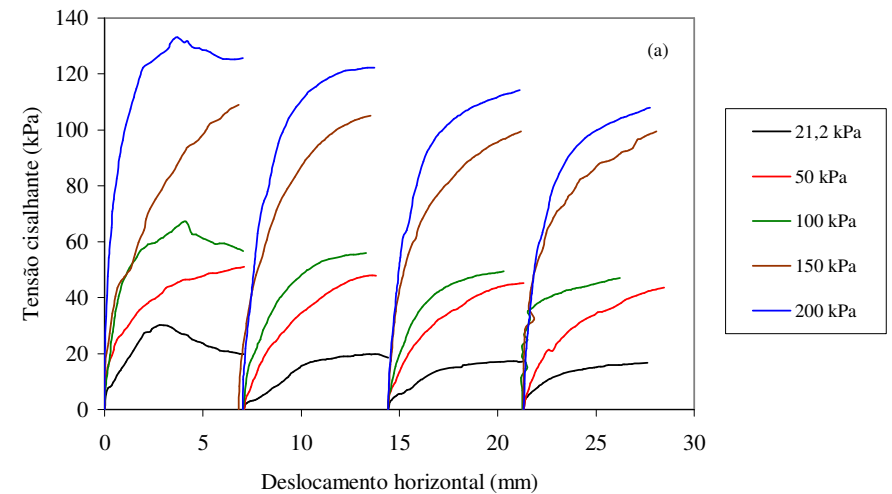


Figura 7.23 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) $d_h \times d_v$ para as amostras do perfil P1-2 (Formação Santa Maria).

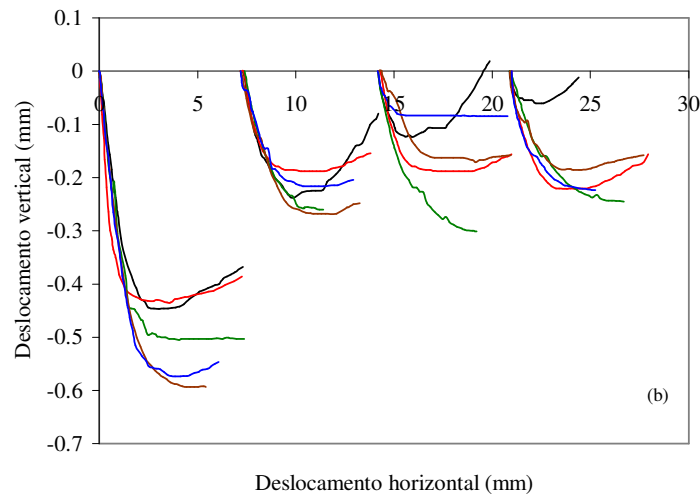
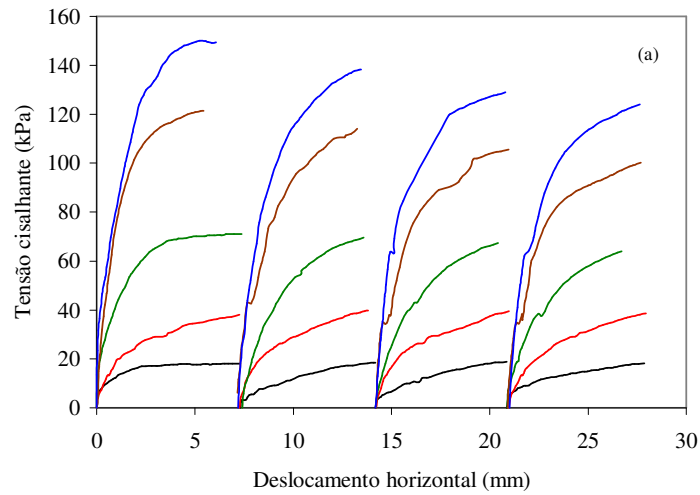


Figura 7.24 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) curvas $dv \times dh$ para as amostras do perfil P3-1 (Formação Santa Maria).

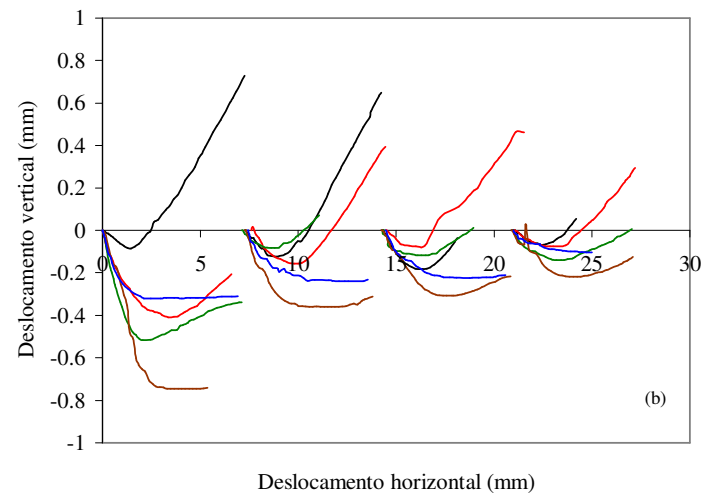
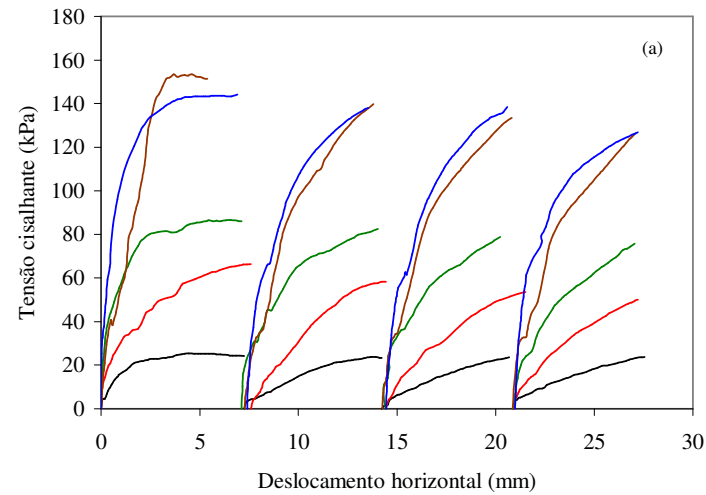


Figura 7.25 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) curvas $dv \times dh$ para as amostras do perfil P3-2 (Formação Santa Maria).

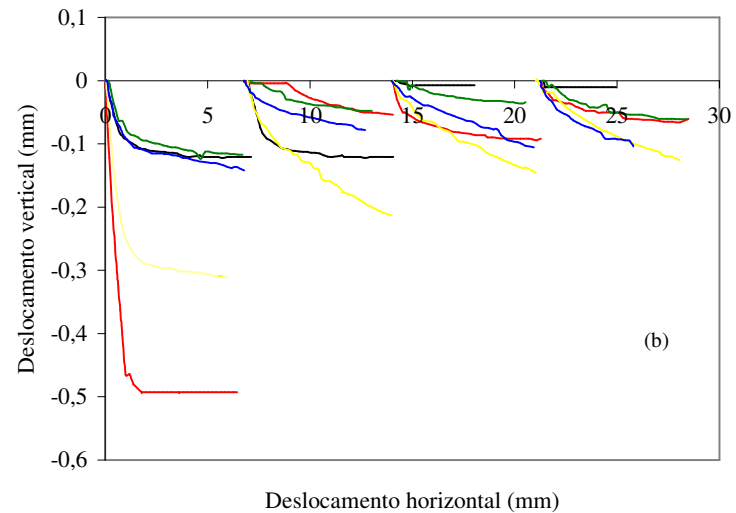
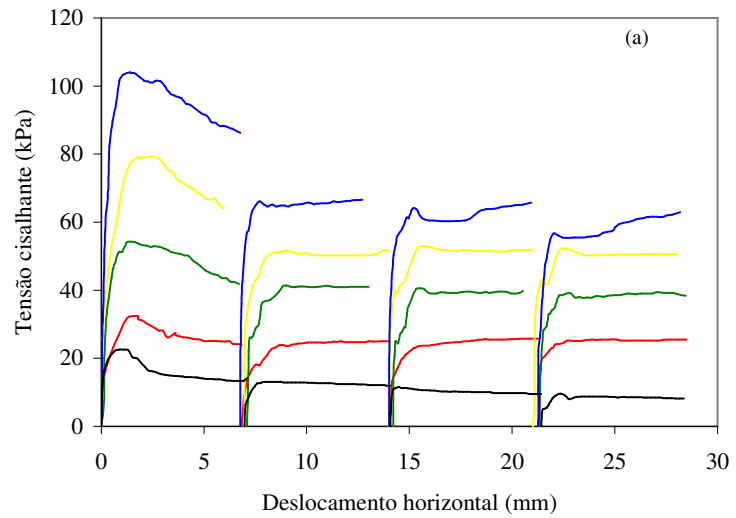


Figura 7.26 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) curvas $dv \times dh$ para as amostras do perfil P5 (Formação Santa Maria).

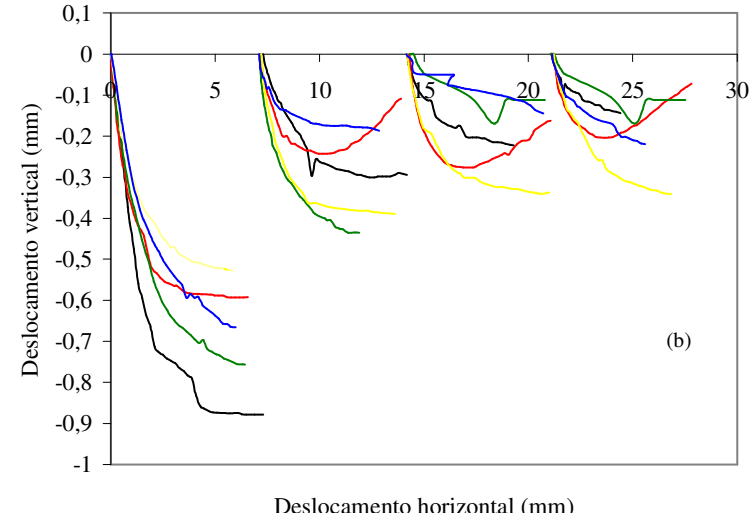
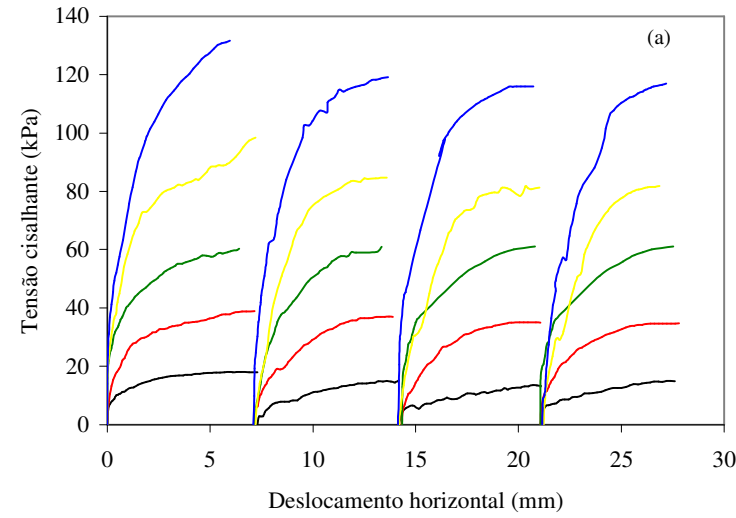


Figura 7.27 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) $dh \times dv$ (b) para as amostras do perfil P6 (Formação Santa Maria).

resistência para os perfis desta formação foram encontrados nas camadas de cor cinza do perfil 1 (P1-1) e do perfil 5 (P-5).

Valores também baixos foram verificados no colúvio do perfil 6 (P-6) e na camada mais superficial do perfil 3 (P3-1), ambos os perfis são compostos por siltitos arenosos. Estes materiais com parâmetros de resistência mais baixos apresentaram uma fração argila e um índice de vazios mais elevados (Tabelas 7.5 e 7.6). Estes materiais apresentaram um comportamento de compressão para todo o nível de tensões, conforme exposto nas curvas deslocamento vertical versus deslocamento horizontal (Figuras 7.22, 7.24, 7.26 e 7.27), que diferem dos outros solos que apresentaram um comportamento dilatante (Figuras 7.23 e 7.25). O perfil constituído por sedimentos menos movimentados (mais intacto) da Formação Santa Maria (perfil 3 - P3-2) apresentou valores de $c' > 20$ kPa e $\phi' \approx 35^\circ$.

Com as reversões verificou-se para os solos da Formação Santa Maria uma queda nos valores de resistência, principalmente no valor do ângulo de atrito interno, de um valor médio de 6° . A Figura 7.28 apresenta as envoltórias de ruptura para o pico e para a terceira reversão destes solos.

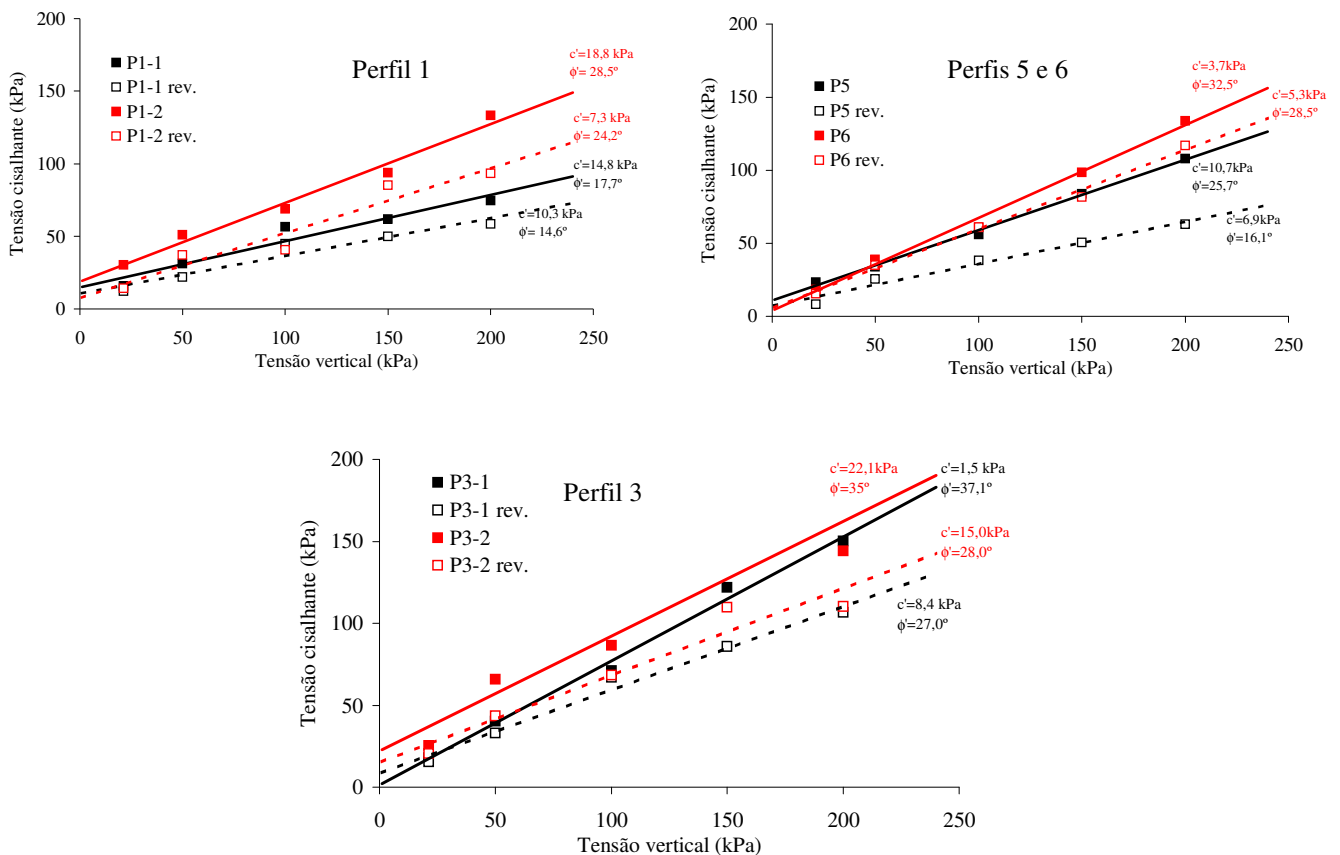


Figura 7.28 – Envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Santa Maria.

(b). Formação Botucatu

A Tabela 7.9 apresenta os valores obtidos para as tensões cisalhantes máximas (pico) para os perfis da Formação Botucatu. Os parâmetros de resistência ao cisalhamento (c' e ϕ') obtidos nos ensaios de cisalhamento direto estão apresentados na Tabela 7.10.

Tabela 7.9 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional para os perfis da Formação Botucatu.

Perfis de solos	Ensaio	Tensão de cisalhamento - τ (kPa)				
		Tensão normal efetiva (kPa)				
		21,2	50	100	150	200
Perfil 2 P2	Ruptura	25,86	46,78	103,6	143,5	217,8
		-	-	124,0	150,9	253,4
Perfil 4 P4-1	Ruptura	13,20	49,44	68,28	92,97	141,02
Perfil 4 P4-2	Ruptura	16,44	52,85	79,69	121,31	148,18

Tabela 7.10 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Botucatu.

Perfis	c' (kPa)	ϕ' ($^{\circ}$)
Perfil 2	0,0	48,0
Perfil 4-1	5,4	33,0
Perfil 4-2	8,8	35,7

Os parâmetros de resistência encontrados para os perfis da Formação Botucatu são muito variáveis em função do grau de cimentação. Ocorrem na área materiais com resistência de rochas brandas até resistências de materiais incoerentes. O perfil 2 apresenta características similares às de rocha branda, sendo constituído por uma escarpa de arenito fracamente cimentado. Este material apresentou um $\phi' \approx 48^{\circ}$, com a envoltória de ruptura passando pela origem (Figura 7.32). Já no perfil 4, que é formado por um solo residual de arenito, os parâmetros de resistência são inferiores ao anterior. Na Figura 7.32 pode-se observar um aumento de resistência da amostra mais profunda (1,35m) em relação à de menor profundidade (0,85m). As curvas τ x d_h e d_v x d_h destes perfis estão apresentados nas Figuras 7.29 a 7.31. O comportamento dilatante foi verificado para os materiais do perfil 2, até o nível de 100kPa de tensão vertical.

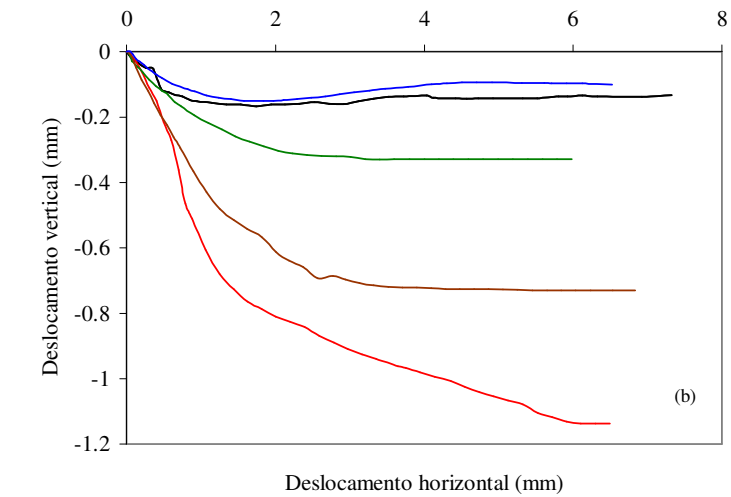
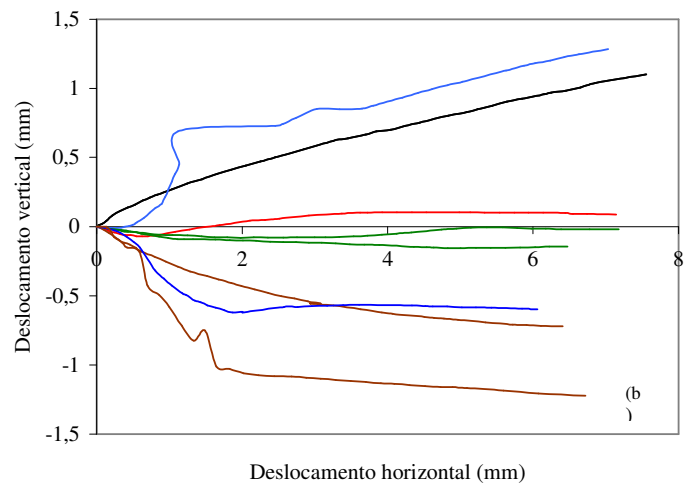
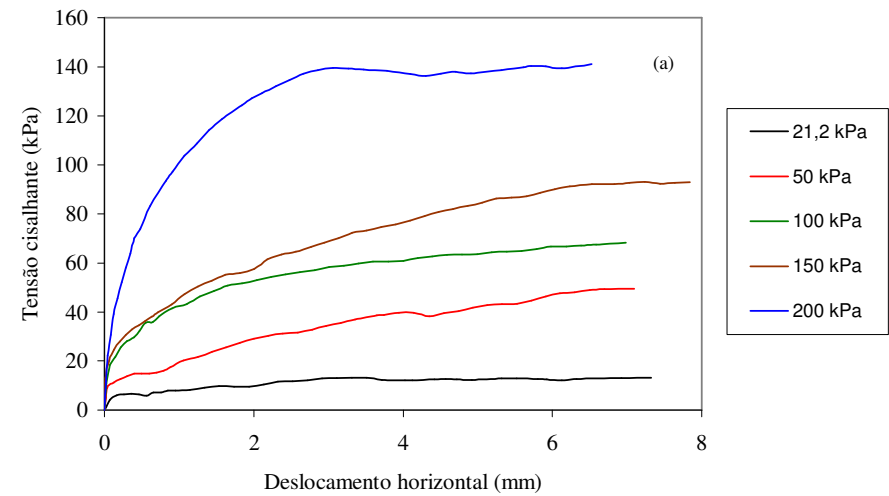
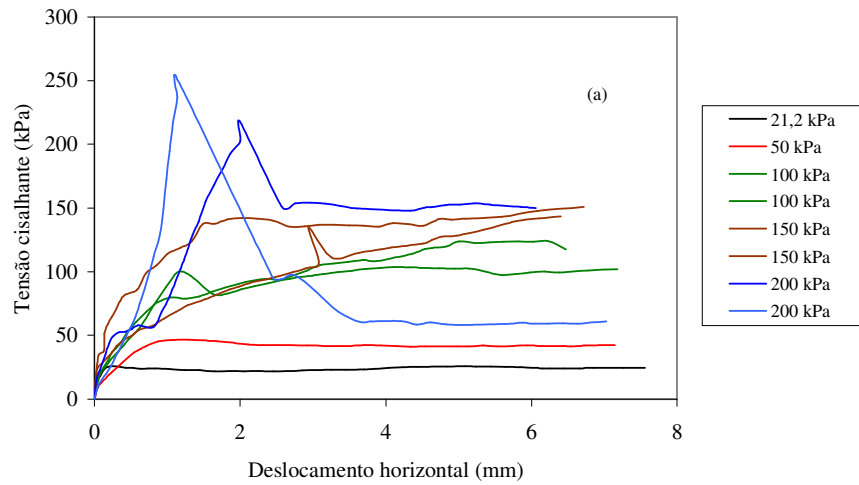


Figura 7.29 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) curvas $d_v \times d_h$ para as amostras do perfil P2 (Formação Botucatu).

Figura 7.30 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) e curvas $d_v \times d_h$ para as amostras do perfil P4-1 (Formação Botucatu).

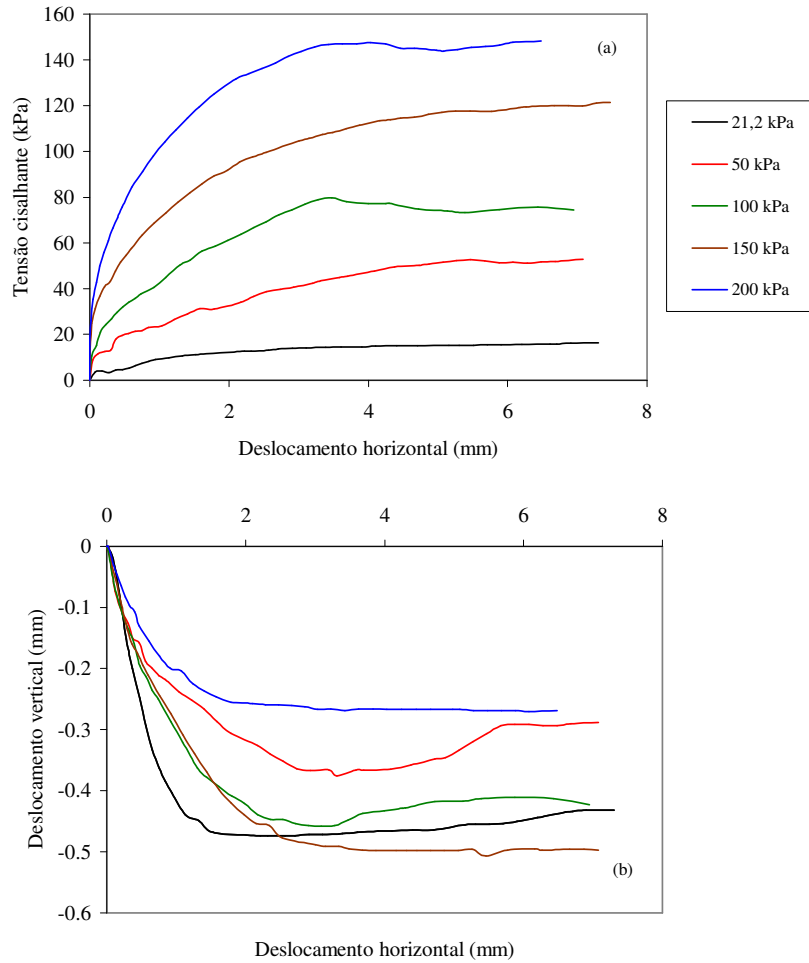


Figura 7.31 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) curvas $dv \times dh$ para as amostras do perfil P4-2 (Formação Botucatu).

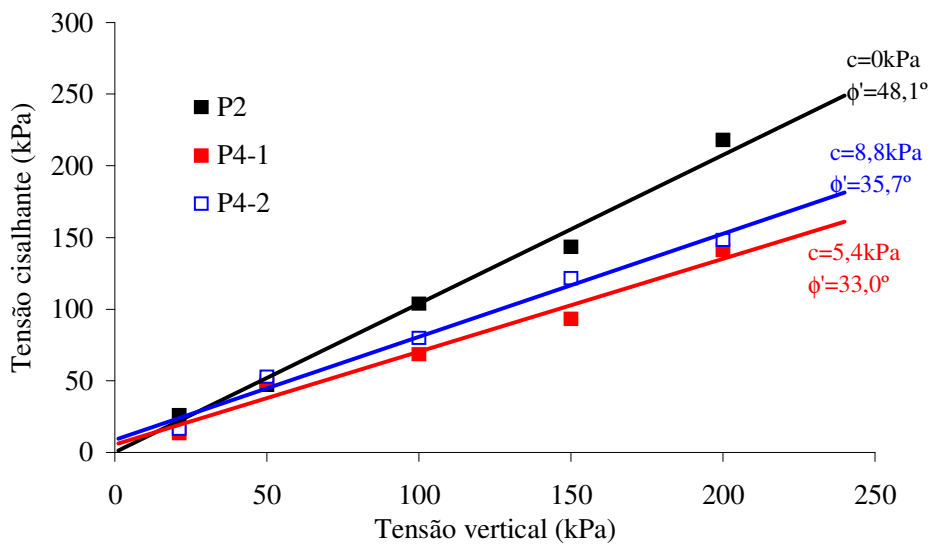


Figura 7.32 – Envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para as amostras da Formação Botucatu.

(c). Formação Serra Geral

Os materiais de alteração da Formação Serra Geral foram caracterizados a partir de 3 perfis. Um perfil laterítico (P-7), um perfil saprolítico (P-9) e um perfil argiloso característico da matriz do derrame 1. A Tabela 7.11 apresenta os valores obtidos para as tensões cisalhantes máximas (pico) e os valores obtidos após as reversões (pós-pico) para os perfis da Formação Serra Geral. Com as reversões a queda da tensão cisalhante é mais acentuada para as tensões verticais mais elevadas, similar aos resultados obtidos para os perfis da Formação Santa Maria.

Tabela 7.11 – Tensões de cisalhamento obtidas nos ensaios de cisalhamento direto convencional e com reversões múltiplas para os perfis da Formação Serra Geral.

Perfis de solos	Ensaio	Tensão de cisalhamento - τ (kPa)				
		Tensão normal efetiva (kPa)				
		21,2	50	100	150	200
Perfil 7 P7	Ruptura	30,95	42,05	128,33	133,02	154,44
	1º Reversão	22,39	36,68	87,11	112,22	131,11
	2º Reversão	21,95	34,98	82,65	105,29	126,78
	3º Reversão	21,95	32,77	79,30	100,66	123,76
Perfil 8 P8	Ruptura	19,50	45,41	75,65	109,77	128,88
	1º Reversão	10,19	32,51	36,69	57,35	62,79
	2º Reversão	9,47	30,57	32,56	50,46	56,20
	3º Reversão	9,16	28,02	34,77	42,90	56,40
Perfil 9 P9	Ruptura	34,03	47,83	141,35	190,92	283,99
	1º Reversão	26,39	40,53	118,18	160,62	217,19
	2º Reversão	25,14	37,70	120,13	155,62	220,24
	3º Reversão	25,58	37,42	116,49	159,23	197,72

Os parâmetros de resistência ao cisalhamento obtidos nos ensaios de cisalhamento direto estão apresentados na Tabela 7.12. Os valores de c' e ϕ' estão representados tanto para os ensaios convencionais como para os ensaios utilizando a técnica de reversão (30mm de deslocamento). As Figuras 7.33 a 7.35. apresentam as curvas τ x d_h e d_v x d_h destes perfis

Tabela 7.12 – Parâmetros de resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto para os perfis da Formação Serra Geral.

Perfis	c' (kPa)	ϕ' (°)	c' (*) (kPa)	ϕ' (*) (°)
Perfil 7 (laterítico)	21,4	36,2	9,9	30,7
Perfil 8 (matriz)	11,9	31,5	9,9	13,2
Perfil 9 (saprolítico)	0,0	53,7	0,0	45,8

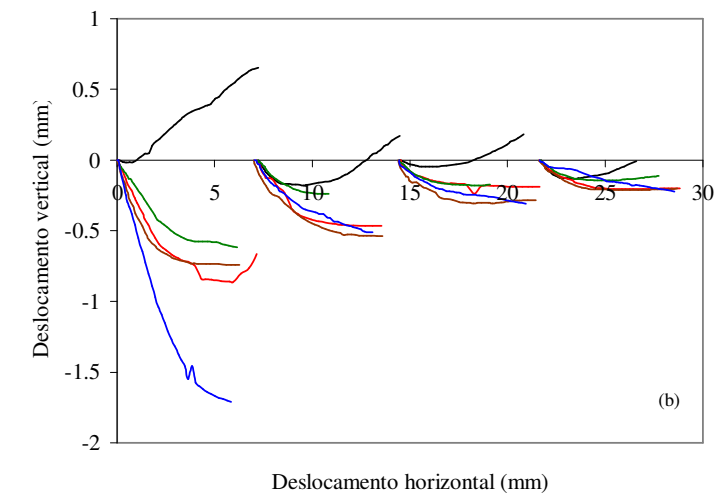
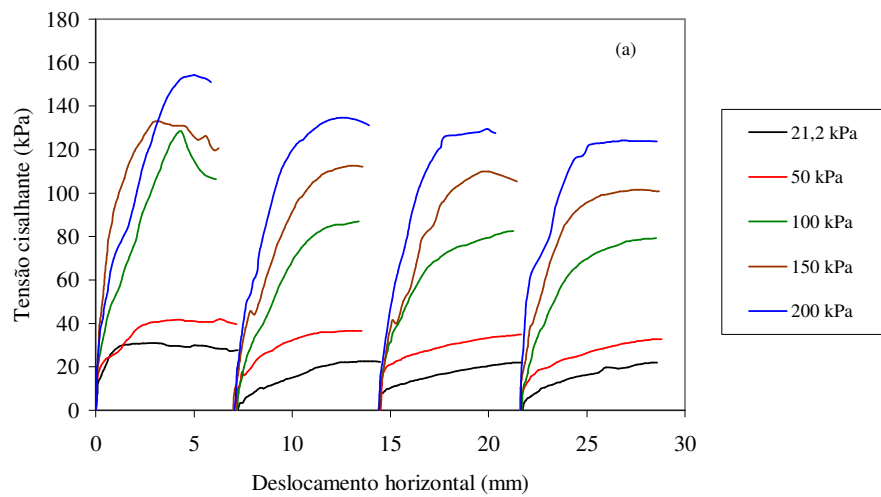


Figura 7.33 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) curvas $d_v \times d_h$ para as amostras do perfil P7 (Formação Serra Geral).

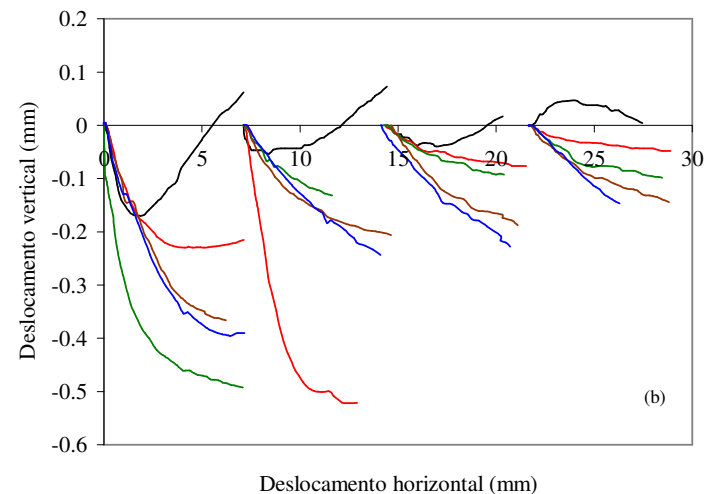
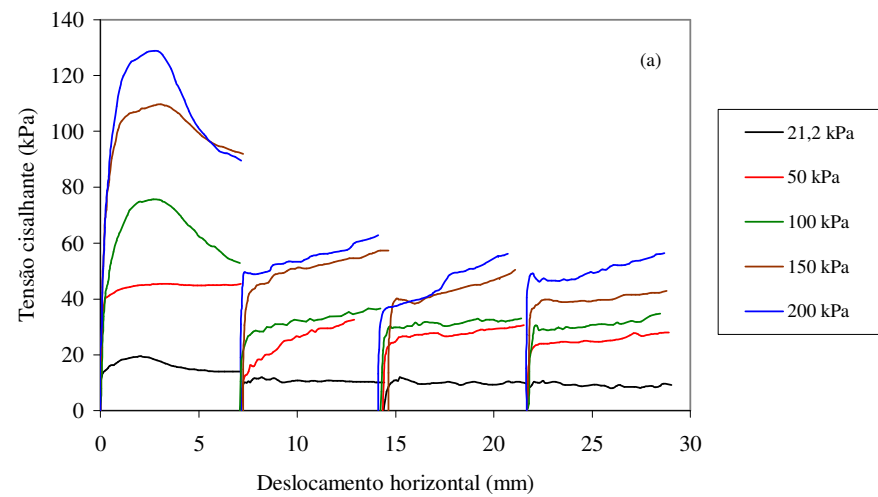


Figura 7.34 – (a) Curvas $\tau \times d_h$ e (b) curvas $d_v \times d_h$ para as amostras do perfil P8 (Formação Serra Geral).

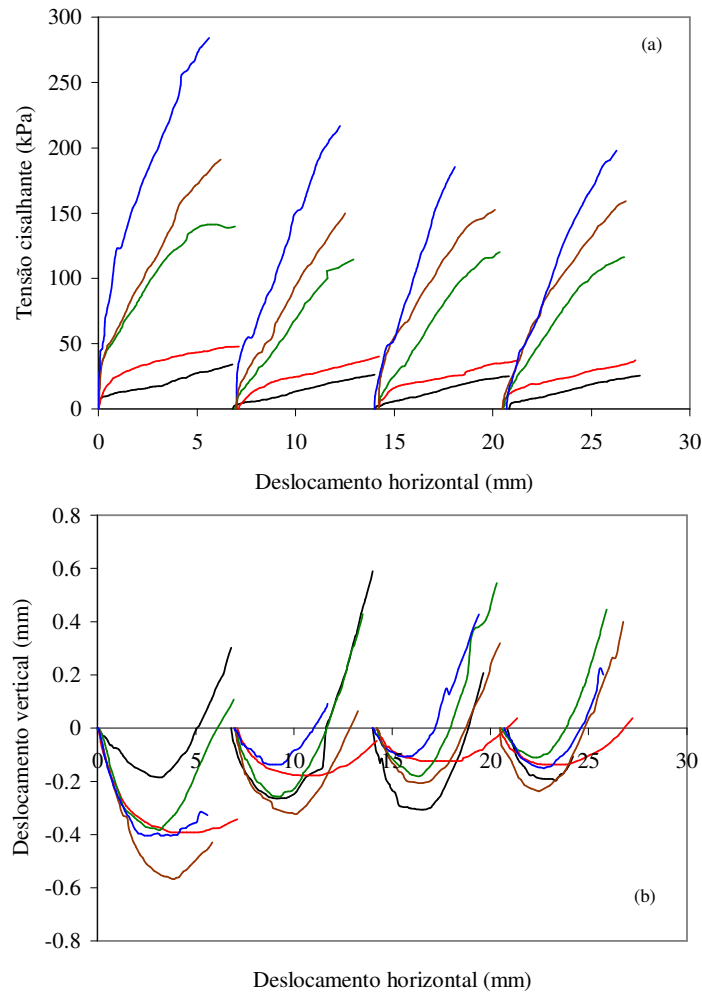


Figura 7.35 – (a) Curvas $\tau \times dh$ e (b) curvas $dv \times dh$ para as amostras do perfil P8 (Formação Serra Geral).

O perfil laterítico (P-7) apresentou uma resistência intermediária entre os outros dois perfis. O perfil 9 apresentou um comportamento tipicamente granular ($FA = 8\%$), com dilatância até 100kPa de tensão vertical. A envoltória de ruptura passa pela origem e apresenta um $\phi' \approx 54^\circ$, conforme esta representado na Figura 7.36. O perfil 8 apresentou uma $FA = 55\%$ e $IP = 55\%$, sendo o perfil mais argiloso encontrado entre os materiais oriundos de basalto. Os parâmetros de resistência para este perfil foram os mais baixos, com uma $c' \approx 12$ kPa e $\phi' = 31,5^\circ$. Este solo quando submetido as reversões no ensaio de cisalhamento apresentou uma queda acentuada nos parâmetros de resistência, podendo-se definir um $\phi' \approx 13^\circ$, conforme está representado na Figura 7.36.

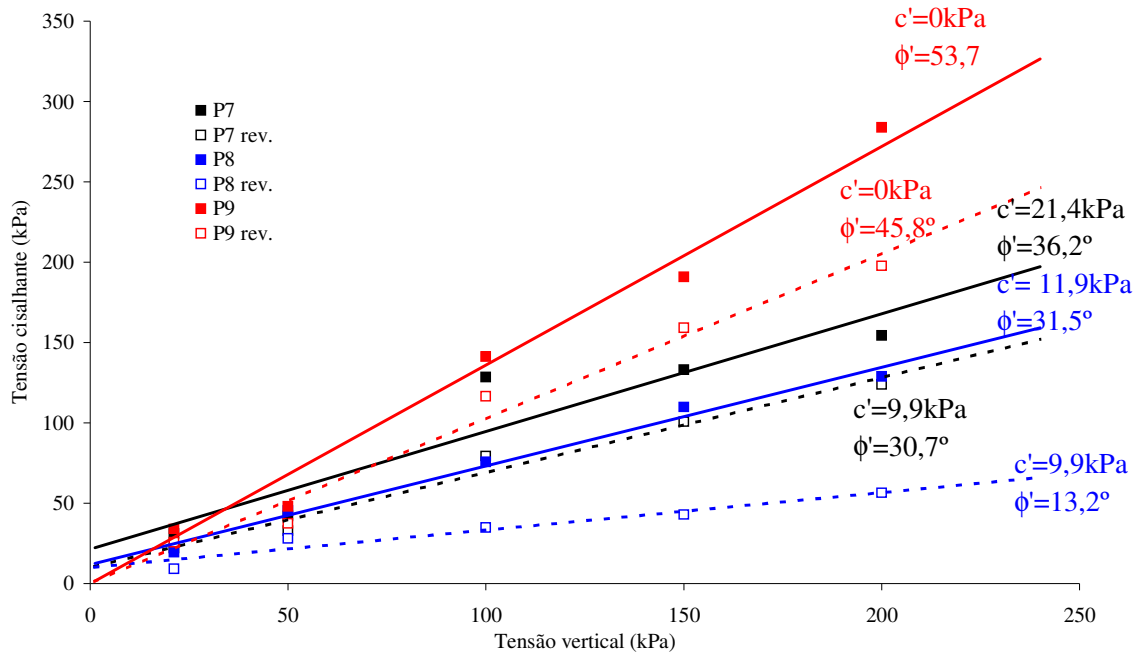


Figura 7.36 – Envoltórias de ruptura obtidas nos ensaios de cisalhamento direto para as amostras da Formação Serra Geral.

7.7.2 Ensaios tipo *ring shear*

Foram realizados ensaios *ring shear* nos solos argilosos e siltosos com o objetivo de determinar o menor valor de resistência ao cisalhamento dos materiais encontrados na área de estudo. Uma discussão detalhada da importância da resistência ao cisalhamento residual já foi apresentada nos Capítulos II e V. Os métodos e procedimentos adotados nestes ensaios foram os mesmos descritos no item 5.1.

Os resultados obtidos nos ensaios *ring shear* realizados encontram-se resumidos na Tabela 7.13. Nesta tabela estão mostrados a relação entre a tensão cisalhante e a tensão normal efetiva (τ/σ'_n), a tensão cisalhante (τ), o ângulo de atrito interno residual (ϕ'_r). Também são apresentados os valores médios dos principais índices físicos obtidos dos corpos de prova ensaiados. A camada cinza do perfil 1 (P1-1) teve amostras ensaiadas com dois procedimentos diferentes. Inicialmente os ensaios foram realizados com as condições mais próximas possíveis de campo, isto é, sem processo de secagem, destorroamento e peneiramento tradicionalmente realizadas. Os resultados entre os dois processos foram muito similares, contudo os ensaios com os procedimentos padrões foram mais homogêneos, apresentando uma pequena redução de 1° no valor de ϕ'_r em relação à amostra natural. Os perfis da Formação Santa Maria apresentaram envoltórias de resistência residual lineares passando pela origem ($c'_r \approx 0$), com ϕ'_r variando de $12,8^\circ$ a $19,9^\circ$.

Tabela 7.13 – Resultados dos ensaios *ring shear*.

Perfis	σ'_n (kPa)	τ' (kPa)	τ/σ'_n	ϕ'_r ($^\circ$)	Índices físicos Valores médios	Parâmetros de resistência
Perfil 1-1 Amostra natural (F. Santa Maria)	20	6,1	0,305	16,9	w = 32,9%	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 18,9^\circ$
	50	15,9	0,319	17,7	$\gamma = 19,6 \text{ kN/m}^3$	
	100	30,3	0,303	16,8	e = 0,82	
	150	52,6	0,351	19,3	Sr = 100%	
	200	69,8	0,356	19,2		
Perfil 1-1 Amostra # 40 (F. Santa Maria)	20	5,7	0,284	15,9	w = 38,5%	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 17,8^\circ$
	50	15,3	0,305	16,9	$\gamma = 19 \text{ kN/m}^3$	
	100	31,9	0,319	17,7	e = 0,97	
	100	34,8	0,348	19,2	Sr = 100%	
	150	48,7	0,326	18,0		
Perfil 1-2 (F. Santa Maria)	20	7,5	0,375	20,5	w = 32,9%	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 18,7^\circ$
	50	19,1	0,381	20,9	$\gamma = 20,1 \text{ kN/m}^3$	
	100	37,2	0,372	20,4	e = 0,74	
	150	49,5	0,330	18,3	Sr = 100%	
	200	66,7	0,334	18,4		
Perfil 3-1 (F. Santa Maria)	20	5,6	0,280	15,7	w = 36,1%	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 15,4^\circ$
	50	14,2	0,284	15,8	$\gamma = 19,7 \text{ kN/m}^3$	
	100	27,2	0,272	15,2	e = 0,86	
	150	40,7	0,271	15,2	Sr = 100%	
	200	55,8	0,279	15,6		
Perfil 3-2 (F. Santa Maria)	20	4,8	0,242	13,6	w = 34,9%	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 12,8^\circ$
	50	10,7	0,214	12,1	$\gamma = 19,8 \text{ kN/m}^3$	
	100	24,8	0,248	13,9	e = 0,80	
	150	34,8	0,232	13,1	Sr = 100%	
	200	45,5	0,227	12,8		
Perfil 5 (F. Santa Maria)	20	4,7	0,233	13,1	w = 36,0 %	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 12,9^\circ$
	50	12,1	0,241	13,6	$\gamma = 18,4 \text{ kN/m}^3$	
	100	23,8	0,237	13,4	e = 0,98	
	150	35,0	0,233	13,1	Sr = 100%	
	200	44,1	0,221	12,5		
Perfil 6 (F. Santa Maria)	20	8,1	0,405	22,0	w = 38,6 %	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 16,8^\circ$
	50	16,1	0,321	17,8	$\gamma = 18,3 \text{ kN/m}^3$	
	100	32,0	0,320	17,7	e = 1,1	
	150	44,7	0,298	16,6	Sr = 100%	
	200	59,4	0,292	16,3		
Perfil 7 (F. Serra Geral)	20	8,6	0,432	23,4	w = 46,9 %	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 18,9^\circ$
	50	21,9	0,438	23,7	$\gamma = 18,0 \text{ kN/m}^3$	
	100	37,6	0,376	20,6	e = 1,27	
	150	53,2	0,355	19,5	Sr = 100%	
	200	63,6	0,318	17,7		
Perfil 8 (F. Serra Geral)	20	3,9	0,194	11,0	w = 38,7 %	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 16,7^\circ$
	50	14,3	0,285	15,9	$\gamma = 18,8 \text{ kN/m}^3$	
	100	28,7	0,287	16,0	e = 1,04	
	150	44,1	0,294	16,4	Sr = 100%	
	200	61,4	0,307	17,1		
Perfil 9 (F. Serra Geral)	20	9,7	0,483	25,8	w = 40,7 %	$c' \approx 0$ $\phi'_r = 16,3^\circ$
	50	17,0	0,340	18,8	$\gamma = 18,6 \text{ kN/m}^3$	
	100	29,9	0,299	16,7	e = 1,12	
	150	41,3	0,275	15,4	Sr = 100%	
	200	58,8	0,294	16,4		

A Figura 7.37 apresenta as envoltórias de cisalhamento residual para estes materiais. No item 7.6.2.2 e 7.6.6.3 são apresentados fotografias de amostras da camada de siltito da superfície de ruptura utilizando microscópio ótico e eletrônico. Nas imagens são evidenciadas a orientação das partículas lamelares de argila e sua importância na resistência ao cisalhamento residual.

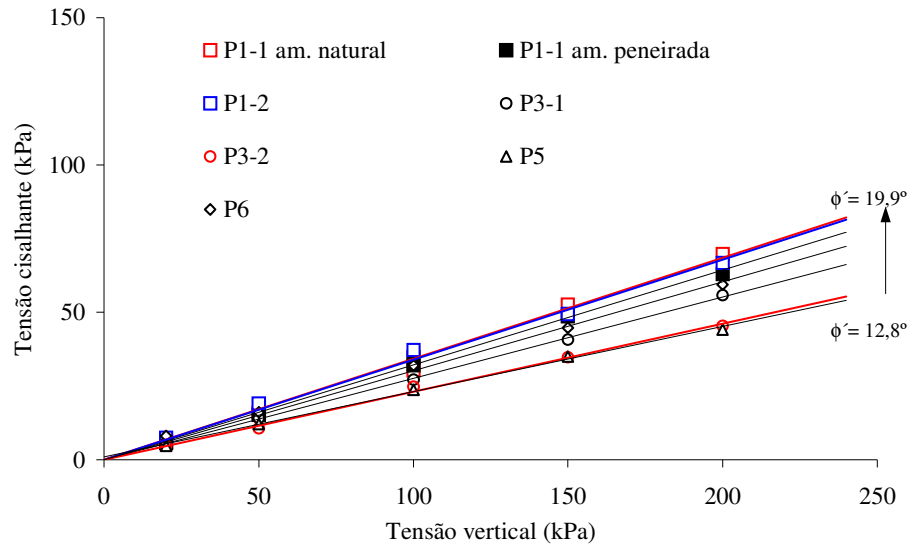


Figura 7.37 – Envoltórias de cisalhamento obtidas em ensaios *ring shear* para as amostras da Formação Santa Maria.

Os baixos valores de ϕ'_r encontrados para os solos da Formação Santa Maria estão relacionados com a fração argila elevada e alta plasticidade. Mesmo nos perfis mais arenosos, os valores de ϕ'_r foram baixos devido ao predomínio de argilas do grupo das esmectitas.

Para os perfis da Formação Serra Geral, principalmente os perfis P7 e P9, as envoltórias apresentam uma leve não linearidade para as tensões verticais mais baixas, conforme pode-se verificar nas envoltórias de cisalhamento residual apresentadas na Figura 7.38. Os valores de ϕ'_r encontrados variaram de 16,3° a 18,9°. Este comportamento de variação de ϕ'_r com σ'_n pode ser visualizado na Figura 7.39. No Capítulo V foi discutido a influência da fragmentação de minerais intemperizados durante o ensaio *ring shear* nos resultados.

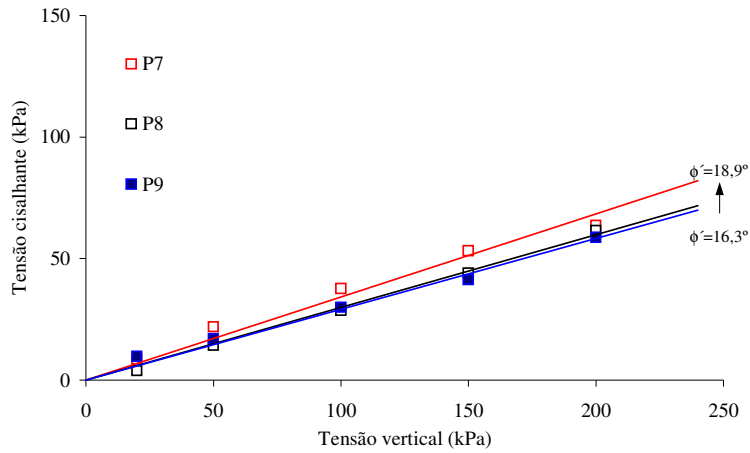


Figura 7.38 – Envoltórias de cisalhamento obtidas nos ensaios *ring shear* para as amostras da Formação Serra Geral.

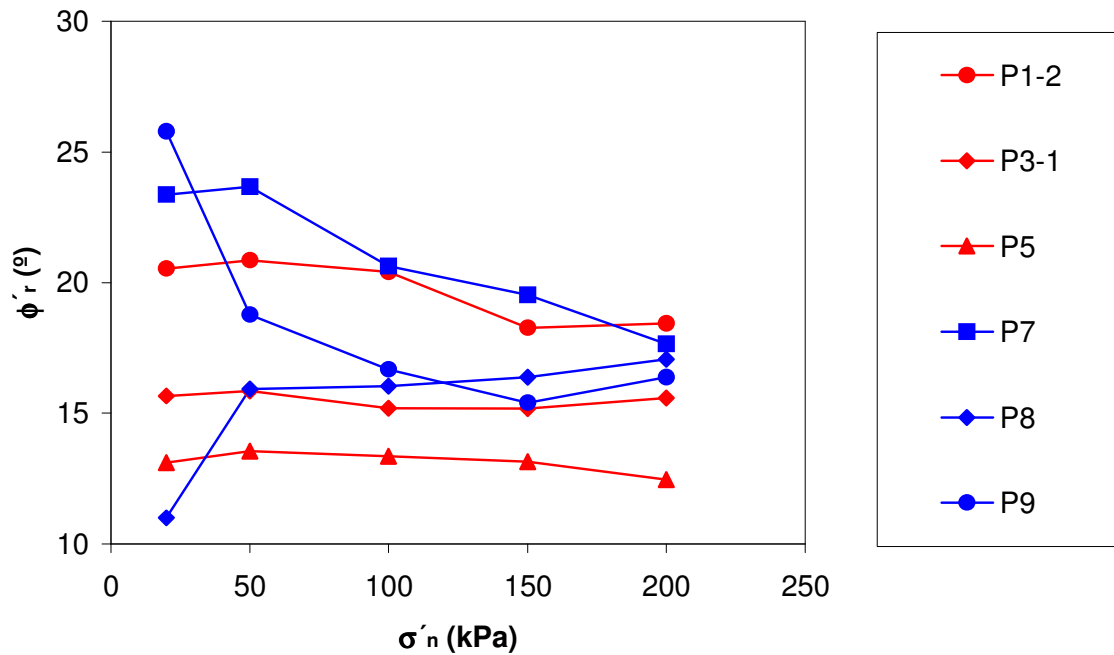


Figura 7.39 – Variação de ϕ'_r com a tensão vertical no ensaio *ring shear*.

Quando compara-se os resultados das Tabelas 7.7 a 7.13 verifica-se no cisalhamento direto que embora haja uma quebra de resistência ao cisalhamento com reversões, permanece uma certa resistência coesiva para o número de reversões realizadas. Em algumas amostras foram realizadas até 10 reversões e mesmo assim a coesão não foi anulada, principalmente para as tensões verticais mais baixas. Já nos ensaios *ring shear* obteve-se, em geral, envoltórias lineares passando pela origem para os níveis de tensões utilizados.

7.7.3 Resumo dos ensaios de resistência

Foram ensaiados 9 perfis de solos e rocha alterada pertencentes às Formações geológicas Santa Maria, Botucatu e Serra Geral. Os solos pertencentes à Formação Santa Maria que situam-se na base da encosta de Malhada foram os que apresentaram valores mais baixos de resistência. Os solos da Formação Botucatu apresentaram valores de resistência bem mais elevados, principalmente em relação ao ângulo de atrito interno. Estes valores de resistência foram muito variáveis em função do grau de cimentação e intemperismo destes materiais. Os solos pertencentes à Formação Serra Geral apresentaram valores de resistência muito variáveis, principalmente em função do seu grau de intemperismo. Os solos dos perfis pertencentes ao derrame 1 apresentaram grande heterogeneidade. A Tabela 7.14 apresenta os valores médios dos parâmetros de resistências para as 3 formações geológicas.

Tabela 7.14 – Resumo dos parâmetros de resistência (valores médios) obtidos nos ensaios de cisalhamento direto e *ring shear*.

Formação geológica	Resistência de pico	Pós-pico	Residual (<i>ring shear</i>)
Santa Maria	$c' = 11,9$ kPa $\phi' = 29,8^\circ$	$c' = 8,9$ kPa $\phi' = 23,3^\circ$	$c' = 0$ kPa $\phi'_r = 16,3^\circ$
Botucatu	$c' = 0$ kPa $\phi' = 42,6^\circ$	-	-
Serra Geral	$c' = 8,4$ kPa $\phi' = 42,6^\circ$	$c' = 6,9$ kPa $\phi' = 31,6^\circ$	$c' = 0$ kPa $\phi'_r = 17,3^\circ$

7.8 ENSAIOS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Para determinar o valor da condutividade hidráulica (k) das camadas de solo e rocha alterada foram realizados ensaios utilizando piezômetros (ver item 2.2.4). A grande vantagem deste ensaio é a facilidade de execução e manuseio dos equipamentos. Este ensaio fornece parâmetros hidráulicos de grande importância para a verificação das condições de fluxo de água nas camadas constituintes da encosta. A Foto 7.49 apresenta um ensaio em andamento na camada arenosa do perfil P2. A Tabela 7.15 apresenta os resultados dos ensaios de condutividade hidráulica com carga variável.

Tabela 7.15 – Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica com piezômetro.

Ensaio	Material	k (m/s)	Obs.
1	Form. Santa Maria – silto-argilosa	$3,27 \times 10^{-9}$	Perfil P-3 – prof. 1,0m
2	Form. Santa Maria – silto-arenosa	$5,24 \times 10^{-8}$	Próx. ao furo S-5 – prof. 0,90m
3	Form. Santa Maria – silto-argilosa	$4,10 \times 10^{-9}$	Perfil P-1 – prof. 1,0m
4	Form. Botucatu	$3,35 \times 10^{-7}$	Perfil P-2 – prof. 1,54m
5	Form. Botucatu	$8,66 \times 10^{-7}$	Eucaliptos – prof. 1,0m
6	Form. Serra Geral – solo argiloso	$7,70 \times 10^{-9}$	Próx. ao furo S-1 – prof. 0,70m
7	Form. Serra Geral – saprólito	$1,71 \times 10^{-7}$	Perfil P-9 – prof. 0,80m
8	Form. Serra Geral – rocha fraturada preenchida com argila	$1,46 \times 10^{-9}$	Furo S-4 – prof. 8,20 m

Os perfis oriundos da Formação Santa Maria (solos silto-argilosos) e da Formação Serra Geral (solos argilosos e rochas com fraturas preenchidas com argila) apresentaram valores de condutibilidade hidráulica da ordem de 10^{-9} m/s (10^{-7} cm/s). Os arenitos da Formação Botucatu e os solos saprolíticos da Formação Serra Geral apresentaram valores de condutividade hidráulica da ordem de 10^{-7} m/s (10^{-5} cm/s). Os materiais ensaiados da Formação Serra Geral pertencem ao derrame 1. O derrame 3 (escarpa oeste e leste da fenda) apesar de possuir uma baixa porosidade (Tabela 7.2) apresenta-se extremamente fraturado. As fraturas apresentam-se abertas e sem preenchimento, conforme descrito no item 7.6.2.4. Portanto os valores de condutividade hidráulica destas camadas de rocha são controlados pelos sistemas de fraturas.



Foto 7.49 – Ensaio de condutividade hidráulica com piezômetro na camada do perfil P2.

7.9 INSTRUMENTAÇÃO E MONITORAMENTO

A instrumentação da área foi realizada pela instalação de marcos superficiais e inclinômetros para monitorar os deslocamentos da massa de solo e por piezômetros de Casagrande instalados nos furos de sondagem para monitorar as poro-pressões. Foram coletados no 8º Distrito de Meteorologia os dados relativos às precipitações na estação meteorológica mais próxima da área de estudo (Santa Maria). A Tabela 7.16 apresenta os valores das precipitações anuais, dos dias com chuva e dos meses mais chuvosos desde 1990. Os meses mais chuvosos neste período situam-se de setembro a março. As precipitações anuais variaram de 1393mm a 2168mm. Valores mensais de precipitação acima de 200mm são muito comuns. No mês de janeiro de 1996 a precipitação mensal chegou a 447,4mm. Nesta época ocorreu a abertura da escarpa secundária de arenito e formação do lago conforme mostrado na Foto 7.17 e discutido anteriormente.

Tabela 7.16 – Dados pluviométricos da estação meteorológica de Santa Maria no período de 1990 a 1999.

Anos	Precipitação anual (mm)	Dias com chuva no ano	Meses mais chuvosos
1990	1821,5	140	Abr. – 253,4mm; Set. – 226,5mm Nov. – 278,1mm
1991	1393,6	107	Abr. – 330,9mm; Dez. – 322,3mm
1992	1683,1	135	Fev. – 253,4mm; Abr. – 271,1mm Set. – 152,8mm
1993	2026,5	139	Jan. – 366,3mm; Fev. – 237,4mm Jul. – 227,4mm; Nov. – 253,6mm Dez. – 204,4mm
1994	2141,8	119	Fev. – 256,2mm; Mai. – 283,2mm Jul – 299mm
1995	1445,1	110	Mar. – 229,2mm; Set. – 230,9mm
1996	1698,1	115	Jan. – 447,4mm; Fev. – 203,7mm Dez. – 218,9mm
1997	1999,4	138	Fev. – 216,9mm; Out. – 476,8mm Nov. – 193,1mm; Dez. – 297,4mm
1998	2168,4	132	Jan. – 226,3mm; Fev. – 213,9mm Mar. – 231,6mm; Abr. – 339,3 mm Jul. – 231,9mm; Set. – 219,3mm
1999	1620,2	118	Mai. – 222,1mm; Jul. – 200,5mm Out. – 208,6mm

A Figura 7.40 apresenta as precipitações de janeiro de 1998 a fevereiro de 2000. Na análise da Tabela 7.16 e Figura 7.40 verifica-se que o ano de 1999 foi um dos anos com menor índice pluviométricos desta década. Os levantamentos de campo e os monitoramentos tiveram início somente no 2º semestre de 1998.

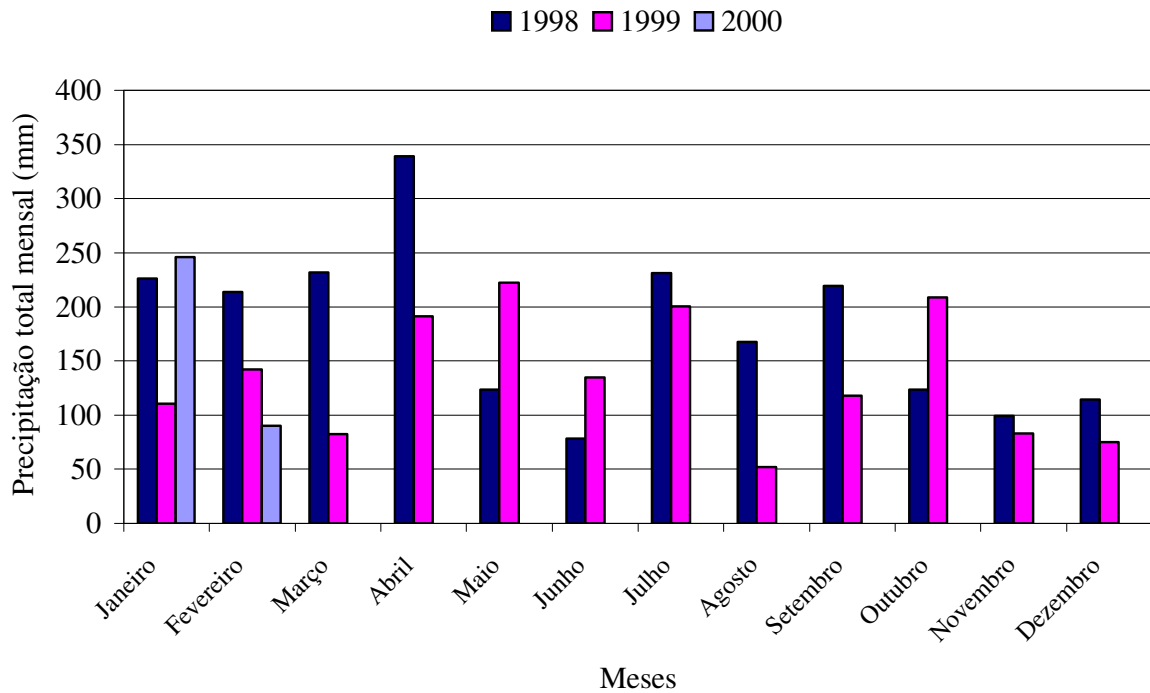


Figura 7.40 – Precipitação mensal de janeiro de 1998 a fevereiro de 2000.

7.9.1 Piezômetros

Com o objetivo de medir as poro-pressões no interior das camadas de solo e rocha na parte inferior da encosta foram instalados 9 piezômetros nos furos de sondagem realizados, conforme estão representados na Figura 7.1. Os piezômetros instalados foram os de tubo aberto, também denominados piezômetros de Casagrande. Este tipo de piezômetro consiste de um tubo instalado no solo com a extremidade superior aberta à atmosfera e com a extremidade inferior ranhurada e envolta com geotêxtil constituindo a ponteira porosa em contato com a água do solo. O espaço entre a superfície lateral da ponteira e a parede do furo foi preenchido com areia selecionada. O espaço restante entre a superfície lateral do tubo e a parede do furo de sondagem foi selado com uma pasta de bentonita. O valor da poro-pressão junto à ponteira é determinado a partir da medição da altura do nível d'água no interior do tubo aberto. Esta medição inicialmente foi realizada utilizando um sensor elétrico que emite um sinal sonoro e luminoso quando em contato com a água. As leituras tiveram início em janeiro de 1999. A Tabela 7.17 apresenta a identificação adotada para os piezômetros, a profundidade de instalação, a variação da poro-pressão (m.c.a) e os materiais envolvidos.

Tabela 7.17 – Valores mínimos e máximos medidos nos piezômetros.

Furo de sondagem	Piezômetro	Prof. do furo (m)	Varição do nível piezométrico (mca) (mínimos/máximos)	Camada geológica
S1	1	4,85	-	Solo residual de basalto
S2	2A	12,2	8,8 (Jan/00) 9,3 (Mai/99)	Basalto alterado c/ argila
	2B	7,3	4,3 (Jan/00) 5,8 (Out/99)	Solo areno-argiloso – colúvio
S3	3	7,5	0,9 (Mar/99) 4,3 (Out/99)	Basalto alterado fraturado
S4	4	16,0	13,2 (Ago/99) 14,4 (Out/99)	Basalto alterado c/ argila
S5	5A	12,0	6,2 (Jan/00) 7,8 (Jul/99)	Siltito vermelho fraturado
	5B	6,0	1,1 (Mar/99) 3,3 (Out/99)	Arenito rosa
S6	6	10,3	0 1,2 (Out/99)	Solo de alteração de basalto
S7	7	8,5	1,0 (Mar/99) 2,6 (Set/99)	Cólúvio areno-argiloso

Obs.: mca = metros de coluna d'água.

A partir de maio de 1999 foram montados e instalados 5 sistemas automáticos de aquisição de dados para monitorar as variações das poro-pressões nos piezômetros. Este sistema consistia de transdutores de pressão de 1 bar (tipo PDCR da *Druck Incorporated*) ligados a registrador eletrônico destinado a aquisição e armazenamento de dados analógicos denominado *Log Box* (Novus). O modelo *Log Box* utilizado foi o IP67 com 1 canal, onde a entrada de sinal é feita através de um conector rosqueável e resistente a água. Na outra extremidade foi realizada a ligação ao transdutor de pressão *Druck*. A alimentação do transdutor foi feita por uma bateria de 9v controlada por um sistema que permitia a alimentação do transdutor somente no momento da leitura. A calibração do sistema foi realizada em uma câmara triaxial adaptada com dispositivo de coluna de mercúrio para controle das pressões. A configuração dos parâmetros internos é realizada através do software *LogChart*, que também faz a aquisição dos dados armazenados no *Log Box* e permite a análise e visualização das medidas de modo gráfico ou na forma de lista numérica. A comunicação entre o computador e o *Log Box* dá-se através interface *IR-Link* sem contato elétrico, com a troca de informações realizada através de sinal infra-vermelho. As leituras foram programadas para serem realizadas de hora em hora. As Fotos 7.50 e 7.51 apresentam em detalhe o transdutor e o registrador eletrônico e o dispositivo instalado no campo com uma caixa plástica de proteção.

Foto 7.50 – Transdutor de pressão *Druck* e registrador eletrônico *Log Box*.

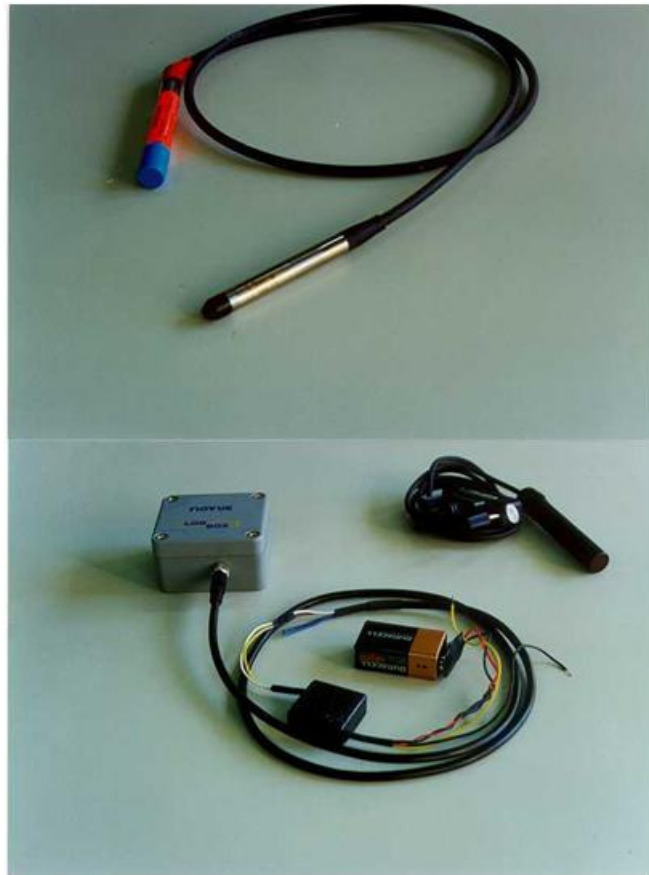


Foto 7.51 – Instalação do sistema de monitoramento no piezômetro 4.

A Figura 7.41 apresenta as leituras obtidas nos piezômetros de janeiro de 1999 a março de 2000. Nesta mesma figura estão apresentados os dados de precipitações diárias e mensais obtidas na estação metereológica de Santa Maria. Os meses mais chuvosos no ano de 1999 foram maio, julho e outubro. Na análise da Tabela 7.17 e da Figura 7.41 percebe-se o acréscimo dos valores medidos de poro-pressão nos piezômetros principalmente nestes meses. O acréscimo dos valores medidos foram mais elevados principalmente no mês de outubro de 1999. As variações máximas da altura de água nos piezômetros situaram-se entre 0,5 e 3,4 m.c.a. Os valores mais altos para estas variações foram obtidos para o piezômetro P3, chegando a valores de 3,4 m.c.a no mês de outubro. Este piezômetro está localizado dentro de uma camada de rocha basáltica extremamente fraturada acima de uma camada de arenito que condiciona estes resultados.

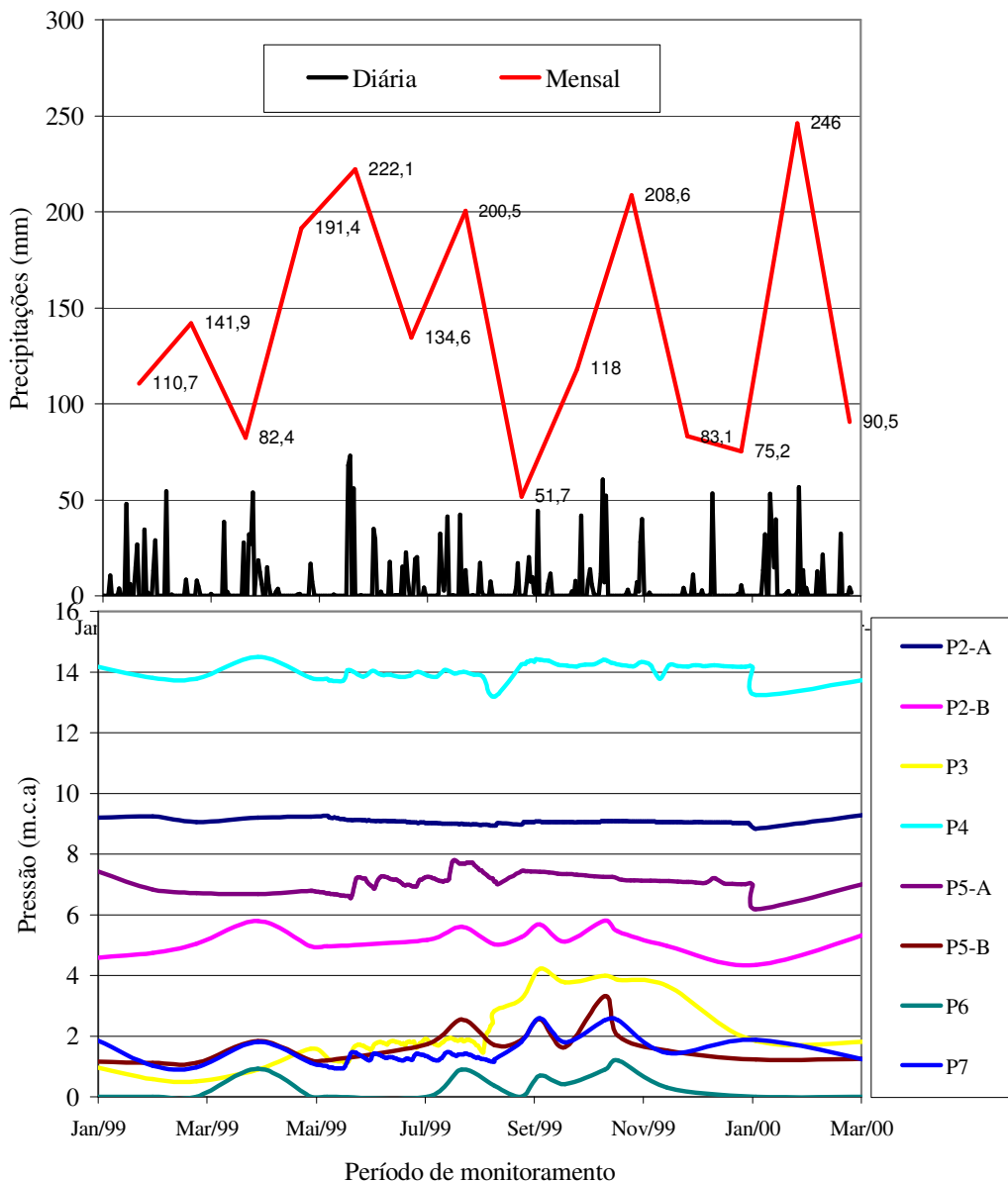


Figura 7.41 – Comparação das precipitações diárias e mensais com os níveis piezométricos medidos nos piezômetros.

Na parte superior da encosta entre os derrames 3 e 2 existe uma camada de arenito silicificado, conforme já descrito anteriormente (Fotos 7.11 e 7.32), que nos meses mais chuvosos apresenta um fluxo constante e intenso de água. Este fluxo tem origem pela infiltração d'água pelo platô basáltico que apresenta fraturas verticais abertas permitindo a formação de um lençol freático. Este fluxo d'água atua solapando a camada superior do derrame 2 que apresenta-se bastante alterada com uma estrutura amigdalóide e vesicular.

7.9.2 Marcos superficiais

Com o objetivo de monitorar os deslocamentos superficiais foram instalados na área 18 marcos superficiais no mês de maio de 1998. Posteriormente foram instalados mais 20 marcos superficiais, sendo que 5 foram colocados no bloco de rocha deslocado (escarpa leste).

A maioria dos marcos eram constituídos de blocos cilíndricos de concreto de 6cm de diâmetro e 60cm de comprimento revestidos por tubos de pvc rígido. Na parte superior foram colocados parafusos de aço para apoio da mira. Devido à dificuldade de acesso os marcos M1, M2, M3 e M4 instalados no bloco deslocado (escarpa leste) foram constituídos por adesivos refeitores colados diretamente na rocha. Estes adesivos substituem a mira requerida pela estação total de topografia (*Topcom*) utilizada no controle.

Foram realizados 6 verificações nos meses de junho, agosto e novembro de 1998 e fevereiro, maio e outubro de 1999. A Tabela 7.18 apresenta os valores totais dos deslocamentos medidos até o mês de outubro de 1999. Os valores estão apresentados na forma de variação em um sistema de coordenadas X, Y e Z adotado neste levantamento. A Figura 7.42 apresenta o mapa topográfico com a posição dos marcos superficiais e o sentido dos deslocamentos resultantes no plano e o valor máximo do deslocamento vertical medido.

Foram medidos no bloco deslocado deformações horizontais e verticais, entre os meses de fevereiro e maio de 1999, inferiores a 1cm. As deformações medidas no final de outubro de 1999, após os meses mais chuvosos, foram da ordem de 35cm de deslocamento horizontal no sentido leste e 40 cm de deslocamento vertical. Estes valores indicam que o bloco continua em movimento, principalmente após o período de chuvas. Nas bordas do escorregamento (marcos 8, 31, 32, 33 e 34), próximo ao arroio principal, mediu-se deslocamentos horizontais superiores a 1m. Em uma faixa que compreende a parte intermediária da encosta os deslocamentos medidos variaram entre 20cm e 40cm. Os vetores de deslocamento mostram um movimento com direção geral para leste. Entretanto, existem áreas que estão se deslocando no sentido norte-sul indicando que o movimento é composto por diversos blocos.

Tabela 7.18 – Deslocamentos totais medidos nos marcos superficiais.

Estações/ Marcos	ΔX (m)	ΔY (m)	Resultante (m)	ΔZ (m)
Est. C			Fixo	
Est. G			Fixo	
Est. Z			Fixo	
Est. C1			Fixo	
M1	0,35	0,05	0,36	-0,40
M2	0,34	0,05	0,35	-0,39
M3	0,34	0,05	0,35	-0,40
M4	0,32	0,05	0,33	-0,37
M5			Fixo	
M6			Fixo	
M7	0,10	0,06	0,12	-0,06
M8	1,18	0,73	1,39	-0,52
M9	0,95	0,42	1,04	-0,07
M10	0,20	0,11	0,23	-0,02
M11	0,14	0,09	0,17	-0,04
M12	0,21	0,02	0,21	-0,04
M13	0,27	0,17	0,32	-0,12
M14	0,35	0,09	0,36	-0,10
M15	1,01	0,01	1,01	-0,07
M16	0,21	0,01	0,21	-0,22
M17	0,17	0,00	0,17	+0,17
M18	0,16	0,08	0,18	-0,04
M19	0,13	0,10	0,16	-0,07
M20	0,61	0,12	0,62	-0,15
M21	0,86	0,32	0,91	-0,14
M22	0,13	0,17	0,22	-0,11
M23	0,28	0,04	0,28	-0,01
M24	0,20	0,03	0,20	0,00
M25	0,22	0,07	0,23	-0,02
M26	0,20	0,06	0,21	-0,02
M27	0,20	0,08	0,22	-0,02
M28	0,16	0,09	0,18	-0,03
M29			Fixo	
M30	0,19	0,19	0,27	-0,06
M31	1,64	0,06	1,64	-0,33
M32	0,21	0,69	0,72	+0,22
M33	0,86	0,43	0,96	-0,27
M34	0,86	0,44	0,97	-0,09

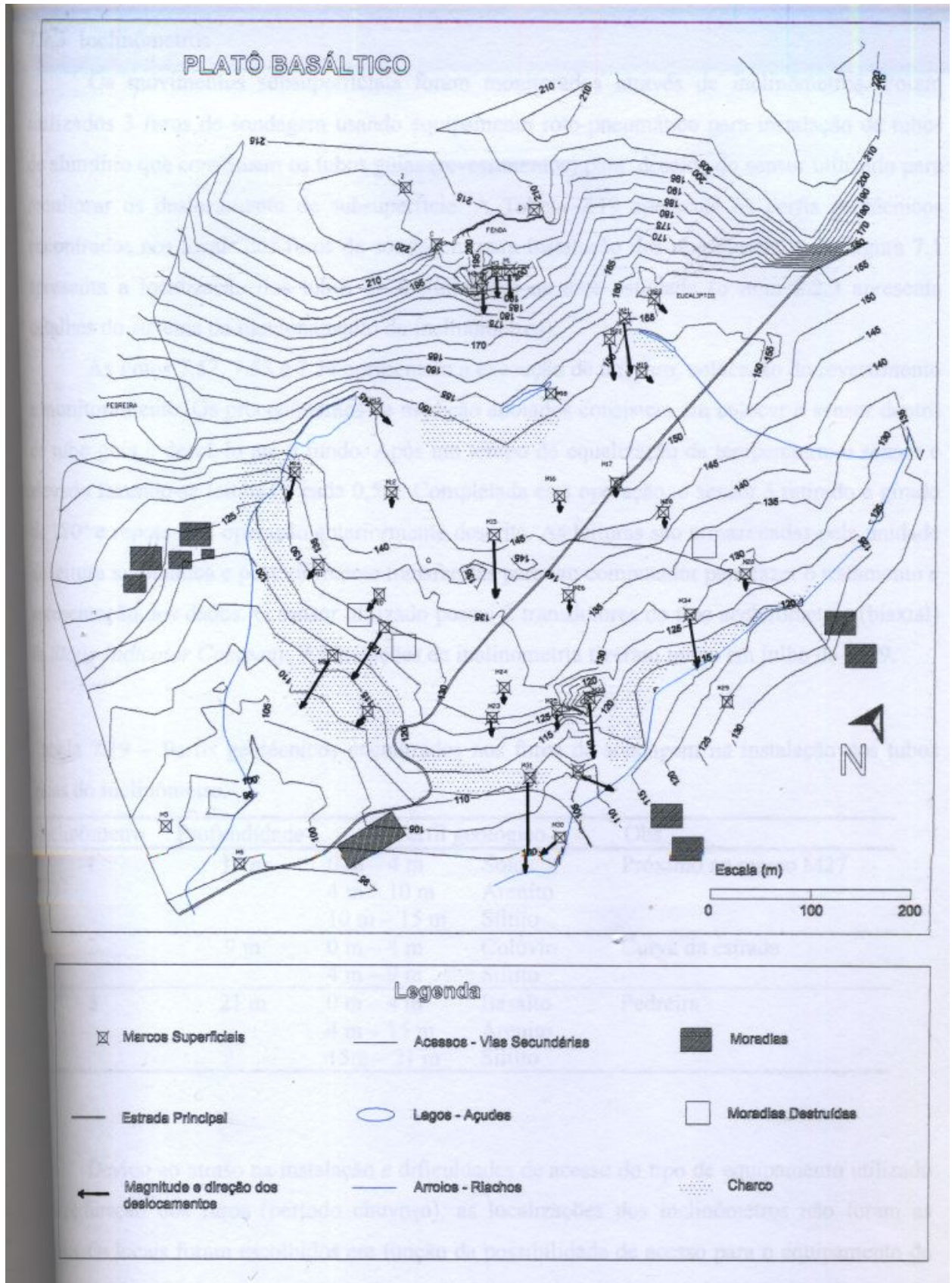


Figura 7.42 – Mapa topográfico apresentando a direção dos deslocamentos medidos nos marcos superficiais.

7.9.3 Inclínômetros

Os movimentos subsuperficiais foram monitorados através de inclinômetros. Foram realizados 3 furos de sondagem usando equipamento roto-pneumático para instalação de tubos de alumínio que constituem os tubos guias (revestimentos) para descida do sensor utilizado para monitorar os deslocamento de subsuperfície. A Tabela 7.19 apresenta os perfis geotécnicos encontrados nos locais dos furos de sondagem para instalação dos revestimentos. A Figura 7.1 apresenta a localização dos tubos de inclinômetro na área estudada (o item 2.2.3 apresenta detalhes do sistema de funcionamento do inclinômetros).

As Fotos 7.52, 7.53 e 7.54 apresentam a execução de um furo, colocação do revestimento e monitoramento. Os procedimentos de medição adotados consistem em colocar o sensor dentro do tubo guia e descê-lo até o fundo. Após um tempo de equalização da temperatura, o sensor é elevado fazendo-se leituras a cada 0,5m. Completada esta operação, o sensor é retirado e girado de 180° e repete-se a operação anteriormente descrita. As leituras são armazenadas pela unidade de leitura automática e posteriormente transferidas para um computador para fazer o tratamento e apresentação dos dados. O sensor utilizado possui 2 transdutores do tipo acelerômetros (biaxial) da *Slope Indicator Company*. As medições de inclinometria tiveram início em julho de 1999.

Tabela 7.19 – Perfis geotécnicos encontrados nos furos de sondagem na instalação dos tubos guias do inclinômetro.

Inclinômetro	Profundidade	Perfil geológico		Obs.
1	15 m	0 m – 4 m	Solo	Próximo ao marco M27
		4 m – 10 m	Arenito	
		10 m – 15 m	Siltito	
2	9 m	0 m – 4 m	Colúvio	Curva da estrada
		4 m – 9 m	Siltito	
3	21 m	0 m – 4 m	Basalto	Pedreira
		4 m – 15 m	Arenito	
		15m – 21 m	Siltito	

Devido ao atraso na instalação e dificuldades de acesso do tipo de equipamento utilizado na perfuração dos furos (período chuvoso), as localizações dos inclinômetros não foram as ideais. Os locais foram escolhidos em função da possibilidade de acesso para o equipamento de sondagem (sonda roto-pneumática). Estes são locais relativamente estáveis dentro da área de estudo.



Foto 7.52 – Equipamento roto-pneumático utilizado para execução dos furos.



Foto 7.53 – Colocação do tubo guia do inclinômetro – I3

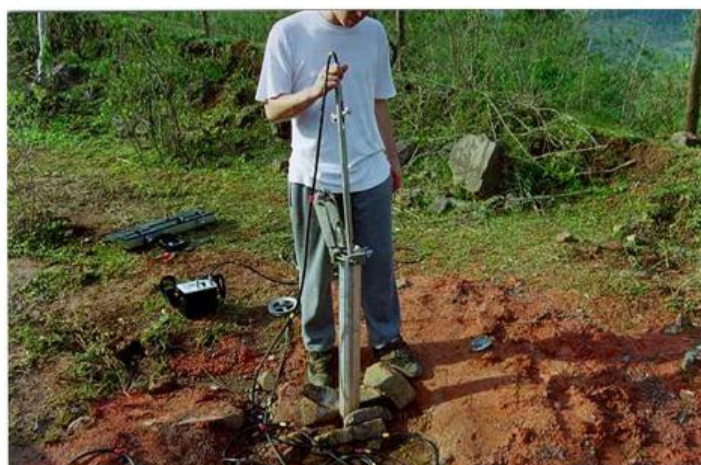


Foto 7.54 – Monitoramento apresentando a unidade de leitura e o sensor.

As deformações medidas nos inclinômetros foram pequenas quando comparadas com os marcos superficiais. Contudo verifica-se nas Figuras 7.43 a 7.45 que a superfície de ruptura encontra-se na parte superior da camada de siltito vermelho da Formação Santa Maria. Os deslocamentos medidos tiveram um acréscimo nos seus valores a partir do mês de outubro de 1999 devido as precipitações neste mês acima de 200mm.

O inclinômetro 1 de acordo com a Figura 7.43 apresenta um movimento ao longo da camada de siltito próxima a camada de arenito (10m). O sentido de movimento em direção ao arroio da camada de siltito faz com que esta descalce o imenso bloco de arenito e este sofra inicialmente um movimento de descida na sua parte posterior fazendo que o tubo de inclinômetro apresenta uma deformação negativa na sua parte superior.

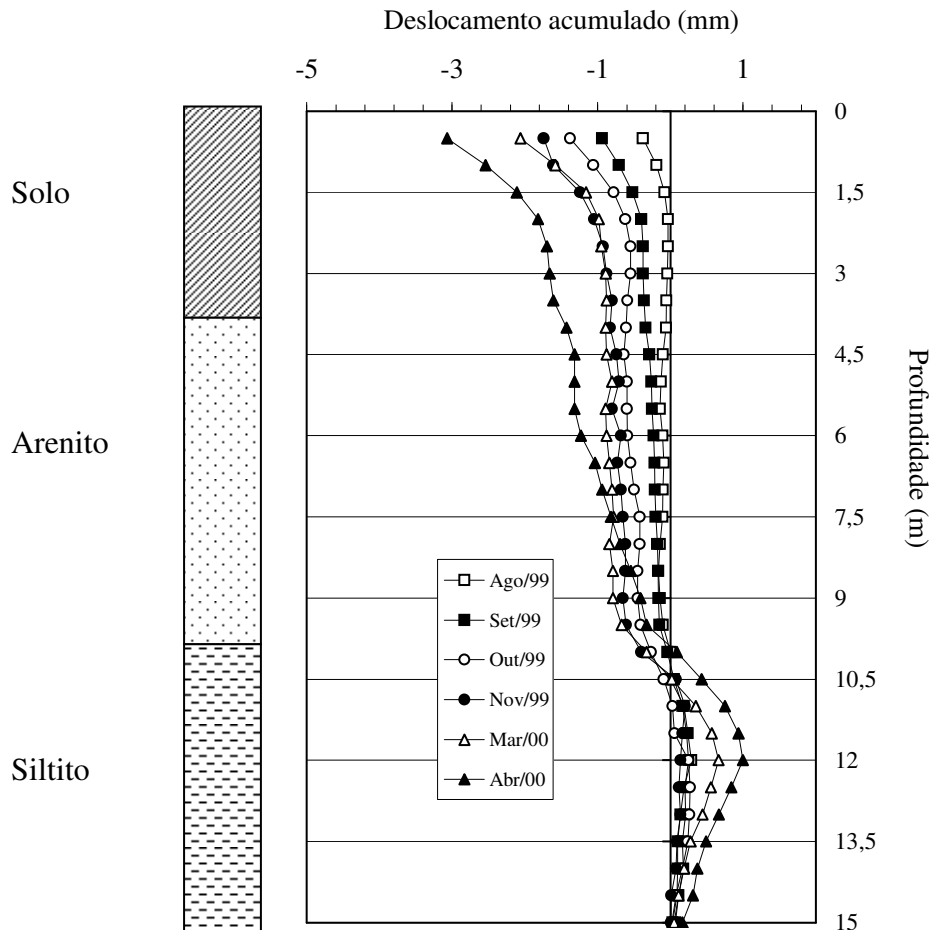


Figura 7.43 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I1.

O inclinômetro 2 apresenta dois movimentos bem nítidos, o primeiro até a profundidade de 4m, associados a um solo coluvionar argilo-arenoso com misturas de basalto e siltito. Já o segundo movimento ocorre até a profundidade de 8m em um siltito fraturado extremamente alterado. A partir desta profundidade o siltito vermelho apresenta-se extremamente rígido e pouco alterado e não apresenta mais deformações conforme apresentado na Figura 7.44.

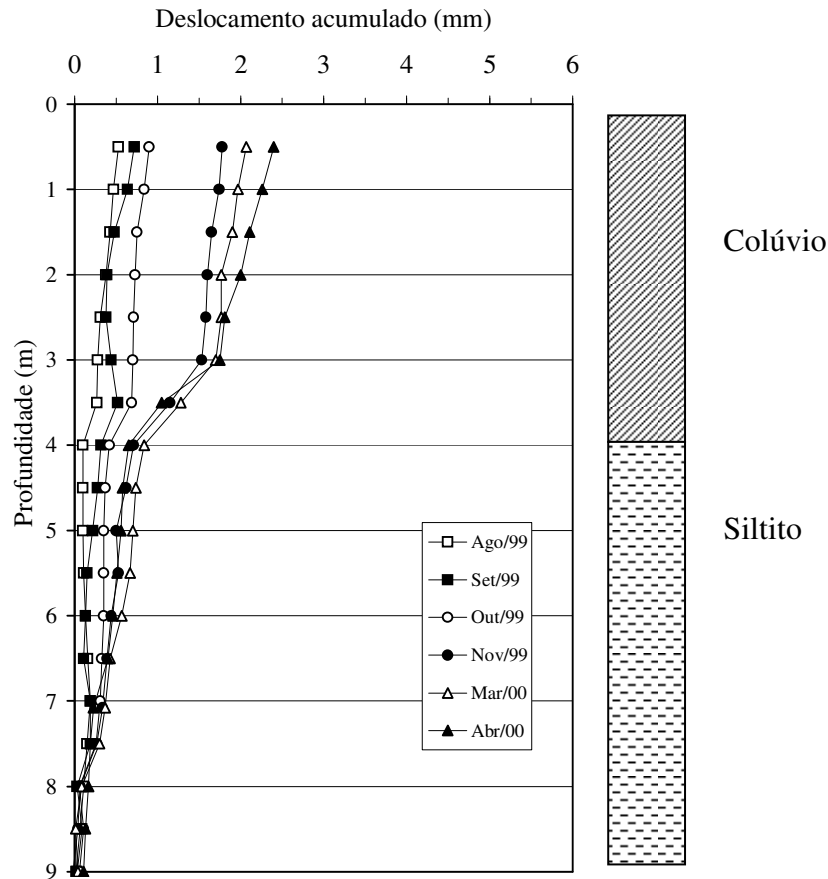


Figura 7.44 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I2

O inclinômetro 3 localizado na pedraira foi o mais profundo atravessando uma camada de basalto do derrame 2, o arenito e siltito. Este inclinômetro foi fixado a 21m de profundidade na camada de siltito vermelho. Na análise da Figura 7.45 verifica-se que apesar da profundidade atingida pelo tubo, este não atingiu uma camada considerada fixa. O tubo movimenta-se como um todo, inicialmente na parte mais profunda compreendida pela camada de siltito, principalmente, quando mais próxima do contato com o arenito, onde esta apresenta-se mais plástica. Posteriormente a este movimento as camadas superiores formadas por rochas basálticas e areníticas movimentam-se como um corpo rígido.

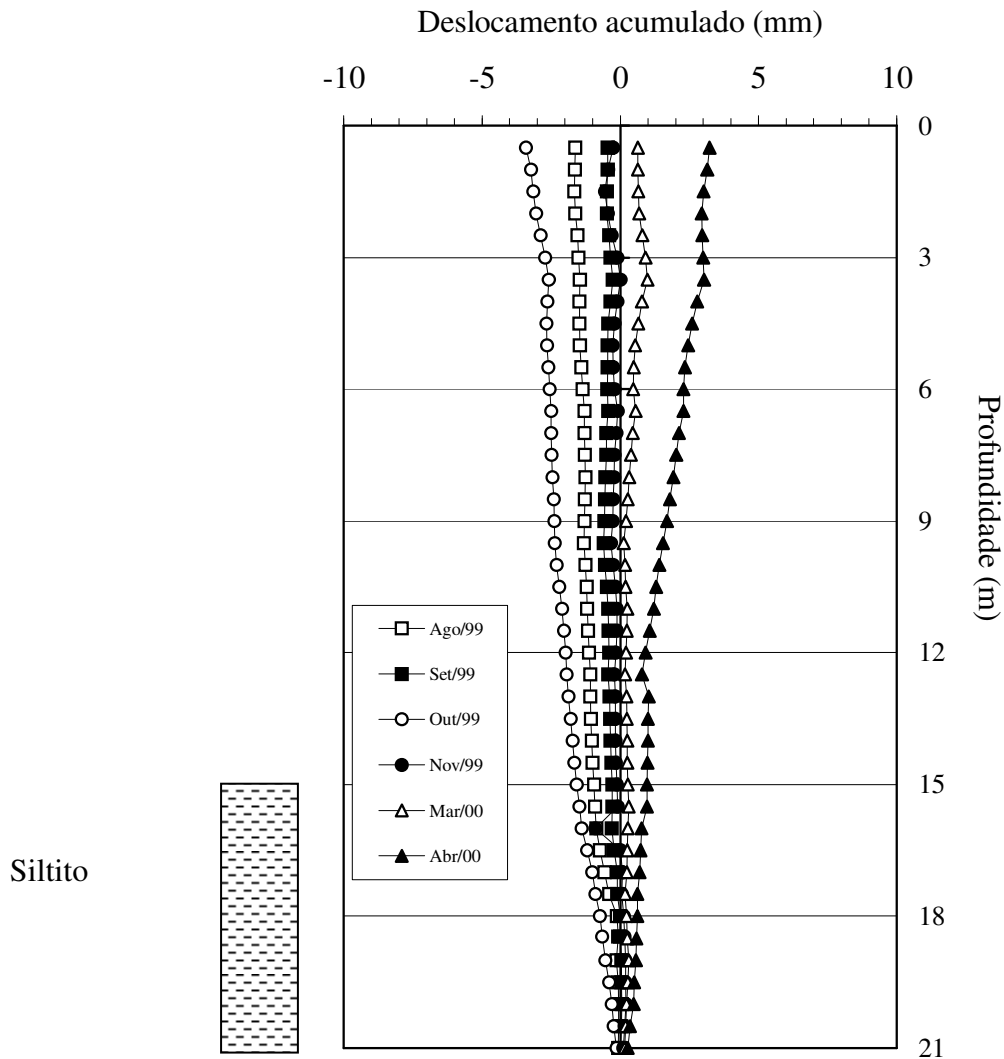


Figura 7.45 – Deslocamentos medidos no inclinômetro I3.

7.10 ANÁLISE DA ESTABILIDADE GERAL

Neste item será apresentada uma análise de estabilidade utilizando o programa SLOPE/W da *Geo-Slope International*. Este programa usa a teoria de equilíbrio limite para o cálculo do fator de segurança para taludes de solo e rocha. Os métodos utilizados na determinação do fator de segurança foram os de Bishop, Janbu, Spencer e Morgenstern-Price. Adotou-se nesta análise superfícies de ruptura circulares, superfícies irregulares (especificadas) e blocos.

A seção 4 apresentada na Figura 7.13 foi a escolhida para análise da estabilidade utilizando o Slope/W. Os valores dos pesos específicos para as camadas constituintes desta seção foram os apresentados nas Tabelas 7.2 (material rochoso) e 7.5 (solos). Os parâmetros de resistência ao cisalhamento adotados foram os apresentados na Tabela 7.14.

(a) *Análise na parte superior da encosta*

A primeira análise foi realizada na parte superior da encosta na região da fossa englobando basicamente os derrames vulcânicos D3 e D2 (basalto fraturado e amigdalóide), arenitos fraturados e siltitos. Para esta análise inicial tentou-se reconstituir a encosta anterior aos processos de abertura da fenda e queda de blocos. Utilizou-se para tal as fotografias aéreas da área de 1964 e a interpretação apresentada na Figura 7.12.

Na tentativa de determinar as condições iniciais pré-ruptura da parte superior da encosta foram feitas análises em que as descontinuidades verticais observadas, principalmente nos derrames vulcânicos, foram simuladas por trincas de tração (item 7.6.2.4). O nível d'água adotado foi o obtido nos piezômetros e observado *in situ*. Nesta análise considerou-se que a camada de siltito vermelho controla e condiciona a superfície de ruptura. Para esta camada foram adotados os parâmetros de resistência ao cisalhamento de pico, pós-pico (reversões) e residual (valor médio e mínimo) para investigar quais parâmetros reproduziam melhor a situação de campo.

A Tabela 7.20 apresenta os resultados obtidos na análise de estabilidade utilizando o programa Slope/W para a situação anterior à ruptura considerando as descontinuidades verticais até a cota 165m (topo da camada de arenito) e as diversas condições de resistência dos materiais. A Figura 7.46 apresenta as 3 superfícies críticas encontradas para a parte superior da encosta. As superfícies testadas tiveram todas contato com as diaclases verticais e uma superfície composta. Esta superfície foi circular (Spencer), especificada (Morgenstern-Price) e blocos (Morgenstern-Price).

Tabela 7.20 – Resultados da análise de estabilidade da parte superior da encosta antes da abertura da fenda.

Bishop			Janbu			Spencer			Morgenstern-Price			Resistência do siltito
Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	
1,73	1,95	2,08	1,44	1,59	1,61	1,67	2,01	2,20	1,69	1,81	1,95	Pico ¹
1,48	1,59	1,52	1,22	1,29	1,26	1,42	1,65	1,78	1,43	1,46	1,56	Pós-pico ²
1,17	1,17	1,12	0,97	0,96	0,89	1,16	1,35	1,40	1,14	1,07	1,16	Residual ³
1,04	1,00	0,92	0,87	0,84	0,72	1,11	1,21	1,26	1,03	0,93	0,88	Residual ⁴

Obs.: 1, 2 e 3 – parâmetros de resistência apresentados na tabela 7.14.

4 – resistência residual mínima encontrada nos perfis de solo (Tabela 7.13)

Os valores de FS mais próximos da unidade foram obtidos quando adotados parâmetros de resistência ao cisalhamento residuais (valor médio e mínimo) para a camada de siltito

vermelho. Isto indica que deve ter havido uma movimentação prévia do maciço levando à degradação da resistência, de tal forma que pode haver a ruptura geral que se observa atualmente.

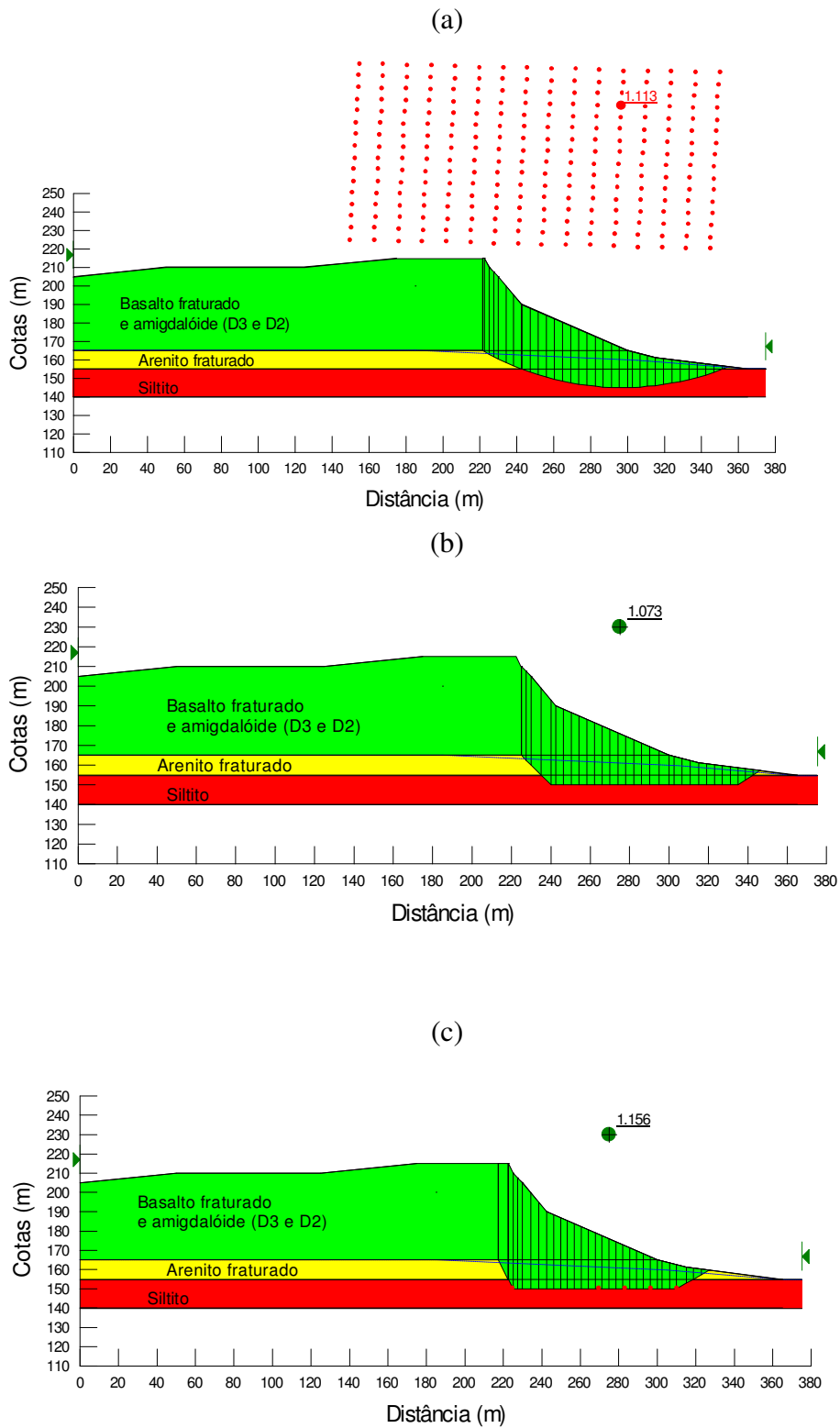


Figura 7.46 – Superfícies críticas encontradas na análise de ruptura da parte superior da encosta (a - superfície circular – Spencer; b - superfície especificada – Morgenstern-Price; c- blocos - Morgenstern-Price).

A Tabela 7.21 apresenta os resultados da análise de estabilidade da parte superior da encosta realizadas para as condições atuais. Atualmente existe uma fossa de 40m a 60m de largura, 25m a 35m de profundidade e aproximadamente 300m de extensão. Foi considerado que as discontinuidades (trincas de tração) das camadas superiores penetravam na camada de arenito (trincas de tração). Foram consideradas duas situações para as geração de superfícies de ruptura: (1) superfícies envolvendo a escarpa oeste da fossa e (2) superfícies envolvendo o bloco deslocado (escarpa leste da fossa). A Figura 7.47 apresenta estas superfícies analisadas pelo método de Morgenstern-Price com superfícies de ruptura obtidas considerando-se a rotina de blocos.

Tabela 7.21 – Resultados da análise de estabilidade da parte superior da encosta para as condições atuais.

Superf. ruptura	Bishop		Janbu		Spencer		Morgenstern-Price		Resist. do siltito
	1	2	1	2	1	2	1	2	
Circ.	1,17	0,85	1,06	0,70	1,18	0,87	1,18	0,87	Residual ($\phi' r = 16,3^\circ$)
Especif.	1,22	1,13	1,08	1,02	1,23	1,13	1,18	1,03	
Blocos	1,35	0,93	1,12	0,80	1,43	1,15	1,25	0,93	

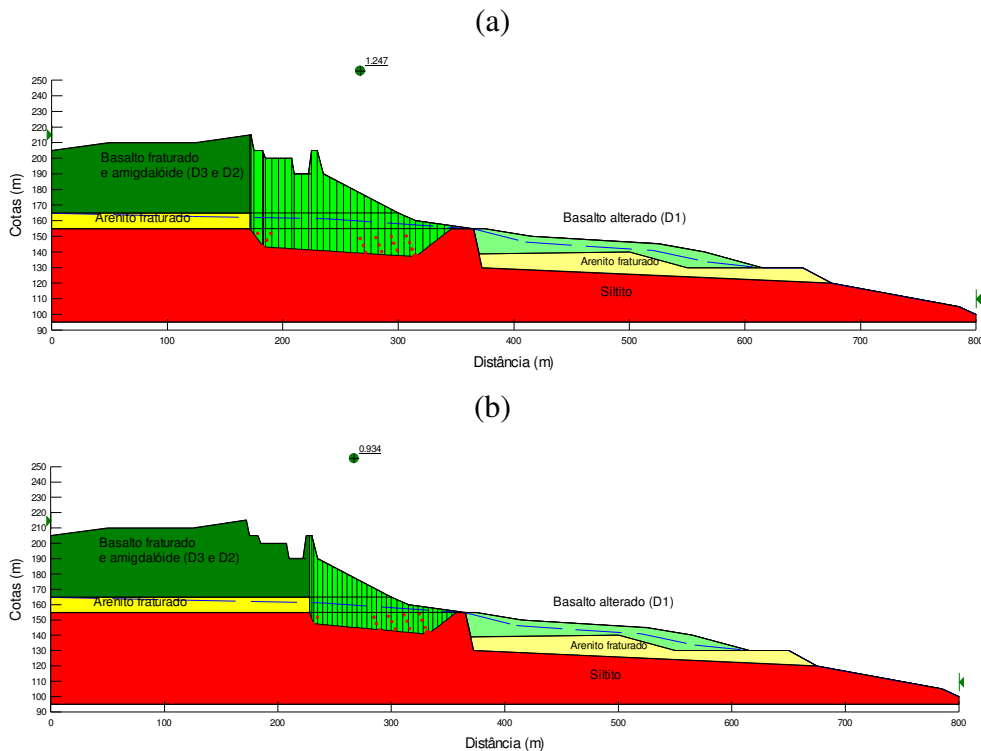


Figura 7.47 – Superfícies críticas obtidas da análise de estabilidade para as condições atuais da parte superior da encosta (Morgenstern-Price – (a) sup. escarpa oeste e (b) sup. escarpa leste) .

Pela análise dos resultados apresentados na Tabela 7.21 e da Figura 7.47 verifica-se a instabilidade desta área, principalmente na região do bloco deslocado - escarpa leste da fenda (superfície 2). Estes resultados confirmam que o processo de ruptura ainda não está estabilizado. É natural que o movimento mostrado na Figura 7.47(b) cause um aumento da instabilidade do bloco mais a montante. Este parece ser o mecanismo de evolução desta encosta, criando uma grande área de colúvios e tálus recentes em frente da escarpa rochosa vertical. O mecanismo é retrogressivo.

(b) Análise na parte inferior da encosta

Nesta análise considerou-se que a camada de siltito vermelho controla e condiciona a superfície de ruptura. Para esta camada foram adotados os parâmetros de resistência ao cisalhamento de pico, pós-pico (reversões) e residual (valor médio e mínimo). Os outros materiais envolvidos são originados da alteração de rochas vulcânicas (derrame 1) e arenitos fraturados. A Figura 7.48 apresenta as 3 superfícies críticas encontradas para a parte inferior da encosta e a Tabela 7.22 apresenta os resultados obtidos na análise de estabilidade. As superfícies críticas encontradas foram a circular (Spencer), especificada (Morgenstern-Price) e a de blocos (Morgenstern-Price). A observação de campo indica que as superfícies (b) e (c) da Figura 7.48 são as superfícies mais representativas da realidade do que a superfície circular.

Tabela 7.22 – Resultados da análise de estabilidade da encosta inferior nas condições atuais.

Bishop			Janbu			Spencer			Morgenstern-Price			Resistência do siltito
Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	Circ.	Esp.	Bloc.	
2,24	2,70	2,68	2,15	2,50	2,52	2,24	2,77	2,75	2,24	2,64	2,67	Pico ¹
1,75	2,09	2,11	1,67	1,94	1,99	1,75	2,13	2,15	1,75	2,04	2,10	Pós-pico ²
1,10	1,29	1,29	1,04	1,21	1,24	1,09	1,32	1,32	1,10	1,27	1,29	Residual ³
0,88	1,04	1,06	0,83	0,98	1,02	0,88	1,06	1,07	0,88	1,02	1,06	Residual ⁴

Obs.: 1, 2 e 3 – parâmetros de resistência apresentados na tabela 7.14.

4 – resistência residual mínima encontrada nos perfis de solo (Tabela 7.13)

A combinação de FS próximos da unidade e superfícies condizentes com a observação de campo só foi obtida quando parâmetros de resistência ao cisalhamento residuais (valor médio e mínimo) foram adotados para a camada de siltito vermelho. Na área da encosta onde os sedimentos siltsos da Formação Santa Maria avançam em direção ao arroio ocorrem vários processos de ruptura envolvendo principalmente estes materiais. Na maioria das vezes as rupturas se desenvolvem em superfícies aproximadamente circulares. Os valores de FS obtidos

pelos vários métodos considerando superfícies circulares foram próximos da unidade e semelhantes entre si.

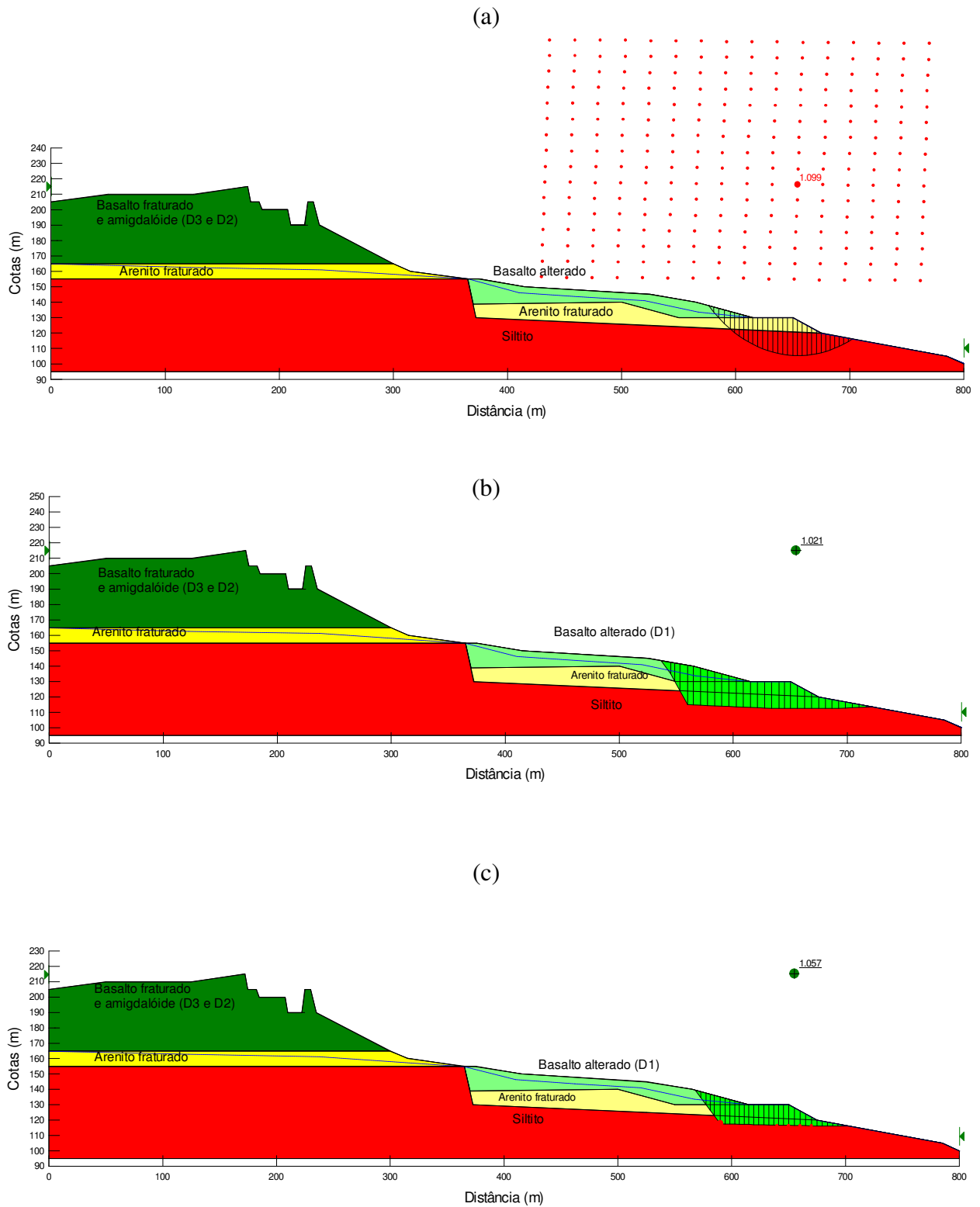


Figura 7.48 - Superfícies críticas encontradas na análise de ruptura da parte inferior da encosta (a - superfície circular – Spencer; b - superfície especificada – Morgenstern-Price; c- blocos - Morgenstern-Price).

7.11 INTERPRETAÇÃO DOS MOVIMENTOS/CONCLUSÕES

Os fenômenos de deslizamento de solo e rocha existentes na localidade de Malhada configuram escarpas, encostas, superfícies basculadas onduladas, depressões úmidas e por vezes encharcadas, patamares irregulares e superfícies onduladas em áreas que anteriormente eram planas e destinadas a cultivos de arroz, fumo e cana de açúcar. Estes processos atingem duas áreas distintas e contíguas. Uma área situa-se na borda do platô basáltico (escarpa oeste e leste), afetando principalmente as rochas e secundariamente o solo. A outra área em continuidade física com a anterior, localiza-se a partir do terço médio da escarpa (cota 150m), representada por uma camada de basalto extremamente alterada, por arenitos siltosos até o contato com siltitos argilosos e arenosos, afetando basicamente o solo. Esta área à juzante do platô apresenta-se extremamente ondulada, ainda em movimentação, com vários degraus salientes, mistura de vegetação e áreas baixas alagadiças. As evidências da movimentação de material estão nas bordas dessa cunha, especialmente junto ao arroio principal, onde a massa escorregada avança diagonalmente sobre o arroio e à juzante do mesmo.

Três formações geológicas estão envolvidas neste processo: Santa Maria, Botucatu e Serra Geral. A Formação Santa Maria ocorre junto ao arroio principal e em pequenas ravinas parecendo estar abaixo da cota 130m. Detritos dessa rocha são encontrados nas frentes de escorregamento, indicando ser esse o material mais fraturado e perturbado. De juzante para montante da encosta esta formação seria uma das possíveis causadoras do escorregamento, uma vez que se constitui em material de baixa resistência propiciando o deslizamento de rochas e sedimentos sobrepostos. No levantamento geofísico pelo método de eletrorresistividade as camadas silto-argilosas apresentam uma resistividade inferior a 6 ohm.m. Em alguns locais estas camadas tornam-se silto-arenosas e a sua resistividade aumenta para cerca de 12 ohm.m. Os perfis destes materiais apresentaram valores de LL entre 35% e 64% e IP entre 15% e 42%. A fração argila situa-se entre 15% e 44% e a fração silte entre 41% e 73%. O índice de vazios variou de 0,78 a 1,11 com um grau de saturação superior a 70%. O teor de umidade natural foi superior a 20%.

O arenito da Formação Botucatu apresenta-se na escarpa junto ao açude ao sul da área mapeada (perfil P2), em grande blocos na parte frontal da encosta (entre as cotas 155m a 165m), nas fraturas na área dos eucaliptos ao norte (perfil P4) e nos cortes da estrada que atravessam a área do escorregamento. Neste último local, é notável a ausência de fraturas típicas de escorregamentos. Isto indica que grande parte do bloco deslocado não sofreu fraturamentos secundários. Um trecho considerável da estrada foi deslocado sem sofrer distorções. A resistividade das camadas de arenitos variou entre 14 ohm.m e 76 ohm.m. Estes perfis

apresentaram-se não plásticos, porém muitas vezes estavam contaminados com argilas das camadas de siltito e basalto. A fração granulométrica predominante é areia média a fina com um percentagem superior a 80%. O índice de vazios é inferior a 0,72, com um grau de saturação inferior a 65%.

A Formação Serra Geral é visível nas paredes da fratura principal (fossa) e na parte superior do bloco deslocado. Fragmentos e blocos desta rocha encontram-se na fenda entre a escarpa oeste e leste. Além desses locais associados ao escorregamento, há ocorrências no centro e ao norte da área, bastante alteradas e em cotas mais baixas (< 150m), ao sul na pedreira (cota 155m) e a ocorrência de solo saprolítico em um corte na estrada principal (perfil 7) e um corte na estrada secundária dentro de um grande bloco escorregado e cerca de 8m mais alto que o arroio principal (cota 115m). Este bloco pode ser visualizado na seção 1 da Figura 7.12.

A Formação Serra Geral está representada por 3 derrames. O derrame inferior (derrame 1) ocorre abaixo da cota 150m. A grande maioria das sondagens foram feitas nesta camada. Esta camada é constituída essencialmente de fragmentos de basalto pouco alterados envoltos num matriz argilosa bastante alterada. Em vários locais da área este material apresenta-se com fraturamento recente indicando zonas de intenso movimento, como o bloco situado na estrada secundária citado anteriormente. Os valores de resistividade encontrado para a camada do derrame 1 situaram-se entre 4 ohm.m e 11,5 ohm.m. Estes materiais apresentam um LL entre 58% e 85% e IP entre 23% e 55%. O índice de vazios situou-se entre 0,73 e 1,60. A fração argila é muito variável em função do intemperismo da camada. Esta camada, denominada de derrame 1, provavelmente é originária dos derrames superiores e tendo sofrido um afundamento em tempo remoto ao longo de uma falha na parte frontal da encosta atual. As seções transversais nas Figuras 7.12 e 7.13 mostram esta hipótese e a Foto 7.16 apresenta a possível falha preenchida com água.

A parte superior do derrame 2 (intermediário) é bem observada na escarpa principal e é constituído por basalto vesículo-amigdaloidal alterado. Em alguns locais, seu estado é de saprólito. A passagem para o derrame 3 (superior) ocorre diretamente ou apresentando uma fina camada de arenito *intertrapp* silicificado (arenito 3). Essa zona de contato entre os dois derrames é um local de surgência de água. O derrame superior (derrame 3) apresenta na base um diaclasamento horizontal intenso. Mais acima, domina um diaclasamento vertical a sub-vertical. De grande importância é a zona de cisalhamento presente entre o bloco destacado na frente da escarpa e a escarpa (Foto 7.39). A mesma zona é verificada na reentrância. A direção aproximada destas fraturas é norte/sul. A parte superior deste derrame corresponde ao solo residual e a superfície do terreno. Os valores de resistividade para as camadas dos derrames 3 e 2

variaram entre 66 ohm.m e 143 ohm.m. Estas camadas apresentaram valores de porosidades bem diferenciadas em função do seu grau de intemperismo e posição na zona do derrame (maciço ou amigdalóide).

Pela interpretação dos resultados dos levantamentos geofísicos, sondagens, mapeamento geológico e geotécnico verifica-se que nas porções mais baixas da área a umidade é muito alta e o grau de intemperização das rochas é elevado, com os basaltos aparecendo mais como camadas argilosas do que como rocha alterada. Os derrames basálticos (2 e 3), com cerca de 50m de espessura recobrem os materiais mais finos. Na borda dos derrames, na zona da encosta, os resultados indicam a presença de fraturas e falhamentos, que devem funcionar como canais de infiltração mais fácil das águas superficiais até a camada inferior argilosa. O quadro acima descrito, baseado nas informações de superfície e nos resultados da geofísica, explica o alto grau de instabilidade observado na área estudada. Os resultados sugerem a possibilidade de ocorrência de dois derrames na área, conforme a compartimentação proposta nas Figura 7.12 e 7.13. O falhamento no local da escarpa de arenito tem rejeito da ordem de 20m.

A interpretação do fenômeno pode ser explicada didaticamente em 3 estágios que foram progressivamente modelando o relevo ao longo do tempo. No primeiro estágio, havia uma escarpa única, como mostrado nas fotografias áreas de 1964, nas quais é também possível notar um sistema principal de fraturas com direção N 5°-10° E e secundariamente fraturas com direções N 70°-80° E e N 80° W (Figura 7.12).

No segundo estágio, os deslocamentos do maciço propiciaram a abertura da fenda, influenciados pelo processo de infiltração de água nas rochas fraturadas. Além do fraturamento imposto pelo tectonismo, também atuou no processo, o nível do derrame atingido que corresponde a uma zona de disjunção vertical (derrame 3) e vesicular e amigdalóide (derrame 2). As fraturas situadas na área dos eucaliptos e na fenda principal mostram um padrão tipo *graben*. Isto significa que, num dado período, o elipsóide de tensões teria estado com a tensão principal na direção vertical bem maior que as tensões intermediárias e menor, na horizontal. A tensão menor teria estado na direção NW-SE, perpendicular à superfície de ruptura. Este estado de tensões teria provocado um deslocamento do bloco no sentido SE, pois este lado é topograficamente mais baixo (Maciel Filho, 1999).

Os escorregamentos têm um sentido de deslocamento para o lado (norte/sul) e para baixo. O deslocamento teve um sentido acentuadamente lateral, o que seria determinado pelo ângulo da superfície de escorregamento com a horizontal, ou seja por um baixo ângulo de atrito interno, o qual, situa-se nos materiais da Formação Santa Maria. Este deslocamento para o lado e para baixo gerou uma grande fenda (fossa) com blocos elevados de ambos os lados. Seguiu-se a esse

evento um fraturamento secundário no estilo *graben-horst*, como esquematizado na Figura 7.49. Os sedimentos pertencentes a Formação Santa Maria abaixo dos arenitos da Formação Botucatu apresentam-se como uma camada praticamente impermeável que condiciona o fluxo de água em toda a encosta. Apesar do derrame 3 ser um material de baixa porosidade, o derrame está extremamente fraturado (fraturas verticais sem preenchimento) permitindo um fluxo de água ao longo destas fraturas até a camada amigdaloidal e vesicular do derrame 2 e os arenitos abaixo.

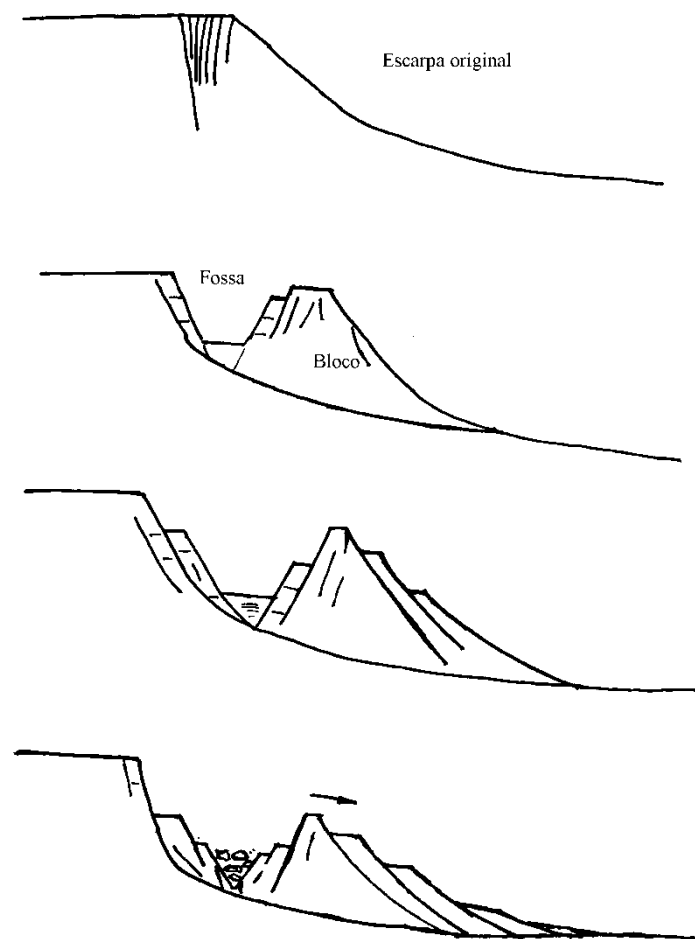


Figura 7.49 – Esquema ilustrativo da abertura da fenda e fraturamento secundário.

A ruptura de cada uma das formações deve ser explicada separadamente. A Formação Santa Maria é a de menor resistência e com ângulo de atrito menor. Os parâmetros de resistência de pico obtidos nos ensaios de cisalhamento direto variaram em termos de c'_p entre 1,5 kPa e 22,1 kPa e ϕ'_p entre 18° e 37°. Os parâmetros médios foram $c'_p \approx 12$ kPa e $\phi'_p \approx 30^\circ$. Estes

parâmetros sofrem uma redução quando submetidos a grandes deformações (ensaios *ring shear*) com valores médios de $c'_r = 0$ e $\phi'_r \approx 16^\circ$. Amostras obtidas no contato dos siltitos da Formação Santa Maria com os arenitos da Formação Botucatu apresentaram uma forte orientação das partículas argilosas quando examinados em lâminas delgadas através de microscopia ótica e eletrônica.

A Formação Botucatu tem resistência intermediária, mas deve se comportar como rocha branda ou solo resistente e sensível às tensões geradas pelo peso do maciço. Os parâmetros de resistência obtidos para os materiais de alteração desta formação variaram em termos c'_p entre 0 e 9 kPa e ϕ'_p entre 33° e 48° .

A Formação Serra Geral, formada pelos basaltos pouco alterados, provavelmente sofreu deslocamentos apenas onde havia uma zona diaclasada preexistente. Nestes materiais resistentes os movimentos de escorregamentos secundários foram acompanhados por queda de blocos de rocha. Essas quedas podem ter ocorrido por simples tombamento, como uma coluna destacada junto ao grande paredão não mobilizado está a prenunciar (Foto 7.39), ou por solapamento. O topo do derrame intermediário (derrame 2) é menos resistente à alteração e erosão. Mostra comportamento de saprólito e rocha alterada. Por isso, sofre rupturas que levam à formação de reentrâncias que colocam os blocos do derrame superior (derrame 3) em balanço. Ocorrem quedas de blocos de rocha quando estas reentrâncias do derrame 2 atingem uma junta ou diaclase limitante de um bloco no derrame 3. Os solos de alteração da Formação Serra Geral apresentaram em termos de c'_p valores entre 0 e 21 kPa e ϕ'_p entre 32° e 54° . Os parâmetros médios foram $c'_p \approx 8$ kPa e $\phi'_p \approx 43^\circ$. Estes parâmetros sofrem uma redução quando obtidos em ensaios *ring shear* para valores médios de $c'_r = 0$ e $\phi'_r \approx 17^\circ$ (materiais mais alterados). Porém *in situ* não foi verificada superfícies de ruptura nestes materiais que causem a mobilização destes valores de resistência.

A fossa está parcialmente preenchida por grandes blocos de rocha caídos ou tombados. Há também blocos escorregados, com capeamento de solo, e basculados segundo o modelo discutido anteriormente.

Em um terceiro estágio, representado pelo desenvolvimento atual da fossa, o acomodamento das rochas imprimiu como resultado uma abertura com vale em forma de U e um leve basculamento do bloco separado do platô para o leste.

Na frente do escorregamento observa-se um acavalamento dos detritos resultantes do cisalhamento e desestruturação das formações geológicas envolvidas, principalmente a Formação Santa Maria. Esse acavalamento está deslocando o arroio principal para o leste, com conseqüente erosão da base do escorregamento. Observa-se junto ao arroio, na base do material

mobilizado, uma camada silto-argilosa de coloração avermelhado-acinzentada, de baixa resistência. Parece ser a camada rompida ou a superfície de ruptura..

A instrumentação da área consistiu de marcos superficiais, inclinômetros e piezômetros. Através do monitoramento das poro-pressões entre os meses de janeiro de 1999 e março de 2000 verificou-se o acréscimo do nível d'água entre 0,5 m.c.a e 3,6 m.c.a. Os valores mais elevados para estas variações foram obtidas no mês de outubro de 1999. Neste mês a precipitação acumulada foi superior a 200mm. Os deslocamentos superficiais foram monitorados de maio de 1998 a outubro de 1999. Foram medidos deslocamentos horizontais da ordem de 35cm e deslocamentos verticais da ordem de 40cm no bloco deslocado (escarpa leste da fenda) no mês de outubro de 1999. Na encosta inferior mediu-se deslocamentos na borda da cunha do material movimentado, próximo ao arroio, superiores a 1m. Na área intermediária entre a borda e a encosta os deslocamentos medidos situaram-se entre 20cm e 40cm. Apesar das deformações medidas nos inclinômetros serem reduzidas quando comparadas com os valores de deslocamentos obtidos nos marcos superficiais, estas medidas comprovaram que a camada de siltito da Formação Santa Maria abaixo das Formações Botucatu e Serra Geral condiciona os movimentos da encosta.

O papel do arroio parece ser determinante no processo do escorregamento. A medida que a erosão fluvial aprofunda o talvegue do vale atinge a superfície crítica localizada na Formação Santa Maria o que instabiliza os arenitos da Formação Botucatu e os sedimentos e fragmentos da Formação Serra Geral (derrame 1).

Na análise de estabilidade utilizando o programa SLOPE/W (*Geo-Slope International*) foram estudadas as condições iniciais pré-ruptura e as condições atuais da parte superior da encosta (fenda aberta). Fatores de segurança próximos de 1 foram encontrados quando adotavam-se os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual para a camada de base da encosta formada por siltitos vermelhos da Formação Santa Maria. Na parte inferior da encosta onde os sedimentos siltosos da Formação Santa Maria avançam em direção ao arroio ocorrem vários processos de ruptura envolvendo principalmente estes materiais. Na maioria das vezes as rupturas superficiais se desenvolvem segundo formatos aproximadamente circulares. Os valores de FS obtidos pelos vários métodos considerando superfícies circulares foram próximos da unidade e semelhantes entre si quando adotados parâmetros de resistência ao cisalhamento residuais (valor médio e mínimo) para a camada de siltito vermelho.

CAPÍTULO VIII

8 ANÁLISE GERAL/CONCLUSÕES

8.1 GEOLOGIA/GEOMORFOLOGIA

Na parte norte do Estado do Rio Grande do Sul a seqüência estratigráfica a partir da base é formada, em linhas gerais, pelo embasamento cristalino, sedimentos depositados sobre o escudo, derrames vulcânicos, sedimentos terciários e litorâneos. Na parte sul os derrames e mesmo as formações gonduânicas estão ausentes.

No estado a porção sedimentar da Bacia do Paraná é formada por rochas pertencentes aos Grupos Itararé, Passa Dois e São Bento. O afloramento destas rochas na porção central do estado origina uma faixa arqueada, de direção leste-oeste infletida para sul (Depressão Central Gaúcha). As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná abrangem praticamente todo o norte do estado (Planaltos das Araucárias, das Missões e da Campanha).

Dos 3 domínios morfoestruturais que ocorrem no estado, a área de interesse relacionada a esta pesquisa enquadra-se dentro do Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares, principalmente nas regiões geomorfológicas do Planalto das Araucárias (unidades geomorfológicas da Serra Geral e Patamares da Serra Geral) e Depressão Central Gaúcha (unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí).

8.2 ENCOSTA DA SERRA GERAL

Os terminais escarpados abruptos do Planalto dos Campos Gerais, nas bordas leste e sul, desenvolvidas principalmente sobre rochas vulcânicas básicas constituem a unidade geomorfológica Serra Geral. As encostas que constituem a Serra Geral apresentam uma largura que varia de 1km a 30 km. A borda leste é formada por um relevo escarpado com desníveis elevados de até 1000m. A direção geral deste escarpamento é N-NE/S-SW, e é denominado Aparados da Serra. Estes constituem os relevos mais abruptos, com presença de vales fluviais de grandes aprofundamentos, adaptados aos sulcos estruturais da área. Próximo de Osório esta escarpa inflete para oeste, correspondendo a um escarpamento de orientação geral E-W, paralelo aos traçados dos rios Jacuí e Vacacaí na Depressão Central Gaúcha. Com esta orientação, avança para oeste, em caráter descontínuo e fragmentário. Esta borda sul é denominada de Área Serrana ou Região Serrana. Constitui um relevo escarpado mais rebaixado, com cotas altimétricas que caem para oeste gradativamente. A Área Serrana apresenta-se mais festonada, uma vez que sofreu a ação erosiva dos rios de grande porte, que descem das áreas mais elevadas referentes às

regiões Planalto das Araucárias e Missões. Devido as diferenciações geomorfológicas a leste e a sul desta unidade, foram individualizados dois compartimentos: Aparados da Serra e Área Serrana. A unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral constitui terminais rebaixados em continuidade à unidade geomorfológica Serra Geral (Aparados da Serra e Área Serrana). Estes patamares avançam sobre as áreas referentes à Planície Costeira, a leste, e à Depressão do Rio Jacuí, a sul.

8.2.1 Encosta leste da Serra Geral (nordeste)

Em seu setor leste, estende-se por aproximadamente 150km, com uma direção nordeste aproximadamente paralela à costa. Esta escarpa é esculpida em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e faz parte do conjunto mundial de escarpas continentais de margens passivas.

Nesta região os movimentos de massa mais comuns que ocorrem na parte superior da encosta são fluxos de detritos (*debris flows*) e quedas de blocos. Escorregamentos e rastejos em solos e colúvios são mais comuns na parte intermediária das encostas. Nesta parte da encosta afloram rochas basálticas intemperizadas e ocorrem depósitos de tálus e colúvios com matriz argilosa. Os colúvios situam-se mais próximos do fundo dos vales e os tálus mais próximos das escarpas podendo haver uma transição suave entre os dois materiais.

Problemas de instabilidade foram muito freqüentes durante a construção da rodovia RS-486 entre Itati e Aratinga, denominada de Rota do Sol. Esta rodovia se desenvolve ao longo do vale do rio Três Forquilhas nas unidades geomorfológicas Serra Geral – Aparados da Serra e Patamares da Serra Geral. No final do vale há uma interface com os depósitos da Planície Costeira. No início do vale apresenta encostas fortemente escarpadas com desníveis da ordem de 700m, constituindo a feição morfológica mais proeminente. Os materiais que ocorrem são rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e, localmente, arenitos da Formação Botucatu e sedimentos recentes da Planície Costeira.

Nas cotas acima de 490m ocorrem rochas vulcânicas ácidas que formam as encostas mais íngremes com declividades muitas vezes acima de 60°. Abaixo dos derrames ácidos ocorrem os derrames intermediários e basálticos. Nestas regiões as encostas são mais suaves com inclinações entre 20° e 35° devido à sua maior facilidade de intemperização destes derrames e à cobertura com mantos de colúvios antigos.

Dentre os inúmeros problemas ocorridos neste trecho da RS-486, destacam-se os *debris flows* (em geral não diretamente provocados pelas obras) e os movimentos de massa causados pela abertura de cortes da estrada. Exemplos destes movimentos ocorreram nos km 4 + 100, km 104 + 500, km 103 e km 3 + 050 .

Os fluxos de detritos (*debris flows*) originam-se na parte superior da escarpa (derrames ácidos) durante, ou logo após chuvas intensas. Estes movimentos apresentam uma grande capacidade erosiva deixando cicatrizes lineares do topo da encosta até o fundo do vale, onde depositam sedimentos em forma de leque.

Na parte mais inferior da encosta os primeiros derrames basálticos foram afetados intensamente pelos processos hidrotermais (cotas < 100m). O intemperismo destes derrames resultou na formação de materiais argilosos plásticos constituídos basicamente de argilas expansivas do grupo das esmectitas. Rupturas de taludes da estrada foram condicionadas pela existência de camadas de argila dentro de rochas intensamente fraturadas (km 4+100), pelo preenchimento de juntas sub-horizontais da rocha por argilas expansivas (km 104+500), pela presença de superfícies de ruptura apresentando *slickensides* dentro de espessos colúvios (km 103) e pela existência de zonas intensamente cisalhadas em solos residuais de basalto (km 3+050). Estes materiais argilosos apresentaram valores de LL entre 80% e 116%, IP entre 46% e 75% e fração argila entre 52% e 68%. Em ensaios *ring shear* o ϕ'_r variou de 9° a 15° para tensão vertical de 100kPa. Em alguns taludes rompidos as retro-análises realizadas forneceram valores de ϕ' de 12°.

Nesta área da escarpa leste os vales são orientados segundo fraturas sub-verticais de domínio regional. Portanto, existe uma família delas paralelas ao vale o que aumenta a instabilidade das encostas. Os materiais constituintes das encostas dessa região apresentam uma grande variabilidade de propriedades mecânicas devido à mineralogia da rocha (derrames ácidos e básicos, presença de amígdalas ou vesículas, brechas), aos vários tipos de estruturas de fluxo e tipos de discontinuidades, aos materiais de inclusão e ao grau de alteração hidrotermal ou intempérica.

8.2.2 Encosta sul da Serra Geral (leste-oeste)

Este escarpamento possui uma orientação geral leste-oeste, com caimento natural da superfície neste sentido. Desenvolve-se sobre rochas vulcânicas básicas e algumas vezes em rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral, onde os processos intensos e sucessivos de erosão que atuaram sobre estas rochas provocaram o contínuo recuo da linha de escarpa. O entalhamento da drenagem foi capaz de seccionar as várias seqüências de derrames, expondo as rochas basais das Formações Botucatu, Santa Maria, Caturrita e Rosário do Sul.

A encosta sul da Serra Geral até a região de Santa Cruz do Sul apresenta as unidades geomorfológicas Área Serrana e Patamares da Serra Geral. Nesta área foram descritos processos de instabilidade nas regiões de Teutônia, São Vendelino, Taquara-Gramado e Santa Cruz do Sul.

A partir da região de Santa Cruz do Sul a encosta sul desenvolve-se na unidade geomorfológica Área Serrana. A Área Serrana representa uma frente de escarpa recuada paralela aos cursos médios dos rios Jacuí e Vacacaí. Os casos de instabilidade de encostas descritos nesta área ocorreram nas localidades de Candelária, Faxinal do Soturno e Santa Maria.

Processos de instabilidade em Teutônia, São Vendelino e Taquara-Gramado ocorreram na região próxima ao contato das unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Serra Geral (Área Serrana). Nesta região ocorrem vales em forma de U escavados em uma seqüência de derrames basálticos pelo trabalho erosivo de rios. Estes vales são separados por montanhas com alturas de aproximadamente 500m. A superfície destas elevações geralmente apresentam taludes levemente inclinados separados por paredões sub-verticais formados pelos derrames ácidos. As encostas mais suaves são formadas ou por solos residuais com uma pequena cobertura de colúvios ou por espessos colúvios assentes sobre rocha. Nesta área estes fenômenos de instabilidade envolvem rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu.

No km 24 da RST-453 em Teutônia ocorreu um deslizamento de solo coluvionar de pequena espessura (4m) assente sobre solo residual de rocha vulcânica da Formação Serra Geral. O solo coluvionar é formado por materiais removidos do solo residual e fragmentos de basalto e arenito. Através de sondagens à percussão foi verificado que a transição entre o colúvio e o solo residual mostra uma mudança nos valores do N(SPT). O N(SPT) no colúvio variou de 0 a 5 e no solo residual houve um acréscimo com a profundidade de 5 até 30. O principal mecanismo de instabilidade deste talude deve-se à saturação relativamente rápida do colúvio com a formação de um nível d'água suspenso. Análises de estabilidade indicaram as seguintes condições: (a) a rede de fluxo está contida no colúvio (dados obtidos nos piezômetros); (b) os parâmetros de resistência operacionais do colúvio são os obtidos nos ensaios de cisalhamento direto com corpos de prova reconstituídos; (c) os parâmetros de resistência operacionais do solo residual são os de pico obtidos nos ensaios de cisalhamento direto na condição indeformada. Nesta mesma rodovia, porém em cotas mais elevadas e declividades maiores, os mecanismos de ruptura são constituídos essencialmente por quedas de blocos de basalto do maciço rochoso (disjunção vertical dos derrames).

Na RS-122 em São Vendelino uma encosta formada por um colúvio de 8m de espessura tem apresentado um contínuo movimento de rastejo sobre rocha basáltica e arenítica. Evidências destes movimentos são observados em toda a encosta, com degraus de 1m a 2m de altura, árvores inclinadas e ondulações no pavimento da rodovia situada na parte intermediária da encosta. O monitoramento através de inclinômetros identificou que a superfície de ruptura localiza-se muito próximo do contato entre o colúvio e o arenito inferior. Em cotas mais elevadas

desta rodovia ocorrem várias rupturas em colúvios e tálus de pequena espessura no contato com as rochas vulcânicas pouco alteradas da Formação Serra Geral e processos de queda de blocos por intemperismo diferencial das rochas vulcânicas.

A rodovia RS-115 que liga Taquara a Gramado no trecho próximo ao km 12 (ao longo do vale do rio Paranhana), encontra-se sobre um espesso depósito de solo coluvionar (15 a 20 m de espessura) de baixa resistência assente sobre arenitos da Formação Botucatu. Esta camada é formada por materiais oriundos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu. Esta encosta encontra-se há muitos anos em processo de rastejo, devido ao intermitente aporte de água subterrânea, através de juntas e fraturas situadas à montante da encosta, e à reduzida resistência do solo no plano de ruptura.

Em direção à oeste as formações sedimentares que estão abaixo da Formação Botucatu tem sido expostas pela evolução dos vales. Na região de Santa Cruz do Sul ocorrem relevos associados à unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral, porém esta unidade deixa de ter continuidade física e desaparece na região próxima de Dona Francisca. A encosta que se desenvolve de Dona Francisca até próximo a São Borja, apresenta um único degrau, que vai diminuindo de cota de leste para oeste (500m para 200m de altitude). Esta borda se desenvolve segundo linhas estruturais e é realçada em parte pela erosão diferencial que em determinados locais forma vales em *canyons*. Região característica desta área é a encosta próxima da cidade de Santa Maria.

Em toda a área de Santa Cruz do Sul ocorrem depósitos de tálus e colúvios geralmente ao longo do contato entre as Formações Santa Maria e Botucatu. Em geral estes depósitos são muito heterogêneos, sendo formados por blocos de rocha basáltica e arenítica e uma matriz argilosa. Esta matriz argilosa, mesmo em pequenas quantidades, é de grande importância para as condições hidrogeológicas das encostas. O arenito Botucatu é freqüentemente coberto por depósitos coluvionares argilosos, muitas vezes de grande espessura, que estão relacionados com problemas de escorregamento. Nos locais de contato entre estas formações observa-se uma grande quantidade de fontes d'água. Os processos de instabilidade estão associados às unidades geomorfológicas Patamares da Serra Geral e Depressão Rio Jacuí.

Nesta região a camada basal formada por siltitos vermelhos da Formação Santa Maria condiciona vários processos de instabilidade em encostas e taludes. Foram identificados escorregamentos na área urbana de Santa Cruz do Sul associados com esses materiais. Em Malhada e Faxinal do Soturno esta camada de siltito vermelho teve grande importância no mecanismo de instabilização. Estes dois locais serão discutidos adiante.

No km 4 da rodovia RS-481 em Candelária verificou-se um processo de instabilidade envolvendo colúvios e tálus de rochas vulcânicas assentes sobre arenitos da Formação Caturrita. Neste local a encosta da Serra Geral avança em direção à Depressão Rio Jacuí (vale do rio Pardo). O vale do rio Pardo apresenta planícies mais amplas, quando situadas em materiais sedimentares menos resistentes, pertencentes principalmente às litologias das Formações Rosário do Sul e Caturrita.

Em Santa Maria ao longo da BR-158 há casos de rastejos em taludes rochosos de basalto, quedas de blocos de arenito e basalto, escorregamentos do tipo deslizamento no contato do aterro rodoviário com o solo residual subjacente e rocha sedimentar. Esta rodovia de sentido norte-sul atravessa a unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí, englobando as rochas sedimentares das Formações Rosário do Sul, Santa Maria e Caturrita, a unidade geomorfológica Serra Geral – Área Serrana, constituída pelas rochas da Formação Botucatu (arenitos) e Formação Serra Geral (basaltos, diabásios e arenitos *intertrapps*) e na parte superior da encosta atravessa a unidade geomorfológica Planalto dos Campos Gerais, formada por rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral.

Nesta área ocorrem antigos vales que foram preenchidos por sedimentos originados das Formações Santa Maria e Caturrita e posteriormente recobertos por derrames basálticos. Esta situação condicionou o processo de ruptura recente ocorrido na BR-158. A superfície de ruptura situa-se no arenito da Formação Caturrita, que neste local apresenta-se fracamente cimentado, a uma profundidade de 15m. A Formação Santa Maria abaixo da Formação Caturrita apresenta-se impermeável, gerando um confinamento que, devido às chuvas intensas e problemas de drenagem ocasionou processos de ruptura da camada de arenito Caturrita.

8.2.2.1 Faxinal do Soturno

Neste local o deslizamento da encosta situa-se na transição entre as unidades geomorfológicas Serra Geral e Depressão Rio Jacuí. A área constitui a encosta sul do Cerro do Terênciã, que avança em direção à planície do arroio Ivorã. Esta encosta apresenta uma baixa declividade e representa uma feição de morro testemunho, recoberta por depósitos gravitacionais.

O fenômeno de instabilidade desta encosta quando da abertura da RS-348 (Faxinal do Soturno-Dona Francisca) apresentou características geotécnicas especiais. Os materiais envolvidos são colúvios de basalto e siltito depositados sobre siltito pouco alterado da Formação Santa Maria. O escorregamento ocorreu quando foi realizado um corte em um talude suave

($\approx 21^\circ$) de um material avermelhado. Este fenômeno de instabilidade levou à interrupção temporária da construção desta rodovia e remoção das torres de transmissão.

Na região de contato entre o solo coluvionar e a rocha sedimentar (siltito) ocorre uma concentração de água e foi verificada a existência de uma fina camada silto-argilosa de cor cinza. Na investigação de campo esta camada apresentava-se com uma superfície lisa e polida pelo deslizamento. A camada cinza apresenta um índice de vazios e teor de umidade mais elevados que o solo coluvionar vermelho acima. Nas análises químicas esta camada apresentou uma porcentagem de ferro total mais elevada e, devido aos processos de redução, parte deste ferro total transforma-se em ferro solúvel (Fe^{++}). Esta transformação faz com a camada tenha cores mais escuras (cinza). Esta área de contato entre o colúvio e a rocha sedimentar cria um excesso eletrostático de poro-pressão devido ao processo de eletromose natural. A camada tem um maior índice de vazios e umidade que o solo acima e menor resistência ao cisalhamento. Este processo forma superfícies de deslizamento de pequena espessura. Em amostras naturais retiradas da superfície de ruptura e examinadas no microscópio eletrônico (MEV) verificou-se uma orientação da massa argilosa na direção do movimento. Nas amostras do colúvio esta orientação não foi observada.

Nos ensaios de resistência ao cisalhamento os parâmetros de resistência para os solos da camada cinza foram sempre inferiores aos do solo coluvionar e do siltito. A utilização de técnicas especiais de ensaios de cisalhamento nestes solos mostra a tendência de queda de resistência com o aumento das deformações cisalhantes. O menor valor de resistência ao cisalhamento encontrado nos ensaios de laboratório para os solos da camada cinza foram os obtidos no equipamento *ring shear*. Este ensaio definiu parâmetros de resistência ao cisalhamento residual iguais a $c'_r = 0$ e $\phi'_r = 14^\circ$. Valores semelhantes também foram obtidos com as amostras de siltito ensaiadas no *ring shear* indicando a queda de resistência observada é principalmente devida às deformações cisalhantes impostas pelo ensaio.

As retro-análises realizadas mostraram que é necessário considerar um certo valor de coesão efetiva para que as análises reproduzam a situação real. Isto pode indicar que devido à pouca espessura do solo coluvionar e ao fato da superfície de contato ser irregular e ondulada, os deslocamentos do talude não foram suficientes para eliminar a parcela coesiva da camada cinza existente na superfície de ruptura. Parâmetros de resistência compatíveis com os obtidos pela retro-análise foram obtidos em ensaios de cisalhamento direto de pequena altura em amostras amolgadas. Neste caso os parâmetros de resistência ao cisalhamento residual obtidos nos ensaios de cisalhamento direto com técnicas especiais foram os mais próximos da resistência ao

cisalhamento obtida por retro-análise. Os valores de resistência obtidas nos ensaios *ring shear* representam o patamar mínimo de resistência.

8.2.2.2 Malhada

Neste local no interior do município de Santa Cruz do Sul, ocorreu um escorregamento de grandes dimensões na borda do platô basáltico na unidade geomorfológica Patamares da Serra Geral que avançam em direção à unidade geomorfológica Depressão Rio Jacuí. O escorregamento abriu uma fossa na rocha com cerca de 30m de profundidade, 40m de largura e mais de 300m de extensão. Os movimentos são verificados até o arroio no fundo do vale, onde a massa escorregada (arenitos e siltitos) avança sobre o arroio e por ele sendo erodido. Este movimento expõe a encosta a novos processos de ruptura.

Os diversos processos de deslizamento de solos e rochas existentes no local configuram escarpas, encostas, superfícies basculadas e onduladas, depressões úmidas, patamares irregulares e superfícies onduladas em áreas que anteriormente eram planas. Estes processos atingem duas áreas distintas e contíguas. Uma área situa-se na borda do platô basáltico (escarpa oeste e leste – Formação Serra Geral), afetando principalmente as rochas e secundariamente o solo. A outra área em continuidade física com a anterior, localiza-se a partir do terço médio da escarpa (cota 150m), representada por uma camada de basalto extremamente alterada, por arenitos siltosos da Formação Botucatu até o contato com siltitos argilosos e arenosos da Formação Santa Maria, afetando basicamente o solo.

(a) *Interpretação do movimento - processo de evolução natural da escarpa*

A interpretação para o fenômeno pode ser explicada em 3 estágios de evolução do relevo que foi sendo lenta e progressivamente modelado. O primeiro estágio, representa a escarpa íntegra, comprovada pelas fotografias aéreas de 1964, nas quais é possível notar o sistema principal de fraturas e fraturas secundárias.

No segundo estágio os deslocamentos do maciço resultaram na abertura da fenda, influenciados pelos processo de infiltração de água nas rochas fraturadas. Além do fraturamento imposto pelo tectonismo, também atuaram no processo as descontinuidades da zona de disjunção vertical do derrame 3 e a zona vesicular e amigdalóide do derrame 2. As fraturas situadas na área dos eucaliptos e na fenda principal mostram um padrão tipo *graben*. O estado de tensões gerado quando da abertura da fenda teria provocado um deslocamento do bloco (escarpa leste) no sentido SE, pois este lado é topograficamente mais baixo. Os escorregamentos têm uma direção de deslocamento norte/sul e uma componente vertical. Estes movimentos geram uma grande fenda (fossa) com blocos elevados de ambos os lados. Seguiu-se a esse evento um fraturamento secundário no estilo *graben-horst*. Os sedimentos pertencentes à Formação Santa Maria abaixo

dos arenitos da Formação Botucatu apresentam-se como uma camada praticamente impermeável que condiciona o fluxo de água em toda a encosta. Apesar da rocha do derrame 3 apresentar uma baixa porosidade, este derrame está extremamente fraturado (fraturas verticais sem preenchimento) com o fluxo ao longo destas fraturas alimentando a camada amigdaloidal e vesicular do derrame 2 e os arenitos abaixo.

O terceiro estágio, representado pelo desenvolvimento atual da fenda, o acomodamento das rochas imprimiu como resultado uma abertura com vale em forma de U e um basculamento do bloco separado do platô para o leste. Na frente do escorregamento observa-se um acavalamento dos detritos resultantes do cisalhamento e desestruturação das formações geológicas envolvidas, principalmente a Formação Santa Maria. Esse acavalamento está deslocando o arroio para o leste, com conseqüente erosão da base do escorregamento.

(b) Parâmetros de resistência

Os materiais da Formação Santa Maria são os de menor resistência. Os parâmetros de resistência de pico obtidos nos ensaios de cisalhamento direto variaram em termos de c'_p entre 1,5 kPa e 22,1 kPa e ϕ'_p entre 18° e 37° . Os parâmetros médios foram $c'_p \approx 12$ kPa e $\phi'_p \approx 30^\circ$. Estes parâmetros sofrem uma redução quando obtidos em ensaios *ring shear* para valores médios de $c'_r = 0$ e $\phi'_r \approx 16^\circ$. Amostras obtidas no contato dos siltitos da Formação Santa Maria com os arenitos da Formação Botucatu apresentam uma forte orientação das partículas argilosas verificadas em lâminas delgadas através de microscopia ótica e eletrônica.

A Formação Botucatu tem resistência intermediária, mas deve se comportar como rocha branda ou solo resistente e sensível às tensões geradas pelo peso do maciço. Os parâmetros de resistência obtidos para os materiais de alteração desta formação variaram em termos c'_p entre 0 e 9 kPa e ϕ'_p entre 33° e 48° .

A Formação Serra Geral, formada pelos basaltos pouco alterados, sofreu deslocamentos apenas onde havia uma zona diaclasada preexistente. O topo do derrame intermediário (derrame 2) é menos resistente à alteração e erosão. Mostra comportamento de saprólito e rocha alterada. Os solos de alteração da Formação Serra Geral apresentaram em termos de c'_p valores entre 0 e 21 kPa e ϕ'_p entre 32° e 54° . Os parâmetros médios foram $c'_p \approx 8$ kPa e $\phi'_p \approx 43^\circ$. Estes parâmetros sofrem uma redução quando obtidos em ensaios *ring shear* para valores médios de $c'_r = 0$ e $\phi'_r \approx 17^\circ$. Porém *in situ* não foi verificado a presença de superfícies de ruptura nestes materiais com a mobilização destes valores de resistência.

(c) Instrumentação

Através do monitoramento dos piezômetros verificou-se que no mês de outubro de 1999, quando as precipitações foram mais intensas os valores medidos das poro-pressões foram mais

elevados. Os deslocamentos superficiais medidos no bloco deslocado foram da ordem de 35cm na horizontal e 40cm na vertical neste mesmo mês. Na encosta inferior mediram-se deslocamentos na borda da cunha do material movimentado, próximo ao arroio, superiores a 1m. Na área intermediária entre a borda e a encosta os deslocamentos medidos situaram-se entre 20cm e 40cm. As medidas de inclinometria comprovaram que a camada de siltito da Formação Santa Maria apresenta deslocamentos que condicionam os movimentos da encosta.

(d) Análise de estabilidade

Os valores de FS obtidos pelos vários métodos considerando superfícies circulares, especificadas e compostas por blocos simularam a ruptura quando foram adotados parâmetros de resistência ao cisalhamento residuais para a camada de siltito vermelho da Formação Santa Maria.

8.3 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO RESIDUAL

Em muitos casos de instabilidade associados à escarpa no Estado do Rio Grande do Sul, estes processos estavam relacionados à presença de camadas com elevada concentração de argilo-minerais, apresentando superfícies estriadas, polidas e brilhantes. Na análise destas superfícies de ruptura verificou-se uma visível orientação das partículas.

Os resultados obtidos nos ensaios *ring shear* em solos tropicais no Sul do Brasil apresentaram valores de ϕ'_r variando entre 7,5° e 36°. Estes valores de ϕ'_r foram afetados pela tensão efetiva, distribuição dos tamanhos das partículas, mineralogia, tipo de rocha mãe e também pelos processos pedogenéticos desenvolvidos em cada perfil de solo. Muitos solos sedimentares e residuais investigados apresentaram um pequeno decréscimo de ϕ'_r com o acréscimo de σ'_n . Entretanto, os solos residuais de basalto de Teutônia, Itati e Santa Cruz do Sul, tem comportamento não linear mais pronunciado. Solos residuais originados de migmatito e granito e arenitos fluviais também apresentaram uma redução de ϕ'_r com o acréscimo de σ'_n . Este comportamento pode ser explicado pela presença de partículas frágeis parcialmente intemperizadas as quais se desagregam com o cisalhamento.

Muitos solos apresentam uma redução do ϕ'_r com aumento da fração argila e IP, o qual é tipicamente associado aos solos sedimentares de regiões temperadas. Para os solos com baixo IP, o comportamento tipo granular é responsável por valores elevados de ϕ'_r . Para solos com alto IP, a orientação das partículas argilosas de forma lamelar é o mecanismo responsável pela progressiva redução da resistência ao cisalhamento até o valor residual. Entretanto, para solos saprolíticos com mica ou solos residuais de granulação fina com grande quantidade de partículas

intemperizadas, este comportamento é alterado. Estes solos apresentam valores baixos de ϕ'_r quando comparados com outros solos com valores similares de IP.

A presença de mica tem um efeito significativo no comportamento de alguns solos saprolíticos granulares. Quando o conteúdo de mica é baixo, o modo turbulento de cisalhamento residual é esperado. Quando o teor de mica é alto, podem ocorrer o progressivo alinhamento das partículas na superfície de ruptura (semelhante às partículas lamelares argilosas). Estes solos apresentam um comportamento transicional ou mesmo um comportamento deslizante apesar da baixa plasticidade. Outros solos residuais, particularmente de basalto, apresentaram o mesmo comportamento. Neste caso há uma degradação de partículas parcialmente intemperizadas com o aumento das deformações cisalhantes. A principal consequência é o acréscimo local do conteúdo de argila. Esta é a possível explicação para o comportamento peculiar dos solos de Teutônia. Este comportamento difere do encontrado em solos residuais de basalto de Santa Cruz do Sul (Malhada) e de solos residuais de basaltos descritos na literatura. Estes solos tem baixos IP e apresentam altos valores de ϕ'_r , comportando-se conforme modelo descrito por Lupini et al (1981).

Com os resultados dos ensaios e dados da literatura foram identificados no gráfico IP x ϕ'_r , 5 regiões ou grupos principais de comportamento de solos baseados nos dados de resistência ao cisalhamento residual.

Grupo 1 - Os solos deste grupo apresentaram valores de ϕ'_r decrescentes com o IP, como descrito por Lupini et al (1981) para solos sedimentares. Solos de regiões tropicais e subtropicais de formações sedimentares de granulação fina enquadraram-se neste grupo.

Grupo 2 - Este grupo é formado por solos com uma grande proporção de argilas expansivas (esmectitas). Neste grupo inclui-se os solos tropicais residuais de basalto e solos derivados de formações sedimentares. O valor de ϕ'_r é baixo para qualquer valor de IP > 40 % e estes também seguem a proposta de Lupini et al (1981).

Grupo 3 - *Este grupo é caracterizado por altos valores de ϕ'_r independentes do seu IP. Os solos são originários de cinza vulcânica contendo alofano e haloisita.*

Grupo 4 - Os solos deste grupo são caracterizados por valores baixos de ϕ'_r para IP < 20%. Este grupo incluem alguns solos saprolíticos granulares micáceos e alguns solos residuais de granulação fina com alta quantidade de partículas minerais parcialmente intemperizados.

Grupo 5 - Este grupo inclui solos lateríticos e solos saprolíticos granulares. Estes solos apresentam valores baixos de IP e $\phi'_r > 28^\circ$.

REFERÊNCIAS

- ABGE (1975) Ensaio de Perda d'água sob Pressão. Diretrizes Boletim 2, São Paulo.
- ABNT (1984) Amostras de Solo - Preparação para Ensaio de Compactação e Caracterização. Norma Técnica NBR 6457. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1984) Solo - Determinação do Limite de Liquidez. Norma Técnica NBR 6459. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1982) Solo - Determinação do Limite de Plasticidade. Norma Técnica NBR 7180. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1982) Solo - Análise Granulométrica. Norma Técnica NBR 7181. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1980) Grãos de Solo que Passam na Peneira 4,8mm - Determinação da Massa Específica dos Sólidos. Norma Técnica NBR 6508. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1980) Execução de Sondagens de simples reconhecimento dos solos. Norma Técnica 6484. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ABNT (1995) Rochas e Solos. Norma Técnica NBR 6502. Associação Brasileira de Normas Técnicas, São Paulo.
- ACHILLEOS, E. (1988) User Guide for PC Stabl 5M. Informational Report JHRP-88/19, Purdue University.
- AJAMBUJA, E.; STRAUSS, M.; NANNI, A. (1998a) Diagnóstico e Projeto de Estabilização de Talude Rochoso, RST-453, km 22+600. Relatório Técnico, Azambuja Engenharia, Porto Alegre, 24p.
- AJAMBUJA, E.; STRAUSS, M.; NANNI, A. (1998b) Diagnóstico e Ações Emergenciais, RS-122, km 23+540 a 630 e 42+510 a 580. Relatório Técnico, Azambuja Engenharia, Porto Alegre, 10p.
- AJAMBUJA, M.A.E.; AJAMBUJA, E.; STRAUSS, M.; NANNI, A. (1998c) Diagnóstico e Projeto de Estabilização da Ruptura de Colúvio, RS-115, km 12+840 a km 13+120. Relatório Técnico, Azambuja Engenharia, Porto Alegre, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1981) Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. In: 3º SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Curitiba. Atas: SBG, v.1, p. 1-20.
- ALMEIDA, F.F.M. et al (1981) Brazilian Structural Provinces; An Introduction Earth-Science Reviews, Amsterdam, 17 (1/2) p. 1-29
- AMARAL, C. (1992) Inventário de Escorregamentos no Rio de Janeiro. In: 1ª. COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.1, p. 546-561.

- AMARAL, C.; PALMEIRO, F. (1997) Local Landslide Inventory of Rio de Janeiro: State of the Art and Access. In: 2nd PAN-AM. SYMP. LANDSLIDES, Rio de Janeiro, Proc.: ABMS/ABGE/ISSMGE, v.1, p. 195-200.
- ANAYI, J.T.; BOYCE, J.R.; ROGERS, C.D.F. (1989) Modified Bromhead Ring Shear Apparatus. **Geotechnical Testing Journal**, v.12, n.2, p.171-173.
- ANDERSON, W.F.; HAMMOUD, F. (1988) Effect of Testing Procedure in Ring Shear Tests. **Geotechnical Testing Journal**, v.11, n.3, p.204-207.
- ANDERSON, M.G.; RICHARDS, K.S. (1987) Instrumentation of Pore Pressure and Soil Water Suction. In: ANDERSON, M.G; RICHARDS, K.S. (Eds). Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology. 1987, 648p.
- ANNAN, A.P.; DAVIS, J.L. (1989) Ground-Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. **Geophysical Prospecting** 37, p. 531-551.
- AUGUSTO FILHO, O. (1992) Caracterização Geológico-Geotécnica Voltada à Estabilização de Encostas: uma Proposta Metodológica. In: 1^a. COBRAE, Rio de Janeiro. Anais, ABMS/ABGE, v.2, p. 721-733.
- AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J.C. (1998) Estabilidade de Taludes. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Ed.). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE, cap. 15, p. 243-269.
- AVELAR, A.S.; COELHO NETO, A.L. (1992) Fluxos d'água Subsuperficiais Associados a Origem das Formas Côncavas do Relevo. In: 1^a. COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.2, p. 709-719.
- AVELAR, A.S.; LACERDA, W.A. (1997) Causas Iniciais do Movimento de Massa da Encosta do Soberbo, Rio de Janeiro, Brasil. In: 2^a. COBRAE, Rio de Janeiro, Anais: ABMS/ABGE/ISSMGE, v.1, p. 3-12.
- BARATA, F.E. (1969) Landslides in the Tropical Region of Rio de Janeiro. In: 7th ICSMFE, México. Proc., v.2, p. 507-516.
- BARKER, D.H. (1986) Enhancement of Slope Stability by Vegetation. **Ground Engineering**, v.19, n^o 3, p. 11-15.
- BARROS, L.H.S.; BRANDÃO, A.M.P.M. (1992) A Pluviosidade – Fator Condicionante dos Movimentos de Massa na Serra da Carioca, Rio de Janeiro. In: 1^a. COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.2, p. 697-708.
- BARTORELLI, A.; HARALYIN (1998) Geologia do Brasil. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Ed.). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE, cap. 4, p. 57-67.
- BIANCHINI, M.R.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; PINHEIRO, R.J.B. (1998) Estudo da Instabilidade de um Talude Rodoviário em São Jerônimo, RS. In: XI COMBRAMSEG, Brasília. Anais: ABMS, v. II, p.1273-1280.
- BICA, A.V.D.; BRESSANI, L.A.; GEHLING, W.Y.Y; PINHEIRO, R.J.B.; MARTINS, F.B. (1997) Recent Studies on the Stability of Slopes in the State of Rio Grande do Sul. In: INT.

- SYMP. ON RECENT DEVELOPMENTS IN SOIL AND PAVEMENT MECHANICS, Rio de Janeiro. Proc., Rotterdam:Balkema, COPPE/UFRJ, p. 395-400.
- BICA, A.V.D.; BRESSANI, L.A.; PINHEIRO, R.J.B.; RIGO, M.L. (2000) Residual Shear Strength of some Tropical Soils from Rio Grande do Sul (não publicado).
- BISHOP, A.W.; GREEN, G.E.; CARGA, V.K.; ANDRESEN, A.; BROWN, J.D. (1971) A New Ring Shear Apparatus and its Application to the Measurement of Residual Strength. **Géotechnique**, v.21, p. 273-328.
- BISHOP, A.W.; HENKEL, D.J. (1962) The Measurement of Soil Properties in Triaxial Tests. Edward Arnold Ed., London.
- BJERRUM, L.; LANDVA, A. (1966). Direct Simple-Shear Tests on a Norwegian Quick Clay, **Géotechnique**, v. 16, n. 1, p. 1-20.
- BLIGHT, G.E. (1997) Mechanics of Residual Soils. Rotterdam: Balkema.
- BORTOLUZZI, C.A. (1974) Contribuição à Geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, nº 4, p. 7-86.
- BORTOLI, C.R. (1999) Estudo Numérico-Experimental da Condutividade Hidráulica Saturada/Não Saturada de um Solo Estruturado. Dissertação de Mestrado, PPGEC/UFRGS, Porto Alegre, 121p.
- BOYCE, J.R. (1984) The Residual Strength of Some Soils in Zimbabwe. In: 8th REGIONAL CONF. FOR AFRICA ON SOIL MECH. AND FOUND. ENGG, Harare, Proc., Rotterdam:Balkema, p. 73-80.
- BOYCE, J.R. (1985) Some Observations on the Residual Strength of Tropical Soils. In: 1st INT. CONF. ON GEOMECH. IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, Brasília. Proc.: ABMS, v.1, p. 229-237.
- BRAND, E.W. (1989) Correlation between Rainfall and Landslides. In: 12th ICSMFE, Rio de Janeiro. Proc.: Balkema/Rotterdam/Brookfield, v.5, p.???
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D. (1998) Condicionantes Hidráulicos e Mecânicos de Algumas Rupturas de Taludes no Rio Grande do Sul. In: PRÁTICA DE ENGENHARIA GEOTÉCNICA DA REGIÃO SUL – GEOSUL'98, Porto Alegre. Anais: ABMS/CPGEC, p. 109-122.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; MACIEL FILHO, C.L. (1996a) A Slope Instability of a Mudstone in Southern Brazil. In: 7th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Trondheim. Proc., v.2, p. 1079-1084.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; MACIEL FILHO, C.L. (1996b) Mecanismos de Instabilização de um Talude Coluvionar em Faxinal do Soturno/RS. In: 2º CBGE, Rio de Janeiro. Anais: ABGE, v.2, p. 461-469.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; PINHEIRO, R.J.B.; FERREIRA, P.M.V.; RIGO, M.L. (1997a) Mechanisms of a Colluvium Slope in Teutônia/RS. In: 2nd PAN-AM. SYMP. ON LANDSLIDES, Rio de Janeiro, Proc.: ABMS/ABGE/ISSMGE., v. 1, p. 261-267.

- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; GEHLING, W.Y.Y.; RIDLEY, A.M. (1997b) A Slope Instability Study of a Sedimentary Formation with Swelling Clay in Southern Brazil. In: XIV ICSMFE, Hamburgo. Proc.: Balkema/Rotterdam/Brookfield, v.2, p. 1215-1216.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; TONON, J. (1995) Principais Tipos de Instabilidade de Taludes Junto a Rodovias do Estado do Rio Grande do Sul. In: 29º REUNIÃO ANUAL DE PAVIMENTAÇÃO, Cuiabá, MT. Anais: ABPv, v.2, p. 516-527.
- BROMHEAD, E.N. (1979) A Simple Ring Shear Apparatus. **Ground Engineering**, v.12, p.40-44.
- BROMHEAD, E.N. (1986) The Stability of Slopes. 2 ed. Glasgow: Blackie Academic & Professional, 411p.
- BROMHEAD, E.N.; CURTIS, R.D. (1983) A Comparison of Alternative Methods of Measuring the Residual Strength of London Clay. **Ground Engineering**, v.16, n.4, p.39-41.
- BROMHEAD, E.N.; DIXON, N. (1986) The Field Residual Strength of London Clay and its Correlation with Laboratory Measurements, Especially Ring Shear Tests. **Géotechnique**, v.36, n. 3, p.449-452.
- BUCHER, F.; KYULULE, A.L. (1980) Residual Shear Strength of Tropical Soils. In: 7th REG. CONF. FOR AFRICA ON SOIL MECH. AND FOUND. ENGG, Accra, Nigéria. Proc.: Rotterdam:Balkema, v.1, p. 83-94.
- CAMPOS, L.E.; MENENEZ, M.S.S. (1992) A Proposed Procedure for Slope Stability Analysis in Tropical Soils. In: 6th INT. SYMP. LANDSLIDES, Christchurch. Proc., v.2, p. 1351-1355.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, J.F. (1974) Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. Mapa nº 8, escala 1:1000.000.
- CARREGÃ, D. L. (1996) Estudo de Movimentações de Encostas Aplicado ao Perfil de Intemperismo em Ambientes Tropicais. In: 8º CBGE, Rio de Janeiro. Anais: ABGE, v.2, p. 415-427.
- CECO (1984) Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Brasil. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, UFRGS - Instituto de Geociências. Mapas, escala: 1:100.000 (vários autores).
- CHAMMAS, R. (1976) Estudo da Estabilidade de Taludes Naturais em Solo Residual de Migmatito na Rodovia RJ-20. Dissertação de Mestrado, PUC/Rio de Janeiro.
- CHANDLER, R.J. (1966) The Measurement of Residual Strength in Triaxial Compression. **Géotechnique**, v. 16, n. 3, p. 181-186.
- CHANDLER, R.J.; HARDIE, T.N. (1989) Thin-Sample Technique of Residual Strength Measurement. **Géotechnique**, v.39, n.3, p.527-531.
- CLAYTON, C.R. (1989) The Ring Shear Test. University of Surrey.

- COELHO NETO, A.L. (1997) Catastrophic Landscape Evolution in a Humid Region (SE Brazil): Inheritances from Tectonic, Climatic and Land Use Induced Changes. In: 4th INT. CONF. ON GEOMORPHOLOGY, Italy. Proc., v.1, p.21-48.
- COELHO NETO, A.L. (1998) Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A J.T.; CUNHA, S.B. (Orgs), Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 3^o ed., cap. 3, p. 93-148.
- COSTA, A.F. (1999) Comunicação pessoal.
- COSTA NUNES, A.J. (1966) Estabilidade dos Taludes em Rocha. In: 3^o COBRAMSEF, Belo Horizonte. Anais: ABMS, v.2, p. 135-156.
- COSTA NUNES, A.J. (1969) Landslides in Soils of Decomposed Rock Due to Intense Rainstorms. In: 7th ICSMFE, México. Proc.: Rotterdam:Balkema, v.2, p. 547-554.
- COSTA NUNES, A.J. (1974) Estabilidade de Taludes – Rochas e Solo: Revisão dos Conhecimentos. In: 5^o COBRAMSEF, São Paulo. Anais: ABMS, v.3, p. 97-119.
- COSTA NUNES, A.J.; FONSECA, A.M.C.C.; FERNANDES, A.E. M. (1989) Intense Rainstorms and Ground Slides. In: 12th ICOSOMEF, Rio de Janeiro. Proc.: Rotterdam:Balkema, v.3, p. 1627-1630.
- COSTANZO JR, J.; VIRGILI, J.C.; MACIEL FILHO, C.L. (1978) Contribuição à Cartografia Geotécnica da Região de Santa Maria. In: 2^o CBGE, São Paulo. Anais:ABGE, v.1, p.267-280.
- CRUDEN, D.M. (1991) A Simple Definition of a Landslide. **Bull. of the IAEG**, nº 43, p. 27-29.
- CRUDEN, D.M. e VARNES, D.J. (1996) Landslide Types and Processes. In: TURNER, A.K.; SHUSTER, R.L. (eds), Landslides Investigation and Mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Research Council, Washington DC, p.36-75.
- CRUZ, P.T.; MASSAD, F. (1997) Debris-Flows: an Atempt to Define Design Parameters. In: Symp. on Recent Develop in Soil Mech. and Pavement Mech., COPPE/UFRJ, p. 409-414.
- CRUZ, P.T.; MASSAD, F.; KANJI, M.A.; ARAÚJO FILHO, H.A.; VIDAL, R. (1998) Obras de Preservação Ambiental em Encostas. In: 3^o SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA, Florianópolis, SC. cd rom.
- CUNHA, L.O.B.P.; BICA, A.V.D.; BRESSANI, L.A.; GEHLING, W.Y.Y.; AZAMBUJA, E. (1996) Técnicas Experimentais para a Execução de Ensaios de Condutividade Hidráulica in Situ. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE QUALIDADE AMBIENTAL, Porto Alegre. Anais: p. 116-121.
- DEERE, D.U.; PATTON, F.D. (1971) Slope Stability in Residual Soils. In: 4th PCSMFE, Puerto Rico. Proc., State of the Art Volume, p. 87-170.
- DIAS, R.A.; LISBOA, N.; VERDUM, R.; AREND,S.; POTTER, P.E. (1999) O Controle dos Movimentos de Massa e de seus Depósitos pela Estratigrafia Vulcânica da Formação Serra Geral na Escarpa do Planalto Meridional, Vale do Três Forquilhas, RS. In: 1^o SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Gramado, RS. p.10.

- DI MAIO, C.; FENELLI, G.B. (1994) Residual Strength of Kaolin and Bentonite: the Influence of their Constituent Pore Fluid. **Geotechnique**, v. 44, p. 217-226.
- DGC (1989) Mapa Morfológico do Estado do Rio Grande do Sul. Departamento de Geografia e Cartografia. Escala horizontal 1:900.000, escala vertical 1:30.000.
- DNPM (1989) Mapa Geológico do Rio Grande do Sul. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral - 1º Distrito Regional. Escala 1:1.000.000.
- DUARTE, J.M.G. (1986) Estudo Geotécnico de um Solo da Formação Guabirotuba, com Ênfase para Determinação da Resistência Residual. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- DUNNICLIFF, J. (1988) Geotechnical Instrumentation for Monitoring Field Performance. John Wiley & Sons Inc., New York, 577p.
- DUNNICLIFF, J. (1995) Monitoring and Instrumentation of Landslides. Landslides, Bell (ed.). Balkema, Rotterdam, p. 1881-1895.
- ENCONTRO SOBRE PESQUISAS NO SISTEMA ENCOSTA-PLANÍCIE COSTEIRA (1999) Pronex-Finep, Bananal, São Paulo. Orgs. COPPE/GEOHECO – UFRJ.
- ESSER, A.J. (1996) Case study of a landslide in heavily overconsolidated lacustrine clay. In: 7th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Trondheim. Proc., v. 2, p. 707-714.
- FERNANDEZ, C.E.M.; TEIXEIRA, H.A.S.; CADMAN, J.D.; BARROSO, J.A. (1981) Estudos Geológico-Geotécnicos para Estabilização de Taludes de Corte na BR-277 – Serra da Esperança – PR. In: 3º CBGE, Itapema, SC. Anais: ABGE, v. 3, p. 33-43.
- FERNANDES, C.E.M.; TEIXEIRA, H.A.S.; CADMAN, J.D.; BARROSO, J.A. (1974) Rockfall Problems in Sedimentary Rocks Along the BR-116 Highway at the Serra do Espigão, Santa Catarina, Brazil. In: 2nd ICIAEG, São Paulo. Proc., v.2, p. 5.1-5.8.
- FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. (1998) Movimentos de Massa: uma Abordagem Geológico-Geomorfológica. In: GUERRA, A J.T; CUNHA, S.B. (Orgs), Geomorfologia e Meio Ambiente. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2º ed., p. 123-194.
- FIGUERÓ, J.E.; BRESSANI, L.A.; MACIEL FILHO, C.L. (1998) Mapeamento Geotécnico da RS-486, Rota do Sol, no Rio Grande do Sul. In: 3º SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA, Florianópolis, SC. Anais: ABGE, cd-rom.
- FONSECA, A.M.M.C.C. (1969) Relato sobre Causas e Problemas das Encostas da Guanabara. In: 1º SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, São Paulo. Anais, v.1, p. III-10.
- FOOKES, P.G. (1997) Tropical Residual Soils. Geolpical Society Professional Handbooks. The Geological Society, London.
- FORMOSO, M.T. (1999) Desenvolvimento de um Inclinômetro para Monitorar o Comportamento de Taludes em Solos Coluviais. Dissertação de Mestrado, PPGEC/UFRGS, Porto Alegre, 109p.
- FREIRE, E.S.D. (1965) Movimentos Coletivos de Solos e Rochas e sua Moderna Sistemática. **Revista Construção**, Rio de Janeiro, março de 1965, p. 10-18.

- FRUHWIRTH, R.K.; SCHMOLLER, R.; OBERAIGNER, E.R. (1996) Some Aspects on the Estimation of Electromagnetic Wave Velocities. In: 6th INT. CONF. ON GROUND PENEN. RADAR, Sendai, Japan. p. 135-138.
- FRYDMAN, S.; SHVARZMAN, A.;TALESNICK, M. (1996) Residual Strength of Israeli Cohesive Soils. In: 7th INT. CONF. ON LANDSLIDES, Trondheim, Norway. Proc., v.2, p. 1225-1230
- GAMERMANN, N. (1973) Formação Rosário do Sul. **Pesquisas**, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, n° 2, p. 5-35.
- G.C.O (1984) Geotechnical Manual for Slopes, 2nd Ed.. Hong Kong: Geot. Control Office.
- GOMES, M.E.B.; SCOPEL, R.; MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L. (1999a) O Vulcanismo Basáltico do Norte do Rio Grande do Sul: Estruturação, Geoquímica e Estratigrafia. In: 1° SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Gramado, RS. p.1.
- GOMES, M.E.B.; MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L (1999b) Processos de Fraturamentos em Derrames Basálticos da Bacia do Paraná. In: 1° SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMOS E AMBIENTES ASSOCIADOS. Gramado, RS. p.2.
- GRAY, D.H.; SOTIR, R.B. (1992) Biotechnical Stabilization of Highway Cut Slope. **Journal of Geotechnical Engineering**, ASCE, v. 118, n°9, p. 1395-1409.
- GREEN, G.E.; MIKKELSEN, P.E. (1988) Deformation Measurements with Inclimeters. In: Transportation Research Record 1169, TRB, National Research Council, Washigton, D.C., p. 1-15.
- GREENWAY, D.R. (1987) Vegetation and Slope Stability. In: ANDERSON, M.G e RICHARDS, K.S. (Eds). Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology. 1987, Chapter 6, p. 187-230.
- GREENWAY, D.R.; ANDERSON, M.G.; BRIAN, K.C. (1984) Influence of Vegetation on Slope Stability in Hong Kong. In: 4th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Toronto. Proc., v.1, p. 339-404.
- GREHS, S.A. (1976) Mapeamento Geológico Preliminar de Santa Cruz do Sul Visando Obter Informação Básica ao Planejamento Integrado. **Acta Geológica Leopoldensia**, Unisinos, Estudos Tecnológicos n°1, v.I, p. 121-175.
- GRIM, R.E. (1952) Clay Mineralogy. New York, McGraw-Hill, 348p.
- GUIDICINI, G.; NIEBLE, C.M. (1984) Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação. Editora da USP/Edgard Blucher, 2° ed.
- GUIDICINI, G.; YWASA, O.Y. (1976) Ensaio de Correlação entre Pluviosidade e Escorregamentos em meio Tropical Úmido. São Paulo, IPT, 48 p. (IPT – publicação, 1080)
- GUSMÃO FILHO, J.A.; SILVA, J.M.J.; JUCÁ, J.F.T. (1989) Field Instrumentation Related to Downslope Movements. In: 12th ICSMFE, Rio de Janeiro. Proc. Rotterdam:Balkema, v.3, p. 1565-1568.

- HAEFELI, R. (1951) Investigation and Measurements of the Shear Strength of Saturated Cohesive Soils. **Géotechnique**, v.2, n.3, p. 186-207.
- HANNA, T.H. (1985) Field Instrumentation in Geotechnical Engineering. Clausthall, Ed. Transtech. (Transtech Series on Rock and Soil Mechanics, 10).
- HAUSMAN, A. (1995) Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul – RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, Séries Mapas, n° 2, p. 1-127.
- HAWKINS, A.B.; McDONALD, C. (1992) Decalcification and Residual Shear Strength Reduction in Fuller' Earth Clay. **Géotechnique**, v.42, p. 453-464.
- HAWKINS, A.B.; PRIVETT, K.D. (1985) Measurement and Use of Residual Shear Strength of Cohesive Soils. **Ground Engineering**, v.18, p. 22-29.
- HEAD, K.H. (1982). Manual of soil laboratory testing. Pentech Press, London, v.2.
- HENCHER, S.R. (1987) The Implications of Joints and Structures for Slope Stability. In: ANDERSON, M.G ; RICHARDS, K.S. (eds). Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology. 1987, 648p.
- HILBERT, F. (1981) Physical Chemistry of Landslides in Silt and Clay Soils. In: VEDER, C. (eds). Landslides and their Stabilization. Springer-Verlag New York, chapter 7, p. 181-213.
- HOWARD, A.K.(1984) The Revised ASTM Standard on the Unified Classification System. **Geotechnical Testing Journal**, n° 4, v.7, p. 216-222.
- HUCTHINSON, J.N. (1988) General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. 5th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Lausanne. Proc., v. 1, p. 3-35.
- HUTCHINSON, J.N.; BROMHEAD, E.N.; LUPINI, J.F. (1980) Additional Observations on Coastal Landslides of Folkestone Warren. **Quartely Journal. Eng, Geot.** v. 13, p. 1-31.
- HVORSLEV, M. J. (1960) Physical Components of Shear Strength of Saturated Clays. In: CONF. SHEAR STRENGTH COHESIVE SOILS, Boulder, Proc., ASCE, p.169-273.
- IBGE (1986) Folha SH.22 Porto Alegre e Parte das Folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, v. 33, 796p.
- IPT (1991) Manual de Ocupação de Encostas. CUNHA, M.A. (Coord). São Paulo, IPT, n° 1831, 216p.
- ISRM (1978) Suggested Methods for the Quantitative Description of Rock Masses. **Int. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics**, v. 15, n° 6, p. 319-368.
- ISRM (1981) Rock Characterization Testing and Monitoring, Suggested Methods, Ed. Pergamon Press, Oxford, 211p.
- JABUR, I.C. (1985) O Grupo São Bento no Rio Grande do Sul. **Boletim de Geografia UEM**, Maringa, v.3, p. 109-152.

- JONES, F.O. (1973). Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Escarpment, Brazil, Geological Survey Professional Paper 697, V.S. Department of the Interior.
- KANJI, M.A. (1972) Resistência ao Cisalhamento de Contatos Solo-Rocha. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 144p.
- KANJI, M.A. (1974) Unconventional Laboratory Tests for the Determination of the Shear Strength of Soil-Rock Contacts. In: 3th INT. SOC. ROCK MECH., Denver. Proc., v. VII A, p. 241-247.
- KANJI, M.A. (1974) Condicionantes Geológicas na Estabilidade de Taludes. In: COMBRASEF, São Paulo. Anais: ABMS, v. IV, p. 332-341.
- KANJI, M.A.; CRUZ, P.T.; MASSAD, F.; ARAÚJO, H.A. (1997) Basic and Common Characteristics of Debris Flows. In: 2nd PAN-AM. SYMP. ON LANDSLIDES, Rio de Janeiro. Proc.: ABMS, v.1, p. 223-231.
- KANJI, M.A.; WOLLE, C.M. (1977) Residual Strength – New Testing and Microstructure. In: 9th ICSMFE, Tokyo. Proc. Rotterdam:Balkema, v.1, p. 153-154.
- KENNEY, T.C. (1967) The Influence of Mineral Composition on the Residual Strength of Natural Soils. In: GEOTECH. CONF. ON SHEAR STRENGTH PROPERTIES OF NATURAL SOILS AND ROCKS, Oslo. Proc., v.1, p. 123-129.
- LACERDA, W.A. (1966) Discussão sobre o Tema: Estabilidade de Taludes. In: COBRAMSEF, 3^o, Belo Horizonte. Anais: ABMS, v.3, p.223-225.
- LACERDA, W.A. (1985) Casos de Escorregamentos em Encostas Colúviais em Regiões Tropicais. In: 1^o COLÓQUIO DE SOLOS TROPICAIS E SUAS APLICAÇÕES EM ENGENHARIA CIVIL, Porto Alegre. Anais: CPGEC/UFRGS, p.211-233.
- LACERDA, W.A.; SANDRONI, S.S. (1985) Movimentos de Massas Colúviais. In: MESA REDONDA SOBRE OS ASPECTOS GEOTÉCNICOS DE ENCOSTAS, Rio de Janeiro. Anais: Clube de Engenharia, Rio de Janeiro, p. III-1-19.
- LACERDA, W.A.; SILVEIRA, G.C. (1992) Características de Resistência ao Cisalhamento e de Compressibilidade dos Solos Residuais e Colúvionares da Encosta do Soberbo, RJ. In: 1^o COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS, v.2, p. 445-461.
- LACERDA, W.A. (1989) Estabilidade de Encostas Naturais e Estruturas de Retenção. In: 2^o COLÓQUIO DE SOLOS TROPICAIS E SUAS APLICAÇÕES EM ENGENHARIA CIVIL, Porto Alegre. Anais: CPGEC/UFRGS, p.201-217.
- LA GATTA, D.P. (1970) Residual Strength of Clays and Clay-Shales by Rotation Shear Tests. Harvard Soil Mechanics Series, n. 86, Cambridge, Massachusetts: Harvard University.
- LAWES, G. (1987) Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis. Published in behalf of ACOL, Thames Polytechnic, London, John Wiley & Sons.
- LEROUEIL, S.; VAUNAT, J.; PICARELLI, L.; LOCAT, J.; LEE, H.; FAURE, R. (1996) Geotechnical Characterization of Slope Movements. In: 7th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Trondheim. Proc., v.1, p. 53-74.

- LEINZ, V.; LEONARDS, O.H. (1977) Glossário Geológico. Ed. Nacional, 2^a. ed., São Paulo, 239p.
- LEINS, V.; AMARAL, S.E. (1989) Geologia Geral. Editora Nacional, São Paulo, 11^o ed., 399p.
- LIMA, M.J.C.P.A. (1990) Prospecção Geotécnica do Subsolo. LTC Editora, Rio de Janeiro, 104p.
- LUMB, P. (1962). Effect of rain storms on slope stability. Symposium on Hong Kong Soils, paper n^o 7, p.73-87.
- LUMB, P. (1975). Slope failures in Hong Kong. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, v.8, p. 31-65.
- LUPINI, J.F; SKINNER, A.E.; VAUGHAN, P.R. (1981) The Drained Residual Strength of Cohesive Soils. **Géotechnique**, v. 31, p.181-124.
- MACIEL FILHO, C.L. (1978) Mapeamento Geotécnico e Planejamento da Ocupação Urbana de Santa Maria, RS. In: 2^o CBGE, São Paulo. Anais: ABGE, v.1, p. 257-265.
- MACIEL FILHO, C.L. (1990) Carta Geotécnica de Santa Maria. Imprensa Universitária, UFSM. 21p. Escala 1:25.000.
- MACIEL FILHO, C.L. (1996) Notas de Aula. Geologia de Engenharia. PPGEC/UFRGS.
- MACIEL FILHO, C.L. (1999) Comunicação pessoal.
- MACIEL FILHO, C.L.; PINHEIRO, R.J.B.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; GEHLING, W.Y.Y.; BIANCHINI, M.R. (1998) A Slope Failure in a Brecciated Clay in Southern Brazil. In: 8^o IAEGE, Vancouver, Canada. Proc.: Balkema/Rotterdam/Brookfield, v. III, p.1779-1785
- MARQUES, J.S. (1998) Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A J.T. e CUNHA, S.B. (Orgs), Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 3^o ed., cap. 1, p. 23-50.
- MCGUFFEY, V.C.; MODDER JR., V.A.; TURNER, A.K. (1996) Subsurface Exploration. In: TURNER, A.K; SHUSTER, R.L. (eds), Landslides Investigation and Mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Research Council, Washington DC, p.231-277.
- MEDEIROS, E.R. (1980) Estratigrafia do Grupo São Bento na Região de Santa Maria e Paleocorrentes da Formação Botucatu. Dissertação de Mestrado, CPGG/UFRGS, 135p.
- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. (1988) Geological and Magmatic Aspects of The Paraná Basin – an Introduction. In: PICCIRILLO, E.M; MELFI, A.J. (Ed.). The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin, Petrogenetic and Geophysical Aspects. Chapter. 1, p. 1-13.
- MELLO, V.F.B. (1972) Thoughts on Soil Mechanics Applicable to Residual Soils. In: 3th SOUTHEAST ASIAN CONF. ON GEOTECHNICAL ENGINEERING, Hong Kong, 1972. Proc., p. 5-34.

- MENDES JR., C.C.; ZIBARDI, A.F.G. (1987) A Ocupação das Encostas da Serra Geral junto à BR-158, Estrada do Pinhal Velho – Via Férrea (Santa Maria-Porto Alegre). **Geografia – Ensino e Pesquisa**, v.1, p. 92-111.
- MENDONÇA, J.B.; MANTOVANI, L.E.; FERREIRA, F.J.F. (1999) Compartimentação Geomorfológica das Rochas Vulcânicas Intermediárias a Ácidas e Vulcânicas Básicas na Região Sul do Estado do Paraná, Aplicação em Estudos de Impactos Ambientais. In: 1º SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMOS E AMBIENTES ASSOCIADOS, Gramado, RS. p.103.
- MENEGAT, R.; HASENACK, H.; CARRARO, C.C. (1998) As Formas da Superfície: Síntese do Rio Grande do Sul. In: MENEGAT, R.; PORTO, M.L.; CARRARO, C.C.; FERNANDES, L.A.D. (Coord.), Atlas Ambiental de Porto Alegre. Ed. Universidade/UFRGS, cap. 2, p. 25-34.
- MESRI, G.; CEPEDA-DIAZ, A.F. (1986) Residual Shear Strength of Clays and Shales. **Géotechnique**, v.36, p. 269-274.
- MIKKELSEN, P.E. (1996) Field Instrumentation. In: TURNER, A.K.; SHUSTER, R.L. (eds), Landslides Investigation and Mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Research Council, Washington DC, p.278-316.
- MIOTO, J.A.; CARLSTRON FILHO, C. (1976) Experiência Acumulada em Estudos Geológico-Geotécnicos para Estabilização de Taludes ao Longo do Trecho Rodoviário Gal. Luz (RS) – Ponta Grossa (PR) – 1ª Parte: Elementos Gerais: Metodologia de Trabalho. In: 1º CBGE, Rio de Janeiro. Anais: ABGE, v.1, p. 306-330
- MIOTO, J.A.; CARLSTRON FILHO, C.; COSTANZO JR., J.; SAAD, A.M.; SALOMÃO, F.X.T.; SANTOS, M.T.N. (1976) Experiência Acumulada em Estudos Geológico-Geotécnicos para Estabilização de Taludes ao Longo do Trecho Rodoviário Gal. Luz (RS) – Ponta Grossa (PR) – 2ª Parte: Rochas do Grupo São Bento. In: 1º CBGE, Rio de Janeiro. Anais, v.1 , p. 350-369.
- MITCHELL, J.K. (1976). Fundamentals of soil behaviour. John Wiley and Sons, New York.
- MOORE, R. (1991). The chemical and mineralogical controls upon the residual strength of pure and natural clays. **Géotechnique**, v.41, n.1, p.35-47.
- MORGENSTERN, N.R.; TCHALENKO, J.S. (1967) Microstructural Observations on Shear Zones from Slips in Natural Clay. In: GEOTECHNICAL CONF. ON SHEAR STRENGTH PROPERTIES OF NATURAL SOIL AND ROCK, Oslo, Norway. Proc., NGI, v.1, p. 147-152.
- NOGAMI, J.S. (1985) Preliminary Remarks. Progress Report of the Committe on Tropical Soils on the ISSMFE, ABMS, p. 3-8.
- NUNES, V.M.; ALLEMÃO, A.V.F.; MIRANDA, J.C.; CASTRO Jr., E.; COELHO NETTO, A.L. (1992) Sistemas Radiculares e Hidrologia de Encostas Florestadas: Subsídio à Análise de Estabilidade. In: 1º COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS, v.3, p. 781-795.
- PATTON, F.D.; HENDRON JR, A.J. (1974) General Report on Mass Movements. In: 2nd ICIAEG, São Paulo. Proc., São Paulo: ABGE, v.2, p. V-GR.1-57.

- PEDROSA, M.G.A.; SOARES, M.M.; LACERDA, W.A. (1988) Mechanism of Movements in Colluvial Slopes in Rio de Janeiro. In: 5th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Lausanne. Proc., v.2, p.1211-1216.
- PENHA, H.M. (1998) Processos Endogenéticos na Formação do Relevo. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Orgs), Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 3^o ed., cap. 2, p. 51-92.
- PICHLER, E. (1957) Aspectos Geológicos dos Escorregamentos do Santos. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 16, nº2, p. 69-77.
- PINHEIRO, R.J.B. (1991) Estudo do Comportamento Geomecânico de Perfis Oriundos de Rochas Sedimentares da Formação Rosário do Sul. Dissertação de Mestrado, PPGE/UFRGS, Porto Alegre, 149p.
- PINHEIRO, R.J.B.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D. (1997a) Avaliação da Resistência Residual com o Equipamento Ring Shear no CPGEC/UFRGS. *Caderno de Engenharia - CE - 55*. Publicação Interna, CPGEC, 59p.
- PINHEIRO, R.J.B.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D. (1997b) A Study on the Residual Shear Strength of Two Unstable Slopes in the State of Rio Grande do Sul. In: 2nd PAN-AM. SYMP. ON LANDSLIDES, Rio de Janeiro. Proc.: ABMS/ABGE/ISSMGE, v. 1, p. 443-452.
- PINHEIRO, R.J.B.; BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; BIANCHINI, M.R. (1998) Estudo da Resistência ao Cisalhamento Residual de Alguns Solos do Estado do Rio Grande do Sul. In: XI COBRAMSEG, Brasília. Anais: ABMS, v. I, p. 35-42.
- PORTO, C.G. (1998) Intemperismo em Regiões Tropicais. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (Orgs.). Geomorfologia e Meio Ambiente. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2^a. ed., cap. 1, p. 25-57.
- PRANDINI, F.L.; GUIDICINI, G.; BOTTURA, J.A.; PONÇANO, W.L.; SANTOS, A.R. (1976) Atuação da Cobertura Vegetal na Estabilidade de Encostas: uma Resenha Crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE FLORESTAS TROPICAIS, Mossoró. Anais: Mossoró, v.2, p. 1-22.
- RAMIAH, B.K; DAYALU, N.K.; PURUSHOTHAMARAJ, P. (1970). Influence of Chemicals on Residual Strength of Silty Clay. **Soil and Foundation**, v.10, p. 25-36.
- RIB, H.T.; LIANG, T. (1978) Recognition and Identification. In: SCHUSTER, R.L. e KRIZEK, R.J. (eds), Landslides, Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p. 34-80.
- RIGO, M.L. (2000) Resistência ao Cisalhamento Residual de Alguns Solos Saprolíticos de Basalto do Estado do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, PPGE/UFRGS, Porto Alegre, 134p.
- SAILIE, E.L.; BUCHER, F. (1984) Shear Strength Properties of Tropical Black Clays. In: 8th REGIONAL CONF. FOR AFRICA ON SOIL MECH. AND FOUND. ENGNG, Harare. Proc., Rotterdam:Balkema, v.1, p. 99-103.

- SANTOS, A.R. (1974) Desagregação Superficial em Taludes de Corte nos Argilitos e Siltitos da Formação Estrada Nova. In: 5º COBRAMSEF, São Paulo. Anais: ABMS, v.1, p. 351-356.
- SANTOS, A.R. (1981) Aspectos Metodológicos da Análise Geológico-Geotécnica na Estabilidade de Taludes. In: 3º CBGE, Itapema, SC. Anais: ABGE, v. 2, p. 409-412.
- SARTORI, P.L.P.; MACIEL FILHO, C.L. (1976) Petrografia da Sequência Vulcânica da Formação Serra Geral no Rebordo Ocidental do Planalto Meridional, RS. In: 30º CBG, Ouro Preto, MG. Anais: SBG, v.2, p. 297-307.
- SARTORI, P.L.P.; MACIEL FILHO, C.L.; MENEGOTTO, E. (1975) Contribuição aos Estudos das Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná na Região de Santa Maria. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 5(3), p. 141-159.
- SASSA, K. (1989) Geotechnical Classification of Landslides. *Landslide News*, nº. 3, p. 21-24.
- SCHNEIDER, A.W. et al (1974) Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre. Anais: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 41-65.
- SCHILLING, G.H. (1993) Instrumentação e Análise dos Movimentos no Escorregamento da Encosta do Soberbo. Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 237p.
- SERAPHIM, L.A. (1974) Algumas Observações Geotécnicas de uma Escavação em Solo Residual na Guanabará. Dissertação de Mestrado, PUC/Rio de Janeiro.
- SILVEIRA, G.C. (1993). Características Geomecânicas dos Solos Residuais e Coluvionares do Escorregamento na Estrada do Soberbo-RJ. Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ.
- SIMÕES, P.R.M. (1991) Mecanismos de Instabilização em Taludes Naturais em Formações Expansivas da Bacia Sedimentar do Recôncavo Baiano. Tese de Doutorado, UFRJ, Rio de Janeiro. 277p.
- SKEMPTON, A.W. (1964) Long-Term Stability of Clay Slopes. **Geotechnique**, v.14, nº2, p. 77-101.
- SKEMPTON, A. W. (1970) First Time Slides in Over-consolidated Clays. **Geotechnique**, v. 20, n. 3, p. 320-324.
- SKEMPTON, A.W. (1985) Residual Strength of Clay in Landslides, Folded Strata and Laboratory. **Geotechnique**, v. 35, p. 3-18.
- SKEMPTON, A.W.; HUCTIONSON, J.N. (1969) Stability of Natural Slopes and Embankment Foundations. State-of-the-art Report. 7th ICSMFE, Mexico, Proc.: State-of-the-art vol, p. 291-340.
- SKEMPTON, A.W.; PETLEY, D.J. (1967) The Strength along Structure Discontinuities in Stiff Clay. In: GEOTECHNICAL CONF.ON SHEAR STRENGTH PROPERTIES OF NATURAL SOILS AND ROCK, Oslo, Norway. Proc., v.2, p. 29-46.
- SOARES, J.M.D. (1998) Estudos de Estabilidade de Aterros Sanitários e Colúvios em Áreas Urbanas. Projeto PADCT, UFSM.

- SOUZA, L.A.P.; SILVA, R.F.; IYOMASA, W.S. (1998) Métodos de Investigação. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Ed.). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE, cap. 11, p.163-196.
- SOUZA PINTO, C.; NADER, J.J. (1991) Ensaio de Laboratório em Solos Residuais. In: II SEFE, São Paulo. Anais: ABMS, p. 166-202.
- SOUZA PINTO, C.; GOBARA, W.; PERES, J.E.E.; NADER, J.J. (1994) Propriedades dos Solos Residuais. In: CINTRA, J.C.A.; ALBIERO, J.H. (Ed.). Solos do Estado de São Paulo, ABMS, São Paulo, p. 97-142.
- SOWERS, G.F.; ROYSTER, D.L. (1978) Field Investigation. In: SCHUSTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (eds), Landslides, Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p. 81-111.
- STARK, T.D. e EID, H. (1992) Comparison of Field and Laboratory Residual Strengths. ASCE Geotechnical Special Publication n°. 31, Stability and Performance of Slopes and Embankments - II, v. 1, p.876-889.
- STARK, T.D.; EID, H. (1993) Modified Bromhead Ring Shear Apparatus. **Geotechnical Testing Journal**, v.16, n.1, p. 100-107.
- STARK, T.D.; EID, H. (1994) Drained Residual Strength of Cohesive Soils. **Journal Geotech, Engrg.**, ASCE, 120, p. 856-871.
- STARK, T.D.; VETTEL, J.J. (1992) Bromhead Ring Shear Testing Procedure. **ASTM Geotechnical Testing Journal**, v. 15, n. 1, p. 24-32.
- STEWART, H.E.; CRIPPS, J.C. (1983). Some Engineering Implications of Chemical Weathering of Pyritic Shale. **Quartely Journal Engng. Geol.**, v. 16, p. 281-289.
- STRIEDER, A.; SALVADORETTI, P. (1999) Análise dos Perfis de GPR Coletados em Março e Maio/1999, Município de Santa Cruz/RS. Relatório Técnico, 5p.
- TANAKA, A. (1976) Algumas Considerações sobre a Resistência ao Cisalhamento de um Solo Residual de Basalto de São Simão. Dissertação de Mestrado, PUC/Rio de Janeiro.
- TATIZANA, G.; OGURA, A.T; CERRI, L.E.S.; ROCHA, M.C.M. (1987) Análise de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos na Serra do Mar, Município de Cubatão. In: 5º CBGE, São Paulo. Anais: ABGE, v.2, p. 225-236.
- TAYLOR, R.K. e CRIPPS, J.C. (1987) Weathering Effects: Slopes in Mudrocks and Over-Consolidated Clays. In: ANDERSON, M.G; RICHARDS, K.S. (Eds). Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology, chapter 13, p. 405-445.
- TERZAGHI, K. (1950) Mechanism of Landslides. Trad.: Mecanismos de Escorregamento de Terra, de E. Pichler. Departamento de Livros e Publicações do Grêmio Politécnico, São Paulo, 1967, 41p.
- TIKA, T.E.; VAUGHAN, P.R.; LEMOS, L.I.L.J. (1996) Fast Shearing of Pre-existing Shear Zones in Soil. **Géotechnique**, v. 46, p. 197-233.

- TOVEY, N.K. (1986) Microfabric, Chemical and Mineralogical Studies of Soils: **Techniques. Geotechnical Engineering**, v.17, p. 131-166.
- TOVEY, N.K.; YAN, W.K. (1973) The Preparation of Soils and Other Geological Materials for the SEM. In: INT. SYMP. OF SOIL STRUCTURE, Gothemburg, p. 59-67.
- TOWNSEND, F.C.; GILBERT, P.A. (1973) Tests to Measure Residual Strength of Some Clay Shales. **Géotechnique**, v.23, n. 1, p.267-271.
- TRENDER, N.A.; WARREN, C. D. (1996) Further Investigations at the Folkestone Warren Landslide. **Géotechnique**, v.46, n.4, p.589-620.
- VARGAS Jr. E.A.; COSTA FILHO, L.M.; CAMPOS, L.E.; OLIVEIRA, A.R.B. (1986) A Study of Relationship Between the Stability of Slopes in Residual Soils and Rain Intensity. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOTECHNOLOGY, v.1.
- VARGAS, M. (1953) Some Engineering Properties of Residual Clay Soils Ocurring in Southern Brazil. In: 3° ICOSOMFE, Zurich. Proc.: Rotterdam:Balkema, v.I, p. 67-71.
- VARGAS, M. (1966) Estabilização de Taludes em Encosta de Gnaisses Decompostos. In: 3° COBRAMSEF, Belo Horizonte. Anais: ABMS, v.3, p. 191-199.
- VARGAS, M. (1971) Slope Stability in Residual Soils. In: 4° PACMSFE, Puerto Rico. Proc.: ASCE, v.3, p. 135-143.
- VARGAS, M. (1981) As Lições dos Escorregamentos da Serra do Mar. In: ENCONTRO TÉCNICO – ESTABILIDADE DE TALUDES, São Paulo. Anais: ABMS, p. 1-17.
- VARGAS, M. (1985) The Concept of Tropical Soils. In: INT. CONF. ON GEOMECH. IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, Brasília. Proc., v.3, p. 101-134.
- VARGAS, M. (1999) Revisão Histórico-Conceitual dos Escorregamentos da Serra do Mar. **Solos e Rochas**, São Paulo, v.22, nº 1, p. 53-83.
- VARGAS, M.; PICHLER, E. (1957) Residual Soil and Rock Slides in Santos (Brazil). In: 4th ICSMFE, London. Proc.: Rotterdam:Balkema, v.2, p. 394-398.
- VARNES, D.J. (1958) Landslide Types and Processes. In: ECKEL, E.B. (eds), Highway Research Board, Special Report, v. 29, p. 20-47.
- VARNES, D.J. (1978) Slope Movement and Types and Processes. In: SCHUSTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (eds), Landslides, Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p. 11-33.
- VASCONCELOS, M.F.C. (1992) A Resistência Residual de Solos Determinada Através do Ensaio de Cisalhamento por Torção. Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ.
- VAUGHAN, P.R.; HIGHT, D.H.; SODHA, V.G.; WALBANCKE, H.J. (1978) Factors Controlling the Stability of Clay Fills in Britain Clay Fills, Institution of Civil Engineers (ICE) London, England, p. 203-217.

- VAUGHAN, P.R. (1990) Keynote Lecture: Characterizing the Mechanical Properties of In-Situ Residual Soil. In: 2nd INT. CONF. ON GEOMECH. IN TROPICAL SOILS, Singapore, p. 469-487.
- VIEIRA, B.C.; VIEIRA, A.C.F.; FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. (1997) Estudo Comparativo dos Movimentos de Massa Ocorridos em Fevereiro de 1996 nas Bacias do Quitite e do Papagaio (RJ): Uma Abordagem Geomorfológica. In: 2nd COBRAE, Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE/ISSMGE, v.1, p.165-174.
- WALKER, B.F.; FELL (1987) Preface. In: WALKER, B.F.; FELL, R. (eds). Extension Course on Soil Slope Instability and Stabilisation, Sydney. Proc., Balkema:Rotterdam, p. VII-VIII.
- WALKER, B.F.; MOHEN, F.J. (1987) Groundwater Prediction and Control, and Negative Pore Water Pressure Effects. In: WALKER, B.F.; FELL, R. (eds). Extension Course on Soil Slope Instability and Stabilisation, Sydney. Proc., Balkema:Rotterdam, p. 121-181.
- WALKER, B.F.; BLONG, R.J.; MACGREGOR, J.P. (1987) Landslide Classification, Geomorphology, and Site Investigations. In: WALKER, B.F.; FELL, R. (eds). Extension Course on Soil Slope Instability and Stabilisation, Sydney. Proc., Balkema:Rotterdam, p. 1-52.
- WESLEY, L.D. (1977) Shear Strength Properties of Halloysite and Allophane Clays in Java, Indonesia. *Géotechnique*, v.27, p. 125-136.
- WESLEY, L.D. (1992) Some Residual Strength Measurements on New Zealand Soils. In: 6th AUSTRALIA-NEW ZEALAND CONF. ON GEOMECHANICS. Proc., p. 381-385.
- WILSON, S.D.; MIKKELSEN, P.E. (1978) Field Instrumentation. SCHUSTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (eds), Landslides, Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington DC, p. 112-138.
- Wykeham Farrance Eng. Ltd (1987). WF 25850 - The Bromhead Ring Shear Test.
- WOLLE, C.M. (1980) Taludes Naturais – Mecanismos de Instabilização e Critérios de Segurança. Dissertação de Mestrado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, EPUSP, São Paulo.
- WOLLE, C.M. (1981) Considerações de Caráter Metodológico sobre Estabilização de Taludes. In: 3^a. CBGE, Itapema, SC. Anais: São Paulo, ABGE. v.2, p. 409-412.
- WOLLE, C.M. (1985) Slope Stability. In: 1^a. INT. CONF. ON TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, Brasília. Progress Report: Brasilia, ABMS, t.3.2, 51p.
- WOLLE, C.M. (1986) Poluição e Escorregamentos: Causa e Efeito na Serra do Mar, Cubatão, SP. In: 8^o COBRAMSEF, Porto Alegre. Anais: ABMS. v.7, p. 178-190.
- WOLLE, C.M. (1988) Mecanismos de Instabilização de Encosta na Serra do Mar. In: ENCONTRO TÉCNICO – ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, São Paulo. Anais: ABMS, p. 16-36.

- WOLLE, C.M.; CARVALHO, P.A.S. (1987) Ruptura de um Talude Rodoviário Condicionada por Estruturas Reliquiarias e sua Estabilização. In: 5º CBGE, São Paulo. Anais, v.2, p. 135-151.
- WOLLE, C.M.; CARVALHO, C.S. (1989) Deslizamentos em Encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, nº. único, p. 27-36.
- WOLLE, C.M.; HACHICH, W. (1989) Rain-induced Landslides in Southeastern Brazil. In: 12th ICSMFE. Rio de Janeiro. Proc. Rotterdam:Balkema, v.3, p.1639-1642
- WOOD, D. M. (1990) Soil Behaviour and Critical State Soil Mechanics. Cambridge University Press.
- WP/WL1 – UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (1990) A Suggested Method for Reporting a Landslide. **Bulletim of the IAEG**, nº 41, p. 5-12.
- WU, T. (1984) Effect of Vegetation on Slope Stability. Transportation Research Record 965, Transportation Research Board, Washington, DC, p. 37-46.
- YAGI, N.; YATABE, R.; ENOKI, M (1992) Stability Analyses for Landslides Using Ring Shear Result. In: 6th INT. SYMP. ON LANDSLIDES, Christchurch.. Proc., v. 1, p. 607-612.

ANEXO I – LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS

A-I.1 Geo-radar - GPR

O método denominado GPR - radar de penetração no solo - baseia-se na reflexão de ondas eletromagnéticas (EM) na interface entre diferentes camadas que compõe o subsolo, ocasionada por variações na impedância elétrica dos diferentes materiais. A apresentação dos perfis de geo-radar coletados segue o seguinte padrão: (a) no eixo horizontal estão representadas as distâncias percorridas sobre o terreno, em metros; e (b) no eixo vertical está representado o tempo de percurso (ida e volta), em nanosegundos (10^{-9} ns), de ondas eletromagnéticas refletidas na interface entre os meios apresentando contraste de impedância elétrica.

Normalmente, é de interesse transformar a escala vertical de tempo de propagação de onda em escala de profundidade, de modo que se possa estimar a posição dos alvos em subsuperfície. Isso é feito a partir da determinação das velocidades de propagação de ondas nos materiais do subsolo. Dentre as várias técnicas disponíveis, uma das mais utilizadas é a realização de ensaios CMP (Fruhirth et al., 1996). A praticidade e a oportunidade de fazer estimativas de velocidade em materiais *in situ* contam a favor do método. A falta de refletores planos e horizontalizados e a forte ação atenuadora da camada de solo não permitiram que as seções CMP apresentassem as feições desejadas (pelos mesmos motivos, as seções de espaçamento constante também ficaram prejudicadas). Assim sendo, optou-se pela apresentação dos perfis em função dos tempos de ocorrência dos eventos. Entretanto, estimativas grosseiras da profundidade de refletores de interesse podem ser feitas tomando-se por valores médios tabelados na literatura para as velocidades de propagação de onda (Annan e Davis, 1989), devendo-se porém estar ciente da possibilidade de incorrer em erros que podem ser de mais de 50%, dada a variabilidade destes valores.

A primeira etapa do processamento das seções de geo-radar envolve a filtragem de frequências indesejadas (ruído) por meio de filtro passa-banda, com frequência de corte definidas com base na análise espectral. Na segunda etapa do processamento é realizada a aplicação de ganho AGC (*automatic gain control*) ao sinal. O objetivo do ganho ACG é equalizar a amplitude do sinal ao longo de todo o traço de onda, devido à atenuação em profundidade (Strieder, 1999). O Quadro A-I.1 representa as principais características técnicas do levantamento com o geo-radar.

Quadro A-I.1 – Especificações técnicas dos perfis levantados.

Seção	Frequência de emissão	Espaçamento da Amostragem	Distância entre as Antenas	Tratamento dos dados Filtro (frequência de corte superior/inferior)
GPR – 1	25 MHz	0,2 m	4 m	Filtro passa banda (15/35MHz) e ganho ACG
GPR – 2	25 MHz	0,2 m	4 m	Filtro passa banda (15/35 MHz) e ganho ACG
GPR – 3	50 MHz	0,2m	2 m	Filtro passa banda (25/75 MHz) e ganho ACG
GPR – 4	100 MHz	0,3m	1 m	Filtro passa banda (50/150 MHz) e ganho ACG

A-I.2 Eletrorresistividade - ER

Este método consiste, de um modo simples, em determinar a natureza dos materiais do subsolo por meio da resistência que oferece à passagem de uma corrente elétrica. Este levantamento, portanto, teve como objetivo determinar as relações estruturais entre os diferentes tipos litológicos que ocorrem na área, bem como definir algumas propriedades dos mesmos, tais como espessuras e resistividades elétricas. Foram empregadas as técnicas de sondagem elétrica vertical (SEV) e caminhamento elétrico (CE). O método SEV consiste em medir, na superfície, a resistividade elétrica com o emprego de um arranjo de eletrodos de emissão (AB) e de recepção (CD). A Figura A-I.1 apresenta o arranjo utilizado, onde uma corrente (I) é aplicada entre os eletrodos AB e mede-se a diferença de potencial resultante (ΔV).

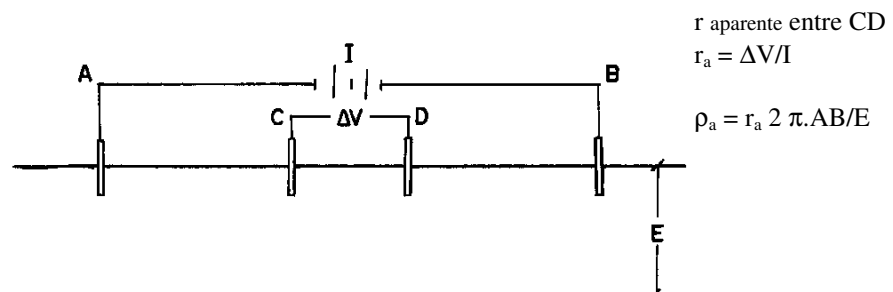


Figura A-I.1 – Arranjo esquemático empregado no levantamento geofísico – ER.

No arranjo utilizado os eletrodos foram dispostos em linha e, na operação de aquisição de dados, os eletrodos AB são afastados simetricamente em relação ao eletrodos CD, que permanecem fixos no centro do arranjo. Este arranjo só foi alterado quando se fez necessário o aumento da relação sinal/ruído na sondagem SEV-12. A Figura A-I.2 apresenta ilustrativamente o gráfico resistividade aparente (ρ) por distância entre os eletrodos (AB/2) com a curva de modelagem da SEV 10.

O perfil de caminamento elétrico (CE) tem a finalidade de verificar a possível ocorrência de contatos geológicos, diques, fraturamentos, falhamentos ou quaisquer outra característica. No método CE uma corrente elétrica (I) é aplicada nos eletrodos AB que permanecem na posição. Entre os eletrodos CD é medida a diferença de potencial ΔV em diferentes posições ao longo da linha.

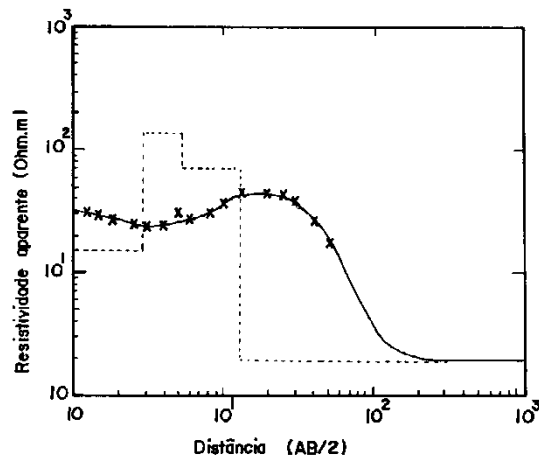


Figura A-I.2 – Gráfico da resistividade aparente pela distância entre os eletrodos com a curva de modelagem para a SEV-10.

ANEXO II – SONDAGENS MISTAS

As sondagens foram realizadas de acordo com a norma NBR 6484/80. Após o término do ensaio SPT, foi procedida a realização de sondagem rotativa. Os furos de sondagem rotativa foram executados com revestimentos ϕ HX e barrilete amostrador duplo. O estado de alteração da rocha foi obtido mediante a avaliação do índice de recuperação modificado – RQD. A localização dos furos de sondagem estão mostrados na Figura 7.1. As Figuras A-II.1 a A-II.7 apresentam os perfis obtidos nas sondagem mistas.

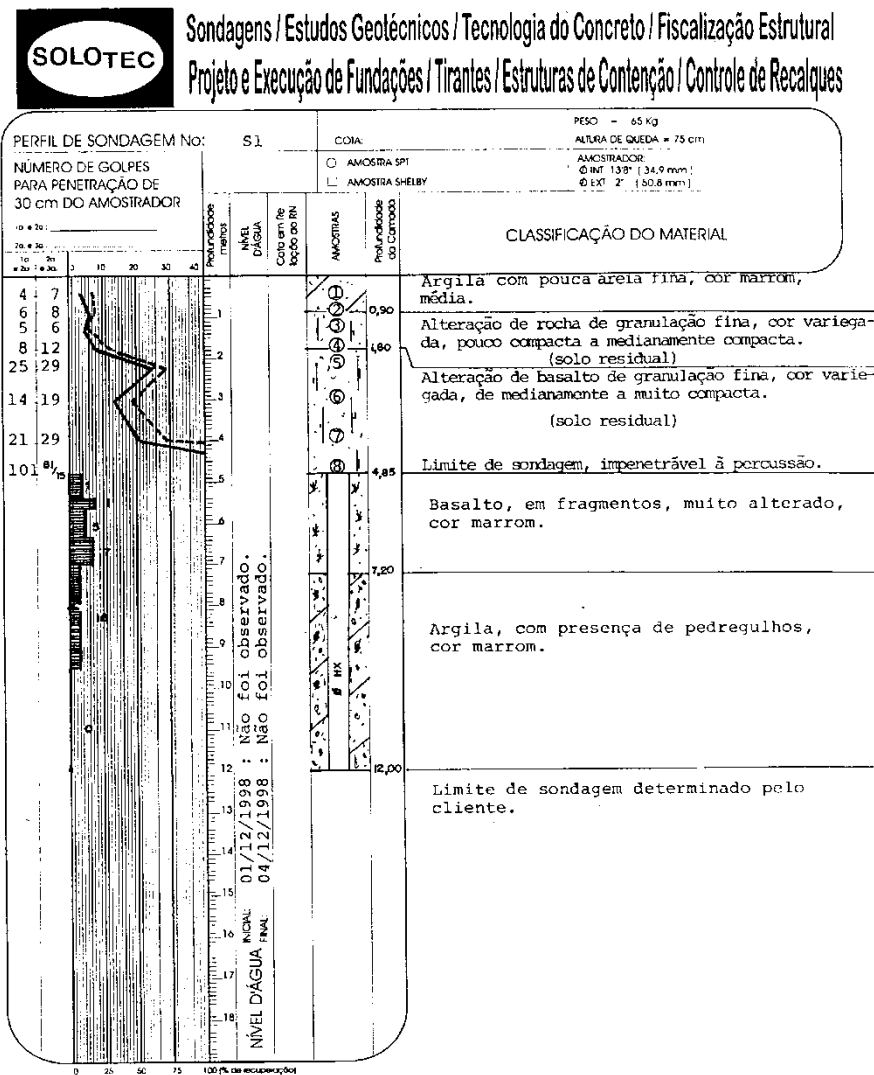


Figura A-II.1 – Perfil de sondagem mista –S1.

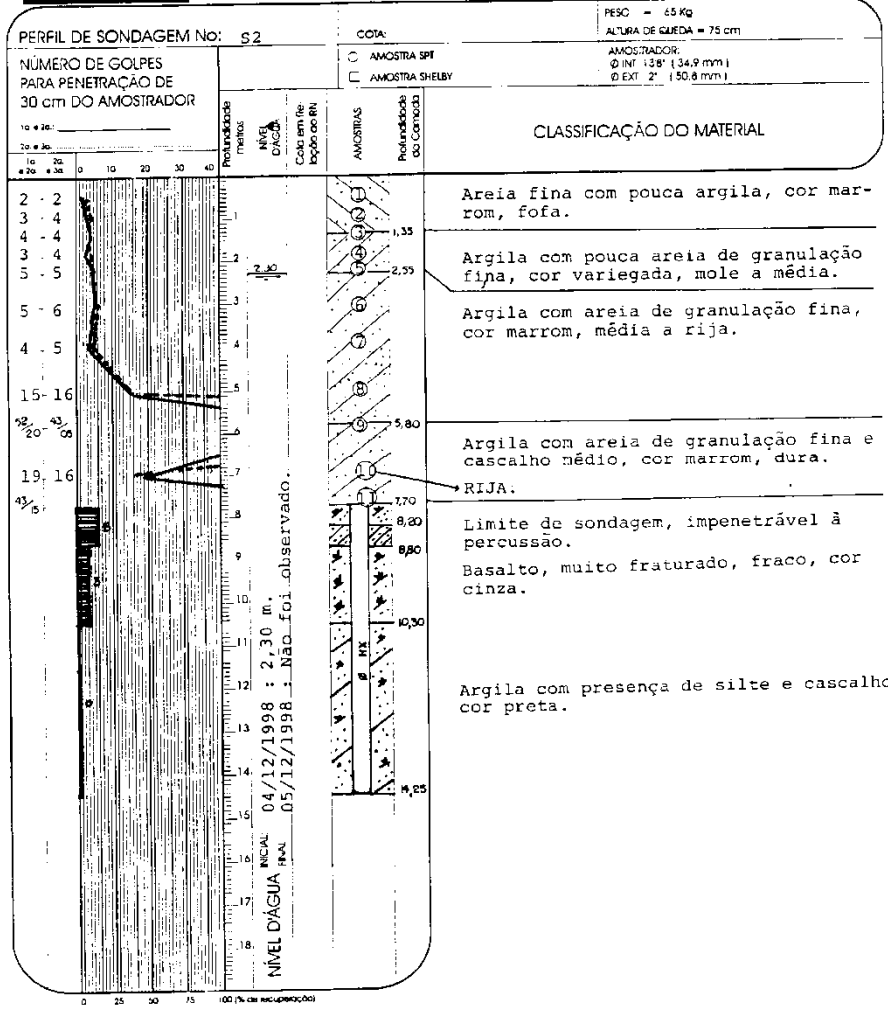


Figura A-II.2 – Perfil de sondagem mista – S2.

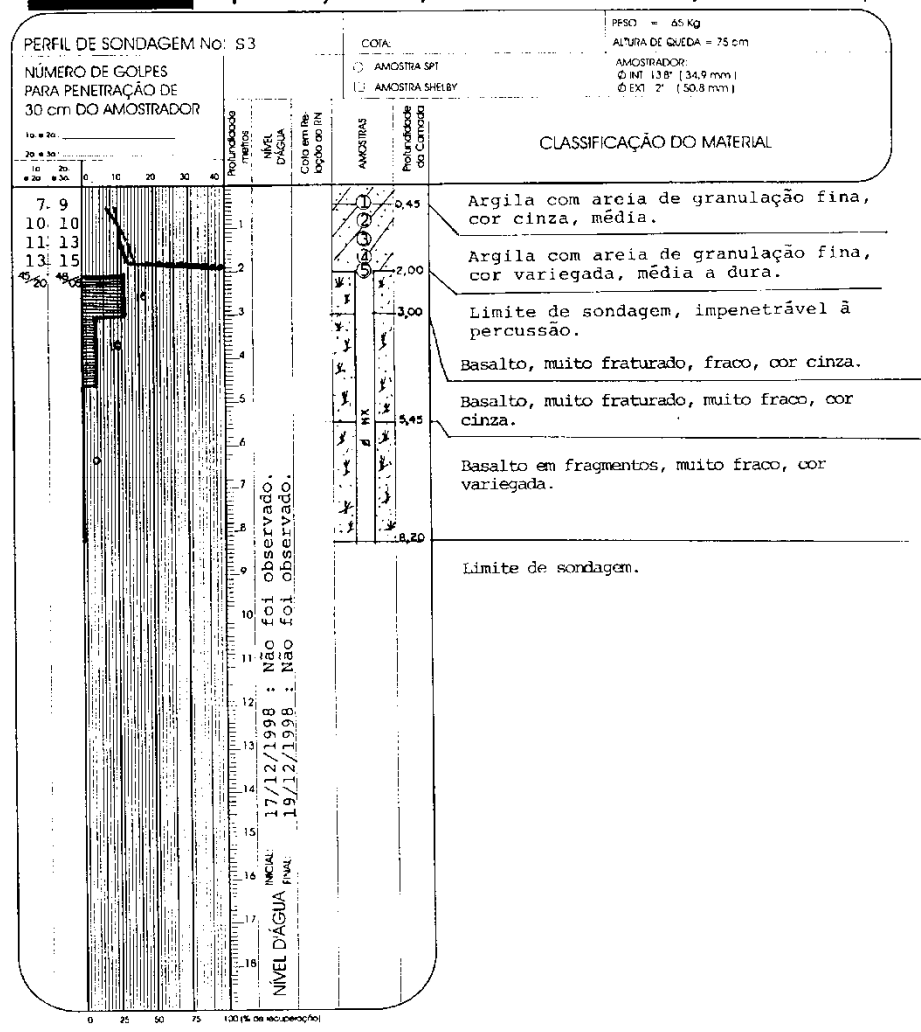


Figura A-II.3 – Perfil de sondagem mista – S3.

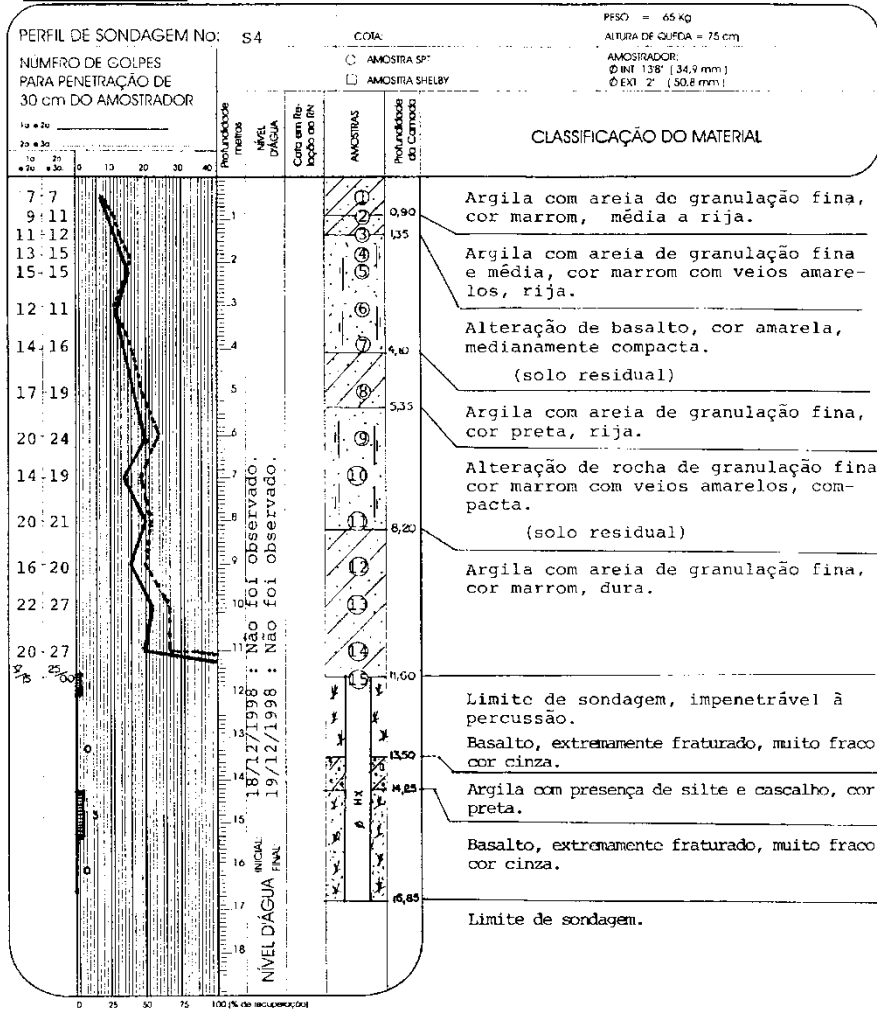


Figura A-II.4 – Perfil de sondagem mista – S4.

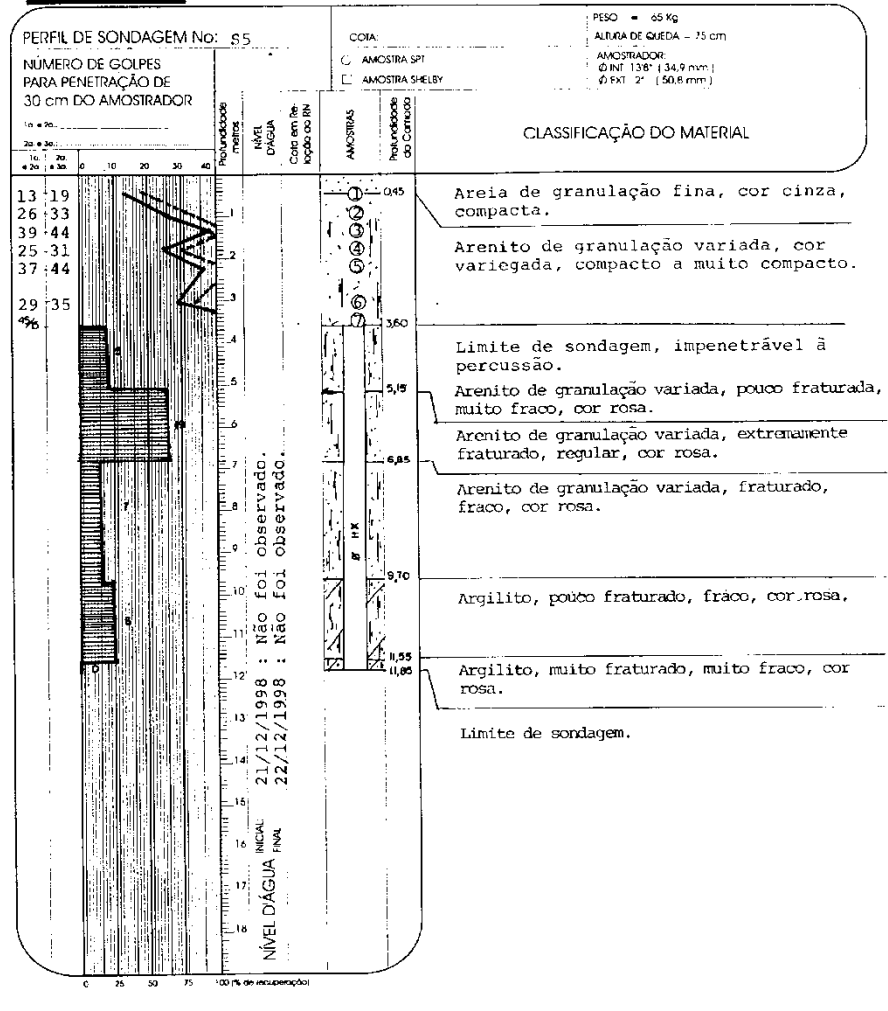


Figura A-II.5 – Perfil de sondagem mista – S5.



Sondagens / Estudos Geotécnicos / Tecnologia do Concreto / Fiscalização Estrutural
 Projeto e Execução de Fundações / Tirantes / Estruturas de Contenção / Controle de Recalques

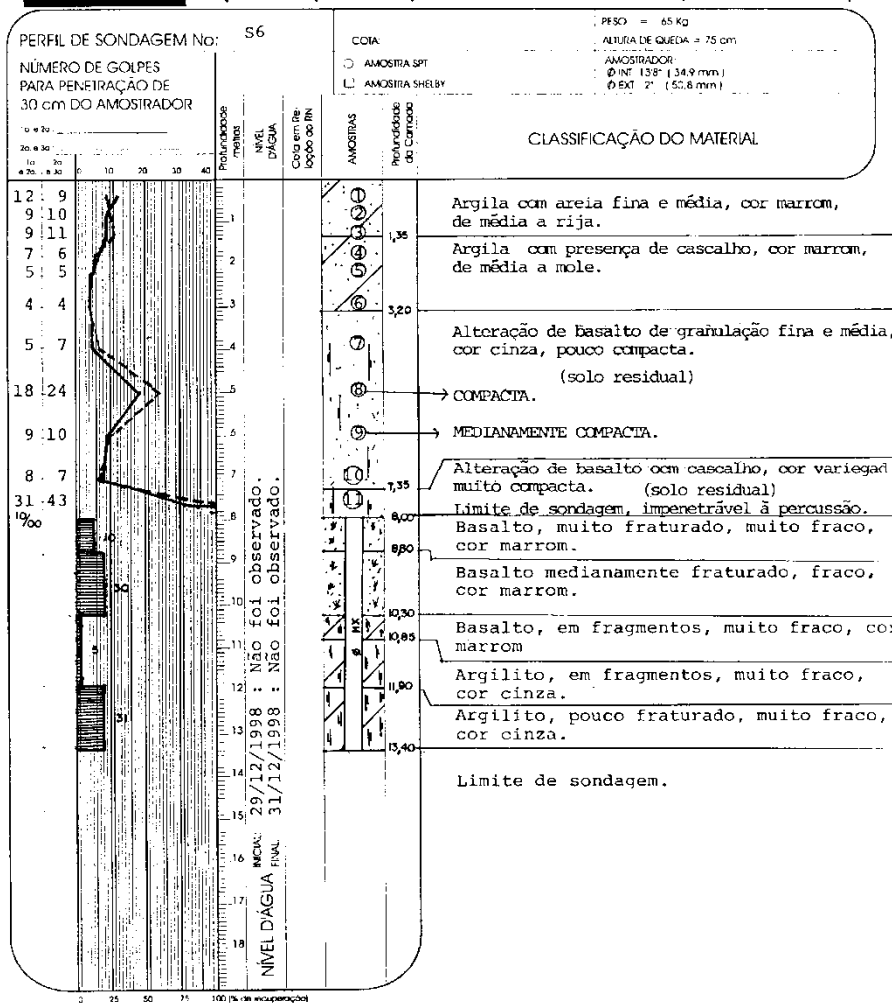


Figura A-II.6 – Perfil de sondagem mista – S6.



Sondagens / Estudos Geotécnicos / Tecnologia do Concreto / Fiscalização Estrutural
 Projeto e Execução de Fundações / Tirantes / Estruturas de Contenção / Controle de Recalques

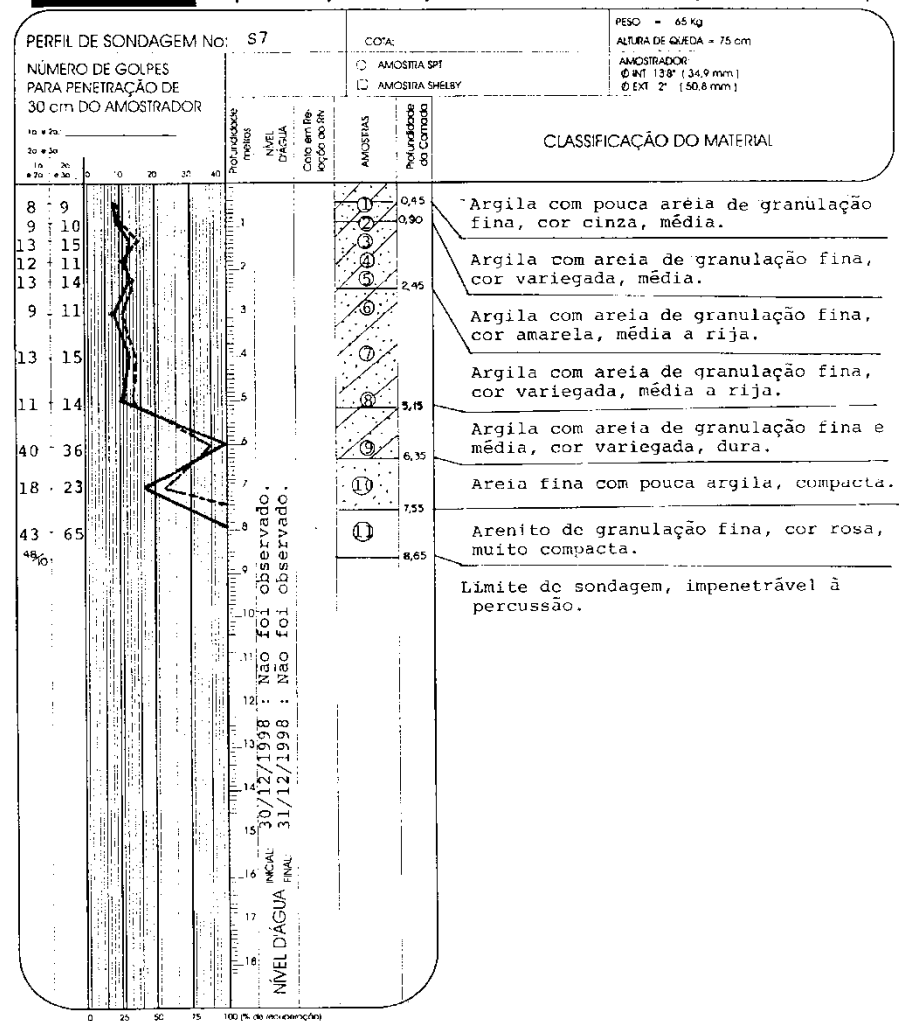


Figura A-II.7 – Perfil de sondagem SPT– S7.

ANEXO III – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A-III.1 Rochas vulcânicas

Derrame 3 – Lâmina 1

Amostra de cor cinza escura de granulação fina com fenocristais de pequeno tamanho. A estrutura é maciça, com uma textura porfirítica com matriz afanítica. Amostra praticamente são muito coerente. Microscopicamente a fase primária está representada essencialmente por cristais de plagioclásio, piroxênios, opacos e com proporções subordinadas de anfibólios. A textura é porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio (1 a 2,5 mm), piroxênio (1mm) e anfibólios. Os fenocristais de plagioclásio apresentam-se subédricos, incolores, de fraca zonação. Os cristais de piroxênio ocorrem como indivíduos subédricos, com pleocroísmo esverdeado, pigmentado por óxidos de ferro e frequentemente argilizados, principalmente os anfibólios. A matriz apresenta-se recristalizada, com alguma pigmentação por óxidos de ferro, constituída principalmente por plagioclásios ripiformes e piroxênios, A fase secundária é constituída essencialmente por argilo-minerais. Esta amostra foi classificada petrograficamente como basalto. A Foto 7.26 apresenta a microfotografia em luz polarizada (ampliação de 2,5x) com a identificação dos principais minerais.

Derrame 2 – Lâminas 3, 4 e 5

Amostra de cor cinza esverdeada de granulação fina, textura porfirítica e matriz afanítica. Amostra apresenta uma estrutura amigdalóide e vesicular. As amígdalas estão preenchidas por calcitas, zeolitas e argilas. A amostra apresenta sinais de alteração e é pouco coerente. Microscopicamente a fase primária está representado por cristais de plagioclásio, piroxênio e com proporções subordinadas de anfibólios e opacos. A textura é microporfirítica com cristais de plagioclásio de forma ripiforme (0,5 a 0,7mm), subédricos e incolores (Foto 7.27 – lâmina 3). Os cristais de piroxênio e anfibólios apresentam-se muito alterados, com processos avançados de argilização. A matriz é vítrea, caracterizando a parte superior do derrame. As amígdalas e vesículas apresentam um porcentagem superior a 35%, preenchidas com zeolitas, calcitas e argilo-minerais. A fase secundária é constituída principalmente por argilo-minerais do grupo das esmectitas originadas por intemperização dos plagioclásios, piroxênios e anfibólios.

As amostras correspondentes as lâminas 4 (Foto 7.28) e 5 (Foto 7.29), diferem da anterior por apresentarem fenocristais de plagioclásio (1 a 2,5mm) e piroxênio (< 0,5mm) e amígdalas preenchidas basicamente por zeolitas. Com o aumento da profundidade a porcentagem de amígdalas e vesículas diminuem, bem como a quantidade de argilo-minerais. Estas lâminas foram classificadas petrograficamente como basalto amigdalóide.

Derrame 1 – Lâminas 6 e 11

A amostra da lâmina 6 é muito similar a amostra do derrame 1. Apresenta cor cinza escura de granulação fina com fenocristais de plagioclácio (1 a 4mm) e piroxênio (0,5mm). Estrutura é maciça com textura porfirítica e matriz afanitica. Amostra está praticamente sã e muito coerente. O que difere microscopicamente da amostra do derrame 1 é o processo de alteração dos plagioclásios mais intenso na parte central do que nos bordos (Foto 7.30).

A amostra correspondente a lâmina 11 que faz parte do derrame 1, apresenta-se extremamente alterada, de cor amarela avermelhada com uma textura porosa. Microscopicamente a fase primária restante na amostra é formada por cristais de plagioclácio (0,8mm) e piroxênios com proporções subordinadas de quartzo e opacos. Apresenta uma textura porfirítica com fenocristais de piroxênio (0,5mm), subédricos com uma forte pigmentação por óxidos de ferro de cor vermelho translúcido e amorfo (goethita). Os cristais de plagioclácio apresentam-se subédricos, pouco límpidos, incolores dispersos na matriz argilosa (fase secundária > 50%). A fase secundária é constituída por uma matriz argilosa recortada por vênulas preenchidas nas bordas por óxidos de ferro e argila (Foto 7.31). Petrograficamente a amostra da lâmina 6 é um basalto, e a amostra da lâmina 11 um solo saprolítico.

A-III.2 Rochas sedimentares

Arenitos – Lâminas 2, 7 e 9

A amostra da lâmina 2 – arenito *intertrap* entre os derrames 2 e 3 – apresenta cor rosa, com estrutura estratificada (plano-paralela) e níveis de material mais grosseiro. Microscopicamente a amostra apresenta uma textura clástica, sendo constituída essencialmente por cristais de quartzo (monocristalino e policristalino) e fragmentos de rochas vulcânicas e sedimentares, com proporções subordinadas de feldspatos e opacos. Os grãos de quartzo apresentam-se bem selecionados com formas arredondadas a subarredondadas e límpidos, caracterizando um sistema deposicional de origem eólica. Na parte mais grosseira os grãos de quartzo apresentam um tamanho de aproximadamente 1mm, e na parte mais fina o tamanho médio dos grãos é da ordem de 0,2mm. A matriz é constituída por uma cimentação silicosa, porém não o suficiente para fechar os poros da rocha. A Foto 7.32 apresenta em detalhe a estrutura estratificada na amostra.

A amostra de rocha da lâmina 7 – obtida do testemunho de sondagem do furo S-5 - apresenta uma cor rosa, granulação fina, estratificada e com textura eólica. É constituída principalmente por cristais de quartzo monocristalino (0,2 a 0,5mm), bem selecionados e arredondados, conforme apresentado na Foto 7.33. A matriz é formada por um material silicoso

incipiente e óxidos de ferro, porém não suficiente para fechar totalmente os poros da rocha. Verifica-se processos incipientes de argilização de minerais e estes apresentam óxidos de ferro no contorno do grãos (ambiente desértico).

A amostra da lâmina 9 – escarpa do açude – é muito similar a amostra da lâmina 7. Apresentando um quantidade maior de cristais de quartzo policristalino e fragmentos de rocha O tamanho médio dos grãos de quartzo é da ordem de 0,2 mm, conforme apresentado na Foto 7.34.

Petrograficamente as lâminas 2, 7 e 9 foram classificadas como subarcósios a sublitarenitos. A distinção se dá principalmente pela relação entre a quantidade de feldspatos e fragmentos de rocha presentes na amostra.

Siltitos – Lâminas 8, 10 e 12

Amostra correspondente a lâmina 8 foi coletada no contato entre a camada de arenito e silito obtida do testemunho de sondagem S-5. A amostra apresenta uma cor avermelhada com manchas brancas, de textura maciça. Microscopicamente a amostra é constituída essencialmente por argilo-minerais (caulinita e esmectita) e quartzo, com proporções subordinadas de feldspatos e opacos. Os minerais argilosos apresentam-se quase paralelos ao plano de acamamento, com uma cor vermelho escuro, ocasionado pela grande quantidade de óxidos de ferro (ambiente oxidante).

ANEXO IV – DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO

A-IV.1 Formação Santa Maria

Perfil 1 (Pontos P1-1 e P1-2) - Perfil situado em barranco próximo à sanga entre os marcos M5 e M6. Este barranco possui 5m de altura e é constituído por uma camada de solo de textura argilosa, muito plástico de cor amarelo acinzentado com manchas. Na base verifica-se uma camada de solo de cor vermelha com manchas cinzas e pretas. Esta camada apresenta uma textura silto-argilosa com fragmentos de siltito duro imersos em um material mais argiloso. Este perfil apresenta-se bastante intemperizado (Foto 7.40). Na parte superior deste perfil é comum a ocorrência de blocos de arenito imersos na camada de cor amarelo acinzentado. Foram coletados amostras em 2 pontos: (a) P1-1 camada cinza – profundidade de 1,5 m e (b) P1-2 camada vermelha – profundidade de 3,0 m.

Perfil 3 (Pontos P3-1 e P3-2) - Situa-se próximo à sanga originada no lago da escarpa de arenito do perfil 2. Este perfil é constituído por um solo de cor amarela, com manchas vermelhas, com poucos fragmentos de siltito alterado, textura argilo-siltosa, plástico, apresentando-se alterado. Abaixo deste solo ocorre uma camada de cor vermelha com fragmentos de siltito, com manchas cinza claro. Na base do perfil encontra-se um solo de cor vermelha com fragmentos de siltito, apresentando algumas fraturas preenchidas com argila, e vários fragmentos de siltito de pequeno tamanho. Esta camada passa gradativamente para um siltito alterado de cor vermelha, com vários fragmentos de siltito de maior dimensão, com cores escuras na superfície, mais rijo e frágil pertencentes a Formação Santa Maria alterada. Na parte exposta do perfil ocorre o fenômeno de empastilhamento A Foto 7.42 apresenta o perfil onde foram coletadas as amostras em dois pontos: (a) camada superior a 1m de profundidade – P3-1 e na base do perfil a 1,5 m de profundidade – P3-2.

Perfil 5 (P5) - Perfil situado na parte frontal do escorregamento próximo ao arroio principal. Este perfil possui 5m de altura, constituído por um solo vermelho siltoso de consistência média a alta com elevado teor de umidade. Este material constitui sedimentos da Formação Santa Maria. Na profundidade de 3,5m verificou-se a presença de uma camada argilosa de cor cinza claro entre o siltito vermelho. Este material apresenta uma elevada consistência com uma espessura variando entre 0,3m e 0,5m. A Foto 7.44 apresenta a camada cinza deste perfil.

Perfil 6 (P6) - Perfil situado ao norte, na parte frontal do escorregamento junto ao arroio principal. Este perfil é formado por um solo coluvionar vermelho que se movimenta para leste avançando sobre arroio. O solo apresenta-se retrabalhado, com uma textura silto-arenosa de cor

vermelha com pequenos fragmentos de siltito. A coleta das amostras foi a 0,6m de profundidade, abaixo de uma camada de material de cor escura com raízes. A Foto 7.45 apresenta os sedimentos vermelhos da Formação Santa Maria que constituem este perfil.

Perfil 10 (P10) - Uma amostra deformada coletada a 15m de profundidade quanto da instalação do revestimento do inclinômetro na área próxima a pedreira. Amostra é um solo vermelho, textura silto-arenosa, pertencente a Formação Santa Maria. Neste furo ocorre inicialmente uma camada de 4m de basalto, acima de uma camada de arenito róseo de aproximadamente 11m de espessura sobre os siltitos vermelhos da Formação Santa Maria.

A-IV.2 Formação Botucatu

Perfil 2 (P2) - Este perfil é constituído de uma camada de arenito de cor rósea com algumas descontinuidades preenchidas com material argiloso. Esta camada apresenta vários graus de alteração, os materiais com uma cor mais amarelada aparentemente são menos resistentes que os de cor rosa. No local há vários fragmentos de arenito que caíram da escarpa. Esta escarpa formou-se recentemente com o afundamento da área e o surgimento de um pequeno lago (Foto 7.41).

Perfil 4 (Pontos P4-1 e P4-2) - Perfil situado ao norte da área, junto aos eucaliptos. Nesta área ocorrem vários patamares formando uma estrutura tipo *graben*. O perfil é constituído por um solo de cor marrom claro, fofo, textura arenosa, com vários fragmentos de arenito. Na base deste perfil ocorre um solo de alteração de arenito de cor marrom claro, textura arenosa, com muitos blocos de arenito de cor amarela, alguns alterados e apresentando uma leve estratificação. Neste perfil foram coletadas amostras em dois pontos: (a) camada superior a 0,85m de profundidade – P4-1 e na base do perfil a 1,35 m de profundidade – P4-2. A Foto 7.43 apresenta o perfil de solo arenoso da Formação Botucatu em um dos patamares formados pela movimentação do terreno.

A-IV.3 Formação Serra Geral

Perfil 7 (P7) - Perfil situado a 200m da pedreira, em estrada de acesso ao topo do platô basáltico. Perfil de solo de 2m de espessura apresentando uma seqüência completa de horizontes pedológicos. O ponto amostrado situa-se a 1,5m de profundidade, constituído de um material de alteração de basalto, de cor marrom avermelhado, com manchas escuras dispersas na massa (material este similar ao encontrado na sondagem S1). A textura é argilo-siltosa, com pequenos minerais alterados dispersos na matriz argilosa. Com o aumento da profundidade o material

torna-se mais rígido. A Foto 7.46 apresenta o perfil de alteração de basalto do derrame 2 onde foram coletadas as amostras.

Perfil 8 (P8) - Perfil situado na área próxima a escarpa de arenito (Perfil 2 e Perfil 3). Este perfil é constituído por um solo de cor marrom, textura argilosa, plástico e com fragmentos de basalto. Apresenta-se bastante rígido quando seco. Este perfil é característico da matriz do derrame 1. A Foto 7.47 apresenta a parte superficial deste perfil.

Perfil 9 (P9) - Perfil situado na estrada principal próximo ao contato entre basalto e arenito. Este perfil, com 3m de profundidade, é constituído por um solo de alteração de basalto, textura areno-argilosa, de cor predominantemente marrom amarelada, com fragmentos desagregáveis de cor escura. A Foto 7.48 apresenta o perfil de alteração do derrame 1 onde foram coletadas as amostras.