

Serviço de Pós-Graduação EESC/USP

EXEMPLAR REVISADO

Data de entrada no Serviço: 05/04/02

Ass.: *Guilherme*

**O AUXÍLIO DE TÉCNICAS
DE SENSORIAMENTO REMOTO NA ANÁLISE DE
CONDICIONANTES ESTRUTURAIS NAS
INSTABILIDADES DE TALUDES
EM MATERIAL SAPROLÍTICO**

Lívia Fernanda Rossatti Mergulhão

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geotecnia

DEDALUS - Acervo - EESC



31100036910

ORIENTADOR: Prof. Dr. Fábio Soares Magalhães



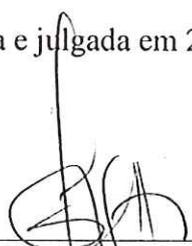
São Carlos

2002

FOLHA DE JULGAMENTO

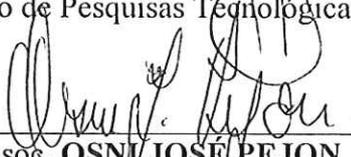
Candidata: Geóloga **LÍVIA FERNANDA ROSSATTI MERGULHÃO**

Dissertação defendida e julgada em 25-01-2002 perante a Comissão Julgadora:



Prof. Dr. **FÁBIO SOARES MAGALHÃES (Orientador)**
(Instituto de Pesquisas Tecnológicas/IPT)

Aprovado



Prof. Assoc. **OSNI JOSÉ PEJON**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovada



Profª. Dra. **PAULINA SETTI RIEDEL**
(UNESP/Campus de Rio Claro)

Aprovado



Profª. Assoc. **MARIA DO CARMO CALIJURI**
Presidente em exercício da Comissão de Pós-Graduação da EESC

***Aos meus pais,
que me deram a vida,
amor e apoio, sempre***

*“Ninguém pode ser harmônico,
se não analisou os conhecimentos e,
especialmente, o conhecimento dentro dele
Portanto, sem uma análise interna,
Ninguém pode construir nada melhor”*

Dr. Celso Charuri

AGRADECIMENTOS

Quero expressar sinceramente meus agradecimentos a todas as pessoas que me apoiaram e contribuíram para a realização deste trabalho:

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de estudo concedida.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Fábio Soares Magalhães, pela amizade, confiança, apoio e incentivo que sempre demonstrou ao longo deste trabalho.

À Profa. Dra. Paulina Setti Riedel (UNESP) e ao Prof. Dr. José Eduardo Rodrigues, pelas sugestões que muito auxiliaram este trabalho.

À minha querida amiga e geóloga, Ana Livia Zeitune de Paula Silveira, pelo constante apoio na minha vida sempre que necessário.

Aos meus amigos que, embora distantes, estão sempre presentes.

Aos meus sogros, Soeli e Pompílio, que, através da amizade sempre acreditaram na minha capacidade.

Aos meus colegas do curso de pós-graduação em geotecnia, em especial à Rosângela Mara Tápia Lima, que esteve sempre ao meu lado.

A todos os técnicos e funcionários do Departamento de Geotecnia da EESC/USP pela colaboração.

Aos professores do IGCE/UNESP, e Geotecnia da EESC/USP, aos quais devo minha formação acadêmica.

À minha querida prima Bruna Carolina Rossatti Zucollotti, pelo seu amor e carinho, e a toda minha família, avós, tios e primos, que sem eles a vida não seria tão prazerosa.

Finalmente, quero agradecer uma pessoa maravilhosa, Maurício Accioly, meu marido, pela companhia nos trabalhos de campo realizados, pelas sugestões, e principalmente, pelo incansável apoio, amizade, carinho e amor nos não raros momentos difíceis que fazem parte da elaboração de uma dissertação.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	ii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	iii
RESUMO	iv
<i>ABSTRACT</i>	v
CAPÍTULO 1 – Introdução	1
CAPÍTULO 2 – Objetivos	4
CAPÍTULO 3 – Fundamentação Teórica	5
3.1 – Perfis de intemperismo	5
3.2 – Tipos de escorregamentos e superfícies de ruptura	13
3.3 – Propriedades geotécnicas relacionadas à estabilidade de taludes	17
3.4 – Estabilidade de taludes em solos residuais	21
3.5 – A influência das descontinuidades reliquias na estabilidade de taludes	28
CAPÍTULO 4 – Metodologia	33
4.1 – Seleção da área de estudo	33
4.2 – Trabalho de campo	34
4.2.1 – Estereogramas dos taludes	38
4.2.2 – Representação gráfica das instabilidades e sua análise	38
4.2.3 – Análise do fraturamento.....	40
4.3 – Fotointerpretação	41
4.3.1 – Mapas elaborados	42
4.3.2 – Fotointerpretação	43
4.3.3 – Previsões de instabilidades por simulação de cortes rodoviários	44
CAPÍTULO 5 – Aspectos gerais da área de estudo	46
5.1 – Localização da área	46
5.2 – Clima	48
5.3 – Geomorfologia	48
5.4 – Geologia	49
5.4.1 – Aspectos litológicos	50
5.4.2 – Geologia estrutural	55
5.4.2.1 – Evolução estrutural	55

5.4.2.2 – Estruturas observadas	56
5.4.2.3 – Geometria das estruturas observadas	59
5.5 – Perfil de intemperismo da área e horizonte de alteração instável	62
CAPÍTULO 6 – Análise fenomenológica das instabilidades	70
6.1 – Escorregamento planar	70
6.2 – Escorregamento em cunha erosiva.....	81
6.3 – Escorregamento em cunha.....	86
6.4 – Tombamento de blocos	88
6.5 – Descalçamento de blocos	90
6.6 – Taludes que não apresentam escorregamentos	101
CAPÍTULO 7 – Aplicação das técnicas de sensoriamento remoto	111
7.1 – Mapa de forma estrutural e Setorização da área de estudo	111
7.2 – Análise das características fotolitológicas	113
7.3 – Análise do fraturamento	115
7.4 – Previsões de instabilidades por simulação de cortes rodoviários	123
CAPÍTULO 8 – Conclusões	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 3.1 – Perfis de intemperismo; a) rochas ígneas; b) rochas metamórficas (DEERE & PATTON, 1971)	09
FIGURA 3.2 – Representação dos tipos de ruptura de taludes e seus estereogramas correspondentes; a) ruptura circular; b) ruptura planar; c) ruptura em cunha; d) ruptura por tombamento (HOEK & BRAY)	15
FIGURA 3.3 – Geometria de ruptura em escorregamento planar (HOEK & BRAY, 1977)	16
FIGURA 3.4 – Correlação entre tensão normal e cisalhante (GUIDICINI & NIEBLE, 1976)	17
FIGURA 3.5 – Efeito da pressão d’água ao longo de fendas de tração e da base da massa rochosa. Os triângulos hachurados representam os diagramas de distribuição das pressões d’água (GUIDICINI & NIEBLE, 1976)	19
FIGURA 3.6 – Comportamento dos vários horizontes de alteração; a) junta com irregularidades constantes atravessando os vários horizontes de alteração; b) envoltórias de resistência (DEERE & PATTON, 1971)	22
FIGURA 3.7 – Estereograma de análise cinemática de um talude, com indicação do círculo de atrito (HOEK & BRAY, 1977)	28
FIGURA 4.1 – Mapa de pontos	36
FIGURA 4.2 – Mapa de localização dos taludes	37
FIGURA 4.3 – Condição para escorregamento ao longo de um plano; a) esquema tridimensional; b) projeção estereográfica (HOCKING, 1976)	39
FIGURA 4.4 – Condição para ocorrência de escorregamento ao longo da linha de intersecção de dois planos; a) esquema tridimensional; b) projeção estereográfica (HOCKING, 1976)	40
FIGURA 5.1 – Localização da área de estudo	47
FIGURA 5.2 – Mapa geológico da área (OLIVEIRA <i>et al</i> , 1985, e BATISTA <i>et al</i> , 1986)	54
FIGURA 5.3 – Estruturação maior da região sudeste (HASUI <i>et al</i> , 1989)	55
FIGURA 5.4 – Perfil esquemático do anastomoseamento de zonas de cisalhamento isolando blocos com formas de amêndoas (HASUI <i>et al</i> , 1992 <i>in</i> RIEDEL, 1994)	58
FIGURA 5.5 – Estereograma da direção média da foliação da área	60
FIGURA 5.6 – Estereograma das lineações da área	61

FIGURA 5.7 - Estereograma das famílias de juntas da área	61
FIGURA 6.1 – Estereogramas do talude 09. no estereograma A estão representadas todas as atitudes das estruturas observadas em campo. No estereograma B somente estão representadas as estruturas que efetivamente condicionam a ruptura planar observada ...	73
FIGURA 6.2 – Estereogramas do talude 17. A) representação de todas as atitudes das estruturas observadas em campo; B) representação das estruturas que condicionam a ruptura planar observada	75
FIGURA 6.3 – Estereograma do talude 19	77
FIGURA 6.4 – Estereograma do talude 18 (face NW). Estereograma A) representação de todas as estruturas obtidas em campo. Estereograma B) representação das estruturas que condicionam a ruptura planar observada	80
FIGURA 6.5 – A: estereograma do talude 01 com a representação de todas as estruturas obtidas em campo. B: estereograma do talude 01 com a representação das estruturas que dão origem à cunha erosiva observada	84
FIGURA 6.6 – Estereograma do talude 05	81
FIGURA 6.7 – Estereograma do talude 07.....	87
FIGURA 6.8 – Estereograma do talude 03. A ⇔ representação de todas estruturas obtidas em campo. B ⇔ representação das estruturas observadas no tombamento.....	89
FIGURA 6.9 – Desenho esquemático representando as estruturas envolvidas no desenvolvimento do descalçamento de blocos seguido de colapso, quando a foliação mergulha para o interior do talude (modificado de RIEDEL, 1994).....	91
FIGURA 6.10 – Estereogramas do talude 11. A ⇔ representação de todas as estruturas obtidas em campo. B ⇔ representação das estruturas formadoras dos blocos que sofrem descalçamento.	92
FIGURA 6.11 – Estereograma do talude 14. As juntas J1 e J3 são oblíquas em relação à face do talude, gerando blocos menos definidos para observação.....	94
FIGURA 6.12 – Estereograma do talude 15	96
FIGURA 6.13 – Detalhe do talude 15. Sulcos de erosão em bandas friáveis que mergulham para o interior do talude, descalçando e provocando o colapso dos blocos (modificado de RIEDEL, 1994)	98
FIGURA 6.14 – Estereograma do talude 18. A ⇔ representação de todas estruturas obtidas em campo. B ⇔ representação das estruturas formadoras dos blocos que sofrem descalçamento seguido de colapso	99
FIGURA 6.15 – Estereograma do talude 02	102
FIGURA 6.16 – Estereograma do talude 04	103

FIGURA 6.17 – Estereograma do talude 06	105
FIGURA 6.18 – Estereograma do talude 10	106
FIGURA 6.19 – Estereograma do talude 08	108
FIGURA 6.20 – Estereograma do talude 13	108
FIGURA 6.21 – Estereograma do talude 20	109
FIGURA 6.22 – Estereograma do talude 12	110
FIGURA 7.1 – Mapa de forma estrutural e delimitação dos setores de análise	111
FIGURA 7.2 – Mapa de traços de fraturas extraídas de fotos aéreas na escala 1:25.000	112
FIGURA 7.3 – Rosáceas dos traços de fraturas, com intervalo angular de 10°, extraídos de fotos aéreas na escala 1:25.000. A – tamanho dos lineamentos. B – número de lineamentos (distribuição de frequência)	118/119
FIGURA 7.4 – Estereogramas dos setores Aa, Ab e Ac. 1 – setor Aa com talude EW; 2 – setor Aa com talude NS; 3 – setor Aa com talude NW-SE; 4 - setor Ab com talude EW; 5 – setor Ab com talude NS; 6 – setor Ab com talude NW-SE; 7 – setor Ac com talude EW; 8 – setor Ac com talude NS e setor Ac com talude NW-SE.	126
FIGURA 7.5 - Estereogramas do setor C.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE.	127
FIGURA 7.6 Estereogramas do setor D.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE;	129
FIGURA 7.7 - - Estereogramas do setor E.1 – talude NS; 2 – talude EW; 3 – talude NW-SE.	131
FIGURA 7.8 - Estereogramas do setor F.1 – talude NS; 2 – talude EW; 3 – talude NW-SE.	133
FIGURA 7.9 - Estereogramas do setor G.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE.	135
FIGURA 7.10 - Estereogramas dos setores Ha, Hb e Hc. 1 – setor Ha com talude NS; 2 – setor Ha com talude EW; 3 – setor Ha com talude NW-SE; 4 - setor Hb com talude NS; 5 – setor Hb com talude EW; 6 – setor Hb com talude NW-SE; 7 – setor Hc com talude NSW; 8 – setor Hc com talude EW e setor Hc com talude NW-SE.	137

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1 – Parâmetros de resistência de solos residuais e rochas alteradas	24
TABELA 3.2 – Parâmetros de resistência de preenchimentos de juntas e de minerais ...	25
TABELA 3.3 – Classificação geomecânica de descontinuidades comuns a rochas e solos	29
TABELA 3.4 – Classificação geotécnica de descontinuidades: características de tipo particular de rocha e solo	30
TABELA 4.1 – Elementos utilizados na fotointerpretação	44
TABELA 7.1 – Características dos setores de análise obtidas através de fotointerpretação	113
TABELA 7.2 – Valores do espaçamento e persistência do fraturamento nos taludes analisados em campo	121

LISTA DE FOTOGRAFIAS

FOTO 5.1 – Falha normal observada no talude 18	62
FOTO 5.2 – Talude 01. Cunha formada pela intersecção do plano de junta subvertical com o plano da foliação, apresentando aproximadamente um metro de comprimento	65
FOTO 5.3 – Talude localizado na cidade de Campo Limpo Paulista (ponto 35), onde se observa escorregamentos em cunha definidos pela intersecção de uma família de juntas (312/65) com o plano da foliação (187/58), com eixo apresentando atitude média de 248/45	66
FOTO 5.4 – Talude 09, evidenciando o horizonte laterítico sem instabilidades e, no saprolítico, sulcos erosivos e pequenas rupturas	67
FOTO 5.5 – Talude 18, onde observa-se uma banda caulínica, apresentando espessura média de 40 centímetros, originada pela alteração dos minerais feldspáticos. Este material desfaz-se com a pressão dos dedos	68
FOTO 5.6 – Talude 18. Banda constituída quase totalmente por minerais micáceos, com espessura média de 01 a 2,5 m, criando uma zona de fraqueza no maciço	69
FOTO 6.1 – Ruptura planar no talude 09. O retângulo destaca os planos que condicionam o escorregamento, que podem ser melhor visualizados na Foto 6.2	71

FOTO 6.2 – Detalhe da Foto 6.1, mostrando em detalhe os planos que condicionam a ruptura planar no talude 09	72
FOTO 6.3 – Ravinamento desenvolvido pela percolação de água superficial na família de juntas perpendiculares ao plano da face do talude 09 (J2)	74
FOTO 6.4 – Talude 17. Bloco instabilizado por ruptura do tipo planar, observa-se as juntas que formam a parede lateral (029/70) e oblíqua (146/43), em relação à face do talude	76
FOTO 6.5 – Escorregamento planar do talude 19. A junta J2 (325/82) atua como fenda de tração, e a junta J1 (232/71) com o plano lateral de desconfinamento	77
FOTO 6.6 – Escorregamento planar no talude 18 (face NW), obtida no trabalho de RIEDEL (1994)	79
FOTO 6.7 – Talude 18 (face NW). Fotografia tirada no ano de 1999	79
FOTO 6.8 – Talude 18. Plano de foliação mergulhando em direção à rodovia (indicado pelas setas vermelhas), induzindo escorregamento do tipo planar	81
FOTO 6.9 – Cunha erosiva no talude 01	82
FOTO 6.10 – Visão panorâmica do talude 01	83
FOTO 6.11 – Cunha erosiva no talude 05 (face SE do corte)	85
FOTO 6.12 – Escorregamento em cunha no talude 07, formado pela intersecção de J4 (354/70) com a foliação	87
FOTO 6.13 – Tombamento de blocos no talude 03. Em vermelho estão destacados os traços dos planos verticais das juntas J1 (111/89) e J2 (002/86), mostrando que não são persistentes. Em azul destaca-se o vértice vertical dos blocos, que possuem dimensões aproximadas de 0,3 m de altura, por 0,5 m de comprimento	90
FOTO 6.14 – Instabilidade no talude 11, em que o bloco que sofreu descalçamento seguido de colapso é definido pelo plano da foliação (que define o topo e base), pela junta J4 (318/83) na parte frontal e junta J3 (070/76), que define a lateral	93
FOTO 6.15 – (A) Visão geral do descalçamento de blocos que ocorre no talude 14. Observar que os blocos formados não são bem definidos devido ao posicionamento oblíquo das juntas que os definem. (B) detalhe da instabilidade, mostrando o posicionamento das estruturas (junta e foliação) formadoras dos blocos colapsados	94/95
FOTO 6.16 – Estruturas que condicionam o descalçamento de blocos no talude 15. a junta J2 (321/75) define a parte frontal e J1 (242/86) e J3 (078/68), as laterais. O teto é definido pela foliação de baixo ângulo	97

FOTO 6.17 – Descalçamento de blocos seguido de colapso no talude 18. O retângulo destacado está ampliado na Foto 6.18, detalhando as estruturas que causam a instabilidade	100/101
FOTO 6.18 – Sulcos no talude 04 (linha vermelhas), formados ao longo da J4 (334/76)	102
FOTO 6.19 – Talude 06, o qual não apresenta instabilidades	104
FOTO 6.20 – Talude 10, o qual não apresenta instabilidades	104
FOTO 6.21 – Vista parcial do talude 08, onde não se observam rupturas ou feições erosivas	106
FOTO 6.22 – Vista do talude 20, sem ruptura e sem feições erosivas	107
FOTO 6.23 – Detalhe do talude 20, mostrando o comportamento da família J3 (059/76)	109

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABGE – Associação Brasileira de Geologia de Engenharia
CNEPA.CS – Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas, Comissão de Solos
IBC – Instituto Brasileiro do Café
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas
UNESP – Universidade Estadual Paulista
USP – Universidade de São Paulo
EESC – Escola de Engenharia de São Carlos

RESUMO

MERGULHÃO, L. F. R. (2002). *O auxílio de técnicas de sensoriamento remoto na análise de condicionantes estruturais nas instabilidades de taludes rodoviários em material saprolítico*. São Carlos, 2002. 159p. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

Os escorregamentos de taludes de corte rodoviários verificados na região entre as cidades de Jarinu e Campo Limpo Paulista, ambas no estado de São Paulo, são derivados da atuação conjunta do intemperismo, da presença de estruturas reliquias, e sua geometria, e das técnicas construtivas. Dentre estes fatores, as estruturas reliquias (foliação e fraturas) desempenham o papel mais importante, pois os escorregamentos ocorrem quando há incompatibilidade entre as atitudes das estruturas e a geometria dos taludes de corte facilitando os escorregamentos, principalmente quando a face dos taludes é paralela ou subparalela à foliação e esta mergulha na direção da estrada. O levantamento destas estruturas, utilizando-se em conjunto produtos de sensoriamento remoto, possibilita a elaboração de uma análise geométrica regional, que também se aplica em escala de afloramento, pois as estruturas geológicas, em qualquer escala, apresentam feições em comum. Os produtos gerados são mapas de forma estrutural, de traços de fraturas e o estabelecimento de setores homogêneos baseado nas diferentes direções da foliação. Nos vários taludes estudados, são elaborados estereogramas que permitem a visualização espacial das discontinuidades. Com base nestes produtos, são feitas previsões de instabilidades, através de uma simulação de três direções de traçados rodoviários, onde são avaliadas as possibilidades de ocorrência de instabilidades. Os resultados obtidos em dados regionais são confrontados com os dados extraídos em campo nos vários taludes estudados, para a obtenção de uma comprovação da aplicabilidade da metodologia utilizada.

Palavras-chave: Saprolito, estabilidade de taludes rodoviários, sensoriamento remoto, estruturas geológicas, representação gráfica de instabilidades.

ABSTRACT

MERGULHÃO, L. F. R. *Approach of slope instabilities in saprolite, supported by remote sensing techniques*. São Carlos, 2002. 159p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

The sliding of highways cut slopes verified between Jarinu and Campo Limpo Paulista, both in São Paulo state, region are originated of action ensemble of weathering, relicts structures presence, geometric and the constructive characteristics. Among them, the relict structures (foliation and fractures) perform the very important role, because the sliding is effective when there is incompatibility between spatial attitudes of structures and the geometry of cut slopes. In the great number, the geometry of cut slopes facility the sliding, mainly when the slopes surface is parallel or sub parallel to foliation, diverging to the highway bed. The investigation of structures together with remote sensing images enables the elaboration of a geometrical analysis, applicable in outcrop scale, as geological structures in any scale, ranging from microscopical up to regional, have common features. The mapping of joints and foliation were made and well-defined sectors were separated, on the basis of different foliation attitudes. Stereographic nets were made for all slopes studied and the efficiency of graphical stability analysis in saprolites was estimated, where there is a significant action of erosion processes. Lastly, the possibility of slides and erosional processes within the several sectors is evaluated, along three possible different highway directions. The predicted results, based on regional data, are compared to field data, obtained in the slopes, in order to confirm the applicability of the method under investigation.

Key-words: saprolite, highway slope stability, remote sensing, geological structures, graphical stability analysis.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Em regiões de clima tropical a subtropical, como é o caso do território brasileiro, os materiais rochosos estão sujeitos a um intenso intemperismo químico, resultante do clima quente e úmido, acarretando a formação de espessos mantos de alteração, onde cada horizonte apresenta suas características próprias. São geotecnicaamente denominados de perfis de alteração ou de intemperismo, solos residuais ou saprolitos, os quais têm apresentado problemas de instabilização de taludes de corte, notadamente, em obras rodoviárias.

Os processos intempéricos atuantes nestas regiões ocasionam variações nas propriedades físicas e mecânicas, ao longo do maciço rochoso, havendo assim necessidade da caracterização do perfil de intemperismo como premissa fundamental para a elucidação dos problemas de estabilidade verificados em obras nesses materiais (DEERE & PATTON, 1971). O horizonte saprolítico, dentre os vários horizontes do perfil de alteração, apresenta um comportamento mais complexo, por possuir características que não se enquadram nos padrões dos estudos de Mecânica dos Solos, nem de Mecânica das Rochas (RIEDEL, 1994). Apesar da intensa decomposição, estes materiais ainda apresentam descontinuidades estruturais da rocha parental que se caracterizam como planos de fraqueza, mesmo possuindo um aspecto terroso.

A emprego da Geologia Estrutural para a solução de questões da Geotecnia vem crescendo nas últimas décadas. Porém, os projetos de

engenharia rodoviária, principalmente naqueles desenvolvidos em traçados que necessitam grandes cortes, de forma geral, não contemplam o estudo das estruturas geológicas, principalmente nos saprolitos, o que tem resultado em problemas relacionados à estabilidade de taludes. Estas estruturas caracterizam-se como planos de fraqueza significativos desses maciços e em superfícies potenciais de ruptura, quando sua geometria apresenta-se desfavorável aos taludes.

Exemplos dessa natureza, e que constituem objeto desse trabalho, podem ser observados na região em estudo. Pôde-se verificar que as instabilizações dos taludes de corte rodoviários na região derivam da falta de um projeto específico que considere vários aspectos do meio físico, dentre eles o estudo das estruturas geológicas, aliado a deficiências construtivas e mau conservação das rodovias.

Nas obras rodoviárias realizam-se, normalmente, diversos ensaios geotécnicos de rotina que não fornecem informações necessárias à caracterização da estabilidade dos taludes em saprolitos. Deste modo, para a previsão e prevenção do desencadeamento de processos de instabilização, é fundamental um estudo integrado dos fatores hidrogeológicos, estruturais (estruturas reliquias), e geométricos relativos à interação entre os taludes de corte e as estruturas presentes.

Os levantamentos estruturais detalhados, como os realizados em obras pontuais, por exemplo, em fundações de grandes barragens, tornam-se inviáveis em obras de engenharia lineares, como ferrovias e rodovias, tanto por fatores econômicos quanto pelo tempo necessário à sua execução. Assim, para estas obras, faz-se necessário o estabelecimento de modelos regionais, que satisfaçam as significativas extensões dos traçados a serem implantados ou já existentes. Por isso, tendo em vista esta necessidade, o presente trabalho apresenta uma metodologia do emprego de técnicas de sensoriamento remoto, proposto inicialmente por RIEDEL (1994), como subsídio ao estudo da previsibilidade de instabilidades em taludes de corte, visando, além de uma

melhor compreensão da tipologia estrutural e sua variabilidade geométrica regional, também uma otimização tanto de tempo quanto de custos. }

CAPÍTULO 2

OBJETIVOS

Esse trabalho de pesquisa tem como objetivo avaliar os condicionantes estruturais em material saprolítico na estabilidade de taludes, procurando detalhar as rupturas encontradas nos taludes ao longo da rodovia Edgard Máximo Zambotto (SP-354), e através de uma análise mais regional, simular quais os tipos de rupturas poderiam ocorrer em cortes rodoviários em diferentes direções.

A metodologia utilizada neste trabalho está baseada no trabalho de RIEDEL (1994), com algumas modificações, porém considerando a mesma base teórica, para que sejam válidas as comparações entre resultados.

A análise regional das estruturas e dos tipos de rupturas observadas, e a simulação de traçados rodoviários em diferentes direções, foram baseadas no emprego de técnicas de sensoriamento remoto, com o apoio de:

- Caracterização da geologia estrutural regional;
- Análise das instabilidades observadas nos taludes existentes ao longo da rodovia Edgard Máximo Zambotto; e
- Caracterização do horizonte de alteração em que ocorrem as instabilidades.

Com o auxílio do sensoriamento remoto, foram elaborados, mapas de fraturamento e de forma estrutural, através dos quais definiu-se domínios homogêneos (setores), facilitando sua caracterização fotolitológica, bem como a definição da geometria das discontinuidades de cada setor, condicionante das instabilidades de cortes rodoviários.

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo correspondente à fundamentação teórica da pesquisa, sendo baseado em bibliografia e tendo a finalidade de dar suporte ao assunto estudado, além de oferecer subsídios da área de estudo quanto aos seus aspectos geológicos e geotécnicos.

Como este trabalho está baseado na metodologia proposta por RIEDEL (1994), foram utilizados os mesmos conceitos teóricos que embasaram esse trabalho.

3.1. Perfis de intemperismo

Para o estudo da estabilidade de taludes em materiais residuais, faz-se necessário, primeiramente, entender o perfil de alteração, determinando-se as características de cada horizonte que o compõem, principalmente no que se refere a comportamentos mecânicos, pois a conjugação desses fatores, com a presença de estruturas reliquiares, determinará ou não a ocorrência de instabilidades.

O intemperismo é o processo de alteração e/ou quebra de minerais e rochas existentes na superfície terrestre ou próximo dela, através de processos químicos, físicos e biológicos. Nos processos intempéricos, a rocha parental e os minerais constituintes se dividem, liberando energia interna e formando outros minerais com menor energia interna em condições mais estáveis (SILVA, 2000).

Em regiões de clima temperado úmido e tropical, principalmente durante chuvas intensas, os problemas de instabilidade de taludes em solos residuais ou em rocha alterada, são bastante comuns.

Nestas regiões, como é amplamente conhecido, há predomínio do intemperismo do tipo químico, sendo secundária a atuação do intemperismo físico. DOBEREIENER e PORTO (1990) criaram uma classificação de perfil de intemperismo de rocha metamórfica desenvolvido em clima tropical, onde mostram as mudanças mineralógicas e texturais que ocorrem ao longo do perfil, causada pela ação dos processos intempéricos, correlacionando-as com propriedades geotécnicas.

Devido à grande diversidade dos produtos de alteração desenvolvidos nas várias regiões do mundo, provenientes de diferentes rochas e sujeitas a condições diversas de clima e tectônica, existe grande dificuldade em se estabelecer uma correlação entre os horizontes dos perfis de intemperismo, definidos pelos vários autores. Esta dificuldade pode ser também aliada ao pouco conhecimento que se tem até hoje dos horizontes de solo, no caso do Brasil.

Muitos autores propuseram perfis de intemperismo, sendo que o pioneiro na área de classificação e descrição de perfis de intemperismo foi VARGAS (1953). Ao seu trabalho, sucederam-se outras dezenas, em nível internacional e nacional. Destacam-se os perfis de RUXTON e BERRY (1957), SOWERS (1953, 1963, 1967), LITTLE (1969), DEERE e PATTON (1971), DEARMAN (1976), entre outros, na bibliografia internacional e VARGAS (1953, 1963, 1974), VARGAS *et al.* (1965), BARATA (1969), De MELLO (1972), MORI *et al.* (1978), SARDINHA *et al.* (1981), BARROS (1981), WOLLE (1985), PASTORE (1992), e RIEDEL (1994), entre outros, na bibliografia nacional.

Para fins de Geologia Engenharia, as classificações de perfis de alteração, para granitos, são derivadas dos trabalhos desenvolvidos no Brasil, por Vargas (1953); na Austrália, por MOYE (1955) *apud* DEARMAN (1976), e em Hong Kong, por RUXTON & BERRY (1957).

VARGAS (1953) descreveu três horizontes principais, conforme segue:

- horizonte superficial de solo residual maduro e geralmente com baixo grau de saturação;
- horizonte intermediário, de solo residual jovem, com textura silto-arenosa e estruturas herdadas da rocha mãe;
- horizonte de rocha alterada.

MOYE (1955), *apud* DEARMAN (1976), estabeleceu graus de alteração de material granítico para fins de engenharia, através de amostras de sondagem, sem se preocupar com a distribuição das alterações ao longo do perfil. Já RUXTON & BERRY (1957), observaram a distribuição das mudanças químicas e físicas em granitos, e descreveram as seqüências representadas como um perfil de intemperismo do maciço rochoso.

LITTLE (1969), propôs a representação por números, dos vários graus de alteração do maciço rochoso, o qual varia desde grau I, para rocha fresca, ao grau VI, no caso de rocha alterada para solo residual. Esse autor introduziu a razão solo-rocha, como um dos parâmetros para descrever os graus de alteração, além do grau de descoloração da rocha e da existência ou não da textura original do granito no material intemperizado.

DEERE & PATTON (1971), descreveram os perfis típicos de intemperismo para rochas ígneas e metamórficas, rochas carbonáticas e basaltos, relacionando também os principais problemas de instabilidade de taludes para cada um desses grupos de rocha. Quase todos os perfis de intemperismo de rochas ígneas e metamórficas, segundo esses autores, são resultantes da subdivisão de três grandes horizontes, que são:

- (I) solo residual,
- (II) rocha alterada e
- (III) rocha fresca, praticamente inalterada (Figura 3.1).

O horizonte I é subdividido em três zonas: (IA), (IB) e (IC), que correspondem, respectivamente, aos horizontes A, B e C da descrição pedológica.

Zona IA - a textura deste horizonte é normalmente arenosa, considerada como a zona de eluviação.

Zona IB - considerado como a zona de iluviação, rica em argilominerais e bastante alterada, com pouca ou nenhuma indicação da rocha de origem.

Zona IC - trata-se de material com consistência de solo, apresentando estruturas reliquiares como juntas, falhas, foliação, que se caracterizam em planos de fraqueza, contínuos e numerosos. O termo saprolito é normalmente utilizado para descrever o material que apresenta aspecto de solo, mas guarda estruturas reliquiares da rocha.

A zona de transição, denominada II, é também subdividida em IIA e IIB.

Zona IIA - é a transição do saprolito para a rocha alterada, onde os blocos de rocha representam de 10 a 95% do volume total de material. Entre os blocos rochosos, o solo tem granulometria que varia de média a grosseira. Esta região possui alta permeabilidade com grande variação nas propriedades geotécnicas, decorrente dos diferentes estágios de alteração de suas partes constituintes.

Zona IIB - zona em que a alteração das micas e feldspatos já teve início. A rocha apresenta descoloração e alguma alteração ao longo das juntas.

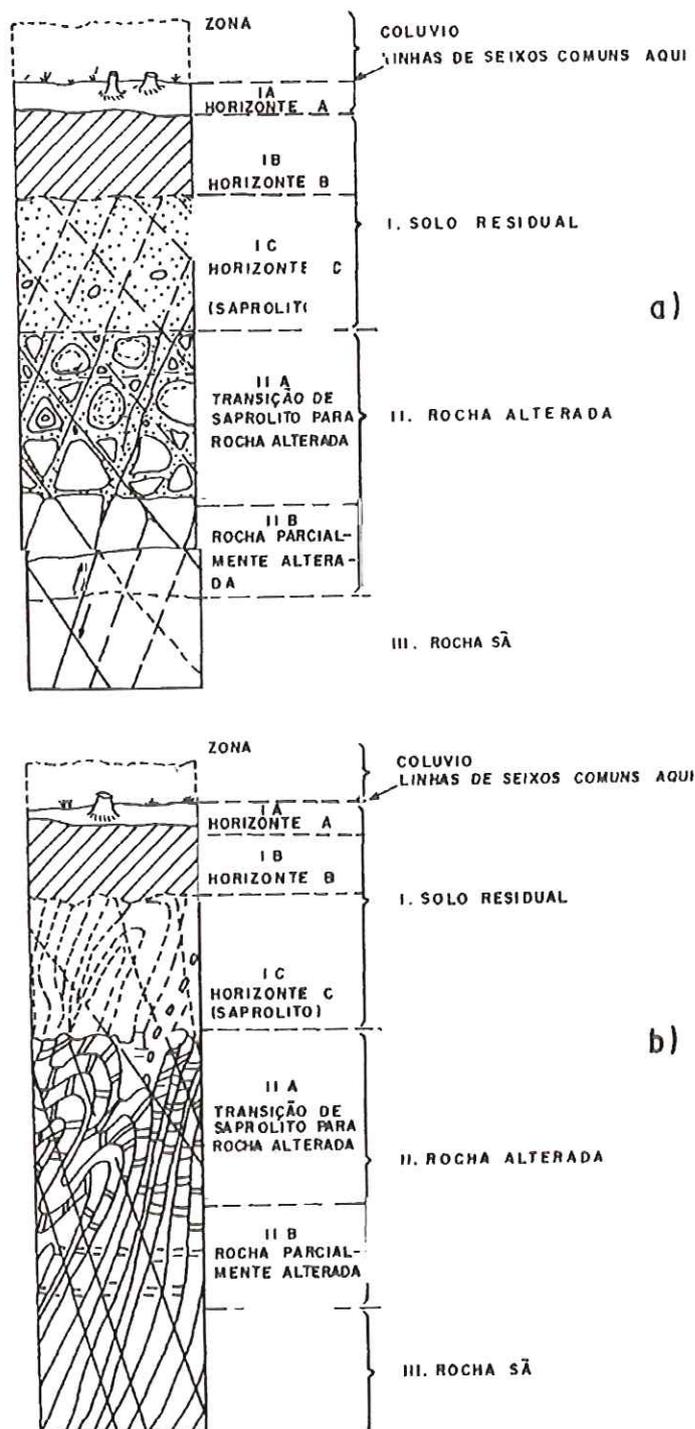


FIGURA 3.1 - Perfis de intemperismo: a) rochas ígneas; b) rochas metamórficas (DEERE & PATTON, 1971)

Em trabalho realizado na região do Rio de Janeiro, BARATA (1969), descreveu o perfil de intemperismo de gnaisses e granitos, baseado na

terminologia de VARGAS (1953), visando a estabilidade de taludes. Sua divisão é descrita a seguir:

1) Solo residual maduro: constituído por solo com argilas caulínicas, já sem qualquer estrutura da rocha mãe, com cor geralmente vermelha ou amarelo- avermelhada;

2) Solo residual jovem: com estruturas herdadas da rocha mãe e com textura grosseira, apresentando coloração que varia de cinza, amarelo e marrom, e podendo atingir grandes espessuras;

3) Rocha muito alterada: constituída por fragmentos da rocha, representando a transição entre solo residual jovem e a rocha envolta por solos residuais, tanto maduro quanto jovem;

4) Rocha fraturada e/ou fissurada: rocha pouco ou não alterada, podendo apresentar algum preenchimento argiloso;

5) Rocha mãe: rocha praticamente inalterada.

VARGAS (1969) propôs a subdivisão do horizonte anteriormente denominado de solo residual maduro (Vargas, 1953), em:

I - Rocha porosa ou camada arenosa

II - Argila rija ou areia argilosa

Esse autor, nesse mesmo trabalho, alterou a denominação de camada de rocha decomposta, para zona de transição e ainda propôs uma terminologia mais ampla para a rocha sã que foi, horizonte de rocha sã ou fissurada.

A subdivisão do perfil em três horizontes principais básicos foi sugerida por De MELLO (1972) :

- horizonte superior de solo maduro, tratado exclusivamente como solo, de acordo com os métodos convencionais da Mecânica dos Solos;
- o horizonte intermediário, de solo residual (saprolito), com comportamento predominante de solo, mas onde se deve levar em

consideração as heterogeneidades e descontinuidades da estrutura reliquiar;

- o horizonte inferior de rocha decomposta, com suas gradações, com comportamento semelhante ao de uma rocha mais fraca, tratado na Mecânica das Rochas.

SANTOS (1972) definiu seis horizontes de solos e rochas, típicas do maciço metamórfico da Serra do Mar:

1) solo orgânico - pequena espessura, composição silto-argilosa e restos vegetais - escavável com enxadão.

2) solo superficial - com alguns decímetros a vários metros, sem estrutura herdada da rocha matriz - escavável com enxadão.

3) solo de alteração de rocha - com até dezenas de metros, e presença de estruturas da rocha matriz, como xistosidade, fraturas, veios, etc; quando o grau de alteração é mais elevado, é grande a quantidade de finos e a textura é silto-arenosa; em graus de alteração menos elevados, predominam a areia grosseira siltosa - ambos escaváveis com enxadão.

4) rocha alterada mole - possui todas as estruturas originais, com minerais descoloridos e alterados - quebrável manualmente com dificuldade e escavável com picareta ou escarificador.

5) rocha alterada dura - minerais menos alterados. Escavável com auxílio de explosivos.

6) Rocha quase sã a sã - minerais sãos ou com alteração incipiente - escavável somente com auxílio de explosivos.

CUNHA (1984) denominou a porção do perfil correspondente aos horizontes A e B pedológicos, de solo superficial, e notou que alguns vestígios da rocha mãe podem ser encontrados na parte inferior do horizonte B. O autor ainda denominou o solo residual jovem de VARGAS (1953), de solo de alteração de rocha ou saprolito, classificação adotada por SOWERS (1967) e DEERE e PATTON (1971). O horizonte seguinte é denominado em seu trabalho, de transição solo-rocha (zona de blocos ou rocha muito alterada), seguido pelo horizonte de rocha parcialmente

alterada, com descoloração e algumas alterações nas juntas. Por fim, segue-se a rocha sã.

WOLLE (1985) acreditava que obedecer rigidamente a um sistema classificatório ou a uma numeração de horizontes, criaria uma certa dificuldade de equivalência entre diferentes perfis. Assim os termos empregados pelo autor são:

1) solo superficial, sem estruturas reliquiares, podendo ser residual maduro ou coluvionar, corresponde aos horizontes pedológicos A e B.

2) solo residual, proveniente do intemperismo da rocha, subdividido em: residual maduro e residual jovem ou solo saprolítico.

3) saprolito, é o horizonte de transição entre solo e rocha, onde ocorrem matacões e porções de rocha sã em meio a material terroso.

4) rocha alterada ou decomposta, as juntas são freqüentemente preenchidas com solo, e a textura rochosa é preservada.

5) rocha fresca, material sã ou levemente alterado.

PASTORE (1992) propôs a divisão em sete horizontes:

1. horizonte de solo orgânico - corresponde ao horizonte A pedológico e possui pequena espessura.

2. horizonte laterítico - pode ser formado por solo residual, ou seja, que não sofreu transporte por agente geológico, ou por materiais transportados, sendo afetado por processos de evolução pedológica do tipo laterização.

3 e 4. formado por blocos de rocha de diferentes dimensões e graus de alteração, envoltos por solo saprolítico. Apresenta elevada permeabilidade e tem sido a causa de inúmeros problemas em engenharia civil.

5. horizonte de rocha muito alterada - minerais em estágio avançado de alteração.

6. horizonte de rocha alterada - rocha com descoloração, devido ao início do intemperismo, resistência maior do que o horizonte de rocha muito alterada.

7. horizonte de rocha sã - apresenta indícios de alteração nas juntas.

Dentre os vários perfis de intemperismo avaliados, dos diferentes autores, o de DEERE & PATTON (1971), concorda em grande parte com a classificação de SOWERS (1967), no que concerne ao horizonte de maior interesse para o desenvolvimento deste trabalho, que é o horizonte C pedológico, denominado por esses autores de saprolito.

O termo saprolito, para o horizonte de alteração que contém evidências das estruturas e textura da rocha parental, que é adotado por CUNHA (1984), ainda é bastante controverso no meio geotécnico, onde muitos autores defendem sua aplicação apenas em horizontes onde predominam grandes porcentagens de blocos alterados de rocha, como é o caso de VARGAS (1969), WOLLE (1985) e PASTORE (1992) *in* RIEDEL (1994).

3.2 - Tipos de Escorregamentos e Superfícies de Ruptura

Dependendo do tipo de material e estruturas geológicas (juntas, falhas, foliação) presentes nos taludes naturais ou de corte, diferentes tipos de escorregamentos podem vir a ocorrer pela formação de superfícies de ruptura.

Escorregamentos são movimentos rápidos de massas do terreno, de duração relativamente curta, geralmente bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora do talude (GUIDICINI & NIEBLE, 1976).

No trabalho de VARNES (1978) *in* RIEDEL (1994), a palavra escorregamento especifica movimento relativo de massa, entre a porção estável e a porção móvel, na qual os vetores de movimento relativo são

paralelos à superfície de separação ou ruptura. Nos escorregamentos, o movimento consiste na força de cisalhamento ao longo de uma ou várias superfícies visíveis ou inferidas, no interior de zonas relativamente estreitas do maciço. }

O termo escorregamento, segundo AUGUSTO FILHO (1992a), quando não especificado, é relativo a um conjunto de movimentos gravitacionais de massa, diretamente relacionados à dinâmica das encostas.

Segundo HOEK & BRAY (1977), diferentes tipos de rupturas em taludes de corte são associados a diferentes estruturas geológicas. Na Figura 4.2 pode-se compreender os quatro tipos principais de ruptura consideradas para estes autores, juntamente com os estereogramas que expõem as condições estruturais propícias as suas ocorrências.

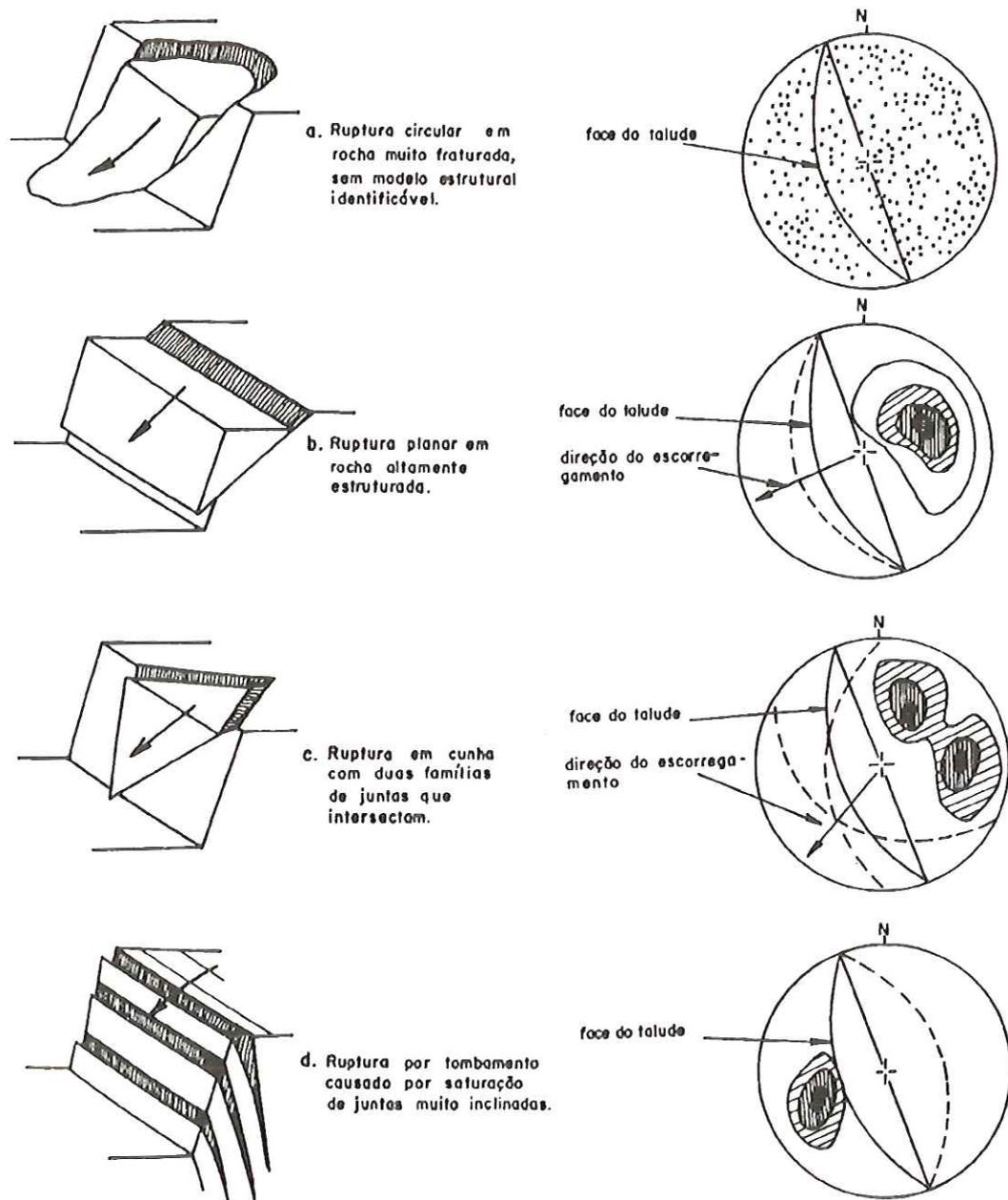


FIGURA 3.2 - Representação dos tipos de ruptura de taludes e seus estereogramas correspondentes: a) ruptura circular; b) ruptura planar; c) ruptura em cunha; d) ruptura por tombamento (HOEK & BRAY, 1977).

A ruptura circular (Figura 3.2a) envolve geralmente solos ou rochas altamente fraturadas, pois não existe um padrão estrutural identificável. Sendo assim, a superfície de ruptura fica livre para encontrar a linha de menor resistência do maciço. Constitui a superfície de ruptura dos escorregamentos rotacionais.

A ruptura planar (Figura 3.2b) ocorre em rochas altamente estruturadas, ao longo de um único plano. Para que este tipo de ruptura ocorra, algumas condições geométricas devem ser satisfeitas (HOEK & BRAY, 1977):

- O plano ao longo do qual ocorre o escorregamento deve ter uma direção paralela, ou quase paralela à face do talude, sendo $\pm 20^\circ$ uma variação aceitável;
- O plano de ruptura deve possuir mergulho menor que o mergulho da face do talude;
- O mergulho do plano de ruptura deve ser superior ao ângulo de atrito deste plano;
- Devem estar presentes no maciço, superfícies de liberação que definam os limites do escorregamento (Figura 3.3).

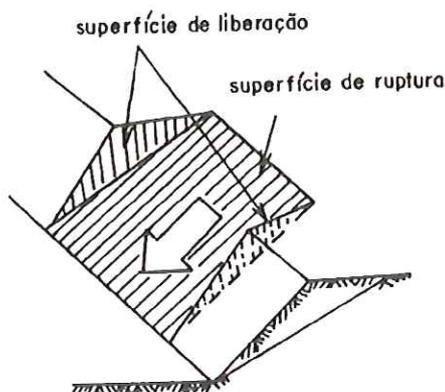


FIGURA 3.3 - Geometria de ruptura em escorregamento planar (HOEK & BRAY, 1977).

A ruptura em cunha (Figura 3.2c) ocorre ao longo da linha de intersecção de duas descontinuidades. O ângulo de mergulho da linha da intersecção tem que ser superior ao ângulo de atrito do material para a ocorrência da ruptura.

A ruptura por tombamento (Figura 3.2d, GOODMAN e BRAY, 1976, *apud* GIRAUD *et al.*, 1990 e HOCK e BRAY, 1977), envolve rotação de colunas ou blocos de rocha, separadas por seqüências de juntas de alto ângulo, atuando como fendas de tração, com direção paralela à direção da face do talude. Segundo AUGUSTO FILHO (1992a), o tombamento apresenta geometria variável, como lascas de rocha, placas, blocos, etc.

3.3 Propriedades Geotécnicas Relacionadas à Estabilidade de Taludes

Os escorregamentos de taludes são causados por uma redução da resistência interna do solo ou rocha, a qual se opõe ao movimento da massa deslizando e/ou por um acréscimo das solicitações externas e internas aplicadas ao maciço (VILAR, 1998).

Os parâmetros de resistência são definidos pelo ângulo de atrito e a coesão, que são as propriedades mais significativas dos materiais, relacionadas à estabilidade de solos e rochas. A Figura 3.4 correlaciona as tensões normais e tangenciais, num ensaio de cisalhamento direto, onde se observa que a tensão cisalhante τ , necessária para se provocar um deslizamento, aumenta com o aumento de tensão normal σ . O ângulo de atrito ϕ é definido pela inclinação da reta que relaciona as tensões normal e cisalhante (GUIDICINI & NIEBLE, 1976). A coesão (c) é definida como o valor inicial da tensão cisalhante necessária para provocar deslizamento, em situações onde a tensão normal é nula (HOEK & BRAY, 1977).

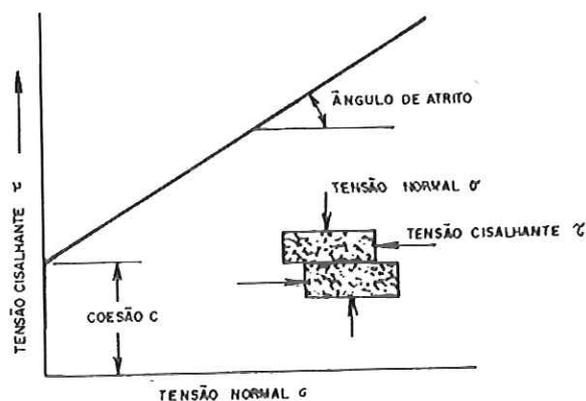


FIGURA 3.4 - Correlação entre tensão normal e cisalhante. (GUIDICINI & NIEBLE, 1976).

A equação, $\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\phi$, define a relação básica entre as duas tensões, onde, τ é a tensão cisalhante; c a coesão; σ representa a tensão normal e ϕ o ângulo de atrito.

Os valores mais baixos da coesão em massas rochosas são encontrados ao longo de descontinuidades pré-existentes, podendo, em casos extremos, ser nula e, neste caso, a resistência ao cisalhamento expressa-se unicamente pela força de atrito. Nesta situação o deslizamento ocorrerá assim que o ângulo de inclinação do plano de cisalhamento superar o ângulo de atrito (GUIDICINI & NIEBLE, 1976).

No que diz respeito à estabilidade de um talude, a condição limite é aquela na qual as forças que induzem ao escorregamento estão exatamente equilibradas àquelas que resistem ao movimento. O fator de segurança (FS) é utilizado como um índice, para comparar a estabilidade de taludes sob condições diferentes da condição limite.

Deste modo, entende-se por fator de segurança (FS) de um talude, a razão entre o valor da resistência ao cisalhamento, e da resistência ao cisalhamento mobilizado para garantir o equilíbrio do corpo deslizante, sob o efeito dos esforços atuantes (VILAR, 1998).

Em certos métodos de cálculo da estabilidade, o equilíbrio dos taludes é constatado através da razão entre somatória das forças resistentes e atuantes, sendo o coeficiente de segurança é definido como (VILAR, 1998):

$$FS = \frac{\sum \text{forças resistentes}}{\sum \text{forças atuantes}}$$

Um valor de $FS > 1$ implica em estabilidade do maciço, ou seja, os esforços atuantes são menores do que os esforços resistentes. Quando o

talude está no momento da ruptura, há uma condição de equilíbrio momentânea, onde as forças resistentes e atuantes se igualam ($FS = 1$).

Segundo ZÁRUBA & MENCL (1982), em escorregamentos controlados por discontinuidades, geralmente, a origem do movimento dá-se em planos que mergulham para fora do talude e cuja persistência ou condições de equilíbrio tenham sido alteradas. Nas rochas estratificadas, com planos de acamamento regulares e sem asperezas, o mergulho das camadas é, via de regra, a inclinação máxima na qual o talude permanece estável. Caso estas camadas sejam cortadas por linhas de erosão ou escavações, a estabilidade passará a depender exclusivamente do atrito ao longo dos planos de acamamento, que poderá ser reduzido por efeitos de pressões hidrostáticas nas juntas do maciço, pelo avanço do processo intempérico e/ou erosivo, e por fatores climáticos (RIEDEL, 1994).

O efeito da pressão d'água em discontinuidades, na maioria das rochas cristalinas e em solos arenosos, altera significativamente as propriedades de coesão e ângulo de atrito, o que pode ser melhor compreendido com o auxílio da Figura 3.5.

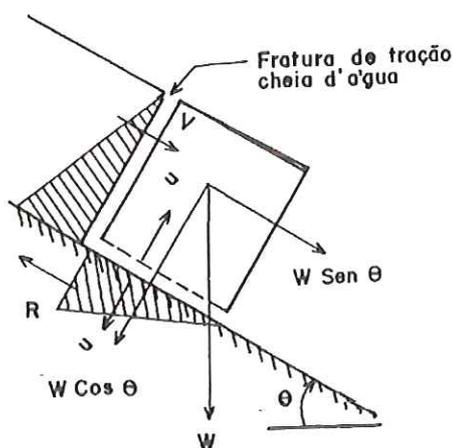


FIGURA 3.5 - Efeito da pressão d'água ao longo de fendas de tração e da base da massa rochosa. Os triângulos hachurados representam os diagramas de distribuição das pressões d'água (GUIDICINI & NIEBLE, 1976).

Através da distribuição de forças, exposta na Figura 3.5, observa-se que a força normal σ é reduzida à tensão efetiva ($\sigma - \mu$) devido à ação da pressão neutra μ , agindo na base do bloco. A relação entre as tensões normal e cisalhante se transforma em:

$$\tau = c + (\sigma - \mu)tg\theta \quad (1)$$

A força normal é dada por:

$$\sigma = \frac{W \cos\psi}{A} \quad (2)$$

onde A = área do bloco

Substituindo (2) em (1), vem:

$$\tau = c + \left(\frac{W \cos\psi}{A} - \mu \right) tg\theta \quad \text{ou} \quad (3)$$

0

$$\tau A = cA + (W \cos\psi - \mu) tg\theta \quad (4)$$

$R = \tau A$ é a força de cisalhamento, o que, nas condições de equilíbrio, é:

$$W \text{ sen } \psi = cA + (W \cos\psi - \mu) tg\theta \quad (5)$$

Em termos de estabilidade de taludes para rochas cristalinas e solos arenosos, é a pressão d'água e não o conteúdo de umidade que provoca a redução nos parâmetros de resistência. Portanto, a presença de pequeno volume de água no interior da massa rochosa, com grande pressão, é mais importante do que grande volume de água descarregada por um aquífero livre (HOEK & BRAY, 1977).

Segundo PARAGUASSU *et al.* (1985), o desconfinamento de blocos ou massas rochosas, configurado por fendas de tração ou alívio, pode

conduzir a um estado de equilíbrio limite na parte superior do talude. O desconfinamento pode propiciar também, segundo GUIDICINI & NIEBLE (1976), deslocamentos horizontais de grandes massas, ao longo de planos de fraqueza pré-existentes e estes efeitos podem se somar à ação de pressões hidrostáticas nas juntas verticais de alívio de tensões.

O efeito das fraturas de tração na diminuição dos parâmetros de resistência de um maciço rochoso pode ser compreendido através da análise da Figura 4.5 . Segundo HOEK & BRAY (1977), a pressão d'água, ao longo de uma descontinuidade, cresce linearmente com o aumento da profundidade e a força total V , devido a esta pressão sobre a face montante do bloco ou da massa rochosa, atua ao longo do plano inclinado. Admitindo-se que a pressão d'água é transmitida ao longo da base da massa, isso reduzirá a força normal que atua sobre esta base. A condição de equilíbrio limite para este caso é dada pela equação apresentada abaixo (6), onde se constata que a força a qual induz o escorregamento sofre um acréscimo, enquanto que a força que resiste ao movimento, sofre um decréscimo. Portanto, V e μ , resultantes do aumento da coluna d'água à montante da massa rochosa, tendem a reduzir sua estabilidade e, embora as pressões d'água envolvidas sejam relativamente pequenas, atuam sobre grandes áreas, configurando forças bastante elevadas.

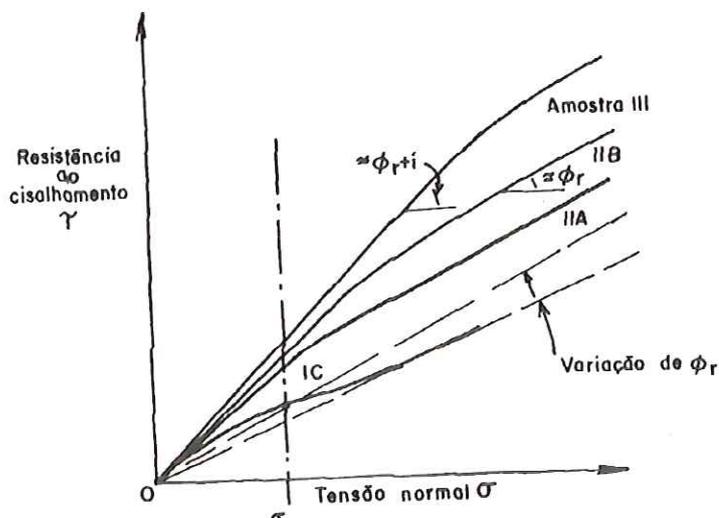
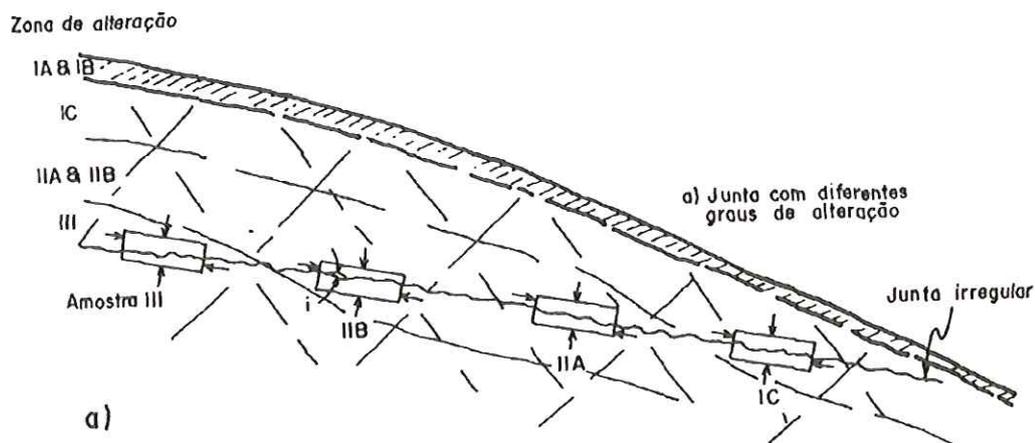
$$W \operatorname{sen} \psi + V = cA + (W \cos \psi - \mu) g \theta \quad (6)$$

3.4 Estabilidade de taludes em solos residuais

No horizonte saprolítico, as variações do conteúdo mineral da rocha parental e do grau de alteração produzem uma massa com zonas de resistências distintas. A previsão de seu comportamento mecânico é ainda mais dificultada com a presença de estruturas reliquias, como falhas ou juntas (SOWERS, 1963). Sabe-se que estes materiais não se adequam completamente à Mecânica de Solos convencional, nem à Mecânica das Rochas e, apesar de se desenvolverem em grande parte do mundo e estarem freqüentemente envolvidos em obras de engenharia, seu comportamento é ainda pouco conhecido. De acordo com De MELLO (1972), a

heterogeneidade inata dos solos residuais é a maior limitação ao desenvolvimento de estudos sobre seu comportamento.

DEERE & PATTON (1971) realizaram ensaios de cisalhamento, onde foi considerada uma junta com irregularidades constantes atravessando os



horizontes IC (saprolito), IIA (transição saprolito - rocha alterada), IIB (rocha alterada) e III (rocha fresca). Vários corpos de prova de cada horizonte foram ensaiados (Figura 4.6a), resultando assim em suas envoltórias de resistência (Figura 3.6b). Com base nas curvas, os autores concluíram que o principal efeito do aumento do grau intempérico, observável através das envoltórias obtidas, é o apreciável decréscimo da resistência ao cisalhamento, com aumento do nível de esforço aplicado.

FIGURA 3.6 - Comportamento dos vários horizontes de alteração a) junta com irregularidades constantes atravessando os vários horizontes de alteração b) envoltórias de resistência (DEERE E PATTON, 1971).

Segundo VAUGHAN & KWAN (1984), o processo de intemperismo envolve o enfraquecimento da rocha pela alteração e remoção do seu material constituinte, acompanhada de perda de massa, de resistência e dureza, além de um acréscimo da porosidade. Após inúmeros ensaios, MASSEY *et al.* (1989) concluíram, ao analisarem saprolitos graníticos, que a resistência ao cisalhamento destes materiais é função da microtextura derivada da alteração, onde estão incluídos, também, processos de alteração hidrotermal, variando de forma significativa em pequenas áreas, onde o perfil geológico é considerado relativamente homogêneo.

As propriedades geotécnicas de saprolitos derivados de gnaisses variam muito entre as diferentes bandas do material, em função de seus minerais constituintes. Bandas mais resistentes podem estar alternadas com bandas mais fracas, as quais acabam predominando e condicionando a resistência integral do maciço. Em escala macroscópica, as propriedades dos saprolitos são estatisticamente anisotrópicas e esta anisotropia torna-se ainda mais marcante na presença de descontinuidades geológicas. Já na escala microscópica, os saprolitos freqüentemente possuem propriedades anisotrópicas devido ao paralelismo de minerais como micas e caulinita (SOWERS, 1963).

As rochas que apresentam mais de 15% de minerais micáceos, pertencentes ao grupo do filossilicatos, apresentam menores valores de ângulos de atrito, decorrentes de sua estrutura em camadas, que se rompem acompanhando a superfície brilhante da clivagem (RAMANA & GOGTE, 1989).

Segundo DEERE & PATTON (1971) *in* RIEDEL (1994), as variabilidades dos valores de resistência obtidos em ensaios de maciços de rocha alterada e não alterada é tão grande que, muitas vezes, torna-se difícil extrapolar valores de ensaios de outras áreas, para a área de interesse. Para

que esta extrapolação se torne mais confiável, faz-se necessária uma descrição exata da geometria das juntas em ambas as áreas. Mesmo tendo em vista as restrições de aplicação dos resultados de ensaios de parâmetros de resistência, principalmente em saprolitos, os autores apresentam uma série de resultados de ensaios, dos quais foram selecionados os de maior interesse para este trabalho, representados nas Tabelas 3.1 e 3.2.

Tabela 3.1 - Parâmetros de resistência de solos residuais e rochas alteradas*

TIPO DE ROCHA	GRAU DE ALTERAÇÃO	PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA		OBSERVAÇÕES	FONTE
		c, c' * (Kg/cm ²)	$\phi, \phi', \phi_r, **$ (graus)		
GNAISSE	decomposto (zona IC)		$\phi = 18.5^\circ$	ensaios não drenados	St. JOHN <i>et al.</i> (1969)
GNAISSE	<ul style="list-style-type: none"> decomposto (zona de falha) muito alterado mediana/e alterado inalterado 	c = 1.5 c = 4.0 c = 8.5 c = 12.5	$\phi = 27^\circ$ $\phi = 29^\circ$ $\phi = 35^\circ$ $\phi = 60^\circ$	ensaio de cisalhamento direto no concreto	EUDOKI-MOV & CHIRIAEV (1966)
XISTO	<ul style="list-style-type: none"> alterado (solo de micaxisto) parcialmente alterado (micaxistos e filitos altamente fraturados) 	c = 0.7	$\phi = 24.5^\circ$ $\phi = 35^\circ$	ambos de análises de escorregamento perpendicular à xistosidade	De FRIES (1971)
XISTO	alterado (zona IC)	c' = 0.5	$\phi = 15^\circ$ $\phi' = 15^\circ$	50% saturado (consolidado)	SOWERS (1968)
XISTO	alterado		$\phi = 26^\circ$ a 30°	rocha compactada (cisalhamento direto em campo)	WILSON & MARANO (1968)
ÍGNEA					
GRANITO	decomposto	c = 0	$\phi = 27^\circ$ a 31° ϕ médio = 29°	500 testes	ROBERTO (1970)
GRANITO	<ul style="list-style-type: none"> alterado (zona III B) parcialmente alterado (zona II B) relativamente são (zona III) 		$\phi_r = 26^\circ$ a 36° $\phi_r = 27^\circ$ a 31° $\phi_r = 29^\circ$ a 32°	cisalhamento direto em laboratório	L.N.E.C (1965)
GRANITO	<ul style="list-style-type: none"> decomposto (granulação fina) decomposto (granulação grossa) 	c = 0, se saturado	$\phi = 25.5^\circ$ a 34° $\phi = 36^\circ$ a 38° $\phi = 22^\circ$ a 40°		LUMB (1962)

	• decomposto remoldado				
--	------------------------	--	--	--	--

* (Deere e Patton, 1971)

Tabela 3.2 - Parâmetros de resistência de preenchimentos de junta e de minerais*

MATERIAL		PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA	OBSERVAÇÕES	FONTE
		ϕ , ϕ' , ϕ_r ** (graus)		
suturas pretas	na zona IC	$\phi_r = 10.5^\circ$ $\phi_r = 14.5^\circ$	Suturas "slickensides" c/ Suturas "slickensides" sem consolidados e ã drenados)	ST. JOHN <i>et al.</i> (1969)
MINERAIS COMUNS NOS SOLOS RESIDUAIS E ROCHAS ALTERADAS				
quartzo		$\phi_r = 30^\circ$ $\phi_r = 35^\circ$	Areia de duna Areia moída	KENNEY (1970)
caolinita		$\phi_r = 22^\circ$ $\phi_r = 12^\circ$ $\phi_r = 12^\circ$	Remoldada Remoldada Caolinita calcário - Caolinita Intacta	KANJI (1970) KANJI (1970) MORGENSTERN & TCHALENKO (1967)
ilita		$\phi_r = 6.5^\circ$ $\phi_r = 11.5^\circ$	Remoldada Iilita - calcário Remoldada Iilita	KANJI (1970) KANJI (1970)
montmorilonita		$\phi_r = 4$ a 11°		KENNEY (1967)
muscovita		$\phi_r = 14$ a 24°		KENNEY (1967)
mica hidratada		$\phi_r = 16$ a 26°		KENNEY (1967)

* (DEERE & PATTON, 1971)

* c = coesão (Kg/cm²)

* c' = coesão efetiva (Kg/cm²)

** ϕ' = ângulo efetivo de resistência cisalhamento

** ϕ_r = ângulo residual de resistência ao cisalhamento (normalmente drenado)

** ϕ = ângulo de resistência ao cisalhamento, em graus.

Nas Tabelas 3.1 e 3.2 há vários valores de coesão e ângulo de atrito, que foram obtidos através de ensaios de cisalhamento direto. Estas tabelas foram obtidas em bibliografia, e os valores apresentados mostram que a redução de ambos os parâmetros de resistência ocorre conforme aumenta o grau de alteração do material. Nas tabelas, no caso de gnaisses, as variações de ângulo de atrito e de coesão são bastante significativas, possui o valor de 60° para a rocha praticamente inalterada, e 27° para o horizonte decomposto. A coesão varia de $12,5 \text{ Kg/cm}^2$, para $1,5 \text{ Kg/cm}^2$ para horizonte decomposto. No caso das rochas xistosas, num ensaio de 50% saturado, os valores obtidos foram de $\phi = 15$ e $c' = 0,5$, já para minerais como a muscovita, os valores obtidos foram de ϕ entre 14 e 24° .

Nas propriedades geotécnicas de xistos, OGUNSANWO (1986) comparou amostras com planos de xistosidade horizontal, vertical e inclinada e constatou que os menores valores de ângulo de atrito e coesão são encontrados, para um mesmo material, quando o cisalhamento se dá paralelamente aos planos de xistosidade, enquanto os maiores valores são obtidos quando o cisalhamento ocorre perpendicularmente aos planos. Em vista disso, o autor sugere que sejam feitos ensaios em várias condições de mergulho dos planos de xistosidade e que, para a instalação de uma obra, se leve em consideração tanto os valores mais baixos, quanto os mais altos.

A utilização de valores dos parâmetros de resistência de ensaios disponíveis em bibliografia, em horizontes saprolíticos, é problemática devido à heterogeneidade de suas características como grau de alteração, geometria das descontinuidades, além das condições de realização dos ensaios serem desconhecidas.

Porém, os valores obtidos em bibliografias fornecem informações sobre o aumento ou diminuição dos parâmetros de resistência nos materiais, em seus diferentes estágios intempéricos, por isso, independentemente do valor absoluto obtido no ensaio, é constatada a diminuição dos parâmetros de resistência com o avanço do processo intempérico. Em saprolitos de

rochas gnáissicas, nota-se a alternância de bandas mais resistentes, com bandas mais friáveis, constituídas quase que somente por filossilicatos. São exatamente essas bandas mais friáveis, com reduzidos coeficientes de atrito, que acabam por dominar e condicionar a resistência do maciço de saprolito (RIEDEL, 1994).

Quanto à coesão, os valores mais baixos são encontrados ao longo das discontinuidades, sendo que, em casos extremos, a coesão poderá chegar a zero e a resistência ao cisalhamento dependerá unicamente da força de atrito. Nesta situação, o deslocamento ocorrerá assim que o ângulo de inclinação do plano de apoio superar o valor do ângulo de atrito (RIEDEL, 1994).

As instabilidades planares observadas ocorrem preferencialmente ao longo dos planos de foliação, ricos em minerais micáceos principalmente muscovita, em horizontes de saprolito. As Tabelas 3.1 e 3.2 apresentam diversos valores de coesão e ângulo de atrito de ensaios de cisalhamento direto, obtidos em bibliografia. Esses valores mostram que a redução desses parâmetros ocorre com o aumento do grau de alteração do material.

Neste trabalho optou-se, como em RIEDEL (1994), por uma análise conservadora destes parâmetros, considerando os valores de coesão nulos, sendo a resistência ao cisalhamento relacionada diretamente ao ângulo de atrito, valorizando a representação gráfica por estereogramas.

HOEK & BRAY (1977) sugerem que, juntamente com os planos das discontinuidades e da face do talude, seja plotado o círculo de atrito para auxiliar na interpretação gráfica, pois uma das condições para a ocorrência de instabilidades é que o mergulho do plano de ruptura seja superior ao valor do ângulo de atrito (Figura 3.7).

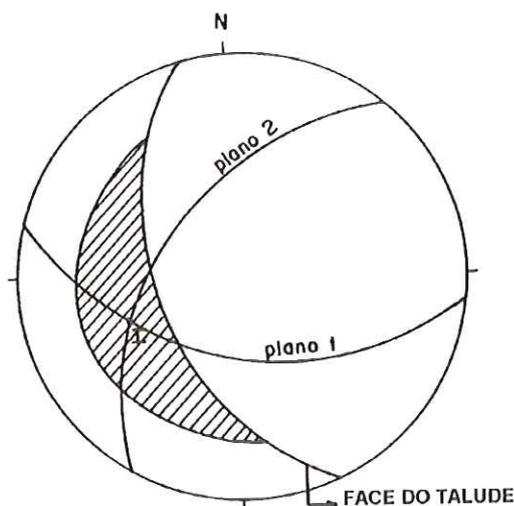


FIGURA 3.7 – Estereograma de análise cinemática de um talude, com indicação do círculo de atrito, HOEK & BRAY (1977).

Na representação gráfica por estereogramas dos taludes estudados, adotou-se círculo de atrito de 20° , pois consideradou-se a média dos mergulhos dos planos potenciais de ruptura ou das linhas de intersecção dos planos. Haverá condições para ruptura sempre que o mergulho do plano (no caso de ruptura planar), ou o eixo da cunha for superior ao ângulo de atrito e inferior ao mergulho do talude.

3.5. A Influência das Descontinuidades Reliquiarias na Estabilidade de Taludes

As estruturas reliquiarias afetam a estabilidade de taludes não apenas quando estão posicionadas de modo desfavorável em relação ao talude, mas também quando contém preenchimento de material que pode influenciar o movimento do lençol freático (SILVA, 2000).

A influência das descontinuidades reliquiarias nas respostas dos maciços rochosos em obras de engenharia, deve-se a vários aspectos, entre os quais, segundo MASSEY & PANG (1988):

- 1) por possuírem grande persistência, influenciando grandes massas;
- 2) por possuírem baixa ou nenhuma coesão, onde os parâmetros de resistência são muitas vezes, dos materiais de preenchimento;

- 3) por possuírem poucas irregularidades de superfície;
- 4) por modificarem profundamente as condições de permeabilidade do maciço;
- 5) por propiciarem rápido avanço da alteração, que se reflete nos parâmetros de resistência;
- 6) por reduzir, de modo global, a resistência ao cisalhamento do maciço rochoso;
- 7) por interferir na redistribuição total da resposta mecânica do maciço rochoso descontínuo, uma vez que os blocos individuais podem estar livres para rotacionar ou translacionar;
- 8) por influenciar a distribuição da tensão dentro do maciço em virtude de sua baixa rigidez e resistência;
- 9) por controlar, em grande extensão, a fragmentação gerada por escavações; e
- 10) por permitir melhor condução para o fluxo de fluidos através de muitos maciços rochosos, em virtude de sua permeabilidade, que é de ordem de grandeza elevada quando comparadas com as rochas intactas.

Porém, antes que alguma dessas influências possa ser avaliada para um dado projeto de engenharia em rochas, faz-se necessário que as descontinuidades no maciço sejam bem caracterizadas e suas propriedades estabelecidas.

Segundo HENCHER (1987), a investigação sobre a extensão, orientação e distribuição das descontinuidades apenas será efetiva quando a natureza geológica das estruturas for considerada. Nas Tabelas 3.3 e 3.4 se encontram classificações dos tipos mais comuns de descontinuidades e listam suas características físicas e geotécnicas mais importantes.

Tabela 3.3 - Classificação geomecânica de descontinuidades comuns a rochas e solos *.

Tipos	Características físicas	Aspectos geotécnicos	Outras
-------	-------------------------	----------------------	--------

			observações
Juntas tectônicas	Fraturas persistentes resultantes de tensão tectônica	São classificadas de acordo com a origem em juntas de cisalhamento (menos rugosas que as de tração) e de tração	Só podem ser caracterizadas com precisão onde a sistemática e a origem geológica estão bem definidas
Falhas	Fraturas com deslocamento de mm a km; comumente associada a zonas de cisalhamento	Baixa resistência quando estriadas (<i>slickensides</i>) ou preenchidas; podem estar associadas a fluxo de água, atuarem como barreiras ou drenos, facilitar a alteração em profundidade e, se recentes, podem ser sismicamente ativas	São mapeáveis em campo ou por fotointerpretação (lineações)
Juntas de alívio	Formadas sob tensão	Podem persistir por dezenas de metros (paralelas ou subverticalmente aos taludes)	São facilmente identificadas devido à individualidade e relação com a topografia
Contatos litológicos	Contatos entre diferentes tipos de rochas	Caracteriza mudanças de parâmetros geotécnicos (resistência, permeabilidade, grau de fraturamento, etc)	São mapeáveis

*HENCHER (1987).

Tabela 3.4 - Classificação geotécnica de discontinuidades: características de tipo particular de rocha e solo *.

Tipo de rocha	Tipo de discontinuidade	Características físicas	Aspectos geotécnicos	Outra observações

Ígnea	Juntas de resfriamento	Sistemas hexagonais perpendiculares à superfície de resfriamento, comuns em lavas, diques e <i>sills</i>	Padrão regular de juntas colunares e naturezas variáveis	Completament e previsível ou ocasional
Metamórfica	Foliação	Foliação crenulada ou ondulada, minerais alinhados paralelamente em rochas de granulação mais grossa	Foliação freqüentemente revestida com minerais que produzem baixa resistência ao cisalhamento (talco, clorita, etc)	Menos mapeáveis que clivagem ardosiana; atitudes geralmente reconhecíveis

*Modificado de HENCHER (1987).

Os tipos de preenchimentos presentes ao longo de discontinuidades reliquias são também um importante fator de influência na estabilidade de um talude; podem ser inerentes às rochas parentais, lixiviadas de outro horizontes ou formadas localmente, por intemperismo *in situ*.

MASSAD & TEIXEIRA (1985) efetuaram análises químicas de *black seams* em perfis de intemperismo, que mostraram que elas contém finos grãos intemperizados, cobertos por óxidos de ferro - manganês e substâncias húmicas lixiviadas dos horizontes superiores. Quando o preenchimento é de minerais argilosos, há uma tendência de diminuição da permeabilidade, com o aumento de barreiras para água durante os períodos chuvosos, aumentando as pressões hidrostáticas.

Outra importante característica das juntas é o espaçamento, que condiciona o tamanho dos blocos individuais do maciço. Um intenso

fraturamento, caracterizado por um pequeno espaçamento, confere ao maciço um comportamento mais próximo do comportamento dos materiais granulares, enquanto que para grandes espaçamentos tem-se fundamentalmente o efeito condicionante do tamanho dos blocos. Estes efeitos estão diretamente relacionados com a persistência das descontinuidades (ABGE, 1983).

A persistência pode ser definida como a extensão ou tamanho exposto do plano de descontinuidades, e é também característica determinante na definição dos blocos. Pode ser grosseiramente quantificada pela observação do comprimento do traço da descontinuidade ao longo do plano de exposição. É um dos parâmetros de maior importância para o conhecimento dos maciços rochosos. No entanto, um dos mais difíceis de se quantificar, mesmo de maneira grosseira (ABGE, 1983).

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho, baseada em RIEDEL (1994), teve como objetivo avaliar os condicionantes estruturais na estabilidade de taludes, num enfoque regional, subsidiado por técnicas de sensoriamento remoto, visando o planejamento de planos de corte e previsões de instabilidades potenciais, em cortes existentes e futuros.

Para se alcançar os objetivos propostos, foram realizadas as seguintes etapas de trabalho:

- Levantamento bibliográfico;
- Seleção da área de estudo;
- Levantamentos de campo;
- Fotointerpretação;
- Tratamento dos dados de campo e digitalização de mapas;
- Delimitação dos setores de análise;
- Simulação de traçados rodoviários para a análise da previsibilidade de instabilidades;
 - Avaliação dos resultados alcançados;
 - Elaboração do texto final.

A seguir, descreve-se com detalhes estas etapas:

4.1 Seleção da Área de Estudo

A área selecionada compreende parte da folha topográfica de Jundiá, e parte da folha topográfica de Atibaia, nas escala 1:50.000 do IBGE (1985), localizando-se na parte leste do estado de São Paulo.

Para a seleção da área, foram considerados os seguintes aspectos:

- a rodovia Edgard Máximo Zambotto, no trecho que liga a cidade de Campo Limpo Paulista à cidade de Jarinu, apresenta em toda sua extensão taludes de grandes dimensões, com sérios problemas de estabilidade, propiciando uma variabilidade de casos de instabilidades;

- a existência de trabalhos prévios na região: mapas geológicos das folhas de Atibaia e Jundiaí, além de trabalhos geológico-geotécnicos,

- localização relativamente próxima da área do Campus da EESC - USP, também foi um fator relevante, pois facilita as diversas idas ao campo.

4.2 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo realizaram-se em quatro etapas, efetuadas em diferentes estágios do estudo.

A primeira etapa de campo foi realizada logo após a seleção da área, e consistiu no reconhecimento do perfil de intemperismo da região, caracterização geológica e levantamento dos dados estruturais com ênfase aos dados de foliação e lineação de estiramento em pontos localizados por toda a área (Figura 4.1).

Na segunda etapa realizou-se o cadastramento das instabilidades observadas nos taludes ao longo do trecho escolhido da rodovia SP - 354 (Figura 4.2), avaliando-se suas causas e determinando os horizontes de alteração onde se desenvolvem.

Na terceira etapa descreveu-se os litotipos e levantaram-se as atitudes das diversas estruturas presentes (foliações, juntas e lineações de

estiramento) nos taludes ao longo do trecho da rodovia. Com esse detalhamento obteve-se uma avaliação mais criteriosa dos tipos de instabilidades que ocorrem nos taludes.

A quarta etapa consistiu-se de uma caracterização das diversas famílias de juntas presentes nos taludes, relativa à persistência e ao espaçamento.

Para facilitar e sistematizar a coleta de dados nos taludes elaborou-se uma ficha de campo, onde foram anotados os dados de interesse. As atitudes das estruturas geológicas foram levantadas utilizando-se a bússola Clar. Deste modo, todos os dados de atitude citados ao longo do texto, mapas, anexos e estereogramas, estão em notação Clar (rumo do mergulho/mergulho).

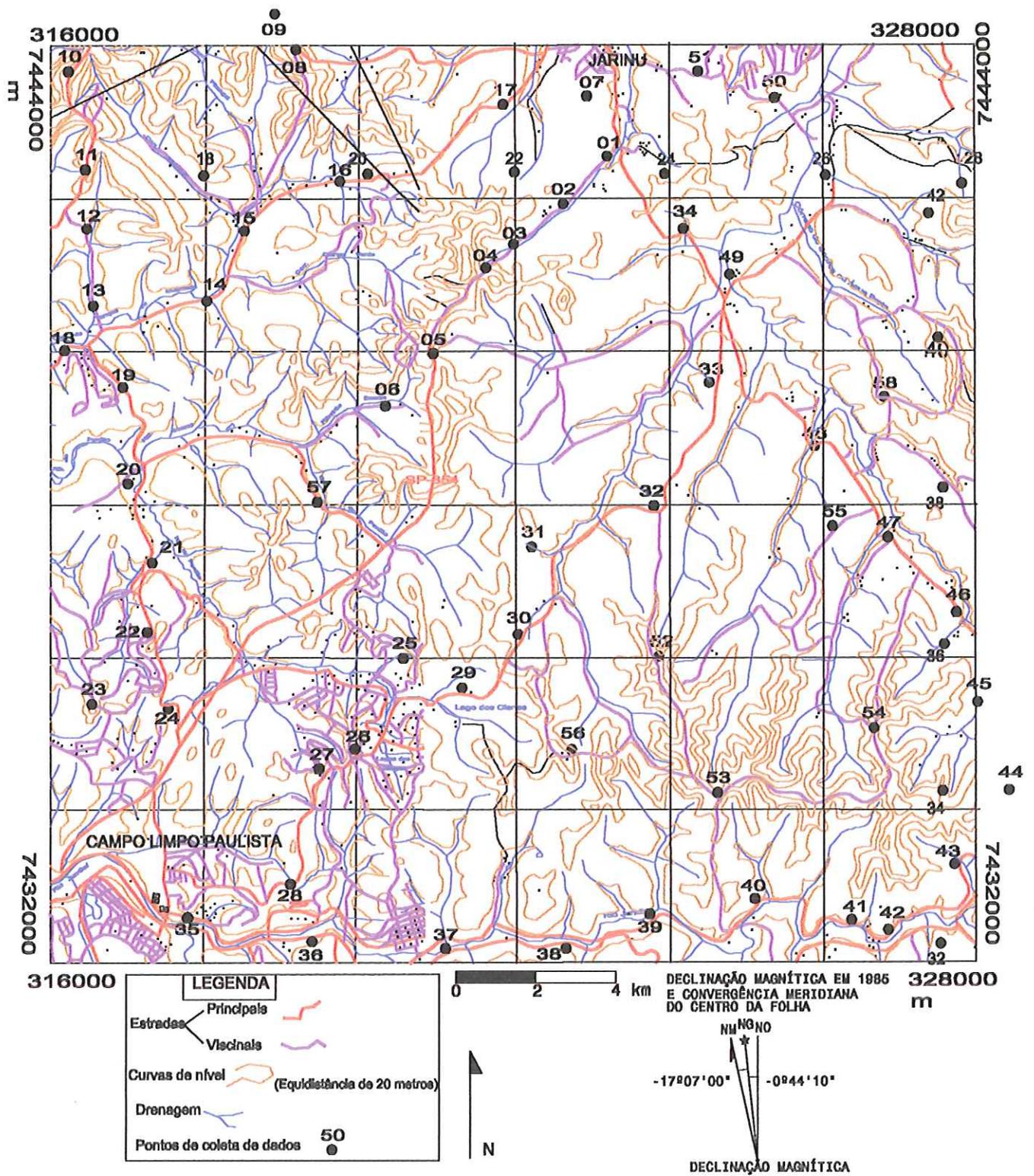


FIGURA 4.1 – Mapa de pontos.

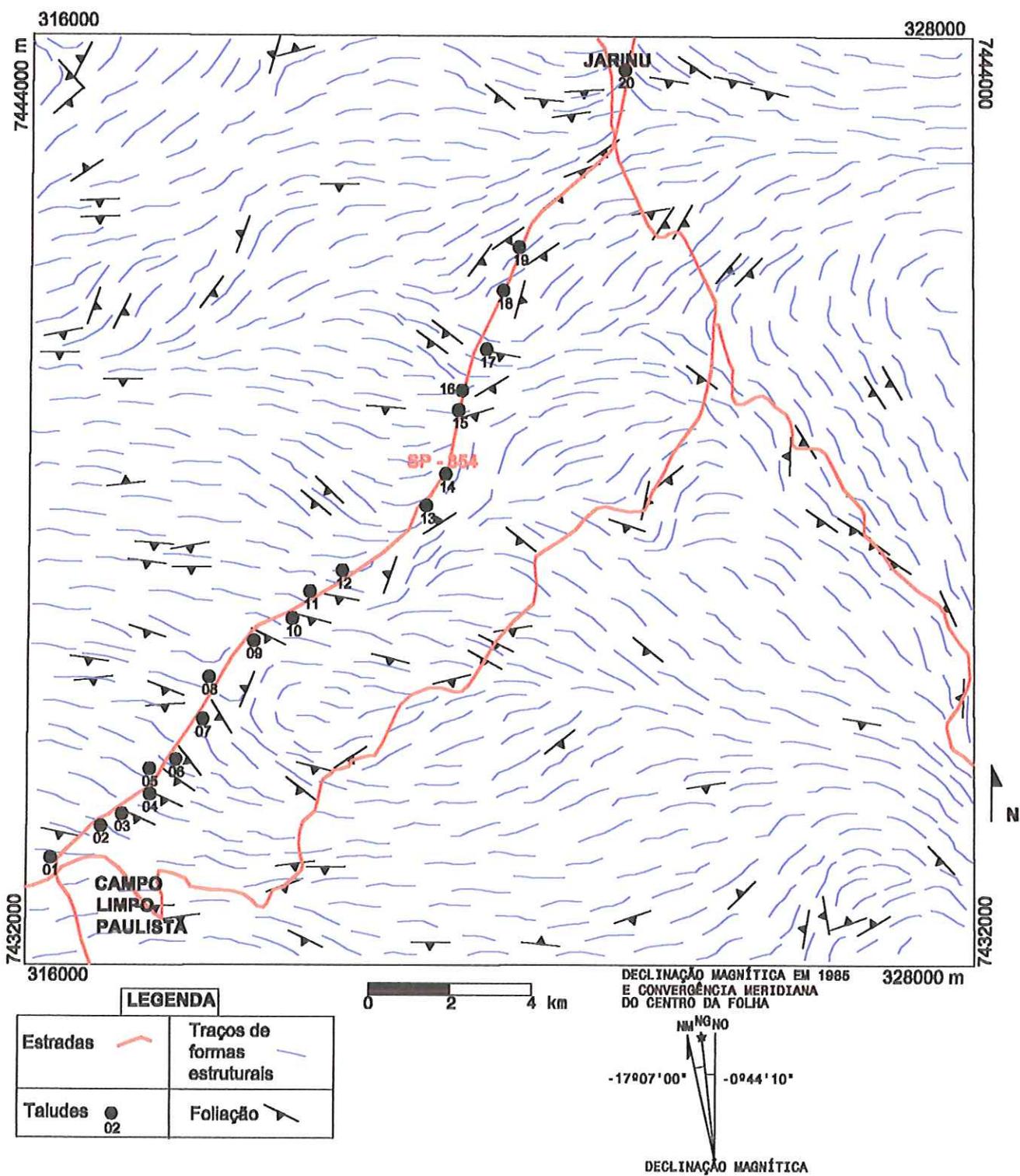


FIGURA 4.2 – Mapa de localização dos taludes.

4.2.1 – Estereogramas dos taludes

Para produzir os estereogramas (diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior), foi utilizado o programa *Stereonet*, para cada um dos vinte taludes estudados, com projeção ciclográfica dos planos, que contém:

- Direção do talude;
- Direção das principais famílias de juntas;
- Direção preferencial da foliação;
- Projeções dos pólos;
- Contornos de isofreqüência.

Esta forma de representação permite uma visão global das descontinuidades existentes nos taludes estudados. Tem como objetivo a representação gráfica dos planos e direções mais favoráveis a instabilização em cada talude.

4.2.2 – Representação gráfica das instabilidades e sua análise

A representação das instabilidades dos taludes foi baseada em métodos de resolução gráfica descritos por PANET *et al.* (1969); JOHN (1969); HOCKING (1976); HOEK & BRAY (1977) E GOODMAN (1976 e 1980).

Nos trabalhos de PANET *et al.* (1969) e JOHN (1969), o método gráfico de análise de estabilidade se mostra relativamente simples e rápido, e sua exatidão considerada satisfatória. Uma das limitações é o fato de ao longo dos planos das descontinuidades, a resistência ao cisalhamento é unicamente friccional.

Os dois principais critérios do método foram estabelecidos por JOHN (1969) in RIEDEL (1994):

- 1) Liberdade de movimento em direção à superfície do talude: o escorregamento só pode ocorrer se a superfície do talude possuir inclinação

maior que a dos planos das discontinuidades existentes e que estão envolvidas. Os segmentos dos grandes círculos, no estereograma, que estiverem acima do grande círculo, que representa o talude, não afloram na superfície, possuindo inclinação maior que ela.

2) Tipo de escorregamento envolvendo dois planos: dois principais tipos de movimento são possíveis - o tipo cunha, formado pela linha de intersecção de dois planos, e o tipo bloco (planar), onde o escorregamento ocorre ao longo de um único plano, que se separa do outro, que funciona como superfície de liberação.

HOCKING (1976) postulou uma regra para a interpretação gráfica de instabilidades em cunha (com instabilidade planar sendo considerada um tipo especial de cunha): se a direção de mergulho do plano um ou dois cair entre a direção de mergulho do talude e a direção da linha de intersecção dos planos um e 2, o escorregamento tenderá a ocorrer ao longo dos planos um ou dois, respectivamente. Se as condições acima não forem atendidas, a cunha irá escorregar ao longo da linha de intersecção dos planos 1 e 2 (Figuras 4.3 e 4.4).

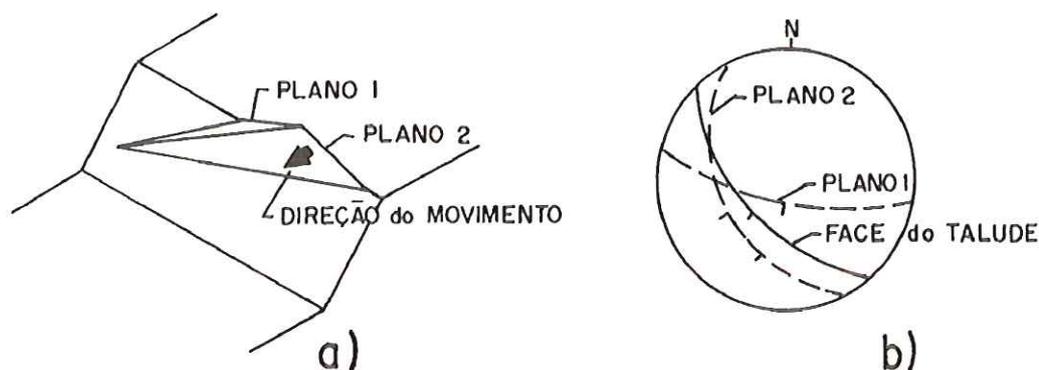


FIGURA 4.3 - Condição para ocorrência de escorregamento ao longo de um plano - a) esquema tridimensional; b) projeção estereográfica (HOCKING, 1976).

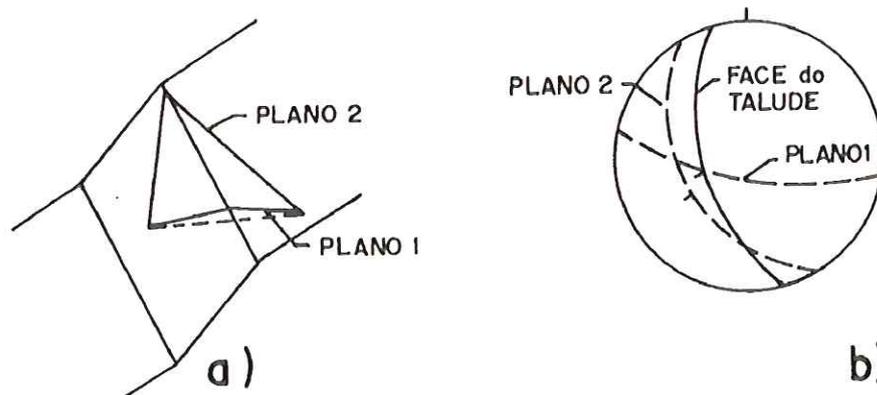


FIGURA 4.4 - Condição para ocorrência de escorregamento ao longo da linha de intersecção de dois planos - a) esquema tridimensional; b) projeção estereográfica (HOCKING, 1976).

HOEK & BRAY (1977) sugerem que se faz necessário identificar os planos potenciais de ruptura, e que se elimine os que dificilmente estarão envolvidos nestas rupturas de talude, para se facilitar à análise.

4.2.3 – Análise do fraturamento

A análise estatística do fraturamento fotointerpretado foi realizada através do software Rosácea, desenvolvido pelo IPT. Inicialmente, os lineamentos extraídos de fotos aéreas na escala 1:25.000 foram digitalizados no software Auto – CAD, em seguida foram montadas em “mosaico”, obtendo-se assim todas as fraturas da área. De posse desta imagem final calculou-se a frequência das fraturas, bem como seu tamanho. O resultado é apresentado num gráfico do tipo Rosácea.

Como a proposta deste trabalho é, além de estudar os condicionantes estruturais na estabilidade de taludes em material saprolítico, utilizar técnicas de sensoriamento remoto para tal finalidade, procurou-se obter o máximo de informações das fotos aéreas. Como os padrões de fraturamento se repetem nas mais diferentes escalas, foi obtido um padrão do comportamento das juntas através de uma extração detalhada, de fotos aéreas na escala 1:25.000 e com lentes de aumento, para se obter até as menores juntas. De posse desses dados, realizou-se a quarta etapa de campo

para conferir se o padrão obtido seria o mesmo, sendo os resultados descritos no item 7.2.

A análise mais detalhada das características das famílias de juntas realizada na quarta etapa dos trabalhos de campo. Foram levantadas em campo as atitudes das principais famílias de juntas, seu espaçamento, que condiciona o tamanho dos blocos individuais do maciço, bem como sua persistência, que pode ser definida como a extensão ou traço exposto do plano de descontinuidades, e é também característica determinante na definição dos blocos.

4.3 Fotointerpretação

A fotointerpretação geológica é baseada em critérios e conceitos que visam sistematizar a identificação das feições geológicas passíveis de serem extraídas diretamente ou analisadas indiretamente, a partir de imagens fotográficas. Para o emprego das técnicas de sensoriamento remoto, que são as que proporcionam esta identificação e análise, utilizou-se:

- fotos aéreas pancromáticas, na escala 1:25.000, do IBC (Instituto Brasileiro do Café), levantamento de 1972, faixas 273 G - fotos 32975 a 32968, faixa 274 G - fotos 32942 a 32940 e 32948 a 32946 e, faixa 275 G - fotos 33340 a 33335 e 33345;
- fotos aéreas pancromáticas, na escala 1:60.000, do DSG (Diretoria de Serviço Geográfico), levantamento de 1966, faixa 96 D - fotos 52772 a 52770;
- cartas topográficas, IBGE, 1985, escala 1:50.000, folhas Jundiaí e Atibaia; e
- mapas geológicos das folhas Jundiaí (BATISTA et al., 1986) e Atibaia (OLIVEIRA et al., 1985), escala 1:50.000.

4.3.1 – Mapas elaborados

a - mapa de foliação - formas estruturais

Para a elaboração deste mapa, as atitudes das foliações foram levantadas em trabalhos de campo, complementadas pelas direções obtidas pela interpretação de fotos aéreas, trabalhos anteriores (RIEDEL, 1994) e mapeamentos geológicos.

A escala das fotos aéreas que se mostrou adequada para a extração dos traços de foliação foi a de 1:25.000. Como a área de estudo possui um espesso perfil de alteração, os traços de foliação se tornam suaves, dificultando sua visualização em outras escalas, como a de 1:60.000, por exemplo.

Após a plotagem das orientações da foliação em mapa, foram traçadas as linhas de forma estrutural. Essas linhas são definidas a partir da orientação dos pontos plotados, considerando-se uma área de influência em seus entornos, e das variações de orientações de pontos adjacentes. Esta denominação, mapa de forma estrutural, foi inicialmente empregada por HASUI *et al.* (1992c e 1993), em trabalhos aplicados à estabilidade de taludes de corte em minerações.

A elaboração deste mapa teve como objetivo definir os diversos setores homogêneos em relação à orientação da foliação. Esta definição facilita o entendimento e visualização dos padrões da foliação em toda área.

b. Mapa de setores

Este mapa, consubstanciado pelo mapa de forma estrutural, permitiu a separação dos setores de análise baseados nas diferentes direções preferenciais da foliação na área. Após a delimitação dos setores, realizou-se a fotointerpretação, que permitiu definir as características de cada setor. Para um maior detalhamento dos elementos fotointerpretativos, utilizou-se as fotos de escala 1:25.000.

c. Mapa de traços de fraturas

O termo fratura foi empregado por ser mais abrangente, pois envolve tanto planos onde houve movimento relativo entre blocos (falhas), quanto planos onde não houve nenhum movimento (juntas), segundo conceitos descritos por BILLINGS (1972), que são:

- fratura: plano de ruptura dos materiais rochosos;
- junta ou diáclase: plano ou superfície de fratura que divide a rocha e ao longo da qual não ocorreu deslocamento paralelo à suas paredes.
- falha: fratura ao longo da qual houve deslocamento paralelo à suas paredes.

Foram extraídas as lineações negativas, interpretadas como traços de fraturas, inicialmente nas fotos aéreas de 1:60.000, que permitiu uma visão mais geral do padrão de fraturamento. Porém, para a confecção do mapa, foram utilizadas as lineações negativas extraídas das fotos 1:25.000, que permitiram um maior detalhamento do seu comportamento.

O objetivo deste mapa foi o de avaliar as direções preferenciais e frequências de fraturamento, originando-se um diagrama em rosácea das fraturas para a área de estudo, e relacionar estes dados aos levantados em campo.

Após a elaboração, os diversos mapas foram digitalizados através da utilização do *software* AutoCAD R14, que permite o georeferenciamento e a impressão em qualquer escala.

4.3.2 - Fotointerpretação

A fotointerpretação baseou-se principalmente na análise dos elementos: textura fotográfica e estrutura, além dos apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Elementos utilizados na fotointerpretação*

Critério	Categoria	Intervalo	Conceito
<i>Frequência de drenagem</i>	baixa média alta	0 - 5 5 - 30 > 30	número de cursos d'água perenes numa área de 10 km ²
<i>topos</i>	extensos restritos		Convencional
<i>Formas dos topos</i>	aplainados arredondados angulosos		Convencional
<i>Perfil das vertentes (forma das encostas)</i>	convexo retilíneo côncavo		Convencional
<i>Padrão de drenagem</i>	dentrítico paralelo retangular pinulado em treliça		Convencional
<i>Tonalidade</i>	cinza claro cinza médio cinza escuro		Convencional
<i>Grau de fraturamento</i>	alto médio baixo		Convencional

* Modificado de PONÇANO et al., (1981).

Para a área de estudo, foram estabelecidos oito setores, denominados de A, B, C, D, E, F, G e H, sendo que os setores A e H foram subdivididos em três subsetores, respectivamente Aa, Ab, Ac, Ha, Hb e Hc. Em cada setor foi efetuada a fotointerpretação para obtenção de suas principais características.

O objetivo desta setorização é de facilitar a simulação de futuros cortes, e efetuar a previsão das possíveis instabilidades

4.3.3 - Previsões de instabilidades por simulações de cortes rodoviários

Após a setorização da área, analisa-se em conjunto a geometria das discontinuidades de cada setor e as instabilidades observadas em campo, além de suas condições de ocorrência, podendo-se inferir as possíveis

instabilizações nos diferentes setores, considerando-se diferentes direções de cortes rodoviários.

Assim, foram elaborados estereogramas para todos os setores, contendo as famílias de juntas e o plano da foliação, e os taludes de cortes com inclinação de 45° , nas direções N-S, E-W e de NW-SE, considerando-se um círculo de atrito de 20° .

CAPÍTULO 5

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA EM ESTUDO

Neste capítulo estão descritas as características geológicas (litologia e contexto estrutural) da área de estudo, bem como sua fisiografia (clima e geomorfologia), e a descrição do perfil de intemperismo, juntamente com a caracterização do horizonte de alteração onde ocorrem as instabilidades. As descrições estão baseadas em bibliografia e em dados obtidos em campo.

5.1 - Localização da Área

A área em estudo localiza-se na porção leste do Estado de São Paulo, e compreende parte das folhas topográficas de Atibaia e Jundiá, na escala 1:50.000 do IBGE (1985) (Figura 5.1). A área é limitada pelos paralelos 23°13'S e 23°02'S e meridianos 46°43'W e 46°49'W, o que perfaz um total de 252 km².

Há nesta região, uma importante malha rodoviária, destacando-se as rodovias que dão acesso à área, que são a Anhangüera (SP 330), a Bandeirantes (SP 348) e a D. Pedro I (SP 65). A rodovia Edgar Máximo Zambotto (SP 354), alvo deste trabalho, corta toda a área com direção NE, ligando a cidade de Jarinu à Campo Limpo Paulista. Além dessas, a área possui uma intensa rede de estradas vicinais.

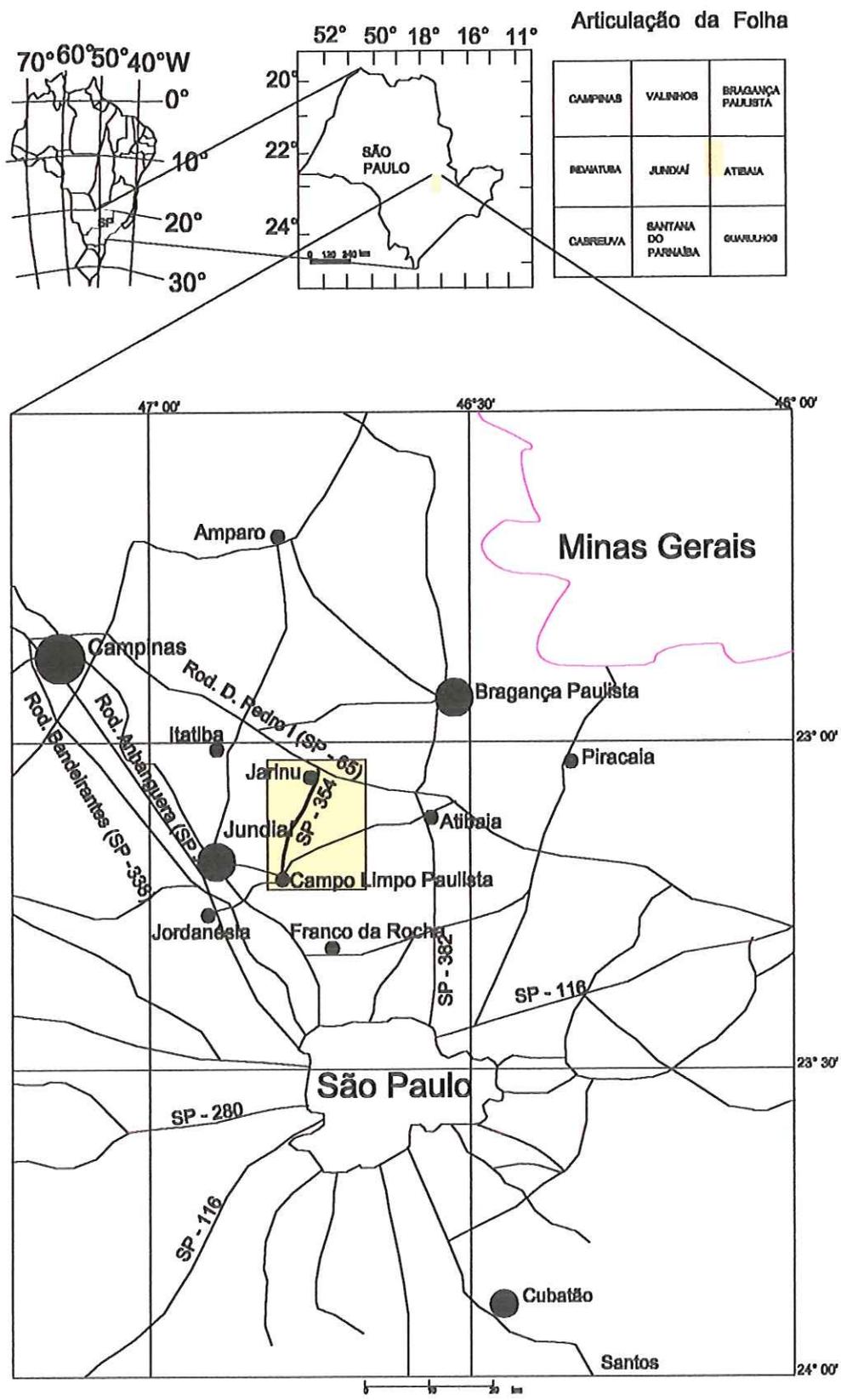


FIGURA 5.1 – Localização da área de estudo.

5.2 Clima

A região de Atibaia apresenta, segundo CARVALHO *et al.*, (1975), clima intermediário entre Cwa e Cwb (na classificação KÖPPEN), ou seja, verões chuvosos, invernos relativamente secos e temperaturas de verão abrandadas pela altitude, sendo caracterizado como "tropical de altitude".

A temperatura média anual na região é de 18°C, enquanto as médias dos meses entre mais quente e mais frio são respectivamente, 21°C e 13°C (SETZER, 1966). A precipitação média anual da região, segundo DAEE (1981), varia entre 1.200 e 1.400 mm, sendo que a umidade relativa do ar (média anual) é de 74%.

O período entre dezembro e fevereiro apresenta elevado excedente hídrico, que totaliza 444 mm. Devido a esse excedente, ocorre uma alta intensidade de lixiviação de bases e intemperismo químico nos solos, principalmente naqueles situados em superfícies mais antigas (CARVALHO *et al.*, 1975).

5.3 Geomorfologia

De acordo com a compartimentação geomorfológica do Estado de São Paulo proposta por Almeida (1964), a área estudada se enquadra na província geomorfológica do Planalto Atlântico. No Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo em escala 1:1.000.000 (PONÇANO *et al.*, 1981), a região aparece situada nos limites entre as zonas geomorfológicas Planalto de Jundiá e Serrania de São Roque, ambas pertencentes à referida província geomorfológica do Planalto Atlântico.

O Planalto Atlântico, segundo MOREIRA & CAMELIER (1977), constitui um relevo montanhoso, onde a influência das estruturas geológicas é demonstrada nas suas feições fundamentais. O início desta zona

geomorfológica ocorre na Serra de Paranapiacaba e alonga-se para oeste além do Tietê, entre os terrenos da bacia de São Paulo e a Depressão Periférica Paulista, onde aparecem as escarpas paleozóicas da Bacia do Paraná. A passagem entre a Depressão Periférica e o Planalto Atlântico não é facilmente perceptível, uma vez que a delimitação das formas de relevo não corresponde exatamente ao limite geológico entre o escudo e a bacia sedimentar (CRISTOFOLETTI, 1968).

O Planalto de Jundiaí corresponde a uma extensa área com relevos de morros e morrotes vinculados ao desenvolvimento de bacias de drenagem. O embasamento deste planalto (constituído por xistos, gnaisses, migmatitos e granulitos penetrados por corpos graníticos) é recoberto por pequenos depósitos sedimentares dispostos em manchas descontínuas, hoje em processo de erosão, encontrados nos vales dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari. Os topos dos morros estão nivelados em torno de 820 - 870 m; alguns espigões se elevam a 900 - 1000 m (NEVES, 1999). Litologicamente, o planalto constitui-se por xistos, gnaisses, migmatitos e granulitos, penetrados por intrusões graníticas (PONÇANO *et al.*, 1981).

A Serrania de São Roque é constituída por relevo montanhoso, com constituição litológica diversificada, que vai dos metamorfitos de baixo grau do Grupo São Roque até rochas gnáissicas e migmatíticas, também penetrados por intrusões graníticas. As maiores altitudes possuem cerca de 700 - 800 m, atingindo valores mais baixos nas porções marginais, em regiões onde os rios deixam a serrania (NEVES, 1999).

A principal bacia hidrográfica da região estudada é a bacia do Rio Jundiaí, localizada a sul da área de estudo, onde a rede de drenagem é expressiva.

5.4 Geologia

Segundo ALMEIDA *et al.* (1977), a área em estudo encontra-se situada na Província Mantiqueira, que corresponde a uma unidade do Escudo Atlântico que se estende ao longo da região costeira do sul da Bahia até o Uruguai.

5.4.1 – Aspectos litológicos

As rochas predominantes são atribuídas ao Complexo Amparo, que é constituído principalmente por gnaisses com biotita, hornblenda e granada com grau variável de migmatização, associados a migmatitos de estruturas diversas com intercalações não individualizadas de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas (HASUI *et al.* 1981).

Estão presentes também corpos intrusivos de composição granítica sin e pós-tectônicos com dimensões variadas (JULIANI, 1992), uma unidade sedimentar representada por rochas do Grupo Itararé, além de material de origem fluvial, depositada ao longo dos principais rios (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

Complexo Amparo

O Complexo Amparo constitui-se essencialmente de gnaisses com biotita e/ou hornblenda, tendo o plagioclásio predominância sobre o feldspato potássico. Secundariamente, ocorrem quartzitos micáceos, granatíferos e feldspáticos, quartzo-mica-xistos, xistos com grafita, granada, sillimanita e cianita, além de anfibolitos e metaultrabasitas (HASUI & OLIVEIRA, 1984).

O predomínio é de gnaisses com intercalações de xistos, com derivação sedimentar ou vulcano-sedimentar. As rochas de aspecto xistoso mostram-se geralmente alteradas, exibindo cores avermelhadas e são representadas principalmente por muscovita ou biotita xistos. Geralmente contém quartzo, muscovita, biotita, e localmente podem estar presentes granada (OLIVEIRA *et al.*, 1985).



Nos gnaisses, as bandas são geralmente de espessura centimétrica e destacam-se pela variação composicional e pelas cores desenvolvidas pelo intemperismo, observando-se leitos avermelhados, arroxeados, esbranquiçados e amarelados, como consequência da maior ou menor concentração de minerais máficos. Intercalações ou bandas de rochas quartzíticas também ocorrem dentro dos gnaisses e xistos, podendo ser puros, feldspáticos, micáceos ou granatíferos (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

Encontram-se rochas migmatíticas na porção sudeste da área, apresentando neossomas representados por granitos cinzentos ou brancos, e paleossomas constituídos por gnaisses diversos: biotita e/ou hornblenda gnaisses, gnaisses anfibolíticos e quartzo-feldspáticos, além de quartzitos e anfibolitos (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

Rochas Graníticas

Na quadrícula de Jundiaí, ocorrências de intrusões granitóides são comuns, aparecendo como corpos granodioríticos e graníticos, sendo o corpo mais expressivo pertencente ao Complexo Itu (NEVES, 1999). Este complexo é enquadrado no campo dos granitos pós-colisionais (GALEMBECK, 1997), mantendo contatos tectônicos e intrusivos com as encaixantes.

Granitos de vários tipos são muito abundantes em toda quadrícula de Atibaia, com corpos de dimensões variadas, constituindo desde blocos métricos inseridos em gnaisses e migmatitos até maciços de vários quilômetros de extensão, englobados sob a denominação de maciços de Socorro e Atibaia (OLIVEIRA *et al.* 1985).

Na área de interesse, não ocorrem afloramentos *in situ* de rochas graníticas, observando-se apenas matacões, devido ao espesso perfil de alteração. Os corpos graníticos mapeados na porção norte e oeste da área, são constituídos por granito cinza, ricos em *schlieren* e inclusões de máficos, cortados por veios róseos (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

Rochas sedimentares: Grupo Itararé

Os depósitos paleozóicos, presentes na quadrícula de Jundiaí, foram correlacionados ao Grupo Itararé por MARTIN *et al.* (1959), com base em evidências sedimentares e estratigráficas, que indicam sua formação sob influência de clima glacial.

Esses sedimentos ocorrem como pequenos corpos isolados e encravados nas rochas pré-cambrianas do embasamento, e são resultantes dos processos tectônicos atuantes durante a ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, os quais causaram a fragmentação da bacia original, separando os extratos sedimentares existentes, uma vez que a área de exposição se estendia muito mais para leste, além de seus limites atuais (GAMA JR. & PERINOTTO, 1992).

Na área de Jundiaí, os pontos onde foram observadas as maiores exposições desta unidade estão em cavas de jazidas, esgotadas ou em lavra, onde se dá a extração de argilas destinadas a indústria cerâmica. Outros afloramentos constituem pequenos cortes de estrada, em elevado grau de alteração, onde a presença de níveis de argilito e siltito, em alternância rítmica, possibilita sua identificação. Os litotipos encontrados constituem diamictitos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos. Normalmente os diamictitos ocorrem na base da seqüência, sotopostos às camadas de finos (NEVES, 1999).

Na área, esta unidade aparece na porção oeste, e são constituídos por argilitos e siltitos, que variam de puros a arenosos, com coloração marrom escuro, cinza ou verde claro. Esses sedimentos são utilizados na indústria cerâmica da região.

Aluviões atuais

Os depósitos aluvionares da área de estudo aparecem, no mapa geológico do estado de São Paulo - escala 1:500.000 (BISTRICHI *et al.*, 1981), ao longo das drenagens principais da bacia do rio Jundiaí.

São constituídos por areias, siltitos, argilas e cascalhos de deposição fluvial na calha atual dos rios. Segundo FÚLFARO *et al.* (1985), este processo de sedimentação teve início no limite com o pleistoceno. Este novo ciclo é representado por acúmulo de cascalhos, retrabalhados do ciclo anterior que, muitas vezes, podem ser conhecidos com linhas de seixos associadas a colúvios.

O mapa geológico encontra-se ilustrado na Figura 5.2.

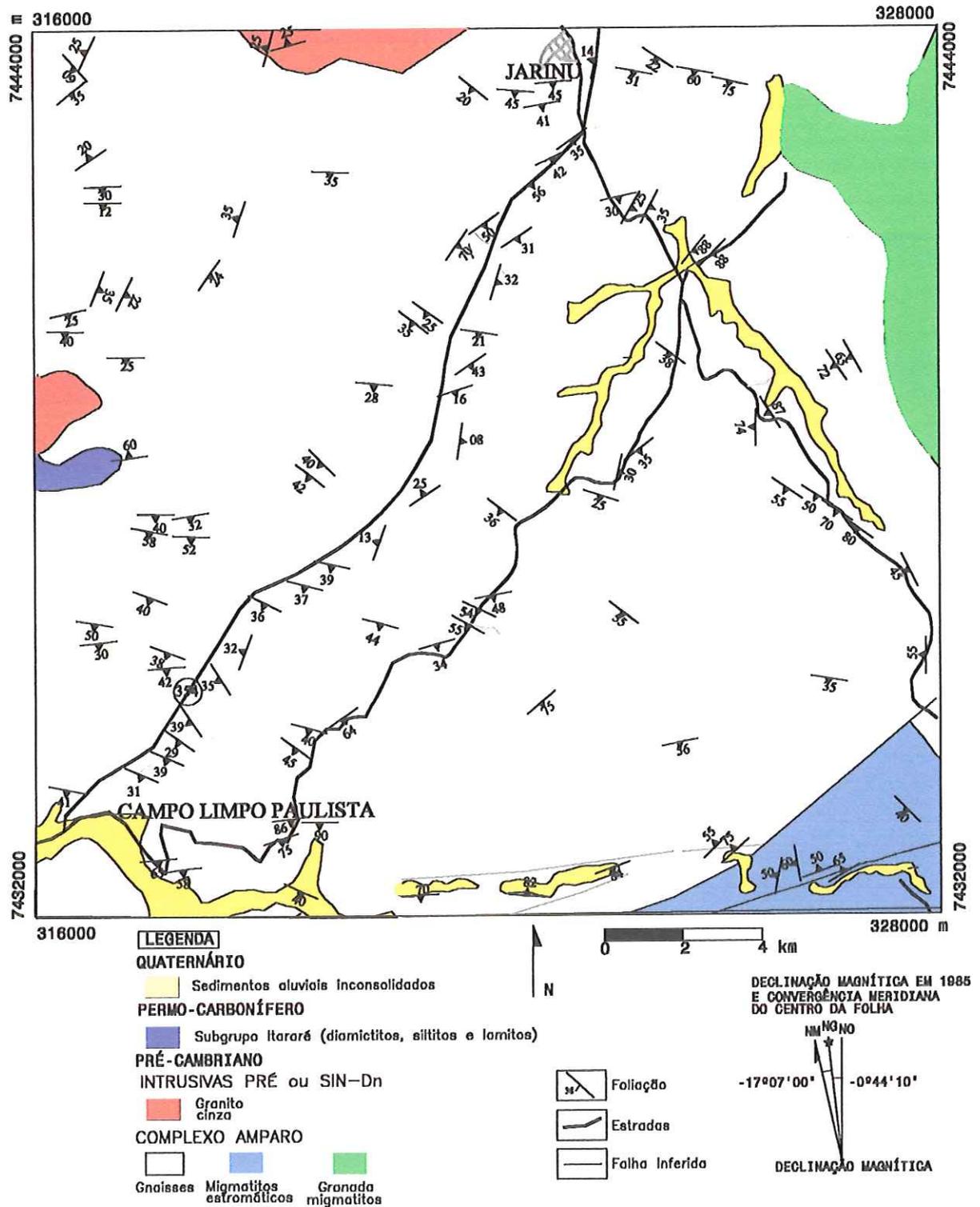


FIGURA 5.2 – Mapa geológico da área (OLIVEIRA *et al.* 1985 e BATISTA *et al.* 1986).

5.4.2 – Geologia estrutural

5.4.2.1 – Evolução estrutural

O quadro tectônico do sudeste brasileiro está relacionado à articulação de blocos crustais, mais especificamente entre os blocos São Paulo e Vitória (Figura 5.3 - HASUI, 1986; HASUI ET AL, 1989).

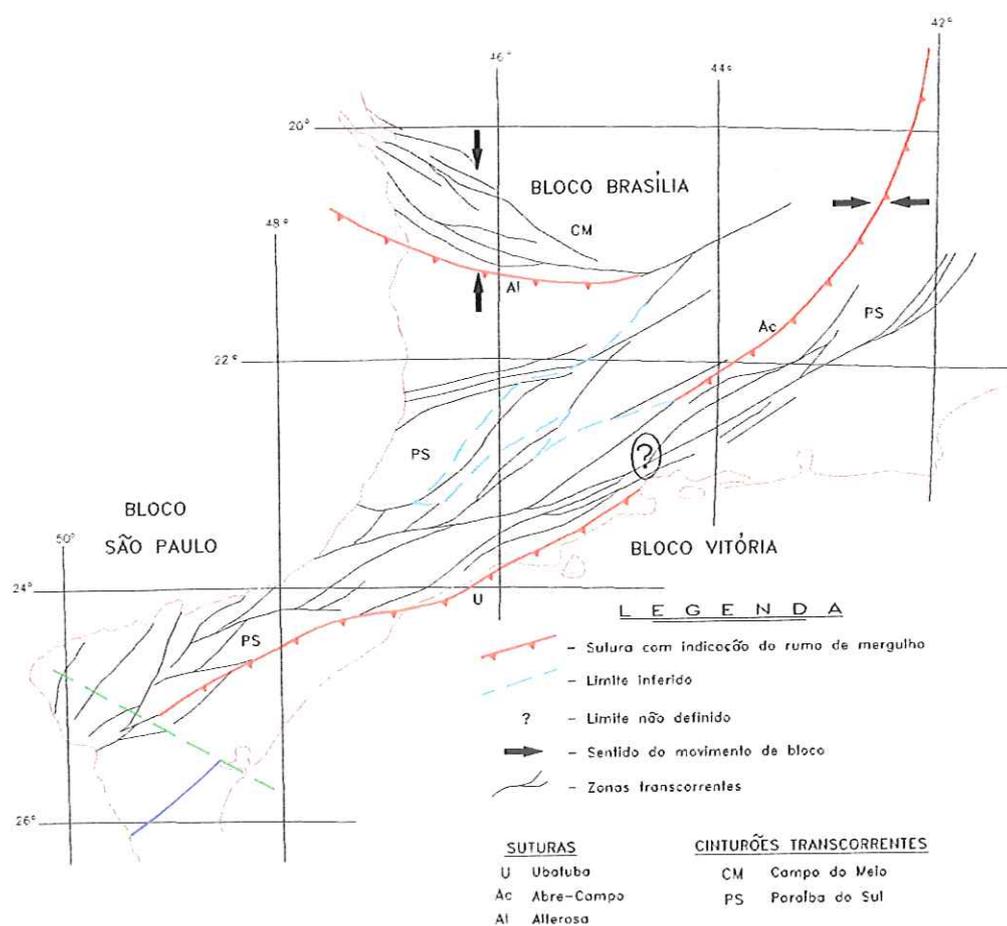


FIGURA 5.3 - Estruturação maior da região sudeste (HASUI *et al*, 1989).

O deslocamento do bloco Vitória, de leste para oeste, resultou em seu cavalcamento sobre o bloco São Paulo em rampa oblíqua. Esse cavalcamento oblíquo de baixo ângulo levou, numa primeira fase, à desarticulação,

imbricamento e lenticularização dos corpos rochosos em estado plástico, desenvolvendo uma foliação do tipo milonítica com direção geral ENE-WSW a NE-SW (S1), paralelamente à sutura entre desses blocos crustais, além de uma lineação de estiramento de direção EW (L1).

Em fase posterior, dentro do princípio da progressividade deformacional, com os maciços tornando-se progressivamente mais arrefecidos, o transporte de massas rochosas de leste para oeste em rampa oblíqua de baixo ângulo, foi sendo gradativamente impedido.

Esse quadro induziu o aparecimento de diversas zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, de características dúcteis a dúctil-rúpteis com direção ENE-WSW a NE-SW, verticalizando S1 ou gerando nova foliação (S2) e nova lineação de estiramento (L2). De fato, essas zonas de cisalhamento são muito comuns no sudeste brasileiro (exemplos: Taxaquara, Cubatão, Pirapora, etc), e apresentam caráter transcorrente dextral, compatível com o sentido do movimento do bloco Vitória.

Com esse quadro, o empilhamento das rochas foi eminentemente tectônico. A imbricação e lenticularização dos corpos rochosos deu-se em diversas escalas, podendo-se encontrar lentes rochosas com dimensões que variam da escala milimétrica até a regional.

5.4.2.2 – *Estruturas observadas*

A estrutura de maior expressão na área de estudo é uma grande zona de cisalhamento, com direção WSW, que ocorre ao longo do rio Jundiá, em direção à Campo Limpo Paulista. Representa a continuidade da zona de cisalhamento de Extrema, que foi detectada pela observação de rochas miloníticas ao longo de praticamente toda sua extensão (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

Regionalmente, a existência de feições de relevo mais elevada a W, adjacentes à essa zona, por grande parte da sua extensão, pode indicar a sua influência na formação do relevo atual (OLIVEIRA *et al.*, 1985).

As demais estruturas que ocorrem na área, que são foliação, dobras locais, falhamentos e fraturas, originam-se a partir de um processo progressivo de deformação, onde o regime dúctil gerou a foliação, a lineação e as dobras, e o regime rúptil gerou os falhamentos e fraturamentos. O comportamento intermediário dúctil - rúptil pode ser observado em algumas faixas afetadas por zonas de cisalhamento (RIEDEL, 1994).

A seguir são descritas as características dessas estruturas.

1) Foliação

Foliação corresponde às feições planares presentes nas rochas metamórficas, sendo que as mais importantes são a xistosidade, bandamento composicional e foliação milonítica.

A xistosidade reflete a orientação paralela de minerais ou agregados minerais, de forma placóide ou achatada, ou orientação planar de minerais alongados (MAGALHÃES & CELLA, 1998).

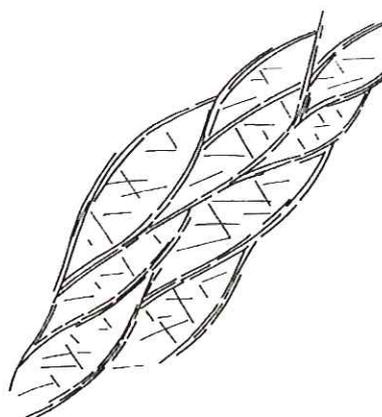
O bandamento composicional é definido por faixas paralelas ou subparalelas de composição mineralógica ou texturais diferentes, podendo corresponder a acamamento reliquiar ou segregação metamórfica, migmatização, cisalhamento e dissolução por pressão (SILVA, 2000).

A foliação milonítica é uma feição planar resultante de fluxo plástico lamelar, imposto por cisalhamento não - coaxial ao longo de zonas de cisalhamento dúctil (SILVA, 2000).

Regionalmente observam-se dois domínios principais de foliação: uma foliação com baixo ângulo, dominante em toda área, que foi formada durante um regime de tectônica tangencial, impressa nas rochas paraderivadas, com direção NW; a outra foliação, que possui alto ângulo, associada ao regime transcorrente, com lineação de estiramento subhorizontal, que apresenta direção predominante NE, com caimento ora para NW, ora para SE, e padrão anastomosado, característico das zonas de cisalhamento. Esta estruturação desenha porções lenticulares, e é denominada como padrão amendoado, onde as amêndoas representam porções menos deformadas que as circundantes, decorrente da heterogeneidade da deformação (Figura 5.4) (RIEDEL, 1994).

(W)

(E)



(sem escala)

FIGURA 5.4 - Perfil esquemático do anastoseamento de zonas de cisalhamento isolando blocos com formas de amêndoas (HASUI *et al.*, 1992 *in* RIEDEL, 1994).

2) Dobras

São encontradas, regionalmente, dobras fechadas e isoclinais, com dimensões mesoscópicas e microscópicas, que se apresentam dobrando o bandamento composicional nos gnaisses, nas intercalações de xistos e

quartzitos, além da própria xistosidade pré - existente (MORALES *et al.*, 1985).

Segundo OLIVEIRA *et al.* (1985), foram encontrados, regionalmente, outros dois conjuntos de dobras. Um conjunto de dimensão centimétrica a métrica, englobando dobras suaves a abertas, raramente fechadas; não desenvolve uma foliação paralela ao plano axial e forma crenulações da xistosidade em leitos micáceos. Este conjunto constitui a maioria das dobras encontradas na escala mesoscópica e pode ser resultado de uma deformação progressiva no final do processo de cisalhamento dúctil de baixo ângulo.

O segundo conjunto possui ocorrência mais rara e com orientação ortogonal ao anterior, é constituído por dobras que apresentam clivagem de fratura paralela ao plano axial, que é subvertical, com direção NS (MORALES *et al.*, 1985).

3) Falhas

Segundo OLIVEIRA *et al.* (1985), são encontradas evidências de falhas por toda folha de Atibaia, dadas pela presença de superfícies estriadas ou obtidas indiretamente através da interpretação de contatos litológicos, do reconhecimento de escarpas de falha, de grandes alinhamentos de drenagem, etc, em fotografias aéreas. Estas falhas são transcorrentes e normais, sendo que as normais teriam aproveitado alguns antigos planos de fraqueza, originados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes anteriores, gerando blocos como pequenos grabens e controlando a sedimentação, a partir do Terciário.

5.4.2.3 – Geometria das estruturas observadas

As estruturas levantadas em campo dizem respeito à foliação, lineação de estiramento, juntas e falha normal.

A área apresenta a foliação com um padrão anastomosado, sua direção EW. A direção média, obtida pelo levantamento de campo é EW a WNW (Figura 5.5).

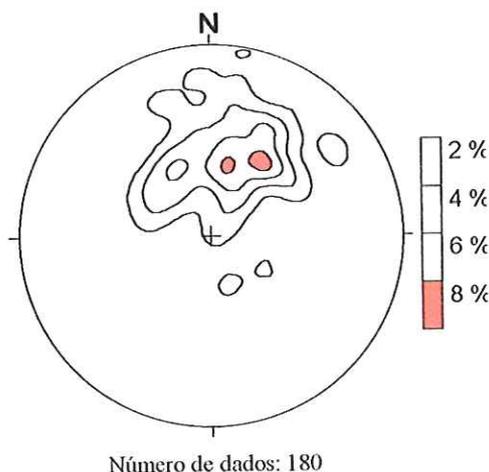


FIGURA 5.5 - Estereograma da direção média da foliação da área.

A foliação varia sua direção, variando com ela a geometria das famílias de juntas.

A lineação de estiramento verificada na área é definida pela alongação de minerais gerada durante o cisalhamento dúctil. É indicativa da direção do transporte de massa. Sua visualização é dificultada, principalmente nos níveis xistosos, devido ao grau de alteração do maciço, sendo os cristais alongados de quartzo os que mais a evidenciam.

Ocorrem duas lineações que expressam os dois movimentos tectônicos verificados na área: L1, mais antiga, encontrada na foliação de baixo mergulho que indica o cavalgamento dúctil de baixo ângulo e, L2, subhorizontal, encontrada na foliação de alto mergulho (zonas de cisalhamento) que indica a transcorrência (Figura 5.6).

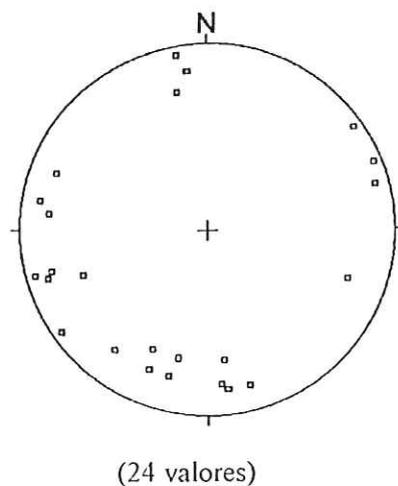


FIGURA 6.2 – Estereogramas das lineações da área.

As juntas da área podem ser divididas em quatro famílias principais (Figura 6.3), sendo que a variabilidade de atitude observada relaciona-se às variações na foliação. Assim sendo, as direções preferenciais são:

- J1 – perpendicular à foliação
- J2 – paralela à foliação
- J3 – oblíqua à foliação com direção entre o N e W
- J4 – oblíqua à foliação com direção entre N e E

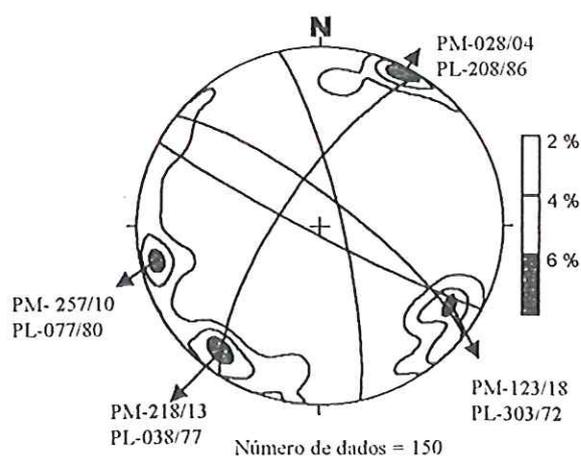


FIGURA 6.3 – Estereograma das famílias de juntas da área

Esta divisão foi baseada no trabalho de RIEDEL (1994), que também observou as mesmas direções preferenciais de fraturamento no setor D, onde está localizada a rodovia estudada neste trabalho.

Falhas ocorrem, em geral, com pequena expressão, como a do talude 18, do tipo normal (Foto 5.1).



FOTO 5.1 - Falha normal observada no talude 18.

5.5 Perfil de Intemperismo e Horizonte de Alteração Instável

Na região de Atibaia, onde se insere a área de estudo, ocorrem solos Latossólicos e Podzólicos, com horizontes B Latossólico e B Textural, respectivamente, além de Litossolos e os Hidromórficos, que são pouco desenvolvidos (CARVALHO *et al.*, 1975).

- 1) Horizonte B Latossólico

Os solos com horizonte B Latossólico, que também são denominados de Latossolos, são solos profundos, com espessuras mínimas de 50 centímetros, que apresentam estrutura granular, com grânulos pequenos a muito pequeno e porosidade, na maioria das vezes, elevada (CNEPA. CS, 1960).

São solos bem desenvolvidos, em adiantado estágio de alteração, onde ocorrem minerais de argila do tipo 1:1 (caulinita), quartzo e outros minerais primários resistentes ao intemperismo (CNEPA. CS, 1960).

2) Horizonte B Textural

São solos com horizonte subsuperficial, onde ocorre aumento da concentração de argilas (< 0.002 mm), em relação ao horizonte A, podendo ou não ser maior do que no horizonte C (CNEPA. CS, 1960 in RIEDEL, 1994) pode - se observar neste tipo de solo, a existência de películas de partículas argilosas, que formam um revestimento de material argiloso, denominado de cerosidade, característico do horizonte B textural (CAMARGO *et al.*, 1987). São constituídos por sesquióxidos, minerais de argilas silicatadas, quartzo, além de outros minerais primários (CNEPA. CS, 1960).

Apresentam profundidade variável, de moderada a profunda, com estrutura forte a moderadamente desenvolvida, que se apresenta em blocos subangulares (OLIVEIRA *et al.*, 1982). A porosidade deste horizonte varia conforme a porcentagem de argila existente, sendo menor para solos mais argilosos (CNEPA. CS, 1960).

Os solos Podzólicos Vermelho - Amarelos são moderadamente drenados, em razão de sua baixa permeabilidade, e apresentam grande diferença textural entre os horizontes A e B. O seu material de origem é constituído por rochas graníticas e gnáissicas, nas serras do Mar e Mantiqueira, e de sedimentos argilosos, no Vale do Paraíba (CNEPA. CS, 1960 in RIEDEL, 1994). Regionalmente, estes solos encontram-se situados em superfícies bastante

dissecadas, que variam de colinas a morrotes e com densidade hidrográfica alta.

3) Solos Pouco Desenvolvidos

São solos pouco espessos, com perfil pouco desenvolvido (CNEPA. CS, 1960). Os litossolos são solos que possuem um horizonte A fraco, moderado, diretamente sobre a rocha e/ou um horizonte C pouco espesso (OLIVEIRA *et al.*, 1979). Sua textura é bastante variável, e está diretamente ligada à natureza do substrato rochoso (OLIVEIRA & PRADO, 1984).

Na região de Atibaia, o Litossolo substrato granito - gnaisse, é constituído por solos pouco espessos, que ocorrem em áreas de relevo movimentado, predominantemente forte ondulado a montanhoso, e com alta densidade hidrográfica (CARVALHO *et al.*, 1975 *in* RIEDEL, 1994).

4) Saprolito

Como característica, no horizonte saprolítico, a alteração da rocha ainda é incompleta, por isso apresenta algumas propriedades de solo, porém com estruturas e aparência da rocha da qual se originou. Sua coloração varia de marrons, esbranquiçados até róseos. Este material é muito heterogêneo, com características muito variáveis, decorrentes do conteúdo original da rocha, bem como pela diferença do grau de alteração. Em alguns pontos são encontrados núcleos de material rochoso menos intemperizados, porém não ultrapassa os 10% do volume total, conforme sugerem DEERE & PATTON (1971).

5) Solos Hidromórficos

Os solos Hidromórficos são constituídos por solos de várzea, normalmente com relevo plano, pouco profundos, que têm como característica comum a grande influência do lençol freático, que se reflete no perfil através da acumulação da matéria orgânica no horizonte superficial, ou pela presença

de cores cinzentas, que indicam condições redutoras (CNEPA. CS, 1960 *in* RIEDEL, 1994).

A importância do reconhecimento do perfil de alteração presente, se faz necessário pois, área de estudo apresenta inúmeras instabilidades nos taludes de corte rodoviário, ilustrada na Figura 3.2. As dimensões das instabilidades variam de sulcos centimétricos até escorregamentos que atingem aproximadamente 10 metros de altura, sendo que a maioria apresenta dimensões métricas (Fotos 5.2 e 5.3).

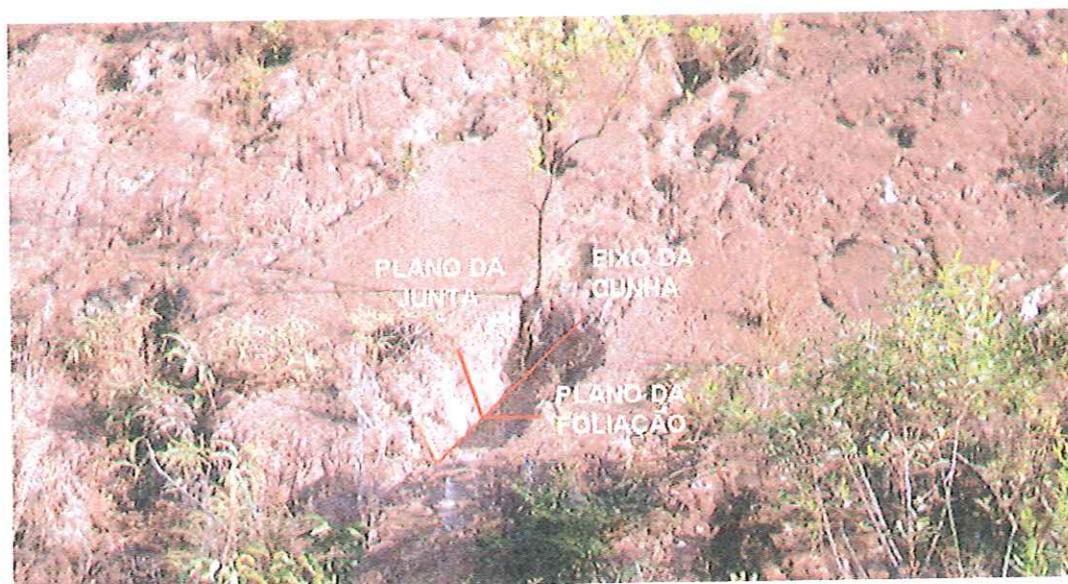


FOTO 5.2 – Talude 01. Cunha formada pela intersecção do plano de junta subvertical com o plano da foliação, apresentando aproximadamente um metro de comprimento.



FOTO 5.3 - Talude localizado na cidade de Campo Limpo Paulista (ponto 35), onde se observam escorregamentos em cunha definidos pela intersecção de uma família de juntas (312/65) com o plano da foliação (187/58), com eixo apresentando atitude média de 248/45.

Observou-se que as instabilidades ocorrem apenas no horizonte saprolítico, onde estão presentes as estruturas herdadas da rocha mãe. Um exemplo desse fato pode ser verificado na Foto 5.4. Os horizontes A e B pedológicos são os mais intemperizados e neles não ocorrem instabilidades, devido a maior laterização e por não possuírem estruturas reliquiares.

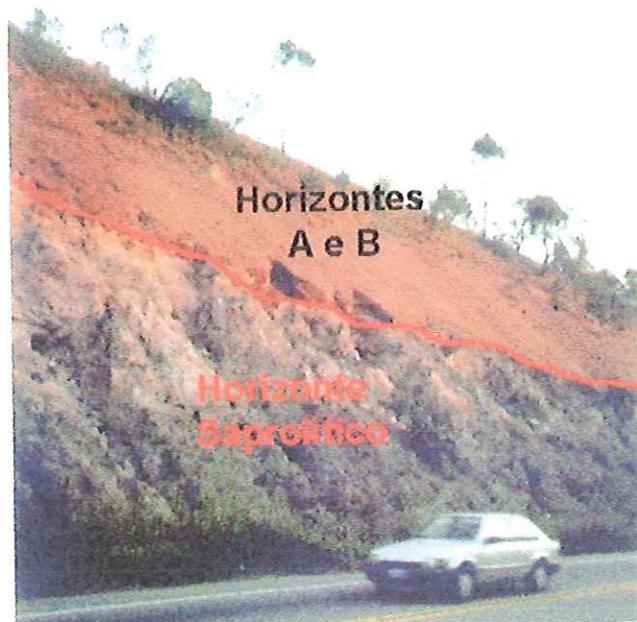


FOTO 5.4 - Talude 09, evidenciando o horizonte laterítico sem instabilidades e, no saprolítico, sulcos erosivos e pequenas rupturas.

Os minerais que são encontrados no horizonte saprolítico são derivados de ortognaisses e paragnaisses e, secundariamente, de xistos e migmatitos. São argilominerais, feldspatos e micas alterados, e quartzo. Os grãos de quartzo apresentam-se irregulares e angulares, com tamanhos desde a da areia até a do silte, dependendo da rocha original. Bandas caulínicas aparecem com relativa frequência, apresentando espessuras centimétricas a decimétricas (Foto 5.5).

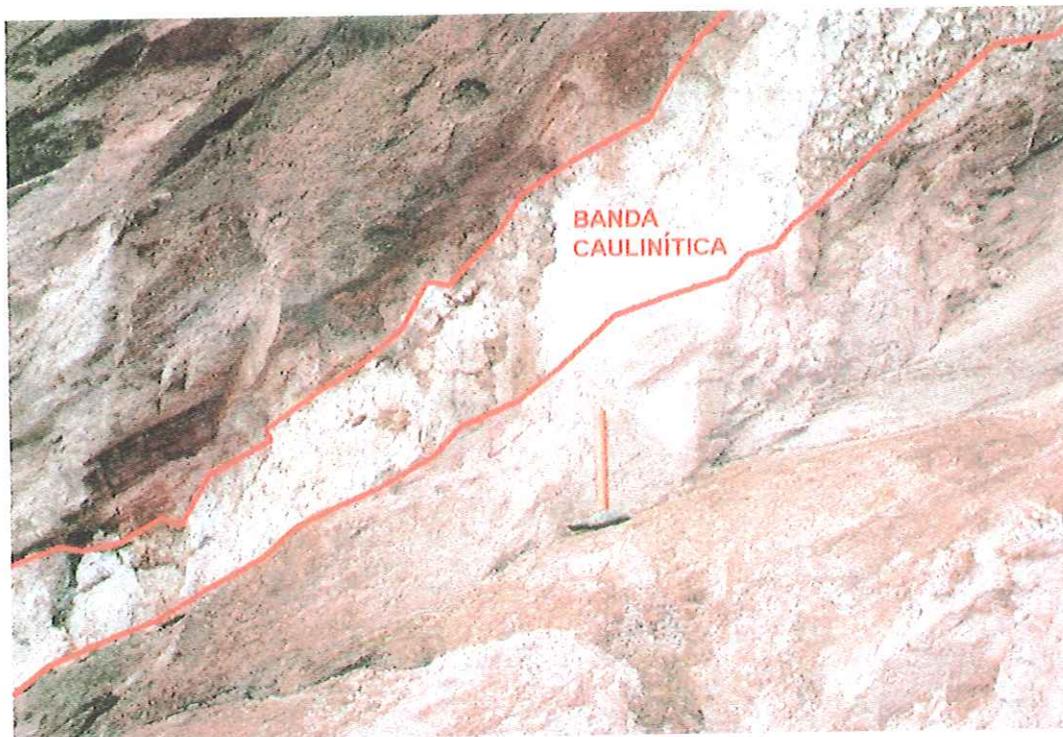


FOTO 5.5 - Talude 18, onde se observa uma banda caulínica, apresentando espessura em torno de 40 cm, originada pela alteração dos minerais feldspáticos. Este material desfaz-se com a pressão dos dedos.

A presença de bandas micáceas (muscovita e a biotita) é uma característica marcante no horizonte saprolítico dos taludes da área (Foto 5.6). Como a muscovita não se decompõe tão rapidamente como os feldspatos, as bandas constituídas deste material aparecem freqüentemente levemente alterada. As partículas das micas possuem tamanhos variáveis, desde submilimétricas até centimétricas.

Segundo SOWERS (1963, *in* RIEDEL, 1994), as porcentagens típicas de mica em saprolitos de rochas gnáissicas podem variar de 5 a 25% em algumas bandas, e até 100% em outras, porcentagens que expressam bem a composição dos saprolitos que ocorrem na área de estudo.

O fato dos gnaisses da área terem sido submetidos a cisalhamento dúctil não-coaxial explica essas concentrações em bandas de minerais micáceos e feldspáticos que, com a alteração intempérica constituem-se em zonas extremamente frágeis e friáveis no horizonte saprolítico, caracterizando-se como um dos principais desencadeadores dos processos de instabilidades verificadas, como é o caso do talude 18 (na foto 6.6).

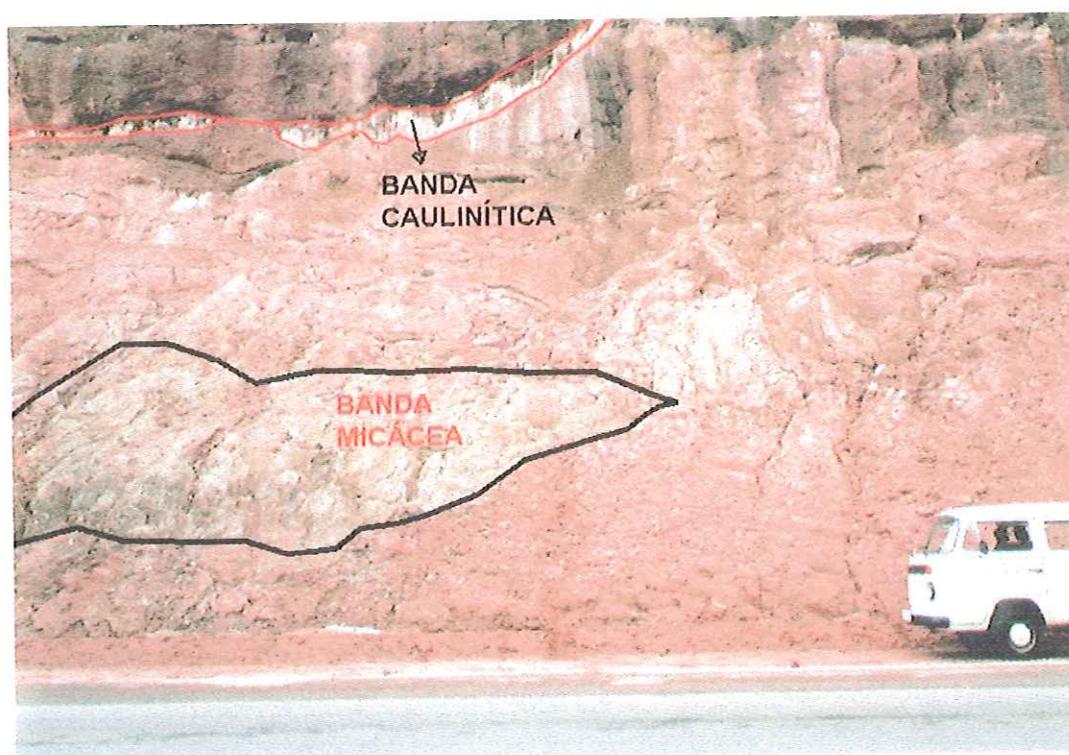


FOTO 5.6 - Talude 18. Banda constituída quase totalmente por minerais micáceos, com espessura média de um a 2,5 metros, criando uma zona de fraqueza no maciço.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE FENOMENOLÓGICA DAS INSTABILIDADES

Após a terceira etapa de campo, que consistiu em se levantar atitudes das estruturas presentes (foliações e juntas, principalmente) de cada talude ao longo do trecho em estudo da rodovia Edgard Máximo Zambotto (Figura 3.2), realizou-se a análise dos tipos de instabilidades observadas, visando compreender sua fenomenologia e mecanismos envolvidos.

A representação gráfica dos taludes e das estruturas é apresentada através de estereogramas, que permitem a visualização e o entendimento das instabilizações observadas.

O trecho estudado, que se localiza entre a cidade de Campo Limpo Paulista e Jarinu possui vinte taludes (Figura 3.2), e as instabilidades verificadas podem ser classificadas em cinco tipos:

- Escorregamento planar (taludes 09, 17, 18 e 19);
- Escorregamento em cunha erosiva (taludes 01 e 05);
- Escorregamento em cunha (talude 07);
- Tombamento de blocos (talude 03);
- Descalçamento de blocos seguido de colapso (taludes 11, 14, 15 e 18).

Descreve-se, a seguir, de forma detalhada, as análises realizadas e as principais características de cada tipo de instabilidade observado.

6.1 - Escorregamento planar

Os taludes 09, 17, 18 e 19, apresentam problemas semelhantes, diferenciando-se apenas pelas dimensões das instabilidades. Esses taludes apresentam ruptura planar ao longo de juntas e da foliação que mergulham na direção da estrada.

O litotipo predominante nos taludes é um saprolito gnáissico, muito heterogêneo, com alternância em suas bandas de materiais ora mais resistentes ora mais friáveis. Bandas caulínicas e micáceas ocorrem com relativa frequência, com espessuras variando de poucos centímetros até um metro, apresentando maior propensão à erosão e criando planos de fraqueza paralelos à foliação, ao longo dos quais foram observadas várias instabilidades.

No talude 09 (Foto 6.1), a ruptura planar se dá pela família J3 (150/55), que mergulha para a estrada. As laterais dos blocos que se instabilizam são definidas por planos da família J2 (233/87), perpendicular à face do talude (Figura 6.1B). A Foto 6.2 mostra em detalhe, o comportamento das estruturas que originam o escorregamento planar.



FOTO 6.1 - Ruptura planar no talude 09. O retângulo destaca os planos que condicionam o escorregamento, que podem ser melhor visualizados na Foto 6.2.



FOTO 6.2 - Detalhe da Foto 6.1, mostrando em detalhe os planos que condicionam a ruptura planar no talude 09.

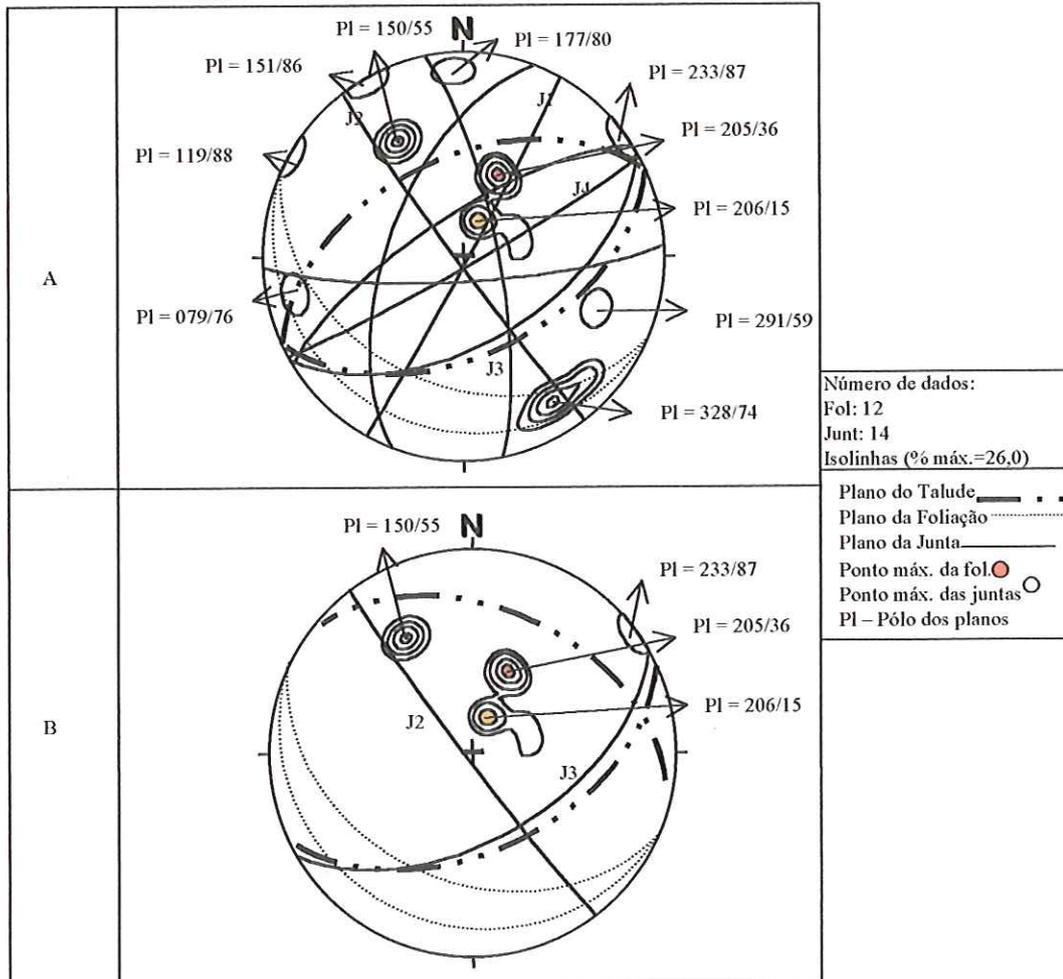


FIGURA 6.1 - Estereogramas do talude 09. No estereograma A estão representadas todas as atitudes das estruturas observadas em campo. Já no estereograma B, somente estão representadas as estruturas que efetivamente condicionam a ruptura planar observada. Obs: talude em curva.

Além da ruptura do tipo planar, observa-se um fenômeno erosivo de ravinamento (Foto 6.3), originado pela percolação de água superficial na família de juntas perpendicular ao plano do talude (J2).

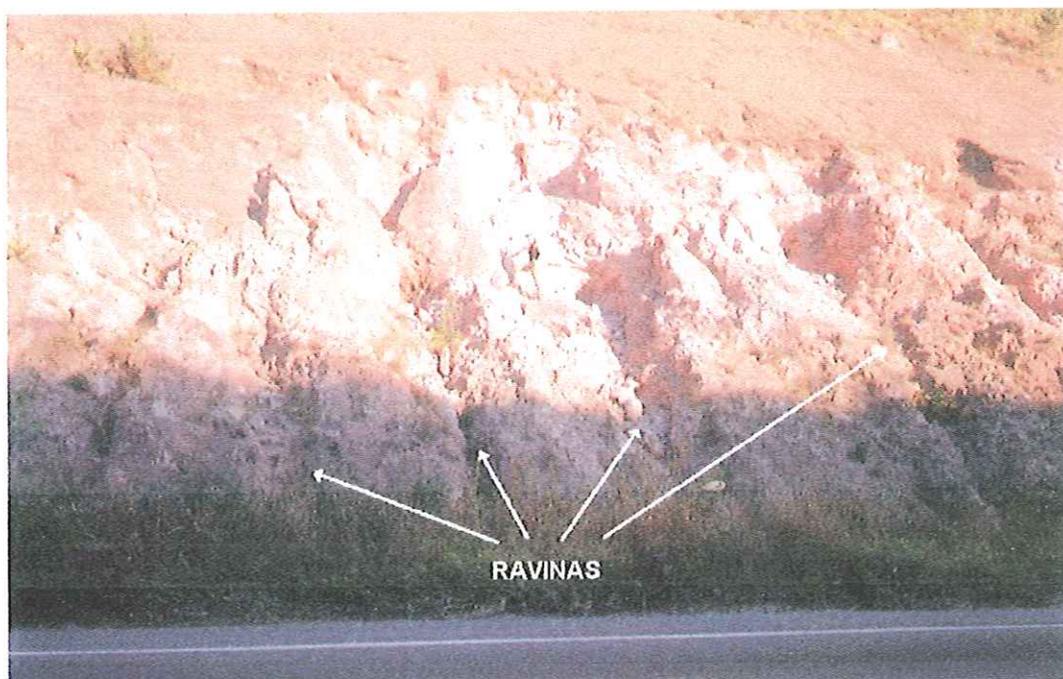


FOTO 6.3 - Ravinamento desenvolvido pela percolação de água superficial na família de juntas perpendicular ao plano do talude 09 (J2).

A família J2, perpendicular à face do talude, possui espaçamento médio de dois metros, e persistência variando entre 5 a 10 m de comprimento, sendo estas características que definem as dimensões dos blocos escorregados.

No talude 17, a ruptura planar ocorre onde à foliação, com atitude média de 111/40, paraleliza-se ao talude (Figura 6.2). As juntas J1 (029/70) e J2 (146/43 e 241/84) delimitam lateralmente os blocos instabilizados (Foto 6.4).

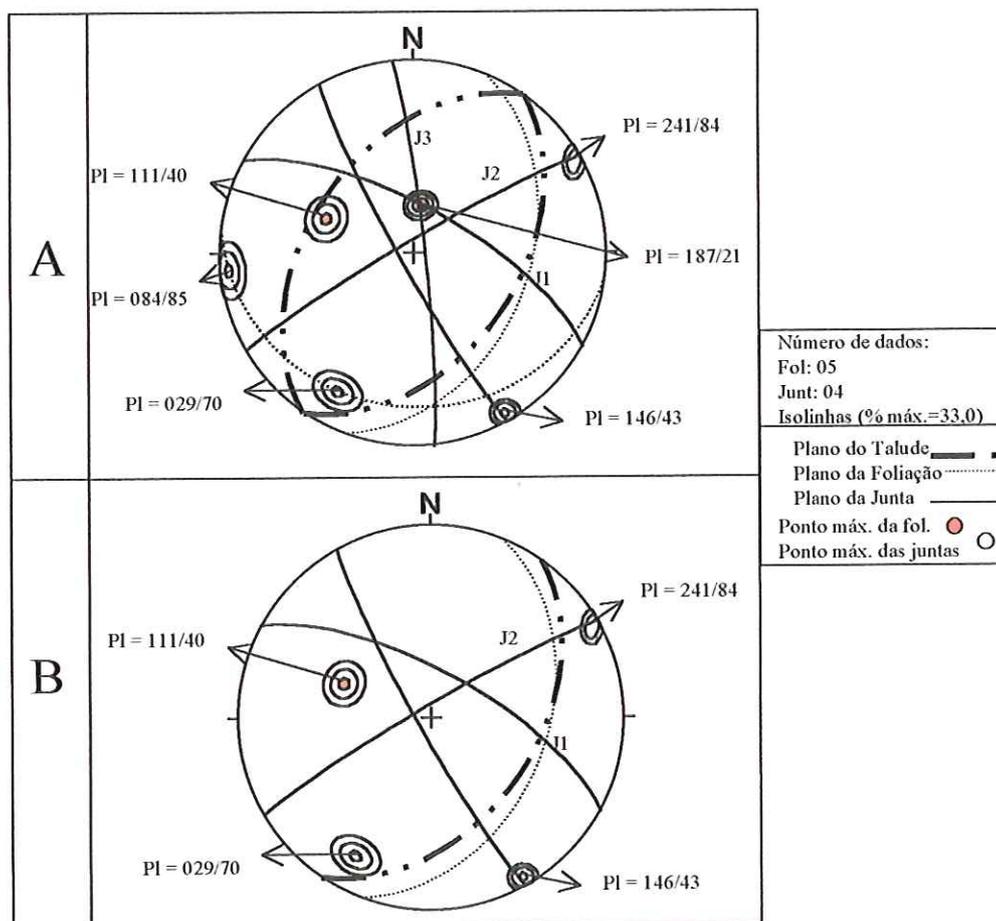


FIGURA 6.2 – Estereogramas do talude 17; A) representação de todas as atitudes das estruturas observadas em campo; B) representação das estruturas que condicionam a ruptura planar observada.



FOTO 6.4 – Talude 17. Bloco instabilizado por ruptura do tipo planar; observa-se as juntas que formam a parede lateral (029/70) e oblíqua (146/43), em relação à face do talude.

A família de juntas perpendicular à face do talude (J1) possui espaçamento variando entre 0,5 a 1,0 m, e persistência variando entre 0,3 a 1,0 m de comprimento, características que definem as dimensões dos blocos instabilizados.

No talude 19, face NW, a ruptura planar ocorre pelo plano da foliação que mergulha para a estrada, de atitude 146/31 (Figura 6.3). A junta J2 (325/82) atuou como fenda de tração, e a junta J1 (232/71) como superfície de liberação da massa instável, como no talude 17, porém com blocos maiores e melhor definidos. A dimensão desses blocos pode ser vista na Foto 6.5.

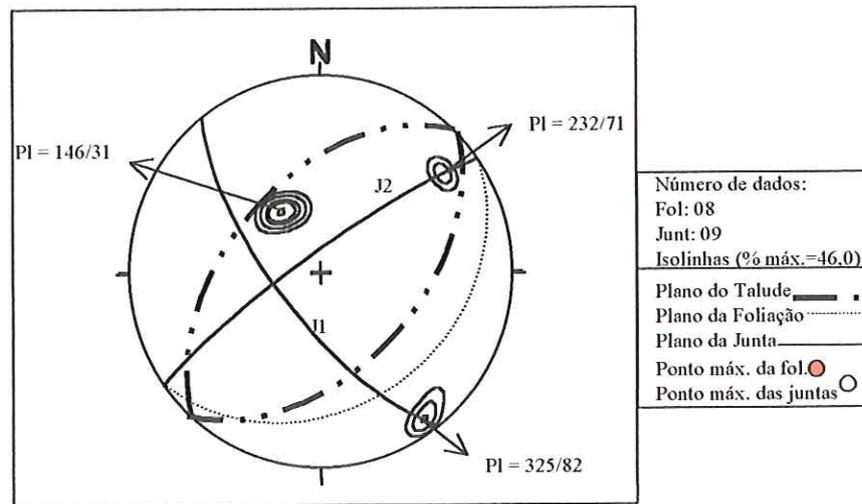


FIGURA 6.3 – Estereograma do talude 19.



FOTO 6.5 – Escorregamento planar no talude 19. A junta J2 (325/82) atua como fenda de tração, e a junta J1 (232/71) como plano lateral de desconfinamento.

A família de juntas J1 perpendicular à face do talude possui espaçamento médio de um a dois metros, e persistência variando entre um a cinco metros de comprimento, características que definem as dimensões dos blocos escorregados.

O talude 18, face NW, apresenta a instabilidade de maiores proporções observada ao longo da rodovia. Através das Fotos 6.6 e 6.7, pode-se observar a evolução do processo de instabilização. Encontra-se no horizonte saprolítico, e apresenta foliação de baixo a médio ângulo com atitude máxima de 107/32, orientação desfavorável à estabilidade, caracterizando-se como a superfície principal de ruptura. A família J2 (282/87) atua como fenda de tração e a J1 (217/80) como superfície de liberação lateral (Figura 6.4). Este talude possui uma banda caulínica de 30 a 60 cm e uma espessa banda micácea de até dois metros (Foto 5.6), que são as responsáveis pelas maiores dimensões das instabilidades observadas neste local.

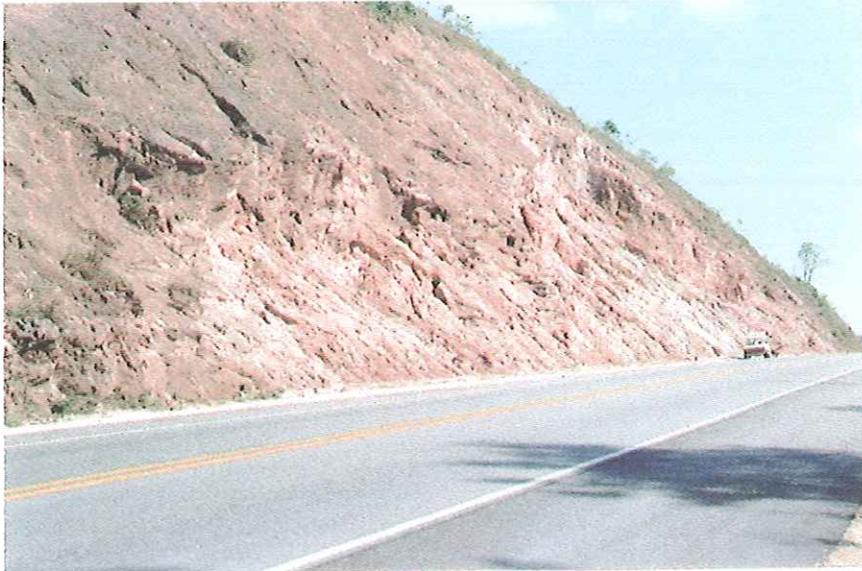


FOTO 6.6 – Escorregamento planar no talude 18 (face NW). Foto obtida do trabalho de RIEDEL (1994).



FOTO 6.7 – Talude 18 (face NW). Fotografia tirada no ano de 1999.

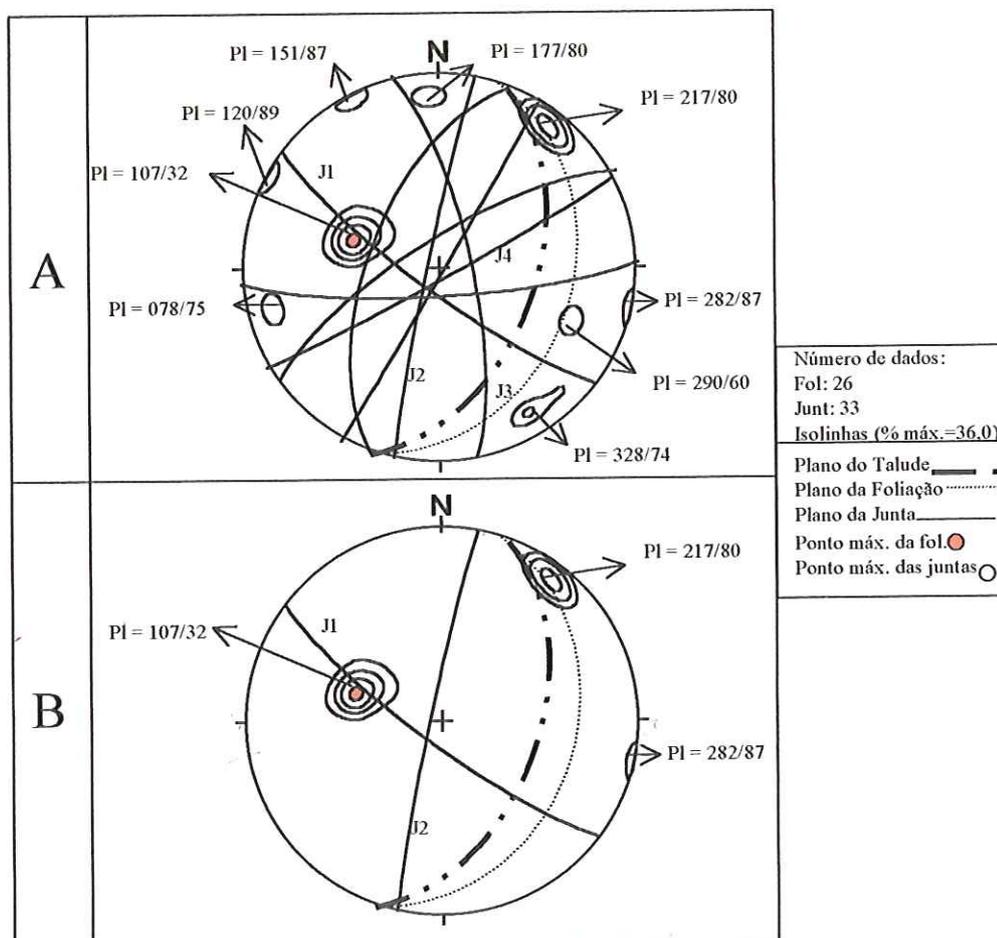


FIGURA 6.4 – Estereogramas do talude 18 (face NW). Estereograma A) representação de todas estruturas obtidas em campo. Estereograma B) representação das estruturas que condicionam a ruptura planar observada.

Na Foto 6.8, pode-se observar a foliação mergulhando em direção à estrada, atuando como superfície principal de ruptura.



FOTO 6.8 – Talude 18. Plano de foliação mergulhando em direção à rodovia (indicado pelas setas vermelhas), induzindo escorregamento do tipo planar.

6.2 - Escorregamento em cunha erosiva

O tipo de instabilidade que ocorre nos taludes 01 e 05 é denominada, neste trabalho, de cunha erosiva, devido ao fato do processo deflagrador do escorregamento estar associado à erosão, que ocorre pela concentração do escoamento das águas superficiais na família de juntas ortogonais à face do talude, provocando um ravinamento. A remoção do material saprolítico nesse processo desconfinava o plano da foliação, provocando pequenos escorregamentos planares configurando-se, assim, a forma de uma cunha.

No talude 01 fica bem nítida a evolução deste tipo de processo (Foto 6.9). A junta J2 (034/76), perpendicular ao talude, potencializa a erosão, e a instabilização dos blocos dá-se pela foliação que localmente mergulha 40° para SSW (Figura 6.5).

A instabilidade deste talude é localizada num único ponto, estando sua maior parte estável (Foto 6.10). A deflagração do processo de instabilidade ocorre devido a dois fatores: o

aumento localizado do mergulho da foliação para 40°; e a maior persistência das juntas J2 no local do escorregamento, que alcança 10 m, cortando perpendicularmente o talude como uma linha contínua. No restante do talude, a foliação apresenta-se subhorizontal, a persistência de J2 varia de 0,5 a 1,0 m, e seu espaçamento médio de 10 m.



FOTO 6.9 – Cunha erosiva no talude 01.

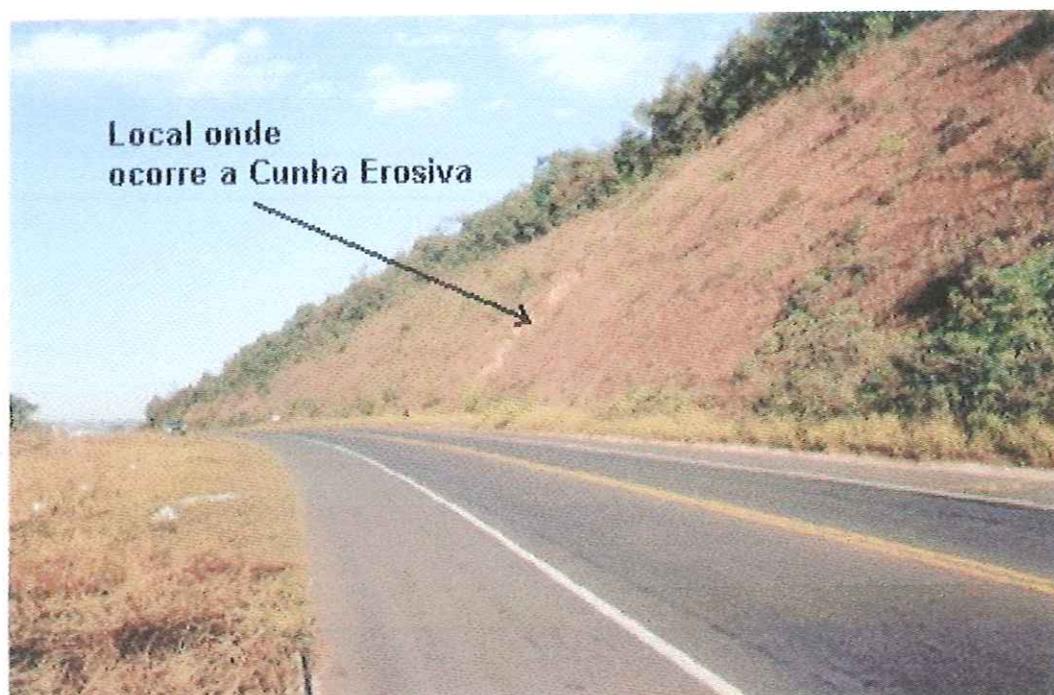


FOTO 6.10 – Visão panorâmica do talude 01.

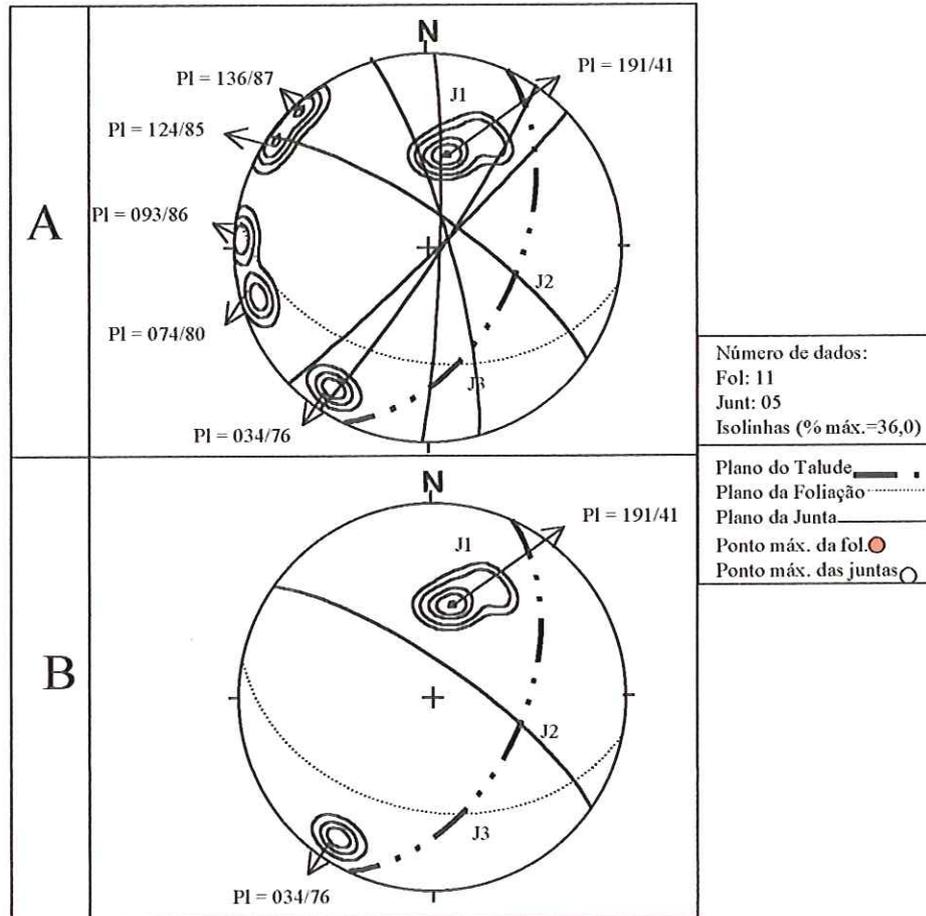


FIGURA 6.5 – A: estereograma do talude 01 com a representação de todas as estruturas obtidas em campo. B: estereograma do talude 01 com a representação das estruturas que dão origem à cunha erosiva observada.

No talude 05 (Foto 6.11), a cunha erosiva forma-se como no talude 01, onde a junta J2 (227/89), perpendicular ao talude, potencializa a erosão liberando o plano da foliação que mergulha localmente 50° para SW, dando a forma de cunha ao escorregamento. A junta J1 (324/69) atua como fenda de tração. Esta ruptura ocorre no talude SE do corte.(Figura 6.6).

A família de juntas perpendicular à face do talude (J2) possui espaçamento médio de 1,0 a 3,0 m, e persistência variando entre 0,3 a 0,5 m de comprimento. Porém, no local da cunha, a

persistência média eleva-se a 10 a 15 m, reafirmando este parâmetro como um condicionante importante deste tipo de ruptura.



FOTO 6.11 – Cunha erosiva no talude 05 (face SE do corte).

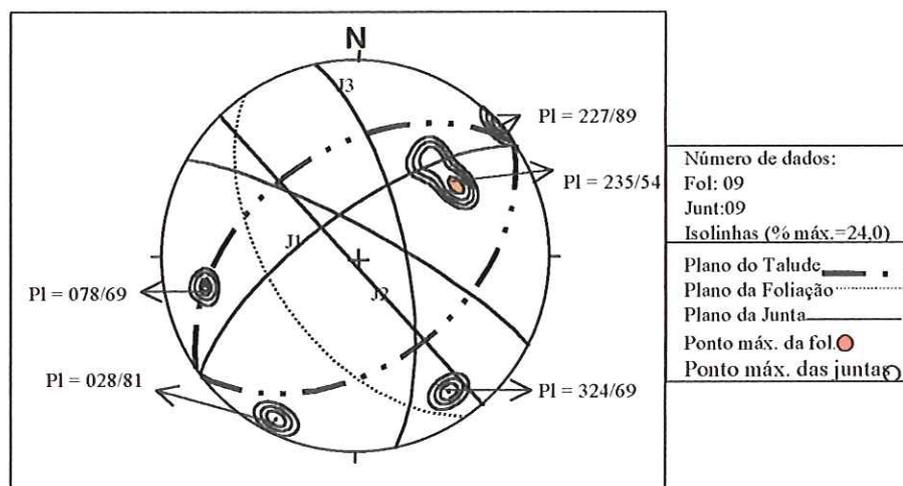


FIGURA 6.6 – Estereograma do talude 05.

6.3- Escorregamento em cunha

O escorregamento observado no talude 07, em cunha, configura-se pela foliação, interceptando-se ora com a família J4 (354/70), ora com a J1 (154/87), como pode ser visto na Figura 6.7. O escorregamento em cunha formado não é muito regular, devido à própria erosão do material (Foto 6.12).



FOTO 6.12 – Escorregamento em cunha no talude 07, formado pela intersecção de J4 (354/70) com a foliação.

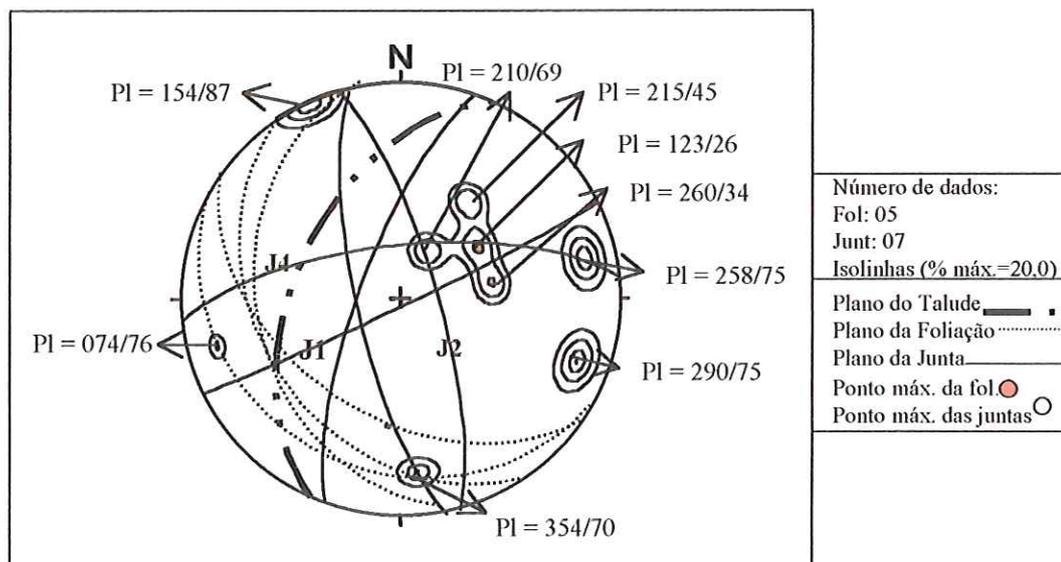


FIGURA 6.7 – Estereograma do talude 07.

As famílias de juntas oblíquas à face do talude possuem espaçamento médio muito variado. Em algumas porções varia de quatro a 10 m, e em outras alcança 60 m. A persistência também possui comportamento muito diversificado, variando entre 0,2 a 1,5 m, atingindo até oito metros de comprimento.

Os escorregamentos do talude 07 possuem dimensões menores comparados a outros taludes da área. Apresentam de um a cinco metros de comprimento, e um a 1,5 m de largura. Além disso, ocorrem apenas localmente, não comprometendo grandes extensões desse talude. As instabilidades estão condicionadas a maior persistência dos planos das juntas, observando-se escorregamentos apenas onde elas ultrapassam dois metros.

6.4 – Tombamento de blocos

Classifica-se a instabilidade que ocorre no talude 03 como tombamento de blocos. A intersecção das famílias J1 (111/89) e J2 (002/86), define blocos com arestas verticais (Figura 6.8) tendo como base à foliação (203/39). As dimensões dos blocos são reduzidas devido à pequena persistência dos planos, que não ultrapassam 0,3 m (Foto 6.13). O espaçamento médio no local onde ocorre o tombamento é de 0,5 m, sendo que no restante do talude atinge 5,0 m.

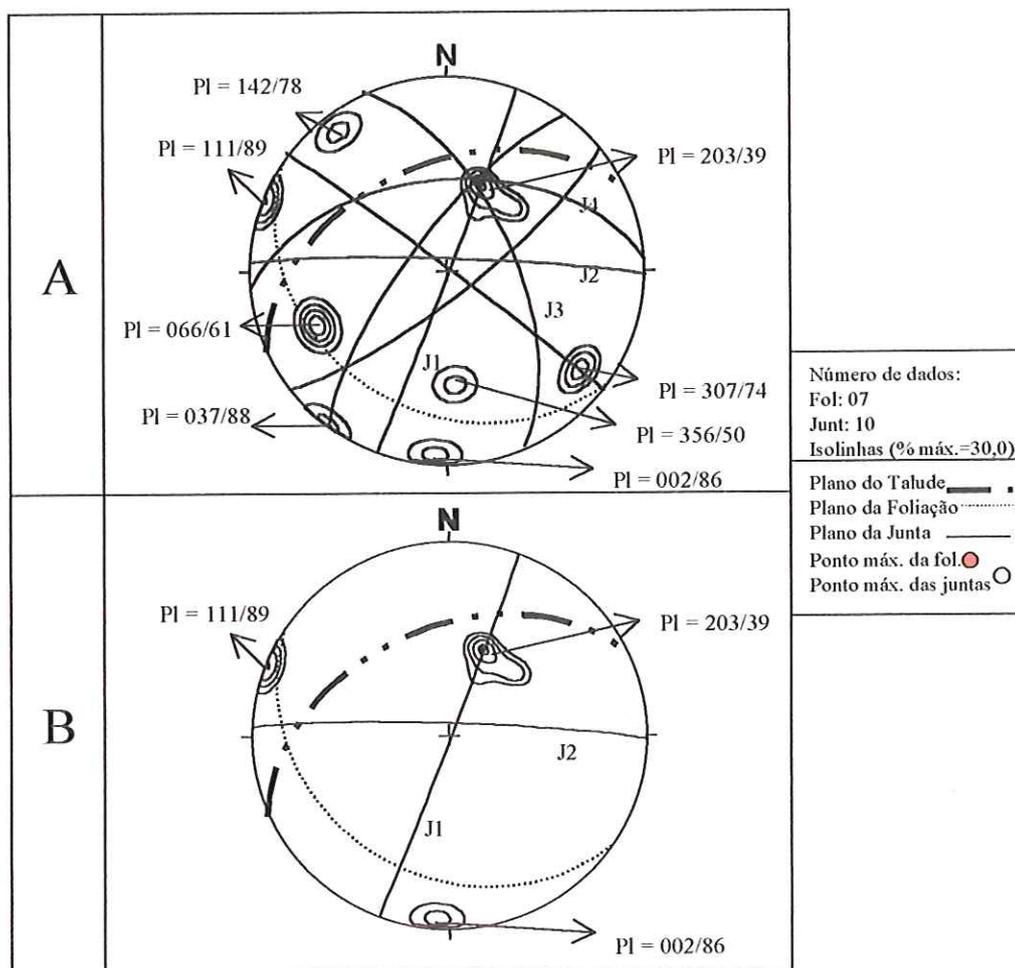


FIGURA 6.8 – Estereogramas do talude 03. A ♦ representação de todas estruturas obtidas em campo. B ♦ representação das estruturas observadas no tombamento.



FOTO 6.13 – Tombamento de blocos no talude 03. Em vermelho estão destacados os traços dos planos verticais das juntas J1(111/89) e J2 (002/86), mostrando que não são persistentes. Em azul destaca-se o vértice vertical dos blocos, que possuem dimensões aproximadas de 0.3 m de altura, por 0.5 m de comprimento.

A instabilidade do talude 03 possui uma dimensão média em relação às demais instabilidades dos taludes da área, sendo que aparecem ao longo de todo o talude 03, apresentando dimensões métricas até decimétricas.

6.5 – Descalçamento de blocos

Nos cortes 11, 14, 15 e 18, faces SE, o tipo de instabilidades observadas caracterizam-se pelo descalçamento de blocos, seguido de colapso. Isto ocorre quando a foliação mergulha para o interior do talude, com bandas friáveis associadas (micáceas), que desenvolvem sulcos de erosão, e, conforme se aprofundam, causam o descalçamento e colapso dos blocos.

Através da Figura 6.9, pode-se visualizar melhor a evolução deste processo erosivo que leva à instabilidade do talude. Os blocos são individualizados por juntas subverticais ortogonais, oblíquas e paralelas à face do talude.

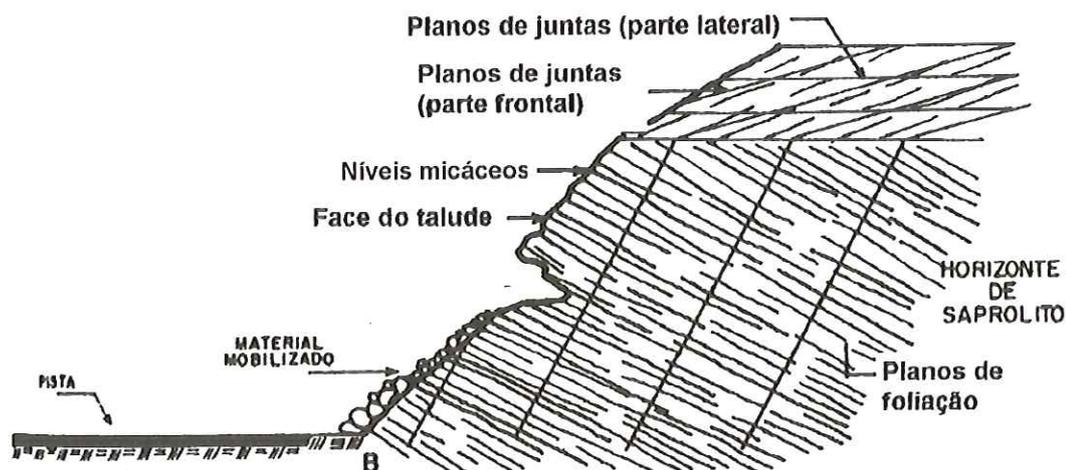


FIGURA 6.9 – Desenho esquemático representando as estruturas envolvidas no desenvolvimento do descalçamento de blocos seguido de colapso, quando a foliação mergulha para o interior do talude (modificado de RIEDEL, 1994).

O talude 11 possui foliação com mergulho médio de 40° para SSW. A família J4 (318/83) define a parte frontal, e as famílias J1 (288/70) e J3 (070/76) formam as paredes laterais dos blocos (Figura 6.10B). A Foto 4.20 mostra uma ruptura observada no talude 11, cuja parede lateral do bloco que colapsou é formada pela junta J3 (070/76).

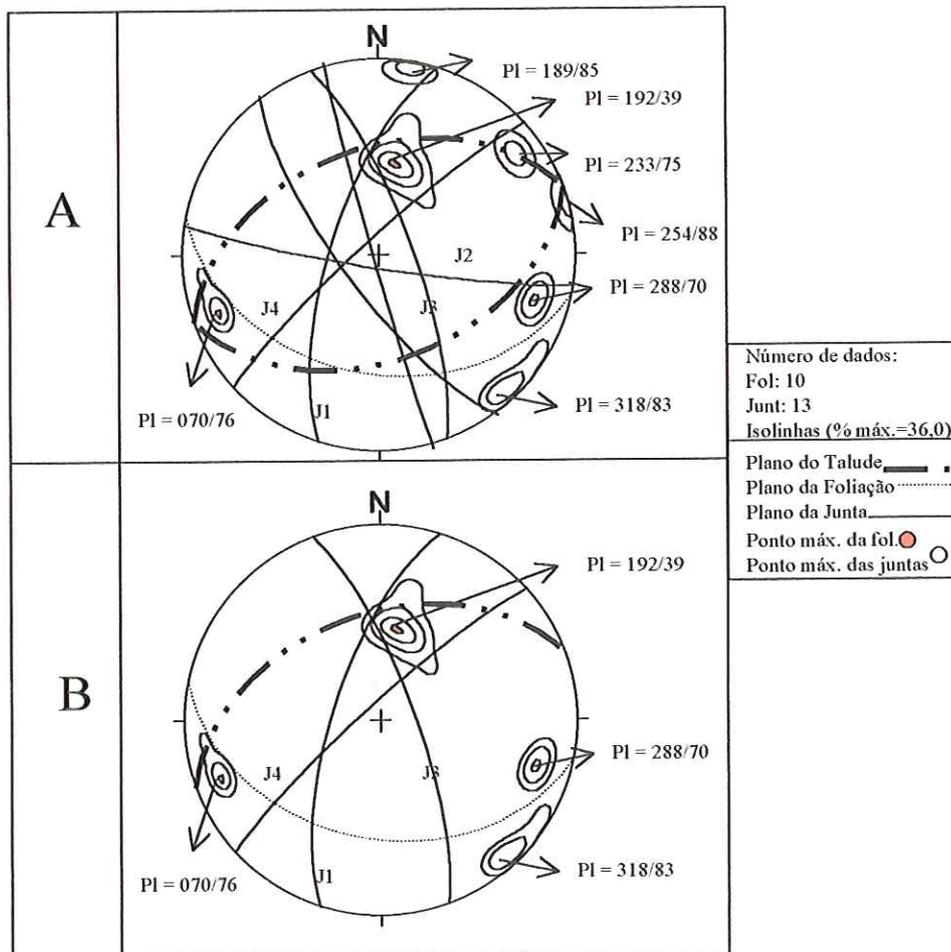


FIGURA 6.10 - Estereogramas do talude 11. A ♦ representação de todas estruturas obtidas em campo. B ♦ representação das estruturas formadoras dos blocos que sofrem descalçamento.

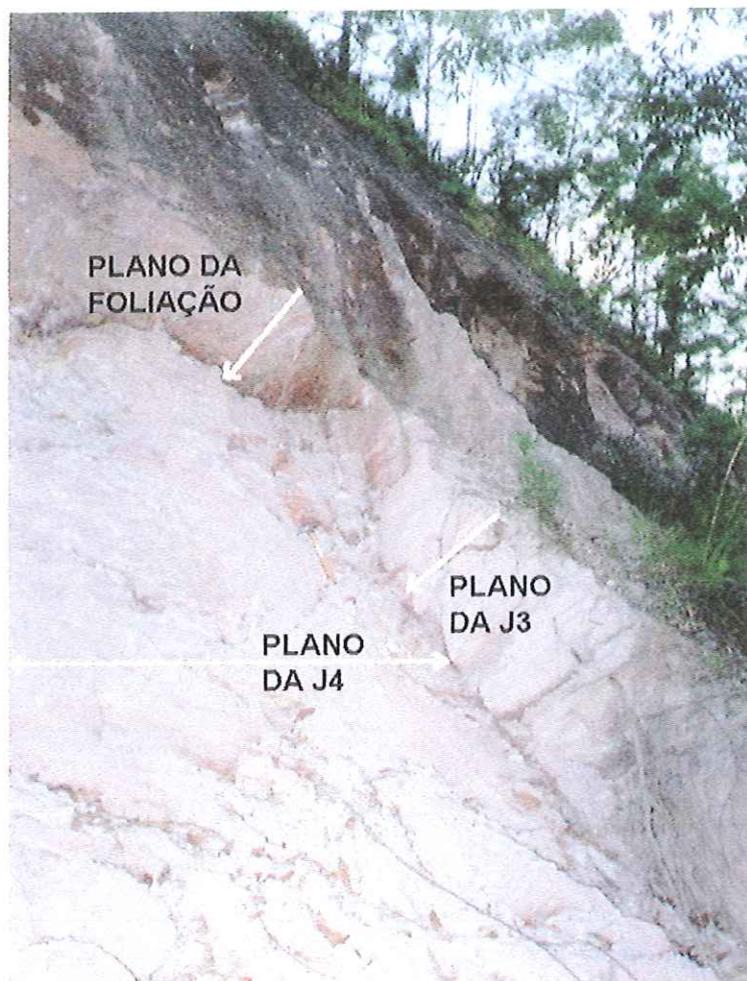


FOTO 6.14 – Instabilidade no talude 11, em que o bloco que sofreu descalçamento seguido de colapso é definido pelo plano da foliação (que define o topo e base), pela junta J4 (318/83) na parte frontal e junta J3 (070/76), que define a lateral.

A família ortogonal ao talude (J3), possui espaçamento médio de 0,5 a 2,0 m, e persistência variando de 0,2 a 0,3 m, sendo que, somente no local do tombamento, varia de 2,0 a 5,0 m.

Os blocos formados no talude 14, não estão bem definidos como nos demais taludes em que ocorre o mesmo processo de ruptura, isto porque as juntas que os definem, J1 (160/89) e J3 (231/79), encontram-se bem mais oblíquas em relação à face do talude, como pode ser observado na Figura 6.11 e na Foto 6.15.

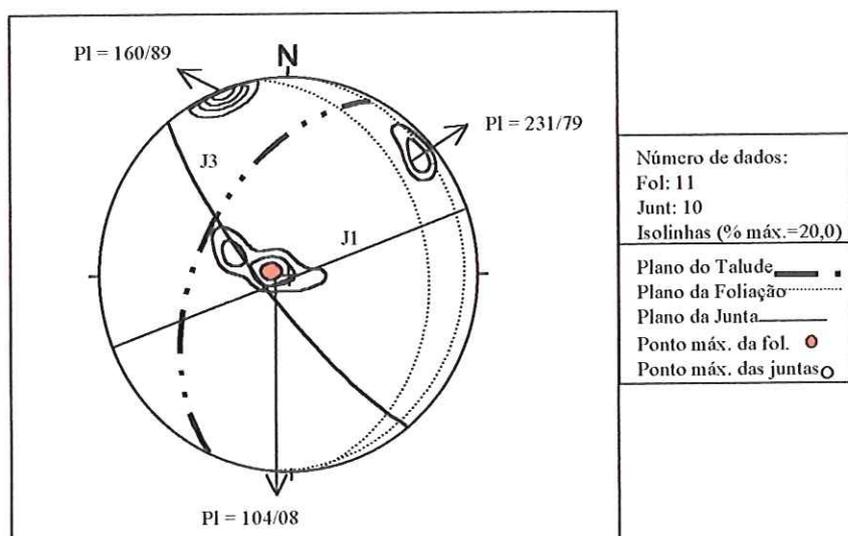
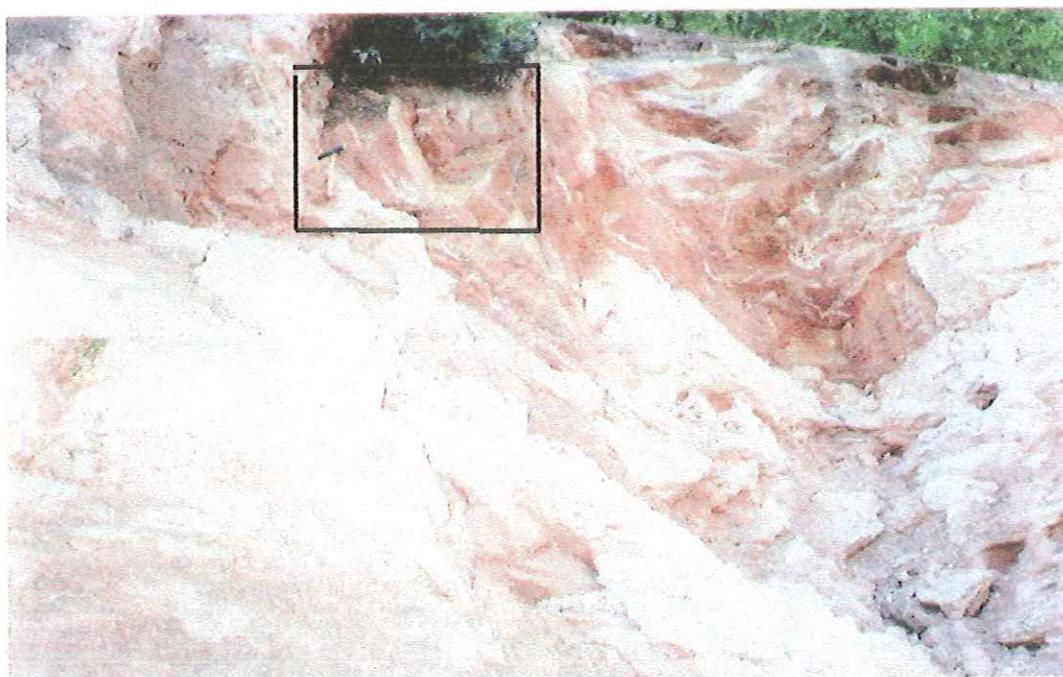
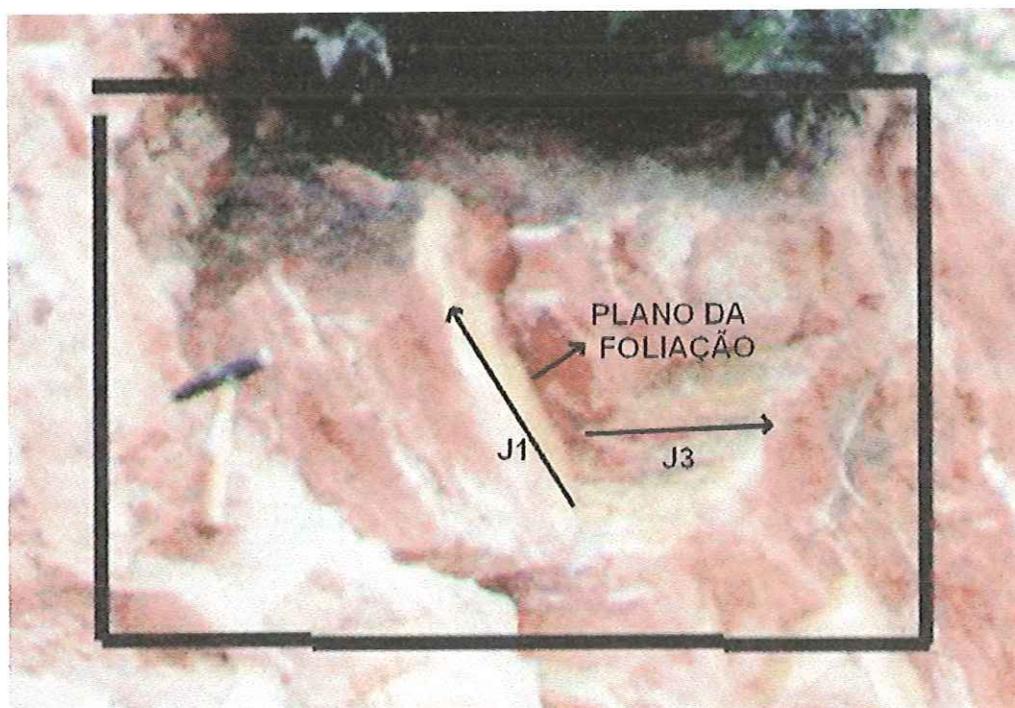


FIGURA 6.11 – Estereograma do talude 14. As juntas J1 e J3 são oblíquas em relação à face do talude, gerando blocos menos definidos para observação.



(A)



(B)

FOTO 6.15 – (A) Visão geral do descalçamento de blocos que ocorre no talude 14. Observar que os blocos formados não são bem definidos devido ao posicionamento oblíquo das juntas que os definem. (B) Detalhe da instabilidade, mostrando o posicionamento das estruturas (junta e foliação) formadoras dos blocos colapsados.

As famílias de juntas oblíquas à face do talude (J1 e J3) possuem espaçamento médio de 0,3 a 1,5 m, e persistência variando entre 0,3 a 5,0 m.

No talude 15, os blocos que colapsam possuem dimensões menores em relação aos dos outros taludes com o mesmo tipo de instabilidade, que são de aproximadamente 0,2 x 0,2 metros, sendo que J2 (321/75) define a parte frontal e, J1 (242/86) e J3 (078/68), as laterais (Foto 6.16). A foliação é subhorizontal mergulhando para SE, para o interior do talude, como pode ser observado na Figura 6.12.

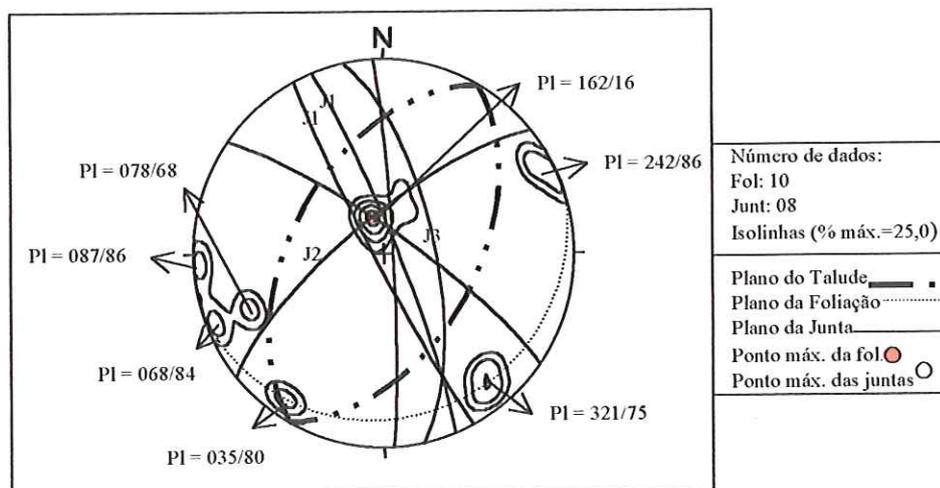


FIGURA 6.12 – Estereograma do talude 15.

Os blocos formados possuem pequenas dimensões, reflexo do espaçamento médio de 0,2 a 0,3 m, e persistência variando entre 0,2 a 0,5 m.

O material saprolítico que constitui este talude, possui núcleos de rocha menos alterada e bastante fraturada. Abaixo destes, observam-se sulcos de erosão instalados em bandas mais siltosas do saprolito. Estes sulcos, conforme se aprofundam, causam o descalçamento dos blocos, que em seguida sofrem colapso. A evolução deste processo, após instalado, é rápida. Na Figura 6.13, pode-se observar os espaços vazios deixados pelos sulcos erosivos, descalçando os blocos, que em seguida sofrem o colapso.

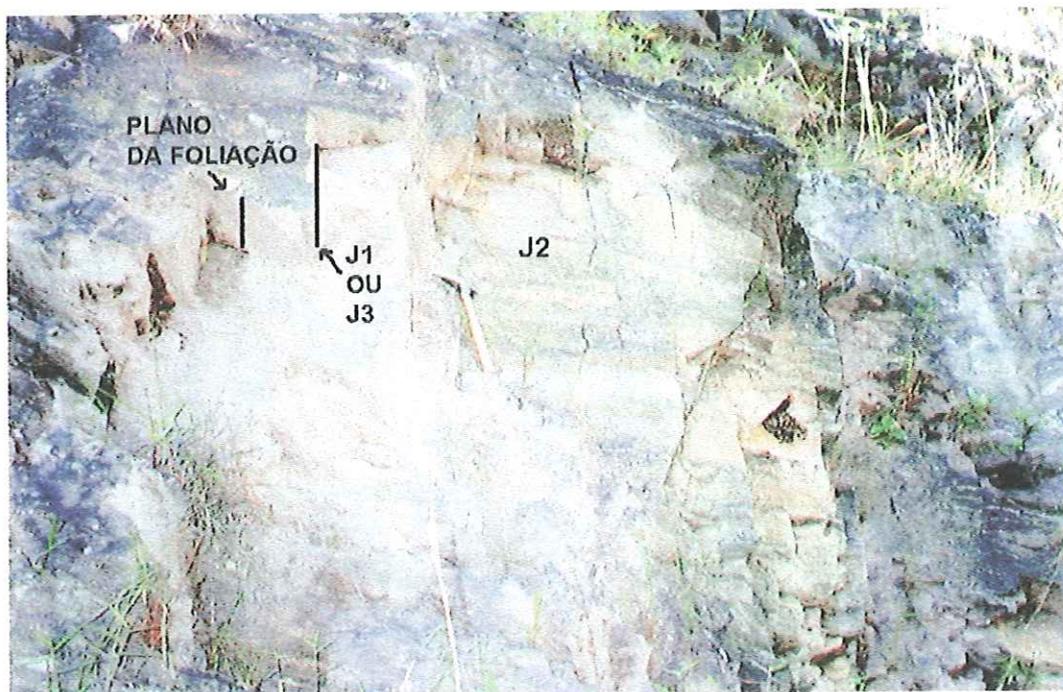


FOTO 6.16 – Estruturas que condicionam o descalçamento de blocos no talude 15. A junta J2 (321/75) define a parte frontal e, J1 (242/86) e J3 (078/68), as laterais. O teto é definido pela foliação de baixo ângulo.

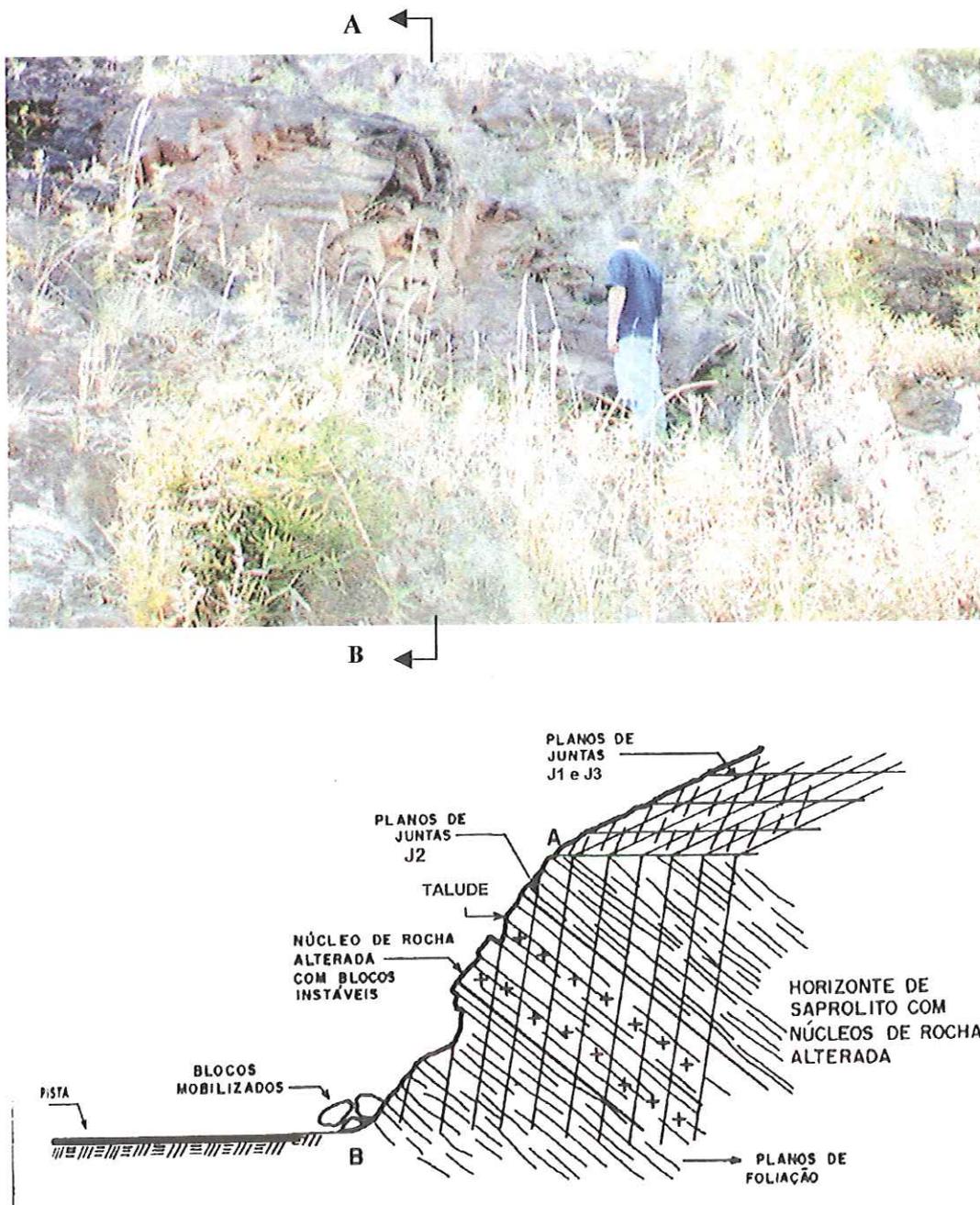


FIGURA 6.13 – Detalhe do talude 15. Sulcos de erosão em bandas friáveis que mergulham para o interior do talude, descalçando e provocando o colapso dos blocos (modificado de RIEDEL, 1994).

No talude 18, os blocos são definidos frontalmente por J2 (139/89) e, lateralmente por J1 (013/89) e J3 (056/84), com a foliação, de mergulhos entre 30 e 50°, definindo o teto (Figura 6.14).

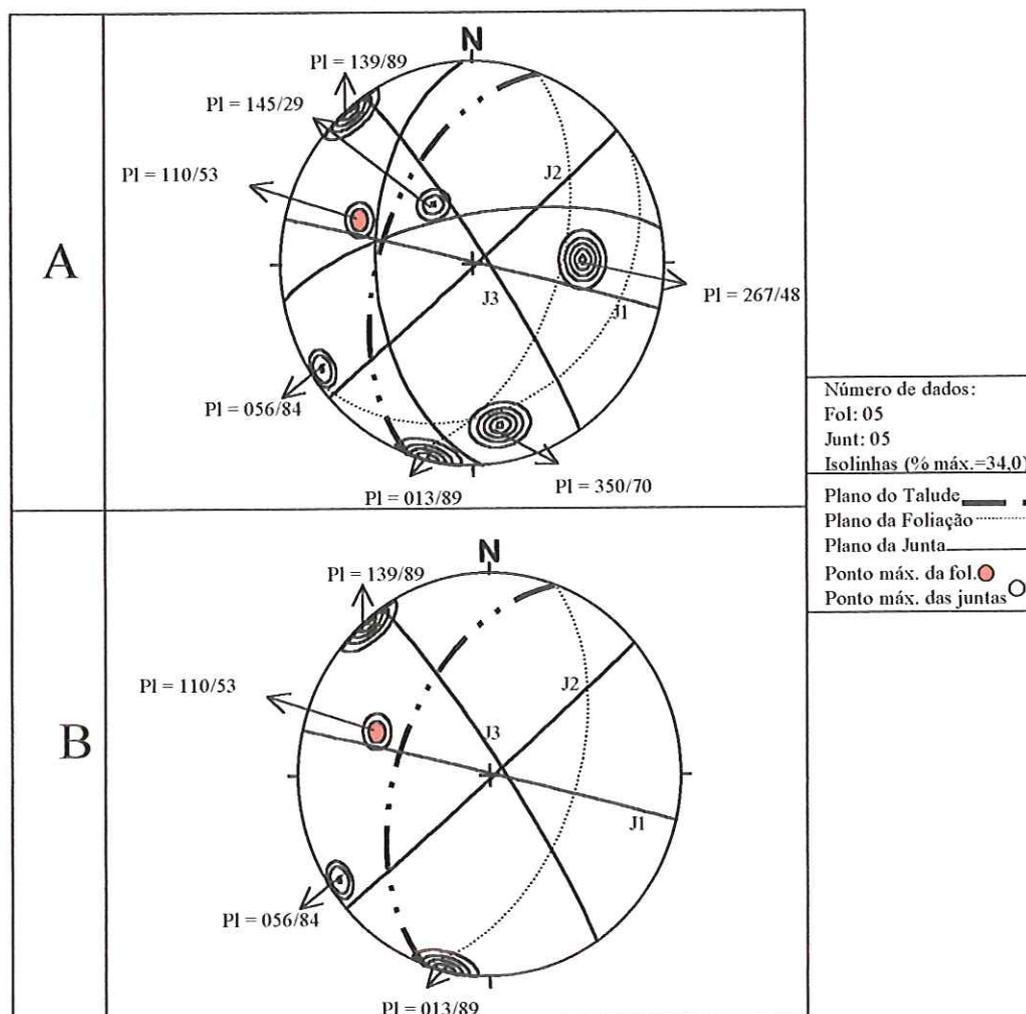


FIGURA 6.14 – Estereogramas do talude 18. A ♦ representação de todas estruturas obtidas em campo. B ♦ representação das estruturas formadoras dos blocos que sofrem descolamento seguido de colapso.

As famílias ortogonal (J1) e oblíqua (J3) à face do talude possuem espaçamento médio de 0,1 a 0,5 m, e persistência variando entre 0,3 a 1,5 m.

Assim como os taludes 14, 11 e 15, o 18 possui seus blocos com tamanhos e formas irregulares, havendo locais onde estes blocos não são perceptíveis. Isto ocorre devido à geometria das famílias J1 e J3, oblíquas em relação à face do talude. A Foto 6.17 mostra as estruturas envolvidas na instabilidade, com a parte delimitada no retângulo detalhada na Foto 6.18.



FOTO 6.17 – Descalçamento de blocos seguido de colapso no talude 18. O retângulo destacado está ampliado na Foto 6.18, detalhando as estruturas que causam a instabilidade.

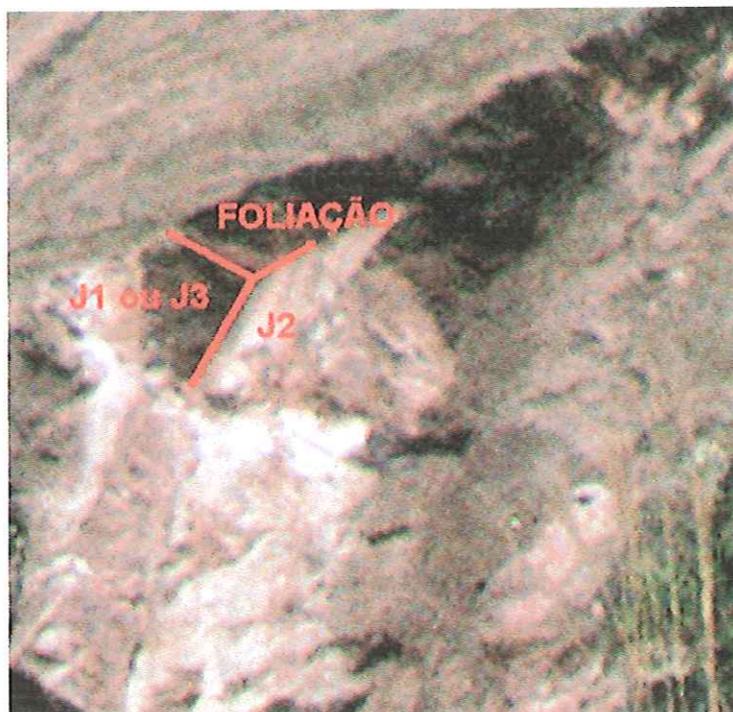


FOTO 6.17b – Detalhe do talude 18, onde ocorre o descalçamento de blocos seguido de colapso.

6.6 – Taludes que não apresentam escorregamentos

Após a análise dos mecanismos das instabilidades observadas nos taludes do trecho em estudo da rodovia Edgar Máximo Zambotto, é importante também compreender as causas de em alguns taludes, que mesmo apresentando estruturas condicionantes, não apresentam instabilidades significativas ou apenas pequenos sulcos erosivos.

Os taludes 02, 04, 06, 08, 10, 12, 13, 16 e 20 não apresentam instabilidades, sendo que neles a foliação mergulha para três direções diferentes, condição que causa a variação da geometria das famílias de juntas presentes.

No talude 02 ocorrem sulcos da J3 (065/84), oblíqua à foliação e ortogonal ao talude. Analisando-se o estereograma (Figura 6.15), nota-se que as estruturas presentes comportam-se como às do talude 01, onde ocorre uma cunha erosiva. Porém, este processo não se desenvolve

porque a família J3 não é persistente. Os sulcos presentes possuem no máximo 0,5 m e não são freqüentes.

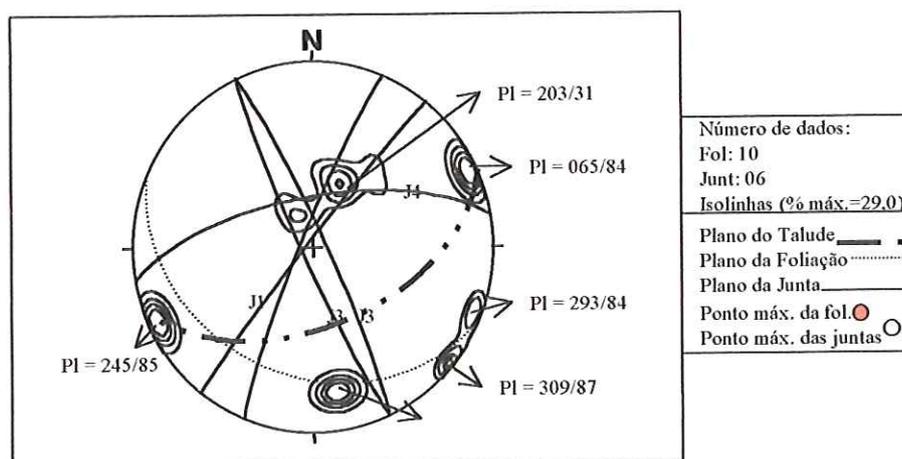


FIGURA 6.15 – Estereograma do talude 02.

No talude 04 ocorrem sulcos na família J4, e como pode ser observado na Foto 6.18, os sulcos possuem no máximo 0,3 m e espaçamento em torno de um metro.

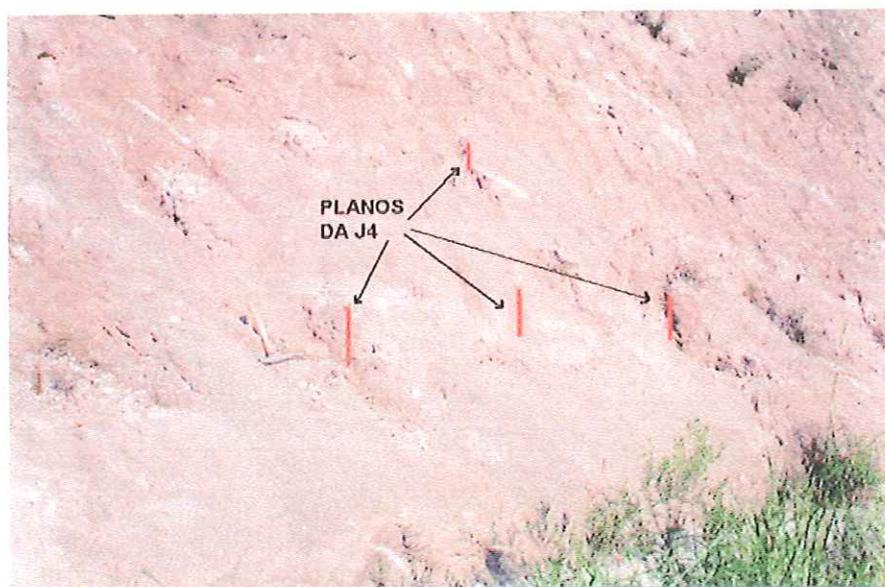


FOTO 6.18 – Sulcos no talude 04 (linhas vermelhas), formados ao longo da J4 (334/76).

A representação das estruturas presentes neste talude, através do estereograma da Figura 6.16, mostra a possibilidade da ocorrência de tombamento de blocos, semelhantemente ao talude 03. A família J1, vertical, intercepta a J4 (oblíqua ao talude), definindo blocos instáveis com vértices subverticais. Porém, a diferença entre os taludes 03 e 04 está no espaçamento médio das famílias envolvidas no processo. No caso do talude 03 o espaçamento médio no local do tombamento de blocos é de 0,5 m, e no 04 é de 1,5 m ao longo de todo o talude. Este fator, aliado à pequena persistência das famílias não permite a formação de blocos.

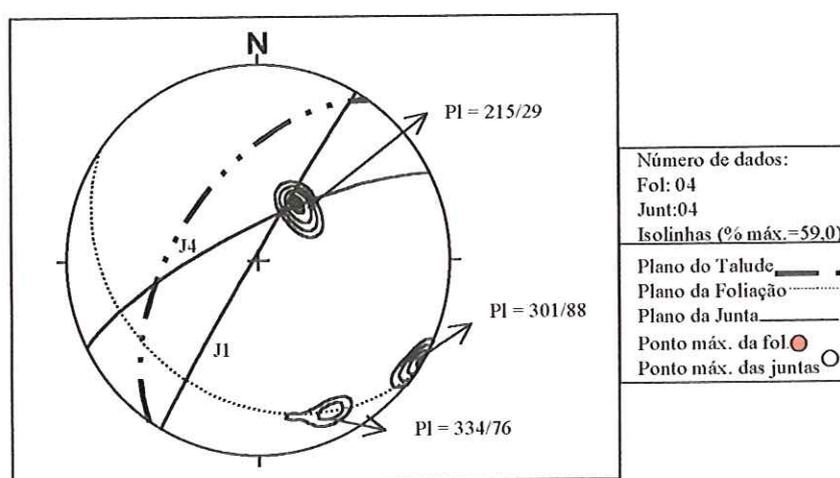


FIGURA 6.16 – Estereograma do talude 04.

Os taludes 06 e 10 não apresentam instabilidades, como pode ser observado nas Fotos 6.19 (talude 06) e 6.20 (talude 10).



FOTO 6.19 – Talude 06, o qual não apresenta instabilidades.



FOTO 6.20 – Talude 10, o qual não apresenta instabilidades.

O estereograma do talude 06 (Figura 6.17) mostra que a geometria das estruturas presentes poderia causar instabilidades: as famílias J4 (337/88) e J1 (321/77) poderiam comportar-se como fenda de tração; na face NW do corte, a intersecção do plano da foliação (199/39) com a família J3 (086/70) poderia instabilizar uma cunha. Porém, como já citado, esse corte não apresenta qualquer tipo de ruptura (Foto 6.19), devido ao espaçamento e persistência médios das famílias de juntas presentes, que não possuem dimensões suficientes para que se desenvolvam instabilidades. Os espaçamentos variam entre 05 e 10 m, e as persistências entre 0,1 e 0,30 m.

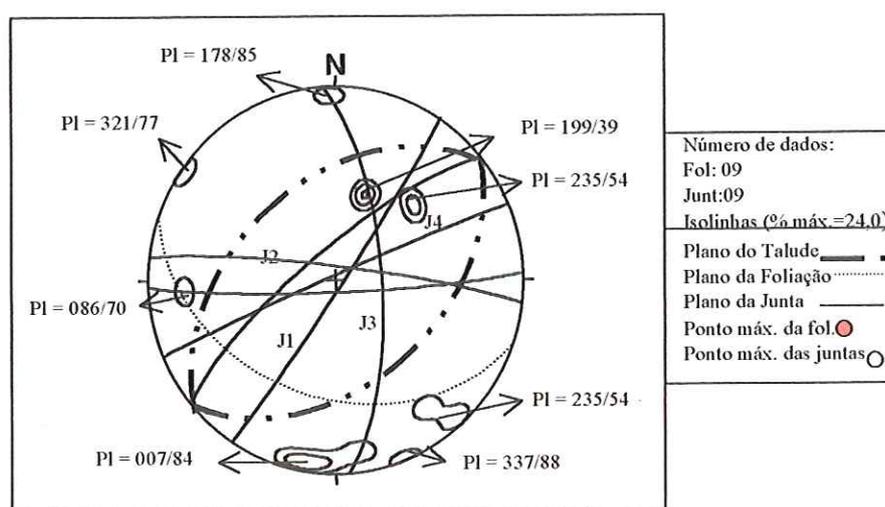


FIGURA 6.17 – Estereograma do talude 06.

O mesmo ocorre no talude 10, onde os planos das juntas presentes possuem espaçamento variando entre 1,0 e 5,0 m, e persistência de 0,1 a 0,30 m. Estas dimensões não permitem que se desenvolvam rupturas, que provavelmente ocorreriam se a persistência dos planos apresentasse dimensões métricas. O estereograma (Figura 6.18) mostra que as estruturas presentes poderiam instabilizar uma cunha definida pela foliação (194/37) e J3 (090/60), com a J4 (321/79) atuando como fenda de tração. A J2, ortogonal ao talude, poderia desconfinar a foliação formando uma cunha erosiva.

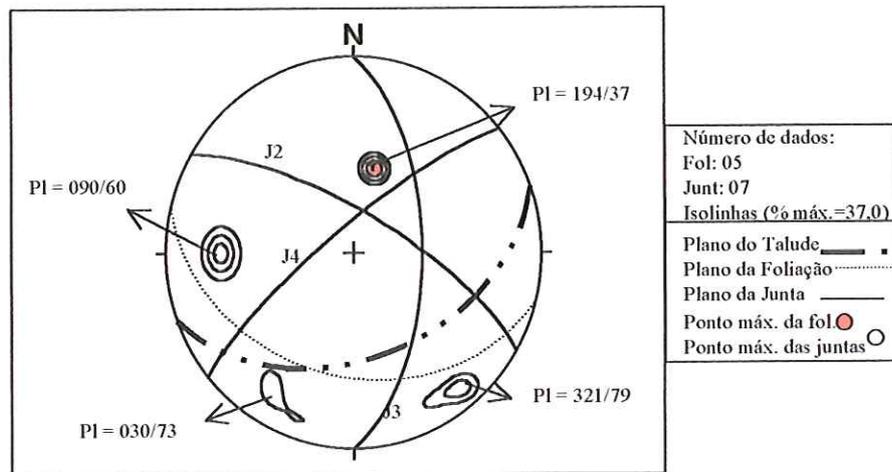


FIGURA 6.18 – Estereograma do talude 10.

Os taludes 08, 13 e 20 apresentam-se estáveis, sem qualquer tipo de ruptura ou feição erosiva, como podem ser observados nas Fotos 6.21 (talude 08) e 6.22 (talude 20).

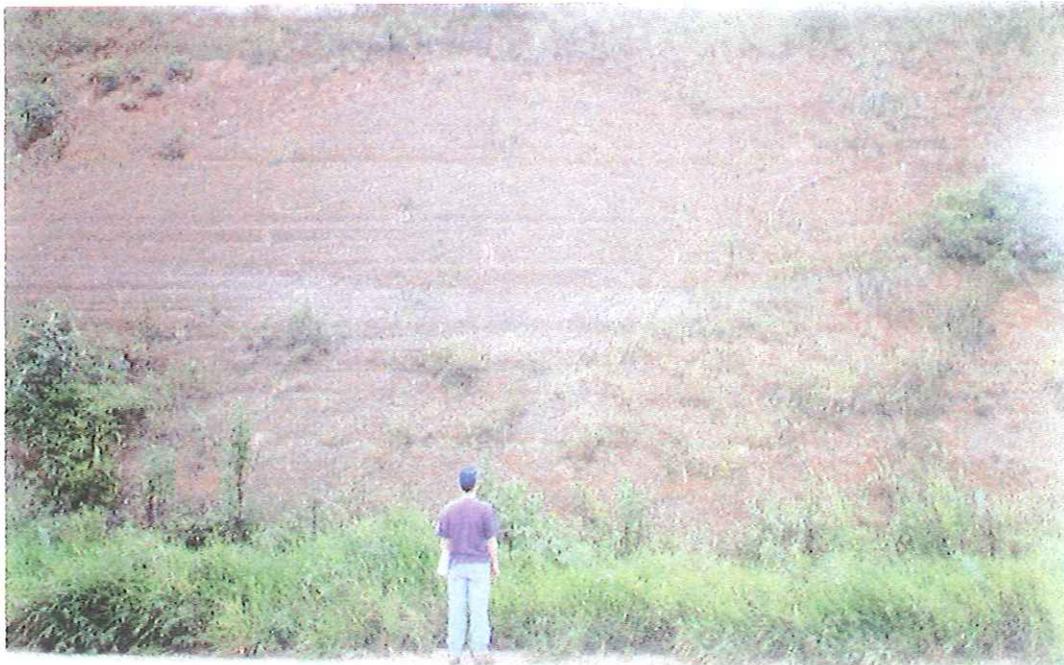


FOTO 6.21 – Vista parcial do talude 08, onde não se observa rupturas ou feições erosivas.



FOTO 6.22 – Vista do talude 20, sem rupturas e feições erosivas.

As famílias presentes no talude 08 poderiam formar blocos definidos pela família J1 (014/89), (066/80), e pela J2 (139/89), com a foliação, que mergulha para o interior do talude, formando o topo e base. Neste caso, ocorreria o descalçamento de blocos, seguido de colapso (Figura 6.19). Porém, como ocorre no talude 10, não se observa qualquer tipo de instabilidade, pois o espaçamento entre as juntas é muito grande, em média 10 m, e a persistência muito pequena, variando de 0,1 a 0,3 m.

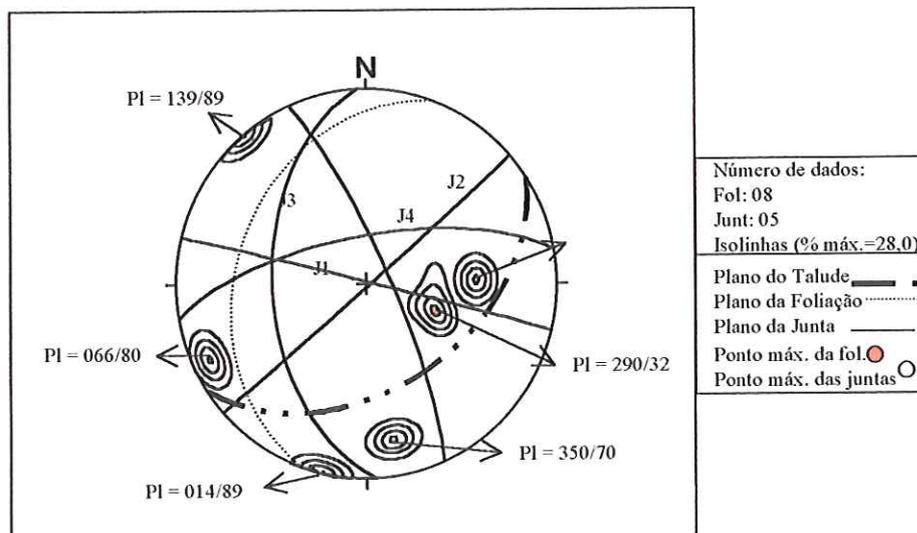


FIGURA 6.19 – Estereograma do talude 08.

O estereograma do talude 13 mostra que a geometria das estruturas presentes não propiciam nenhum tipo de ruptura (Figura 6.20), o que realmente é constatado em campo.

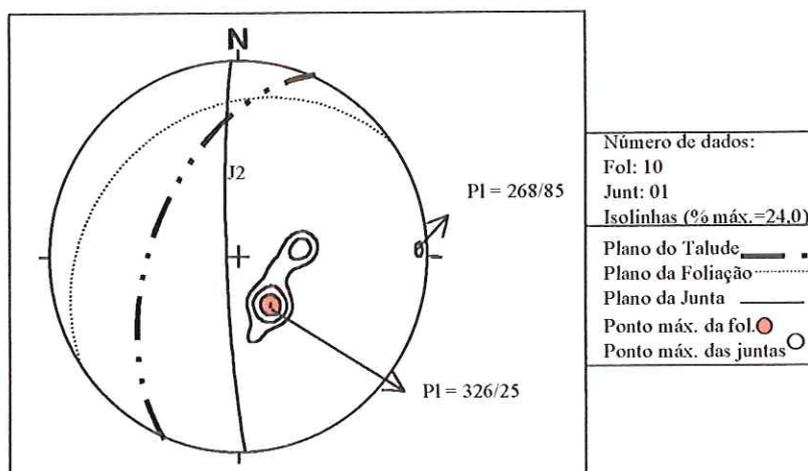


FIGURA 6.20 – Estereograma do talude 13.

No talude 20, a família J3 (059/76), que é a única encontrada, poderia funcionar como superfície lateral de liberação de blocos por ruptura planar pela foliação (283/14) (Figura 6.21).

Porém, como pode ser observada na Foto 6.23, J3 apresenta espaçamento aproximado de 0,5 m, podendo atingir até quatro metros, e persistência de 0,2 a 0,3 m, não permitindo o desenvolvimento de rupturas.

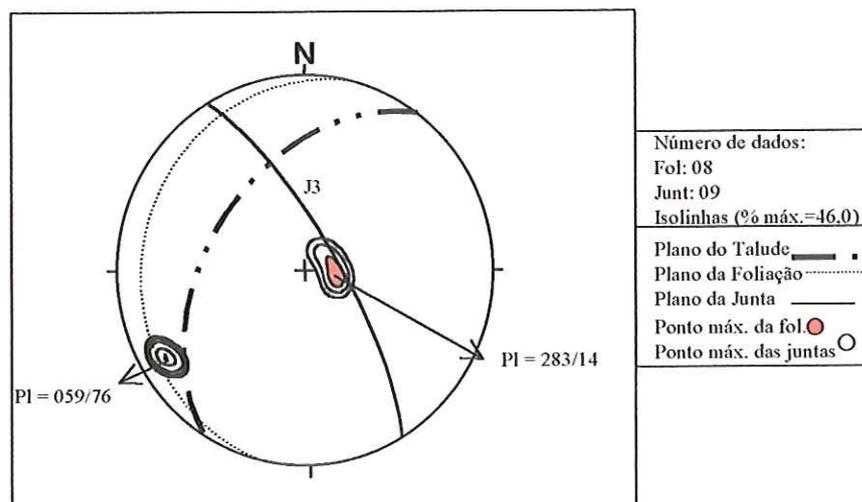


FIGURA 6.21 – Estereograma do talude 20.



FOTO 6.23 – Detalhe do talude 20, mostrando o comportamento da família J3 (059/76).

No talude 12, observa-se, pela intersecção das famílias J3 (264/88) e J4 (354/80), sulcos com comprimento médio de 0,6 m, que estão distribuídos ao longo de todo o talude (Figura 6.22). O espaçamento médio das famílias varia entre 20 e 30 m, e sua persistência de 0,3 a 0,5 m, o que determina o comprimento dos sulcos formados.

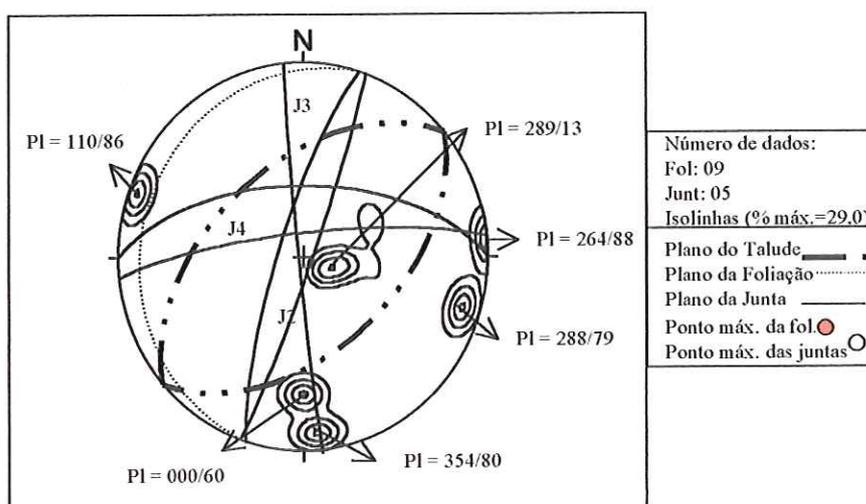


FIGURA 6.22 – Estereograma do talude 12.

O talude 16 apresenta-se totalmente estável, sendo, a foliação (146/43) a única estrutura visível.

Assim, com base nesta análise, verifica-se que as instabilidades presentes são condicionadas diretamente pela geometria das discontinuidades, e pelas características das famílias de juntas (espaçamento e persistência) que definem os blocos. Devido a esses parâmetros, apesar da presença de discontinuidades e suas relações espaciais permitirem rupturas, não se definem blocos instáveis.

CAPÍTULO 7

APLICAÇÃO DAS TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Esse capítulo apresenta os produtos gerados pela utilização de técnicas de sensoriamento remoto na análise de instabilidades de talude, bem como a análise das características e dados obtidos desses produtos.

7.1 – Mapa de forma estrutural e setorização da área de estudo

O mapa de forma estrutural permitiu avaliar a variabilidade das direções de foliação na área de estudo, bem como a separação dos setores de análise, já detalhada anteriormente.

Foram constatados, dois grandes domínios definidos a partir da foliação: um com foliação de mergulhos baixos e direção geral NW, que é o padrão predominante em toda área; outro que possui mergulho alto e direção geral NE e aparece somente em alguns pontos, porém na porção sul (ao longo do rio Jundiá, setor Ha) é o padrão predominante (Figura 7.1).

A divisão da área em setores foi baseada no mapa de forma estrutural, que define o comportamento geométrico espacial (em área) da foliação ilustrado na Figura 7.1. A área foi dividida em oito setores de análise (A, B, C, D, E, F, G e H), sendo que dois deles foram também subdivididos em subsetores (Aa, Ab, Ac, Ha, Hb, Hc).

Para uma caracterização mais completa dos setores estabelecidos, além da geometria da foliação, foram consideradas as características fotogeológicas do terreno, pela interpretação de fotos aéreas na escala 1:60.000 e 1:25.000. Esta fotoanálise teve como objetivo encontrar possíveis diferenças entre determinadas características de cada setor, e tentar correlacioná-las às instabilidades existentes.

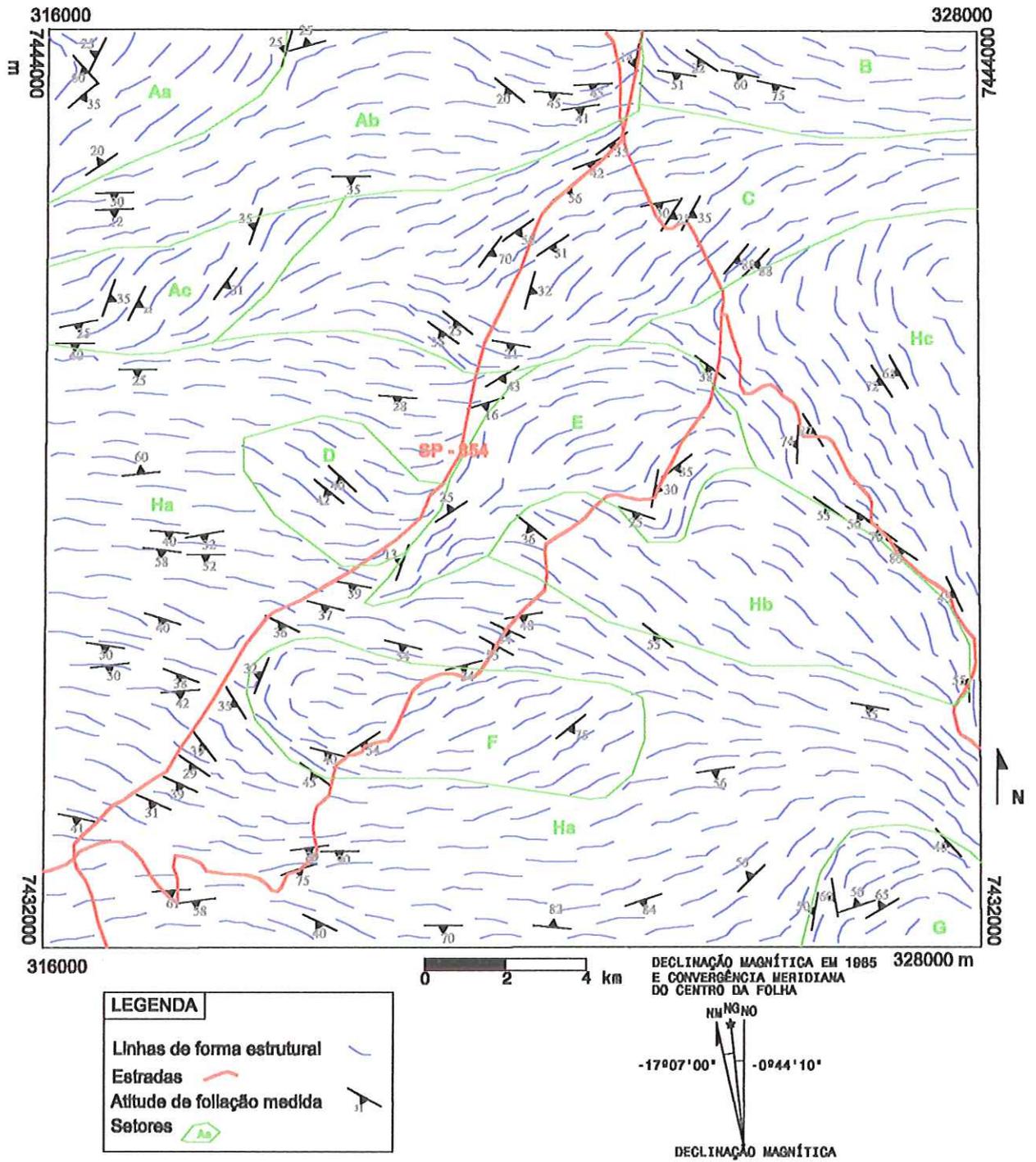


FIGURA 7.1– Mapa de forma estrutural e delimitação dos setores de análise.

7.2 – Análise das características fotolitológicas

As características obtidas em cada setor estão na Tabela 7.1.

TABELA 7.1 – Características dos setores de análise obtidas através de fotointerpretação.

Sector/ Sub- setor	Tonalidade	Densidade de textura	Grau de Fraturamen- -to	Encostas	Densidade de drenagem	Topos	Forma de topos	Padrão de drenagem
Aa	Cinza claro	Baixa	Médio	Convexas	Baixa	Extensos	Aplainados	Treliça
Ab	Cinza claro	Baixa	Baixo	Côncavo-convexas	Média	Extensos	Arredondados	Dendrítica
Ac	Cinza claro	Baixa	Baixo	Côncavo-convexas	Média	Extensos	Arredondados	Dendrítica
B	Cinza médio	Alta	Alto	Côncavas	Média	Extensos	Arredondados	Dendrítica
C	Cinza médio	Média	Médio-alto	Côncavas	Média	Extensos	Arredondados	Dendrítica
D	Cinza médio	Média	Médio-alto	Côncavas	Baixa	Extensos	Arredondados	Dendrítica
E	Cinza médio	Média	Alto	Côncavas	Média-Alta	Extensos	Arredondados	Dendrítica
F	Cinza médio	Alta	Alto	Côncavas	Média	Extensos	Arredondados	Dendrítica
G	Cinza escuro	Média	Médio	Côncavas	Alta	Restrito	Arredondados	Dendrítica
IIa	Cinza médio	Média	Alto	Côncavas	Média	Extensos a restritos	Arredondados	Treliça e Dendrítica
Hb	Cinza médio	Média	Médio	Côncavas	Alta	Extensos	Arredondados	Treliça
Hc	Cinza médio a escuro	Alta	Alto	Convexas	Média	Extensos	Arredondados	Treliça

Os dados obtidos por fotointerpretação auxiliaram a identificar solos derivados provavelmente de rochas graníticas na porção NW, solos derivados de migmatitos na porção SE e no restante da área solos derivados de rochas gnáissicas. A classificação utilizada foi baseada em Ponçano et al. (1981), e a comparação foi relativa, sendo feita de um setor em relação a outro. A foto aérea na escala 1:60.000 que foi utilizada na interpretação está na Figura 7.1b.

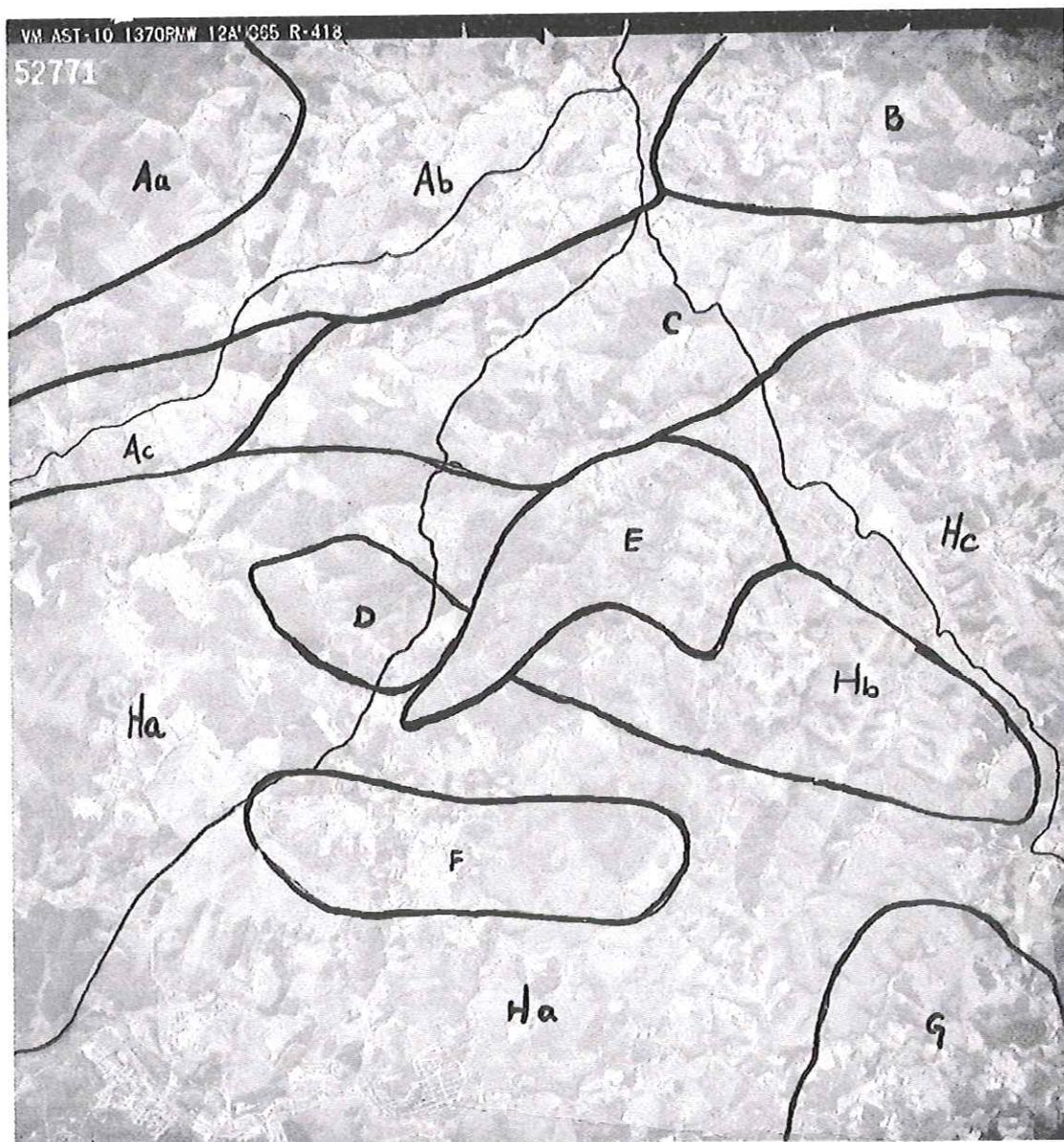


FIGURA 7.1b – Foto aérea na escala 1:60.000, utilizada na fotointerpretação, com o detalhamento efetuado fotos com escala 1:25.000. Pode ser observado também os limites dos setores analisados.

No setor A, subsetores Aa, Ab e Ac, a baixa densidade de textura, a tonalidade cinza clara, encostas convexas ou côncavo-convexas e baixo grau de fraturamento indicam uma área permeável e com baixa resistência à erosão, ou seja, área composta por solos arenosos, características de áreas graníticas, confirmada pelo mapa geológico (Figura 5.2). A densidade de drenagem baixa a média e padrão variando de treliça para dendrítico confirma a alta permeabilidade.

O setor G apresenta características de um material mais resistente a erosão, com planos de fratura de alto ângulo e maior ruptibilidade, pois possui densidade de textura média, tonalidade cinza escuro, encostas côncavas e grau de fraturamento médio, além da alta densidade de drenagem com padrão dendrítico, e topos restritos. Estas características indicam áreas derivadas de migmatitos, como indicado no mapa geológico (Figura 5.2).

Os setores B, C, D, E, F e H (Ha, Hb e Hc) possuem densidade de textura média, tonalidade cinza média, encostas côncavas e grau de fraturamento alto em sua maioria, que indica uma área composta por material com média resistência a erosão, muitos planos de fratura de alto ângulo e alta ruptibilidade. Esta observação é confirmada ainda pela alta densidade de drenagem, forma de topos arredondados e padrão da drenagem do tipo dendrítico. Estas características são indicadoras de uma cobertura originada de gnaisses, material predominante na área (Figura 5.2).

Através desta análise, pode-se concluir que as características fotogeológicas apresentadas expressam as diferenças litológicas. Como os taludes que apresentam instabilidades ocorrem somente em saprolito derivado de gnaisses, não foi possível a avaliação de sua importância na previsão de futuras instabilidades em novos cortes rodoviários.

7.3 – Análise do fraturamento

Os produtos de sensoriamento remoto possuem como característica marcante a boa definição das estruturas rúpteis. Estas estruturas são feições proeminentes e marcantes, principalmente as de alto ângulo de mergulho, porque se torna o caminho preferencial de infiltração de água, levando a um intemperismo mais profundo, o que resulta em um realce morfológico mais acentuado (RIEDEL, 1994).

Com base nesta característica foi elaborado um mapa de fraturas (Figura 7.2), que além de propiciar a obtenção das características gerais dos lineamentos, já descritas anteriormente, pode ser observado o padrão do fraturamento da área nos diversos setores, permitindo avaliar as direções preferenciais e freqüências de fraturamento nestes setores, que mudam de direção de acordo com a atitude da foliação. Este mapa também serviu de base para a elaboração de gráficos do tipo rosácea, apresentados a seguir.

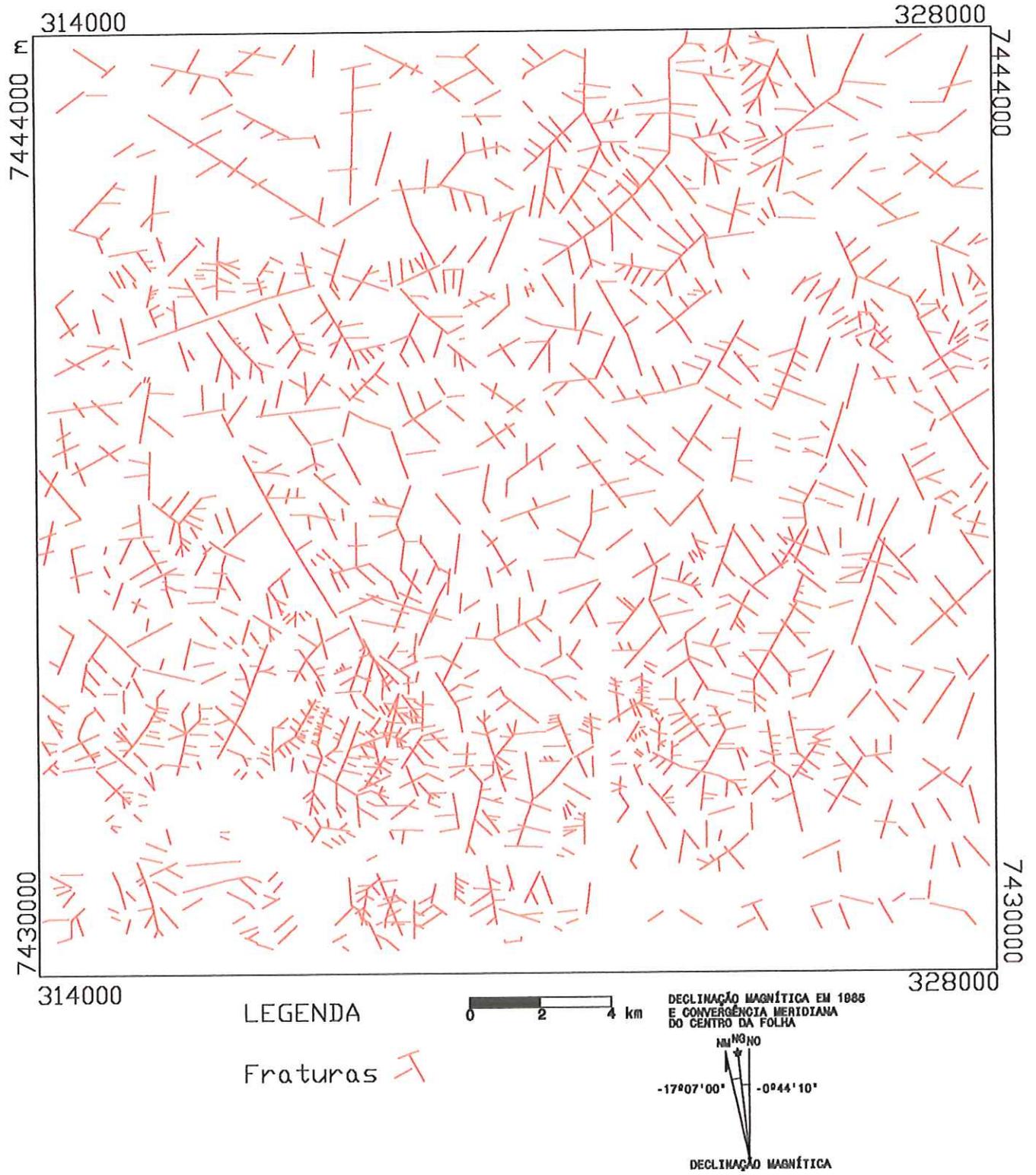


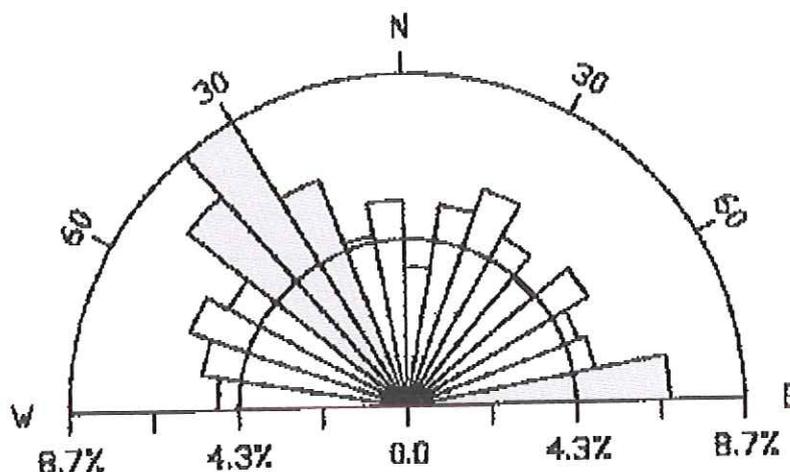
FIGURA 7.2 – Mapa de traços de fraturas extraídas de fotos aéreas na escala de 1:25.000.

Outra característica muito útil refere-se aos padrões de fraturamento que se apresentam cumulativos e persistentes em qualquer escala, de tal maneira que os vários episódios de deformações rupturais sofrido pelos maciços estão registrados, sendo que as juntas pré-existent não se obliteram devido a eventos tectônicos posteriores.

As fotos aéreas de escala 1:25.000 da área evidenciam lineações facilmente identificáveis correspondentes a traços de fraturas, que em sua maioria estão associadas a elementos de drenagem.

A distribuição da frequência dos traços de fraturas em diferentes direções, extraídos das fotos aéreas, está ilustrada na Figura 7.3, onde também está ilustrada a rosácea que contém a variação do tamanho das fraturas.

A - Tamanho dos Lineamentos



B - Número dos Lineamentos

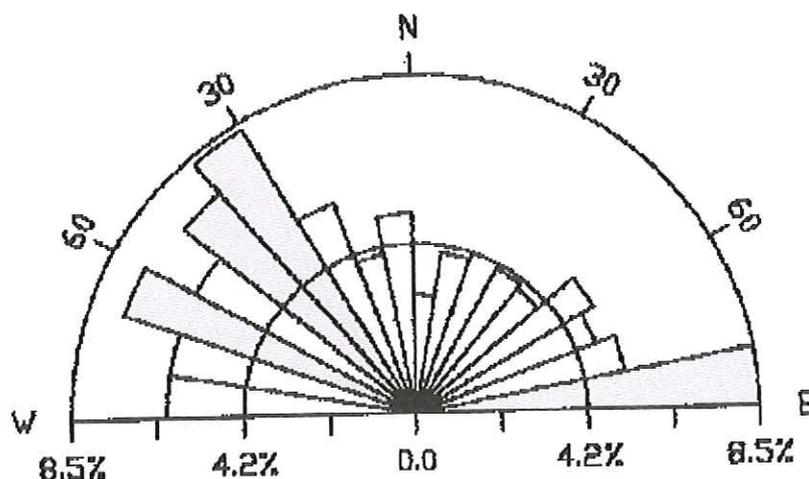


FIGURA 7.3 – Rosáceas dos traços de fraturas, com intervalo angular de 10° , extraídos de fotos aéreas na escala 1:25.000. A – Tamanho de lineamentos. B – Número de lineamentos (distribuição de frequência).

Na Figura 7.3 B, é possível identificar as seguintes direções preferenciais:

- No quadrante NW, onde se encontram as maiores frequências:
 - 1) $N35W \pm 5^\circ$
 - 2) $N45W \pm 5^\circ$
 - 3) $N65W \pm 5^\circ$

- No quadrante NE, onde se encontra a menor frequência:
 - 1) $N85E \pm 5^\circ$

Os outros dados obtidos foram:

- Número total de lineamentos = 1570
- Somatória total de comprimentos = 463005,269 km (8,7%)
- Frequência máxima de número de lineamentos = 134 (8,5%)
- Frequência máxima da somatória de comprimentos = 40396,960 km (8,7%)

Além do padrão normal do fraturamento, foi feita a extração detalhada das juntas, em fotos aéreas na escala 1:25.000, para se obter até as menores juntas, com o objetivo de se obter o padrão do espaçamento e persistência das fraturas, para que posteriormente fosse comparado com o padrão encontrado em campo nos 20 taludes estudados, pois como já citado anteriormente, o padrão da persistência e espaçamento das fraturas, se repetem nas mais diferentes escalas.

O objetivo da identificação dos padrões do fraturamento, em suas diversas direções, é o de otimizar os levantamentos de campo em uma obra rodoviária, obtendo-se a maioria das informações em fotos aéreas, tendo-se em campo somente pontos de controle.

Seguindo esta proposta, o padrão obtido em foto aérea foi o seguinte:

- Fraturas com direção NW – menor espaçamento (mais próximas umas das outras do que as fraturas de outras direções) e menor persistência (comprimento médio).
- Fraturas com direção NE – espaçamento médio (mais afastadas umas das outras do que as fraturas de direção NW) e em algumas porções persistência média (comprimento médio).
- Fraturas com direção EW – comportamento muito variado, não foi possível determinar um padrão médio.
- Fraturas com direção NS – maior espaçamento (mais afastadas umas das outras do que as fraturas de direção NW e NE) e maior persistência que das outras direções.

Após a definição das características das principais direções do fraturamento, relacionadas ao espaçamento e persistência, realizou-se a quarta etapa de campo que teve como proposta levantar essas mesmas características das diversas famílias de juntas observadas nos taludes, com o intuito de se comparar os dados obtidos nessas duas escalas de trabalho, os dados obtidos estão na Tabela 7.2.

TABELA 7.2 – Valores do espaçamento e persistência do fraturamento nos taludes analisados em campo

TALUDE	FRATURAMENTO NW	ESPAÇAMENTO (m)	PERSISTÊNCIA (m)	FRATURAMENTO NE	ESPAÇAMENTO (m)	PERSISTÊNCIA (m)	FRATURAMENTO NS	ESPAÇAMENTO (m)	PERSISTÊNCIA (m)	FRATURAMENTO EW	ESPAÇAMENTO (m)	PERSISTÊNCIA (m)
01	049/75	8-10	0.3-1									
02	015/90	0.2	0.2	335/85	10	0.5-3						
03	026/60	0.2-0.1	0.2									
04	040/80	1.5	0.2									
05	040/65	2	10-15	245/85	1-1.5	0.3						
06							045/60	5-7	0.1-0.3			
07				065/75	10-60	0.2-1.5						
08	Não apresenta fraturamento visível											
09	210/75	2	5-10	300/55	2	10-15						
10	087/84	0.2-0.4	0.1-0.3									
11	085/75	0.3-1	0.2-0.3									
12							270/55	20-30	0.3-0.5			
13				285/75	2	0.5-1						
14	220/83	0.3-1	0.3-5									
15	065/85	0.2-0.5	0.1-1									
16										350/70	0.1-0.3	0.2-0.3
17				275/90	05-1	0.1-0.5						
18	246/80	0.1-2	0.2-15									
19	238/75	0.3-2	0.3-3									
20	085/65	4	0.1	342/50	0.3-0.5	0.2-0.5						

Na Tabela 7.2, o padrão de espaçamento encontrado pode ser definido da seguinte maneira:

- Direção média NW: possui predomínio do espaçamento entre 0,2 a 1 m, quatro taludes variam entre 1 e 2 m e outros quatro variam em 3, 4, 8 e 10 m.
- Direção média NE: o predomínio do espaçamento varia entre 0,2 a 1 m, dois taludes possuem o espaçamento das juntas igual a 2 m, em um talude o valor é igual a 10 m e em outro varia de 10 a 60 m.
- Direção média NS: o espaçamento das juntas que possuem esta direção tem predomínio de 5 a 10 m e um talude variando entre 20 e 30 m.
- Direção média EW: no talude analisado, o espaçamento varia de 0,1 a 0,3 m.

O padrão médio da persistência das juntas encontrado em campo se comporta da seguinte maneira:

- Direção média NW: predomínio da persistência variando entre 0,1 e 1 m, dois taludes com valores entre 1 e 3 m, dois taludes entre 5 e 15 m e um talude variando entre 10 e 15 m.
- Direção média NE: o valor predominante da persistência varia entre 0,1 e 0,5 m, possui um talude com persistência de suas juntas com valor de 3 m e um variando entre 10 e 15 m.
- Direção média NS: a persistência nesta direção varia de 0,1 a 0,5 m.
- Direção média EW: o valor da persistência é de 0,2 a 0,3 m.

Comparando-se o padrão do espaçamento e persistência das juntas, obtido por foto aérea, com o do campo, detalhado na tabela acima, e, sabendo-se que o esperado para o espaçamento obtido em foto aérea para a direção de juntas preferencial NW é menor em relação ao espaçamento das famílias de juntas com direção preferencial NE, e ambas as direções possuindo espaçamento menor do que as juntas com direção preferencial NS, os valores absolutos obtidos não demonstram esta diferença. O predomínio dos valores de espaçamento nas direções NW e NE (0,2 a 1 m), são iguais, e somente em um talude, as juntas de direção NE possui espaçamento maior (10 a 60 m) do que o maior valor obtido nas juntas de direção NW,

que é igual a 1m. Já a família de juntas com direção NS possui realmente seu espaçamento maior do que as outras direções.

O padrão da persistência obtido em foto aérea para as famílias de juntas de direção NW possui valores menores em relação à persistência das famílias de juntas com direção preferencial NE, e ambas as direções possuindo valores menores do que as juntas com direção preferencial NS. Em campo os valores predominantes são muito próximos, e os outros valores, que aparecem menos, também são equivalentes. As juntas com direção NS, são as que possuem menores valores.

Comparando-se a rosácea de frequência de fraturamento, que mostra que as famílias NW são as mais frequentes, seguidas das famílias NE, também os dados obtidos em campo mostram o mesmo resultado, sendo a famílias de juntas NS e EW muito pouco frequentes, denotando que realmente a família de direção NW possui o menor valor de espaçamento e persistência, seguida da família NE e NS, com valores crescentes, respectivamente.

Com base nos resultados obtidos conclui-se que a metodologia proposta funcionou para a área de estudo apenas de forma indicativa (qualitativa), pois o padrão geral de comportamento se repetiu nas diferentes escalas.

Um fator que deve ser levado em consideração é a direção da estrada onde foram feitos os levantamentos, que é NE. Isto porque os planos paralelos a esta direção tendem a aparecer com menos frequência.

7.4 – Previsões de instabilidades por simulações de cortes rodoviários

Após a definição dos setores de análise, analisou-se a geometria das descontinuidades em cada um deles. Tendo-se como parâmetro às observações feitas em campo, no que concerne aos tipos de instabilidades e condições de ocorrência nos 20 taludes analisados, pôde-se inferir as possíveis instabilizações em cada setor, simulando-se diferentes direções de cortes rodoviários.

Como a rodovia Edgard Máximo Zambotto possui direção NE, foram simulados cortes rodoviários nas direções NW-SE, NS e EW em todos os setores.

Para cada setor, foram utilizados os dados das atitudes levantadas em campo para a elaboração de estereogramas contendo foliação, juntas e atitude dos taludes.

Observou-se pelos estereogramas que representam as instabilidades observadas na rodovia Edgard Máximo Zambotto, que a geometria das discontinuidades está relacionada à geometria da foliação. Esta relação pode ser verificada quando se compara os estereogramas das Figuras 6.10 e 6.19. Neles, verifica-se que a variação da orientação da foliação induz a variação das famílias de juntas.

Assim, devido à influência da geometria da foliação sobre a geometria das famílias de juntas, foram definidas para cada setor as diferentes variações de orientação de todas as discontinuidades (juntas e foliação).

Nas projeções ciclográficas mostradas nas Figuras 7.4, 7.5, 7.6, 7.7, 7.8 e 7.9 adotou-se o ângulo de inclinação dos taludes de 45° , pois os mergulhos dos taludes estudados variam entre 40° a 50° . O ângulo de atrito adotado foi de 20° , devido ao grau de alteração dos maciços, e a pouca aspereza das paredes das juntas e da foliação.

Apresenta-se a seguir a análise para cada direção proposta em cada setor.

Na Figura 7.4 apresentam-se os estereogramas para os setores Aa, Ab e Ac, em cada setor foi aplicado uma direção de traçado NS, EW e NW-SE, com as famílias de juntas e a foliação de cada setor, e os taludes (direção NW-SE e mergulho de 45°), representando-se taludes em ambos os lados da estrada.

A análise desses estereogramas sugerem que:

No setor Aa, no talude EW, face S, a junta 095/83 está perpendicular e subvertical, uma vez erodida liberará o plano da foliação (154/30), formando uma cunha erosiva. A intersecção

das juntas 212/88 e 120/78 geram um eixo vertical, através do qual pode ocorrer tombamento dos blocos.

No talude NS, o único fenômeno que tem a tendência de ocorrer é o tombamento de blocos no plano da junta 095/83 que é subvertical e na intersecção das juntas 120/78 e 212/88, que formam um eixo vertical.

Tombamento de blocos também poderá ocorrer no talude NW-SE, no plano vertical da junta 212/88, e na intersecção das juntas 212/88, 120/78 e 095/83, que formam eixos verticais. A intersecção da foliação (340/22) com a junta 120/78, pode gerar escorregamento do tipo cunha.

No setor Ab, observa-se que os eixos subverticais formados pela intersecção das juntas 278/65, 123/88, 011/70 e 206/85, podem ocasionar tombamento de blocos semelhante ao talude 03, em todas as direções simuladas.

No talude EW, face S, o plano da foliação (176/44), mergulha na direção da estrada, podendo ocorrer escorregamento do tipo planar, e na face N, descalçamento de blocos, pois está mergulhando para dentro do plano do talude.

No talude NS, face E, a intersecção da foliação (176/44) com a junta 011/70 poderá gerar um escorregamento em cunha. Na face W, a junta 278/65, apesar de não ser tão vertical, devido à natural instabilidade do material pode causar tombamento de blocos.

No talude NW-SE a mesma cunha descrita para o talude NS poderá ocorrer na face NE. Na face SW, a junta 123/88 (subvertical) pode ser erodida, e como está perpendicular ao plano do talude, pode liberar o plano da foliação (176/44) e gerar uma cunha erosiva.

No setor Ac o fenômeno do tombamento de blocos pode ocorrer nas três direções simuladas pela geração de um eixo vertical na intersecção das juntas 119/86, 273/85, 029/81 e 190/70. Além do tombamento, no talude EW, face S, a junta 273/85 se encontra perpendicular ao plano do talude e possui alto ângulo, facilitando assim sua erosão, neste caso pode haver a liberação do plano da foliação (133/24) gerando uma cunha erosiva.

No talude NS, a junta 273/85 é subvertical, podendo ocasionar tombamento de blocos. No talude NW-SE, a mesma junta do talude EW pode gerar uma cunha erosiva e a junta 029/81, por possuir alto ângulo de mergulho, pode causar tombamento de blocos.

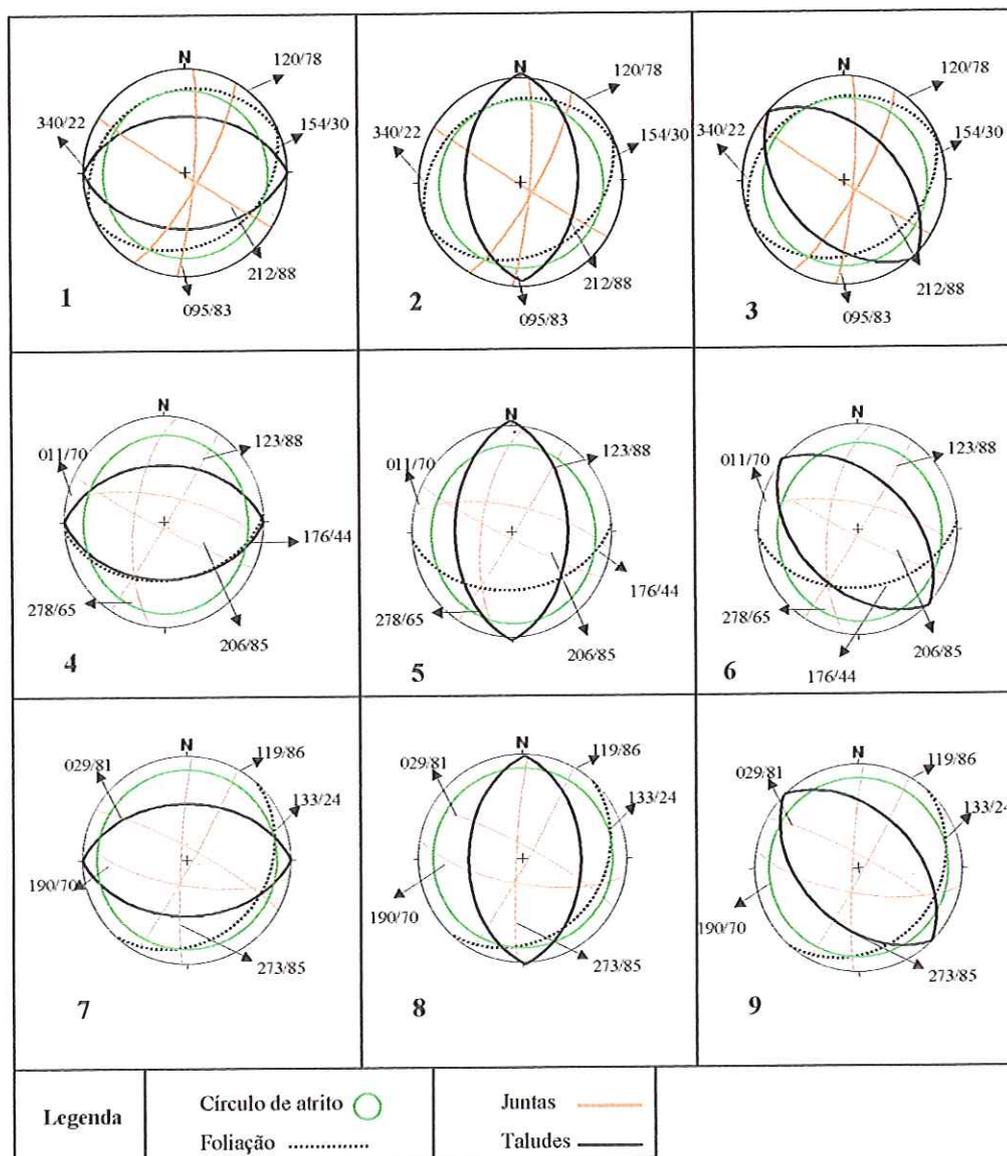


FIGURA 7.4 – Estereogramas dos setores Aa, Ab e Ac. 1 – setor Aa com talude EW; 2 – setor Aa com talude NS; 3 – setor Aa com talude NW-SE; 4 - setor Ab com talude EW; 5 – setor Ab com talude NS; 6 – setor Ab com talude NW-SE; 7 – setor Ac com talude EW; 8 – setor Ac com talude NS e setor Ac com talude NW-SE.

Os taludes projetados nas diferentes direções para o setor C, apresentam o predomínio da possibilidade de rupturas do tipo cunha. As cunhas podem ser formadas pela intersecção da junta 300/66 com a foliação 148/34. A intersecção das juntas 300/66, 205/84 e 040/89 podem ocasionar tombamento de blocos, pois forma um eixo vertical. Os estereogramas do setor C estão representados na Figura 7.5.

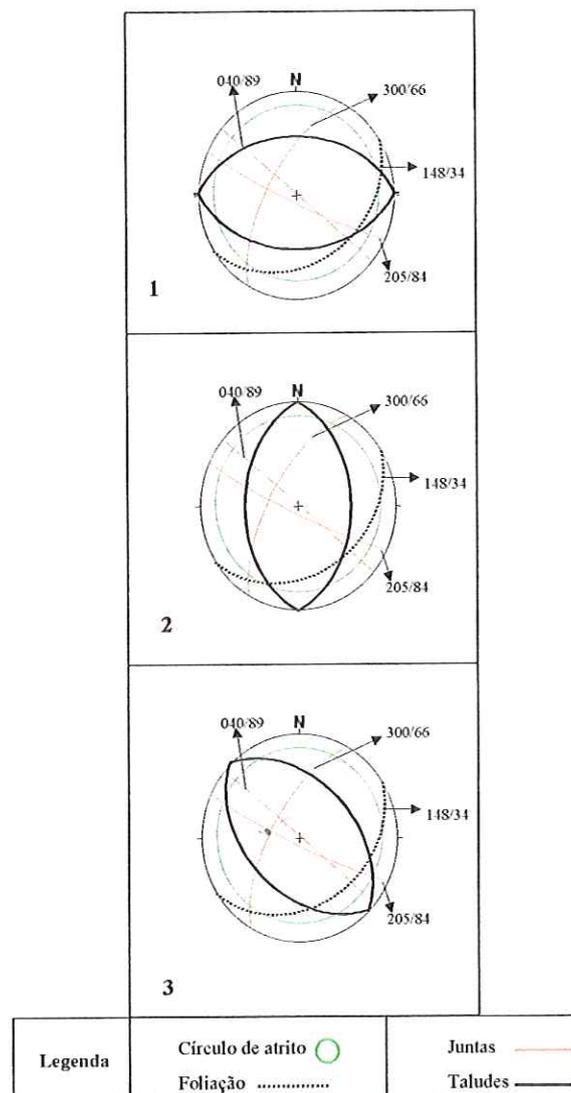


FIGURA 7.5 - Estereogramas do setor C.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE; 4.

No setor D, a interseção do plano de foliação (236/41) com a junta 303/72, pode gerar escorregamentos do tipo cunha nas 3 direções simuladas. Nos taludes EW e NW-SE, tombamento de blocos gerado por eixo vertical, formado pelas juntas 303/72 e 077/80, e nas 3 direções o mesmo processo pode desenvolver-se na intersecção das juntas 208/86 e 303/72.

Ainda no setor D, um escorregamento do tipo planar pode ocorrer no talude de direção NW-SE e face SW, pelo plano de foliação (236/41), que mergulha na direção da estrada. Na face contrária (NE), como a foliação mergulha para dentro do talude pode ocorrer descalçamento de blocos.

Os estereogramas do setor D estão na Figura 7.6.

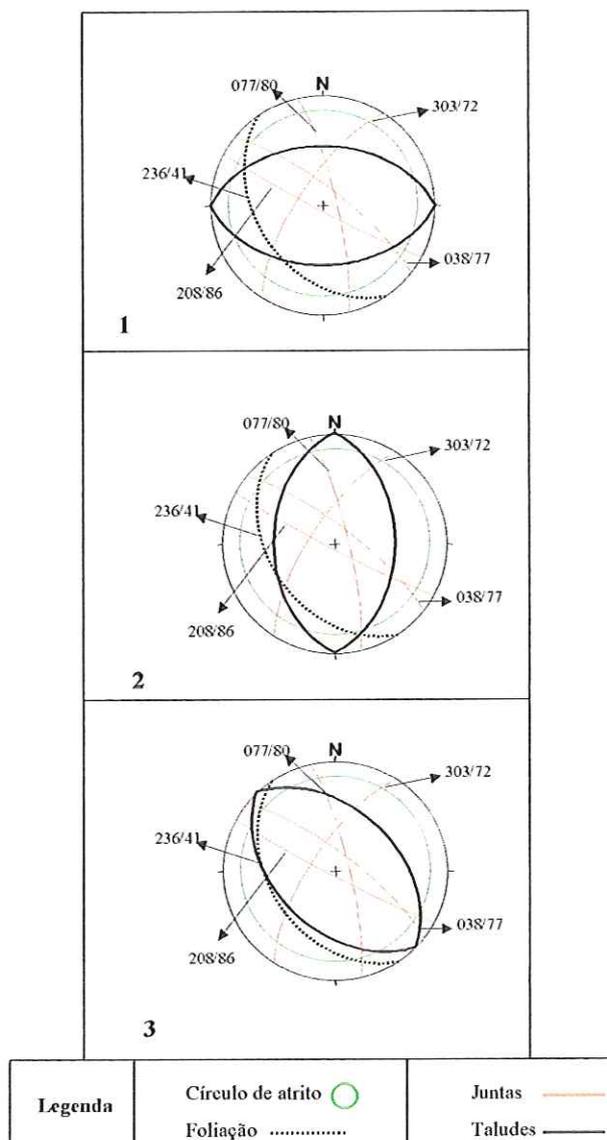


FIGURA 7.6 - Estereogramas do setor D.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE; 4.

No setor E, pode ser observado que a maioria dos escorregamentos e rupturas podem ocorrer. Nas 3 direções, o que ocorre é o seguinte:

- No talude de direção NS, na intersecção da junta 303/72 com a foliação (144/36) pode se desenvolver um escorregamento em cunha, que também

pode ocorrer através das foliações (144/36 e 103/30) com as juntas 038/77 e 208/86. Além da cunha, o plano da foliação 103/30 mergulha na direção da estrada, podendo gerar escorregamento do tipo planar na face E, e descalçamento de blocos seguido de colapso na face W, onde este plano mergulha para dentro do talude. Tombamento de blocos formados pelo eixo subvertical da intersecção das juntas 303/72 com 208/86 também podem ocorrer.

- No talude de direção EW as mesmas juntas que podem causar o tombamento de blocos no talude de direção NS, podem gerar nestes também. Na intersecção da foliação (103/30) com a junta 303/72, poderá ser gerado um escorregamento do tipo cunha. O plano subvertical da junta 077/80, uma vez erodido pode liberar o plano da foliação (nas duas direções em que ela ocorre), causando uma cunha erosiva.
- No talude de direção NW-SE, o plano da junta 303/72 se encontra perpendicular a este, e com mergulho subvertical, sendo assim facilmente erodido, podendo liberar o plano da foliação, causando assim uma cunha erosiva. O eixo vertical formado pela intersecção das juntas 208/86, 038/77 e 303/72 pode causar tombamento de blocos semelhante ao talude 03.

Os estereogramas do setor E estão representados na Figura 7.7.

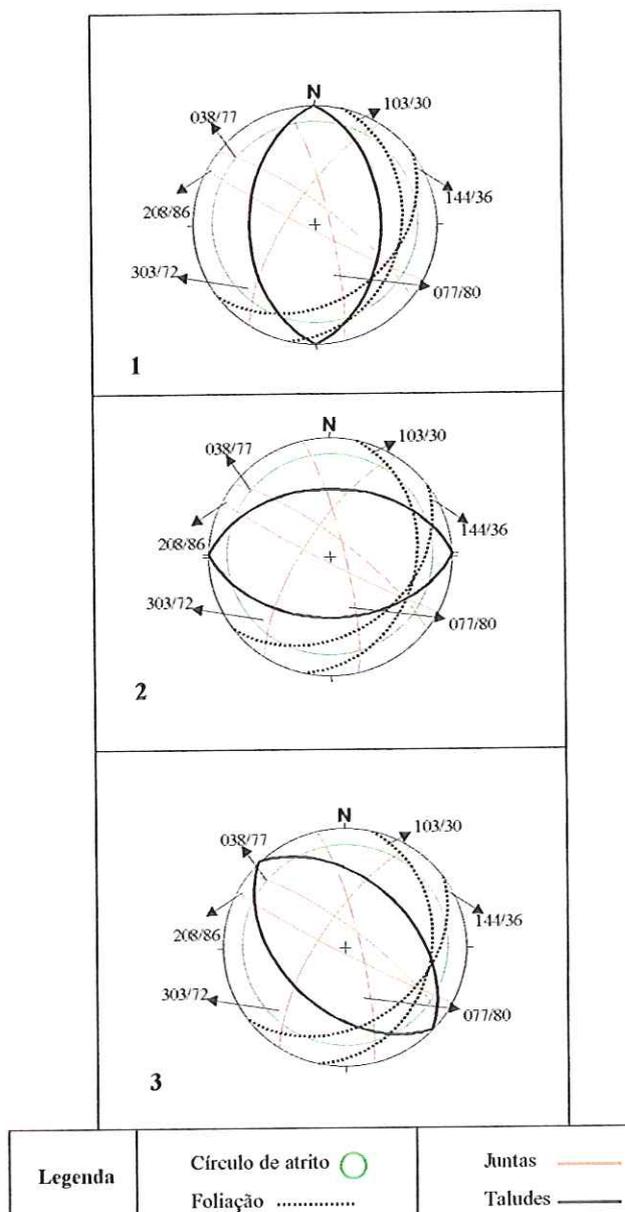


FIGURA 7.7 - Estereogramas do setor E.1 – talude NS; 2 – talude EW; 3 – talude NW-SE; 4.

No setor F, nas três direções simuladas, são as mesmas discontinuidades que poderão causar os vários tipos de escorregamentos, mostrando realmente o que influencia são as diferentes direções dos taludes.

O plano da junta 303/72 quando no ponto de intersecção com o plano da foliação (153/54) poderá gerar um escorregamento em cunha, na direção NS - face W, na direção EW - face S e na direção NW-SE, face SW.

Esta mesma junta (303/72), quando se cruza com as juntas 208/86, 038/77 e 077/80, formam eixos subverticais que podem causar o tombamento de blocos, este fenômeno pode ocorrer nas duas faces dos taludes nas três diferentes direções.

Os estereogramas do setor F estão representados na Figura 7.8.

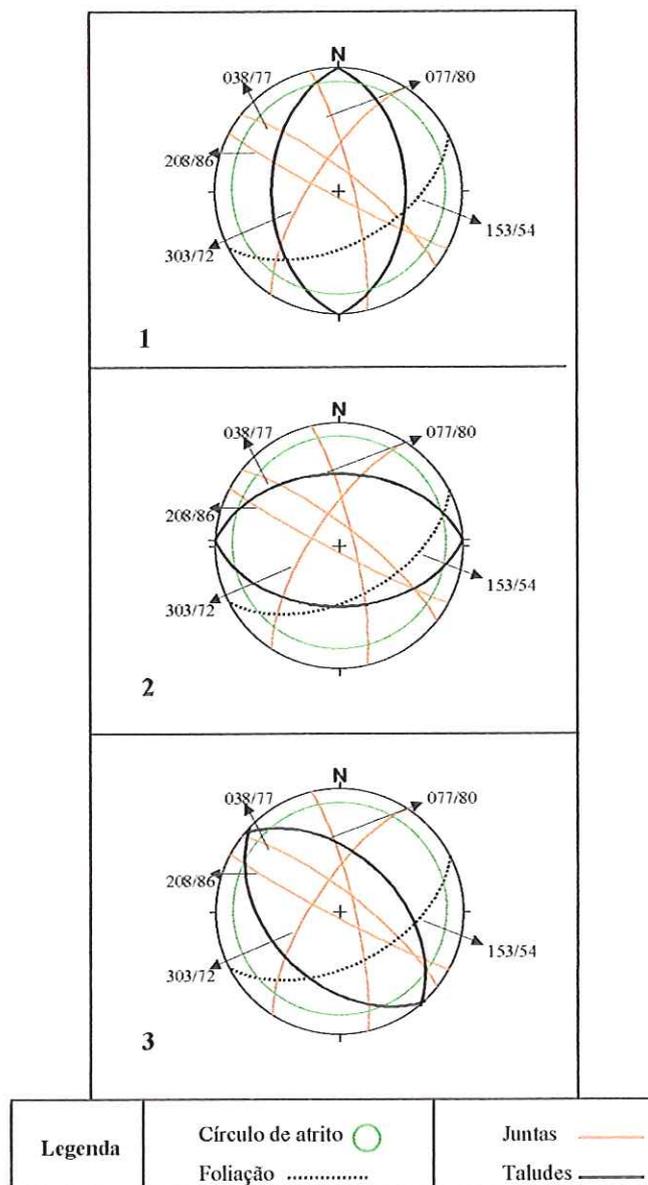


FIGURA 7.8 - Estereogramas do setor F.1 – talude NS; 2 – talude EW; 3 – talude NW-SE; 4.

É no setor G que se observa a maior variação na direção da foliação, gerando vários tipos de instabilidades.

Escorregamento do tipo planar é uma destas instabilidades, que pode ocorrer nos taludes de direção NS, na face W, pelo plano da foliação (269/54), e no de direção NW-SE, na face SW, pelo plano da foliação (224/40), pois em ambos os casos, o plano da foliação mergulha na direção da estrada. Também nos dois casos, nas faces contrárias, estes planos de foliação estão mergulhando para dentro do talude, podendo ocasionar descalçamento de blocos seguido de colapso.

No talude com direção EW, a junta 185/70, subvertical, paralela à face S, poderá gerar tombamento de blocos. Nesta mesma face, a junta 078/84, que está perpendicular ao plano da face do talude, se sofrer erosão, poderá liberar o plano da foliação 269/54, e ali se desenvolver uma cunha erosiva. Na intersecção do plano da foliação (224/40) com a junta 078/84 poderá ocorrer um escorregamento do tipo cunha.

No talude de direção NS, a face E possui um eixo vertical formado pela intersecção das juntas 185/70 e 078/84, podendo gerar tombamento de blocos. Este mesmo fenômeno pode acontecer na face SW do talude NW-SE.

A intersecção dos planos das foliações 224/40 e 335/57 gera um eixo, sobre o qual pode desenvolver-se um escorregamento em cunha, tanto no talude NS, face W, quanto no talude NW-SE, face SW.

Os estereogramas do setor G estão representados na Figura 7.9.

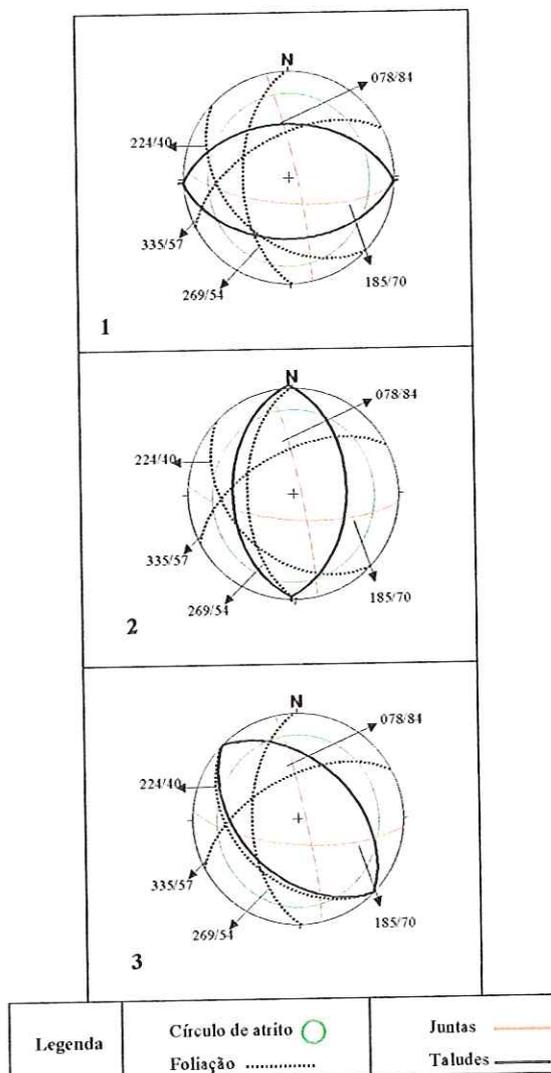


FIGURA 7.9 - Estereogramas do setor G.1 – talude EW; 2 – talude NS; 3 – talude NW-SE; 4.

A análise dos estereogramas dos setores Ha, Hb e Hc sugerem que:

- Um tombamento de blocos, semelhante ao que ocorreu no talude 03, onde a intersecção das juntas formam um eixo vertical que o promove, pode acontecer no setor Ha nas três direções de taludes, pois possui famílias de

juntas subverticais de alto ângulo, que se interceptam formando blocos com eixos verticais. Essas juntas são as 308/70 e a 077/79.

- Rupturas do tipo cunha podem ocorrer no setor Ha, nas três direções simuladas de talude. As discontinuidades que podem ocasionar tal evento é a junta 308/70 interceptando a foliação 203/35.
- No setor Ha com taludes EW e NW-SE, pode ocorrer escorregamentos planares, pois possuem o plano da foliação mergulhando na direção da estrada. E na face de talude contrária, é possível a ocorrência de colapso de blocos por descalçamento, já que o plano da foliação mergulha para dentro do talude.
- No setor Hb, com direção do talude NS, pode ocorrer uma cunha erosiva, onde a junta 176/87 pode gerar tombamento de blocos. Escorregamento do tipo planar pode ser ocasionado no talude NW-SE, face SW, pois o plano da foliação mergulha na direção da estrada, na face NE pode ocorrer colapso de blocos por descalçamento, uma vez que o plano da foliação mergulha para dentro do talude.
- Nos taludes com direções NS e NW-SE, no setor Hc, pode haver tombamento de blocos, onde a intersecção da junta 078/84 com o plano da foliação forma um eixo vertical. Já no talude EW, erosão da junta 078/84 pode liberar o plano da foliação e gerar uma cunha erosiva.

Os estereogramas dos setores Ha, HB e Hc estão representados na Figura 7.10.

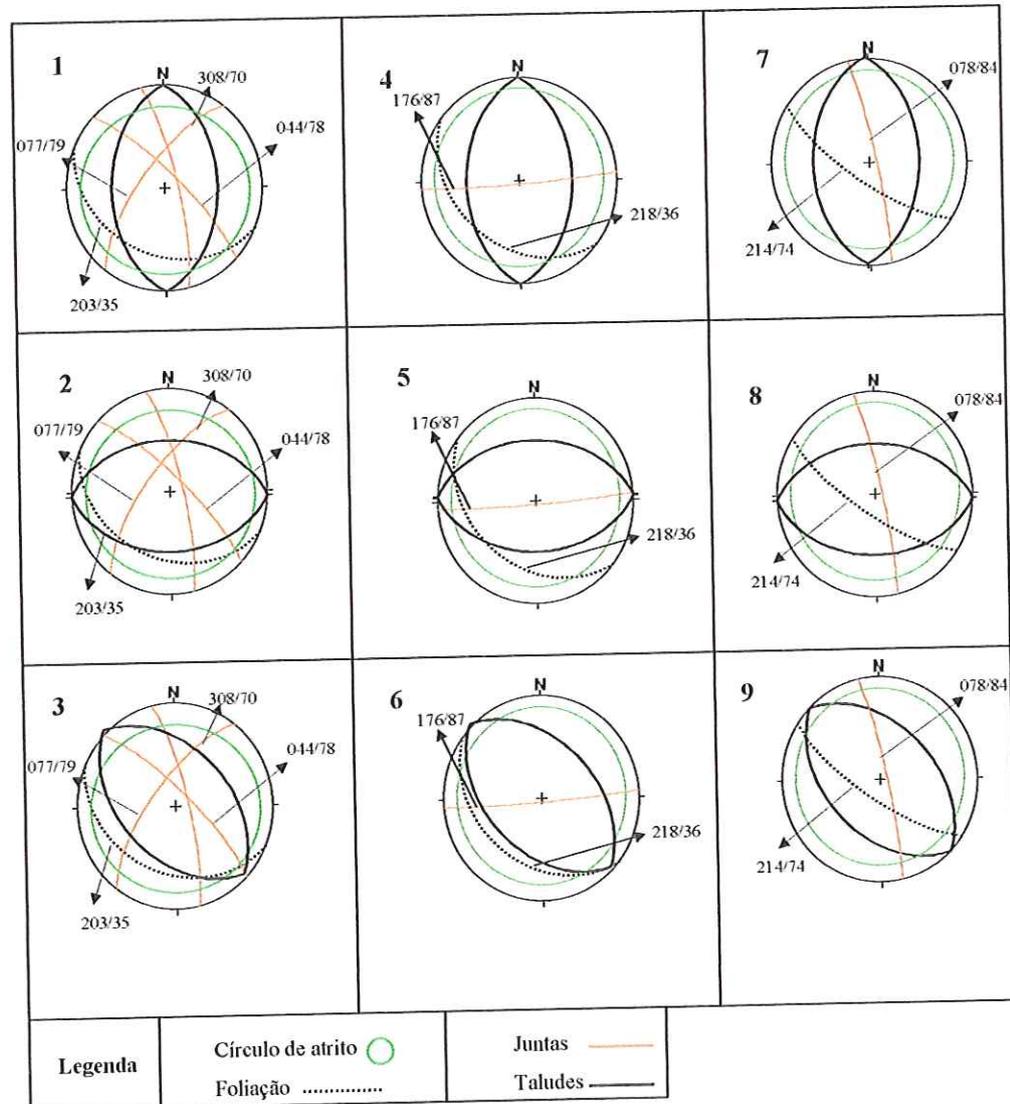


Figura 7.10 - Estereogramas dos setores Ha, Hb e Hc. 1 – setor Ha com talude NS; 2 – setor Ha com talude EW; 3 – setor Ha com talude NW-SE; 4 - setor Hb com talude NS; 5 – setor Hb com talude EW; 6 – setor Hb com talude NW-SE; 7 – setor Hc com talude NSW; 8 – setor Hc com talude EW e setor Hc com talude NW-SE.

Com o conjunto de dados apresentados nesse capítulo, é possível fazer alguns comentários, descritos a seguir.

O mapa de forma estrutural gerado serviu como base na delimitação dos setores de análise, e com esta ferramenta foi possível visualizar a variação de direção da foliação que ocorre por toda área. A setorização baseada na foliação foi indispensável, pois através dela determinou-se as diferentes geometrias espaciais das famílias de juntas em cada setor, já que suas direções variam conforme a direção da foliação.

As características fotogeológicas determinaram diferenças litológicas, porém como o tipo litológico dos taludes estudados é constituído somente por saprolito gnáissico, estas características não influenciam na previsão de futuros cortes.

A análise do fraturamento foi determinante neste trabalho, pois as instabilidades são condicionadas pela suas características. O estudo em diferentes escalas (fotos aéreas 1:25.000 e levantamento em campo) proporcionou a comprovação de que o padrão do fraturamento, com relação ao espaçamento e persistência das juntas é o mesmo.

Assim, utilizando-se os resultados obtidos no capítulo 6 e desse capítulo, foi possível efetuar-se a previsão de possíveis instabilidades em taludes de cortes de estrada nas diferentes direções propostas.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

Sobre as condições avaliadas para a área de estudo, concluiu-se que:

- Observou-se que a geometria das famílias de juntas relaciona-se diretamente com a atitude da foliação. Esta informação é de vital importância na previsão regional de instabilidades.
- O mapa de forma estrutural foi utilizado como critério para a setorização da área, sendo fundamental para visualização do comportamento da foliação em toda a área.
- O estabelecimento da geometria das descontinuidades para cada setor, ou seja, o padrão do fraturamento da área e o comportamento da foliação em cada um dos setores, propicia a previsão de futuras instabilidades.
- A análise detalhada das instabilidades que ocorrem ao longo da rodovia (SP-354), que corta toda a área na direção NE – SW, serviu como base para o desenvolvimento dos modelos de rupturas feitas nas previsões de instabilidades nos taludes rodoviários propostos.
- Os litotipos da área são constituídos predominantemente por gnaisses, pequenas áreas de granito ao norte e de migmatitos ao sul; a análise fotolitológica, permitiu somente esta diferenciação litológica, não mostrando influência na previsão das instabilidades.

Pela análise das instabilidades da área, chegaram-se as seguintes conclusões:

- Estabelecer a geometria das descontinuidades estruturais é indispensável para a compreensão e previsão das instabilidades, mostrando assim que, as descontinuidades

herdadas da rocha original desempenham importante papel como condicionantes das instabilidades em taludes de corte em horizontes saprolíticos.

- Os tipos de instabilidades encontradas no horizonte saprolítico foram:
 - Escorregamento planar
 - Escorregamento em cunha erosiva
 - Escorregamento em cunha
 - Tombamento de blocos
 - Descalçamento de blocos, seguido de colapso.

- A erosão superficial mostrou-se como um dos principais agente desencadeadores das instabilidades de vários tipos, pois age com maior intensidade nos níveis mais siltosos ou micáceos, criando espaços vazios que descalçam os blocos, e estes colapsam. Também atua na geometria original do talude, desconfinando blocos.

- A persistência e o espaçamento das descontinuidades reliquiares são fundamentais no desenvolvimento de instabilidades, o que explica o não aparecimento dessas instabilidades em alguns taludes.

- Em materiais saprolíticos, a atuação da erosão cria condições de instabilidades nos taludes. Deste modo, foi proposto o uso do termo “cunha erosiva” para instabilidades provocadas pelo ravinamento de uma descontinuidade ortogonal ao talude que libera o plano da foliação.

- Uma vez considerada a possibilidade da erosão criar condições de instabilidade para um talude cuja geometria das estruturas conduz a uma interpretação de estabilidade, a interpretação gráfica de estereogramas, para a previsão das condições de estabilidade dos taludes, torna-se aplicável.

- Os taludes que se encontram estáveis, a representação por estereogramas das estruturas presentes indicam a possibilidade de instabilidades, porém estas não ocorrem pelo grande espaçamento e pequena persistência das famílias de juntas.

- Observou-se que a ruptura pela foliação geralmente ocorre quando apresenta ângulo de mergulho maior que 35° .
- A comparação entre o espaçamento e persistência das famílias de juntas, extraídas em foto aérea, com o levantamento de campo, é indicativa que o padrão de fraturamento e suas características se repetem nas diferentes escalas.
- A caracterização da continuidade de níveis micáceos é necessária, pois caracteriza-se como um importante condicionante de instabilidades.
- As diversas características como erodibilidade, permeabilidade, bem como as propriedades geotécnicas (resistência ao cisalhamento, ângulo de coesão e de atrito), são diferentes nos níveis do bandamento composicional dos saprolitos de gnaisses.
- Nas bandas micáceas contínuas, a erosão diferencial torna-se mais facilmente perceptível, e é o principal agente deflagrador do colapso de blocos. Neste processo, estes níveis, que são mais facilmente erodíveis, provocam o descalçamento de blocos, que levam ao colapso de blocos.
- Os sulcos e ravinamentos ocorrem em descontinuidades com alto ângulo de mergulho, geralmente nas juntas com planos perpendiculares a face do talude.
- A metodologia utilizada, baseada no trabalho de RIEDEL (1994), mas em maior detalhamento, permitiu a compreensão dos mecanismos atuantes nas instabilidades de taludes encontradas na área de estudo. Possibilitou também o estabelecimento de previsões de instabilidades em futuros cortes rodoviários.

Através da simulação de traçados rodoviários com diferentes direções, observou-se que, seja qual for a direção, há a possibilidade de que algum tipo de instabilidade ocorra. Por este motivo, além de se escolher direções com menores chances, alguns tipos simples de obras preventivas podem ser efetuadas, como por exemplo:

- ✓ Abatimento do ângulo de talude, quando possível, aproximando-o ao ângulo de mergulho da foliação, diminuindo a tendência de ocorrência de instabilidades. É certo que na área, o valor do ângulo de mergulho da foliação é muito variável, mas um valor médio pode ser alcançado para cada setor, mostrando assim a importância da setorização.
- ✓ Emprego de obras para a drenagem das águas superficiais, já que a erosão é um dos agentes deflagradores. Em nenhum talude da área se observa algum tipo de obra para este fim.
- ✓ Plantio de vegetação adequada para contenção, o que também não é observado em nenhum dos taludes com instabilidades.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS*

- ALLUM, J.A.E. (1969). *Photogeology and regional mapping*. New York: Pergamon, 1969. 107p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; NEVES, B.B. de B. E FUCK, R.A. (1977). Provincias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...*Campina Grande: SBG, 1977, p. 363-391.
- ALVARENGA, M.M.; DO CARMO, J.C. (1976). Alguns problemas de estabilidade de taludes de corte em materiais residuais de rocha gnáissica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1, 1976, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: ABGE, 1976. v.1, p. 117-129.
- AMARO, V. E. (1998). Análise conjunta dos dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas. São paulo, 1998. Tese: Doutorado. 393 p.
- AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY (ASP). (1975). *Manual of Remote Sensing*. Falls Church: Sheridan Press, 1975. 2v.
- AUGUSTO FILHO, O. (1992). Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 1, 1992, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: ABGE, 1992a. v.2, p 721-733.
- AUGUSTO FILHO, O. (1992). *Escorregamentos em encostas naturais e ocupadas: análise e controle*. Apostila do curso de Geologia de Engenharia aplicada à problemas ambientais. São Paulo: IPT, 1992b. p 96-115.

*De acordo com NBR6023/89, da ABNT

- BARATA, F.E. (1969). Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 7, 1969, México. *Proceedings...* México: ISSMFE, 1969. V.2, p.507-515.
- BARISONE, G.; BOTTINO, G; BRINO, L.; FORNARO, M. (1988). Slope stability in schistose rocks of Aosta Valley. In: Bonnard, C. (ed.) *Landslides*. Rotherdam: A.A. Balkema 1988. v.2, p. 1097-1102.
- BARISONE, G.; BOTTINO, G; BRINO, L; FORNARO, M. (1988). Slope stability in schistose rocks of Aosta Valley. In: Bonnard, C. (ed.) *Landslides*. Rotherdam: A. A. Balkema, 1988. V.2,p. 1097-1102.
- BARROS, F.P. (1981). Mesa Redonda - Papel da Geologia de Engenharia no estabelecimento de critérios de projeto, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3, 1981, Itapema. *Anais ...* Itapema: ABGE, 1981. v.4, p.63 - 85.
- BILLINGS, M.P. (1972). *Structural Geology*. New Jersey:Prentice-Hall, 1972. 606 p.
- BJORNBERG, A. (1972). Sismogênese e neotectônica do sul do Brasil. In SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 8, 1972, São Paulo. *Anais ...* São Paulo: CNGB, 1972. v. 1, p.318 - 332.
- BRANCO, F. C. (1998). Filtros de convolução passa baixas no realce tonal de imagens. São Paulo, 1998. Dissertação: Mestrado. 77 p.
- BURROUGH, P.A. (1987). *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford: Clarendon Press, 1987. 191 P.
- CENTRO NACIONAL DE ENSINO E PESQUISAS AGONÔMICAS, COMISSÃO DE SOLOS (CNPA.CS) (1960). Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo, contribuição à carta de solos do Brasil. Rio de Janeiro, 1960. 634 p. (Boletim do Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, 12).

- CHEVASSU, G. (1976). Les roches granitiques et leur alteration: reconnaissance geotechnique de tracés en Bretagne. Paris: LPC (Rapport de recherche LPC n.61)
- COPPEDE, J.R., A. (1988). Formas de relevo e perfis de intemperismo no leste paulista: aplicações no planejamento de obras civis. São paulo. 152 p. (Dissertação de mestrado apres. Escola Politécnica/USP).
- CREPANI, E. (1987). *Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe - NE do Brasil*. São Paulo: IG - USP, 1987. 139p. Tese (Doutorado em Geociências)-IG - USP, 1987.
- CRÓSTA, A. P.(1992). Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Campinas: IG/UNICAMP, 1992.170p.
- CUNHA, M.A. (1984). Mecanismo de um escorregamento translacional em ocorrido em dezembro de 1979 nos morros de Santos e São Vicente - Estado de São Paulo. São Paulo:IG - USP, 1984. 140p. Dissertação (Mestrado em Geociências), IG-USP, 1984.
- DEERE, D.V., PATTON, F. D. (1971). Slope stability in residual soils. In: PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 4, 1971, Puerto Rico. *Proceedings*. Puerto Rico: ISRM, 1971. V.1, p.87-170.
- DEARMAN, W. R. (1976). Weathering classification in the characterization of rock: a revision. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, Paris, n.13, p. 123-127, 1976.
- DE MELLO, V.F.B. (1972). Thoughts on soil engineering applicabe to residual soils. In: SOUTHEAST ASIAN CONFERENCE SOIL ENGINEERING, 3, 1972, Hong Kong. *Proceedings*...Hong Kong: ISRM, 1972. V.1, p. 5-33.
- DOBEREINER, L., PORTO, C. G. (1990). Considerations on the weathering of gneissic rocks. In: ANNUAL CONFERENCE OF THE ENGINEERING GROUP OF THE

GEOLOGICAL SOCIETY, 26, 1990, University of Leeds. Preprints (The engineering geology of weak rocks).

EBERT, H. D.; ARTUR, A. C. (1991). Geologia estrutural e evolução tectônica do Complexo Socorro e dos metamorfitos encaixantes ao longo das zonas de cisalhamento Extrema e Camanducaia. Quadrícula Extrema, MG e SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. *Boletim...Rio Claro: SBG, 1991. v. 1 p 31-33.*

EL-ETR, H. A. (1974). Proposed terminology for natural linear features. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Utah. *Proceedings. Utah: Geol. Assoc. pub., 1974. V.5, p 480-489.*

FELGUEIRAS, C. A. ; ERTHAL, G. J.; PAIVA, J. A. C.; ALVES, D. S. (1990). Metodologias de integração de dados em sistemas de informação geográficas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6, 1990, Manaus. *Anais...Manaus: INPE: SELPER: ISPRS, 1990. V.3p.732-735.*

FREDEN, S. C.; GORDON Jr. (1983). Landsat satellites. In: Colwell, R. N. (ed). *Manual of Remote Sensing. Fales Church. A. S. P., 1983.v.6, Cap.12, p. 517-570.*

FÚLFARO, V.J.; OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; SOUZA FILHO, E.E. de (1985). Evolução cenozóica da região de Atibaia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. *Atas...São Paulo: SBG/SP, 1985. v. 1, p. 315-321.*

GAMA Jr., E.G. & PERINOTTO, A.J. (1992). "Considerações sobre a evolução paleogeográfica do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná". In: *Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo, p. 518-519.*

GIRAUD, A.; ROCHET, L.; ANTOINE, P. (1990). Processes of slope failure in crystallophyllian formation. *Engineering Geology, v.29: p. 241-253, 1990.*

GOODMAN, R. E. (1976). *Methods of geological engineering in discontinuous rocks.* St. Paul: West Publ. Cmp, 1976. 472p.

- GOODMAN, R. E. (1980). *Introduction to rock mechanics*. New York: John Wiley, 1980.
- GROSSI SAD, J.H.; BARBOSA, A.L.M.(1983). Síntese geológica da folha Socorro, São Paulo. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50000, 1, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Pró-Minério: IPT, 1983. p. 109-135.
- GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. (1976). Estabilidade de taludes naturais e de escavação. São Paulo: Edgard Blücher; Ed. Da Universidade de São Paulo, 1976. 170 p.
- GUY, M. (1966). Quelques principes e quelques experiences sur la metodologie de la photo-interpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRETATION, 2, 1966, Paris. *Acte...*paris, 1966. V.1, p.21-41.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A (1981) “O embasamento pré-cambriano e o eopaleozóico em São Paulo”. In: Almeida et al., *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*, Publicação IPT n. 1184 (Monografias 6) São Paulo, v.1 (nota explicativa), p. 12-45.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. de (1982). *Geologia, Tectônica, Geomorfologia e Sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna*. Publicação IPT n. 1225 (Monografias 7), São Paulo, 149 p.
- HASUI, Y. (1983). Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde – Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização do Pré-Cambriano do leste paulista. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50000, 1, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Pró-Minério: IPT, 1983. p. 227-252.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A. F. de (1984). Província Mantiqueira – setor central – In: HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 1984. p. 308-344.
- HASUI, Y. ; CAVALCANTE, P.R.B.; BRITO, M.V. (1992). Análise ads descontinuidades do maciço rochoso em lavra na Mina de Caraíba (BA) In: HASUI, Y.; MIOTO, J.A.

- (Coords.). *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo: ABGE: Votorantim, 1992a. p 349 - 362.
- HASUI, Y.; GONZALEZ F, F.; RONDINELLI, D. (1992). Modelo estrutural na área do projeto cobre São Mateus, municípios de Caconde e Muzambinho (SP/MG). In: HASUI, Y.; MIOTO, J.A. (Coords). *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo: ABGE: Votorantim, 1992b. p 429 - 437.
- HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; MANGOLIN F', A.(1992). Modelo geoestrutural da Mina de Cana Brava (GO) com vista à análise da estabilidade de taludes. In: HASUI, Y.;MIOTO, J.A. (Coords) *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo: ABGE: Votorantim, 1992c. p 363 - 382.
- HENCHER, S.R. (1987). *The implications of joints and structures for slope stability*. Slopes Stability, chapter 5, 1987. p. 145-186. John Wiley & Sons.
- HOCKING, G. A (1976). Method for distinguishing between single and double sliding of tetrahedral wedges. *Intern. Journ. Rock Mech. Min. Sci. & Geoch. Abstr.* n.13: 225-226, 1976.
- HODGSON, R. A. (1965). Genetic and geometric relations between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado Plateau and Wyoming. *Bull. Assoc. Petr. Geol.*, v.5: p. 935-949, 1965.
- HOEK, E.; BRAY, J. (1977). *Rock slope engineering*. London: Intitution of Mining and Metallurgy, 1977. 309 p.
- HUNT, C. B. (1972). *Geology of soils; their evolution, classification, and uses*. San Francisco: W. H. Freeman and Co. 344p.
- IRFAN, T. Y. ; WOODS, N. W. (1988). The influence of relict discontinuities on slope stability in saprolitic soils. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMECHANICS IN TROPICAL SOILS, 2, 1988, Singapoure. *Proceedings*. Rotterdam: A. A. Balkema, 1988. V.1, p.267-276.

- JOHN, K. W. (1969). Graphical stability analysis of slopes in jointed rocks. *Journal Soil Mechanics and Foundation Div. ASCE*. V. 94, n. SM2, p.497 – 526, 1969.
- JOHNSON Jr, A. C. (1974). Lineament analysis: na exploration method for the delineation of structural and stratigraphic anomalies. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Utah. *Proceedings...Utah: Geol. Assoc. Pub.*, 1974. V. 5, p. 449-452.
- JULIANI, C. (1992). O embasamento Pré-Cambriano da Bacia de São Paulo. In: *Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo*. São Paulo: ABAS, ABGE, SBG-SP, 1992.p.3 – 20.
- KOUKIS, G. (1988). Slope deformation phenomena related to the engineering geological conditions in Greece. In: Bonnard, C. (ed.) *Landslides*. Rotherdam: A. A. Balkema, 1988. V. 2, p. 1187 - 1192.
- LA TORRE, C.; BARROSO, J.A. (1984). Condicionantes geológico- estruturais na estabilidade de taludes de corte da BR-040, Município de Petrópolis-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 4, 1984, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: ABGE, 1984. v.3, p. 433 - 449.
- LATTMAN, L.H. (1958). Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogrammetric Engineering*, v.24, n.4 : p.568 - 576, 1958.
- LATTMAN, L.H.; NICKELSEN, R.P. (1958). Photogeologie fracture, trace mapping in Appalachian Plateau. *Bull. A.A.P.G.* v. 42, n.9, p. 2238 - 2245, 1958.
- LITTLE, A.L. (1969). The engineering classification of residual tropical soils. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 7, 1969, México. *Proceedings...* México: IAEG, 1969. v. 1, p. 1 - 10.
- LIU, C.C.; RODRIGUES, J.E. (1989). *Análise dos lineamentos fotogeológicos na região de Itacaré (BA): Uma proposta metodológica*. São José dos Campos: INPE, 1989. 11p. (INPE- 4855-PRE/1478).

- LUEDER, D.R. (1959). *Aerial photographic interpretation: principles and applications*. New York, McGraw Hill, 1959. 462 p.
- LUMB, P. (1962). The properties of decomposed granite. *Géotechnique*, London, v.31, n.2: p.181 - 213, 1962.
- LUMB, P. (1983). Engineering properties of fresh and decomposed igneous rocks from Hong Kong. *Engineering Geology*, Amsterdam, v.19, n.2: p.81 - 94, 1983.
- MAGALHÃES, F.S. & CELLA, P.R.C. (1988). Estruturas dos maciços rochosos, In: OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (eds). *Geologia de Engenharia*. ABGE, São Paulo, 1988. p. 39-55.
- MARTIN, H.; MAU, H. e BJÖRNBERGM A.J.S. (1959). "Vale Pré-glacial a Nordeste de Jundiá, SP". *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v.8, n.2, p.35 - 40.
- MASSAD, F. & TEIXEIRA, H.R. (1985). Deep cut on saprolitic soils condicionated by relic structures. In: *International Conference on Tropical laterítico an Saprolitic Soils, I*, 1985, Brasília. *Proceedings.. Brazil*, v.2, p.381-391.
- MASSEY, J.B. & PANG, P.L.R. (1988). General report: Stability of slopes and excavations in tropical soils. In: *International Conference on Geomechanis in Tropical Soils, II*, 1988, Singapoure. *Proceedings..Malasya*, p.551 - 570.
- MASSEY, J.B.; IRFAN, T.Y.; CIPULLO, A. (1989). The characterization of granite saprolitic soils. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING*, 12, 1989, Rio de Janeiro. *Proceedings ... Rio de Janeiro: ISRM*, 1989. v. I. p533 - 542.
- MATTOS, J.T. de (1986). *Caracterização do comportamento geológico- estrutural na região da Represa de Furnas (MG) com dados de Sensoriamento Remoto*. São Paulo, IG - USP, 1986. 181p. Tese (Doutorado em Geociências) - IG, USP, 1986.



- MENESES, P.R. (1986). *Avaliação e seleção de bandas do sensor "Thematic Mapper" do Landsat 5 para a discriminação de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí como subsídio ao mapeamento de semi-detálhe*. São Paulo : IG - USP, 1986 .233p. Tese (Doutorado em Geociências) - IG, USP, 1992.
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F.DE; SIMÕES, L.S.A. (1985). As estruturas dobradas na região de Atibaia – SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo : SBG, 1985. v.1, p159-168.
- MOREIRA, A. A. N.; (1977). CAMELIER, C.Relevo. In: Geografia do Brasil: Região Sudeste. Rio de Janeiro: SERGRAF – IBGE, 1977. vol.3, p. 1 – 50.
- MORI, R.T.; LEME, C.R.M.; ABREU, F.L.R.; PAN, Y.F. (1978). Saprolitos de basalto - Um estudo de seu comportamento geotécnico em maciços compactados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, 6, 1978, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: ABGE, 1978. v.1. p..
- NEVES, M.A. (1999). *Evolução Cenozóica da região de Jundiá (SP)*. Rio Claro. 135p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- NIEBLE, C.M.; CORNIDES, A.T.; FERNANDES, J.K. (1985). Regressive failure originated by relict structures in saprolites. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMECHANICS IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, 1, 1985, Brasília. *Proceedings ...* Brasília : ABMS, 1985. v.2, p. 41 - 48.
- NORTHFLEET, A.A.; BETTINI, C.; CHAVES, H.A.F. (1971) Aplicação de geomatemática à prospecção de petróleo: análise de fraturas por poliedros ortogonais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. V.3, p.61-70.
- NOVO, E. M. L. M. (1989). *Sensoriamento Remoto - Princípios e Aplicação*. São Paulo: Edgard Blücher, 1989, 308p.

- NUNES, A. J. ; FERNANDES, C. E. M. (1985). Slides in saprolites from gneissic rocks with relict slip surfaces. The BNDES case history. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMECHANICS IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, 1, 1985, Brasília. *Proceedings...* Brasília: ABMS, 1985. V2, p. 49-59.
- OGUNSANWO, O. (1986) Influence of angle of inclination of schistosity planes on geotechnical properties of a schist saprolite. *Engineering Geology*, Amsterdam, v.23: p. 137-143.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D. ; POHN, H. A. (1976). Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, New York. V.87, n.10: p. 1463-69, 1976.
- OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F.; BARBIERI, JL.; ROTTA, C.L.; TREMOCOLDI, W. (1982). Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadrícula de Araras. *Boletim Técnico do Instituto Agrônomo*, Campinas, n.41, 180p, 1982.
- OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. (1984). Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: quadrícula de São Carlos memorial descritivo. *Boletim Técnico do Instituto Agrônomo*. Campinas, n.98: p.1 – 188, 1984.
- OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. (1985). Projeto Atibaia: geologia da quadrícula de Atibaia. Relatório final. São Paulo, Pró-Minério – Unesp, 1985. 117p (inédito).
- PANET, M.; VORMERINGER, R.; VIGIER, G.; GOODMAN, R.E (1969). Graphical stability analysis of slopes in jointed rock. *Journal Soil Mechanics and Foundation Division*. ASCE. V. 95, n. SM2, p. 685-686.
- PARAGUASSU, A.B.; BJORNBERG, A.J.S.; VILAR, O.M.; RODRIGUES, J.E. (1985). Erosão : feições ocorrentes nas nascentes dos rios. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1985. v. 1, p.301 - 307.
- PARKER, H.D. (1989). *The Gis sourcebook*. Colorado: Gis World Inc. 1989. 173p.

- PASTORE, E.L. (1992). *Maciços de solos saprolíticos como fundação de barragens de concreto gravidade*. São Carlos: EESC-USP, 1992 .290p. Tese (Doutorado em Geotecnia) - EESC, USP, 1992.
- PIUCCI, J.; MACHADO, Fº, J.G.; FEITOSA, J.A.G. (1981) Observação de comportamento como base para o projeto de taludes de corte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3, 1981, Itapema. *Anais ... Itapema*: ABGE, 1981. v. 2, p. 313 - 330.
- PLICKA, M. (1974). Observations on joint zones in moravia, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Utah. *Proceedings...Utah: geol. Assoc. pub.*, 1974. V. 5, p. 279-289.
- PONÇANO W.L. (1981). As coberturas cenozóicas. In: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, escala 1:500.000. São Paulo: IPT – DMGA, 1981. v.1, p. 82 – 102.
- RAMANA, Y.V.; GOGTE, B.S. (1989). Dependence of coefficient of sliding friction in rocks on lithology and mineral characteristics. *Engineering Geology*, Amsterdam, v.26: p.271 - 279, 1989.
- RAY, R.G. (1955) *Photogeology in geologic interpretation and mapping*, V.S, Geological Survey Preliminary Report, 1955.
- RAY, R.G. (1963). *Fotografias aéreas na interpretação e mapeamento geológico*. São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico, 1963 . 2v.
- RIEDEL, P.S. (1994). *Condicionantes estruturais na estabilidade de taludes: uma abordagem regional, com apoio de técnicas de sensoriamento remoto*. São Carlos. 235p. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- RIVEREAU, J.C. (1970). *Curso defotointerpretação: notas de aula*. Brasília: UnB, Departamento de Geociências, nov.1970. 128 p (Série didática,4).

- RUXTON, B.P. & BERRY, L. (1957). Weathering of granite and associated erosional features in Hong-Kong. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 68, p. 1263 - 1292, 1957.
- SAMPAIO, O. S.(1987). *Estudo do fraturamento como subsídio à pesquisa de água subterrânea no Estado do Sergipe: Uma abordagem através de dados de Sensoriamento Remoto*. São José dos Campos: INPE, 1987. 128p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), INPE, 1987.
- SANTOS, A.R. (1972). Conceituação geológica e geotécnica dos diferentes horizontes de solos e rochas típicas do maciço metamórfico da Serra do Mar. In: SEMANA PAULISTA DE GEOLOGIA APLICADA, 4, 1972, São Paulo. *Atas...* São Paulo: IPT, 1972. p.265 - 274.
- SANTOS, A.R.dos; ANJOS, C.E.dos; BARBOSA, M.P.; VENEZIANI, P. (1982). *Interpretação geológico-estrutural utilizando produtos de sensoriamento na região de Carrancas. Minas Gerais, Brasil*. São José dos Campos: INPE, 1982. 17 p. (INPE- 2528-RPE/416).
- SANTOS, L.dos; D'ALGE, J.C.L. (1990). Confecção de mapas de trafegabilidade do terreno usando SIG e imagens de satélite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6, 1990, Manaus. *Anais ...* Manaus : INPE : SELPER : ISPRS , 1990. v.3. p.763 - 765.
- SARDINHA, A.E.; SCHWAB, P.R.; KOMESU, L. (1981). Utilização de saprolitos de basalto em aterros compactados na Usina Hidroelétrica de Salto Santiago-Eletrosul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 3, 1981, Itapema. *Anais ...* Itapema: ABGE, 1981. v.2, p.93 - 120.
- SETZER, J. (1966). *Atlas climático do Estado de São Paulo*. São Paulo: Comissão Interestadual da bacia do Paraná – Uruguai, 1966. 61 p. ilustrada.
- SILVA, E. L. da (2000). *A influência do intemperismo na estabilidade de taludes de corte rodoviários na região de Jundiá, leste do estado de São Paulo*. Rio Claro, 173p.

Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SLATER, P.N. (1980) *Remote Sensing. Optics and Optical Systems Reading: Addison - Wesley, 1980. 575 p.*

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. (1976). Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. *Not. Geomorfológica*, Campinas, v.16, n.32: p.71-104.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; BORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. (1982). Lineamentos em imagens Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 1, 1982, Brasília. *Anais ...* São José dos Campos : CnPq / INPE, 1982. v. 1, p. 143-156.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M. (1982). Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982, Brasília. *Anais ...* Brasília: INPE, 1982. v. 1, p. 143 - 156.

SOWERS, G.F. (1953). Soil problems in the Southern Piemont Region. *Proc. ASCE*, v. 80, Separate 416, p. 18, 1953.

SOWERS, G.F. (1963). Engineering properties of residual soils derived from igneous and metamorphic rocks. In: PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 2, 1963, São Paulo. *Proceedings ...* São Paulo: ISRM:ABMS, 1963. v. 1, p. 39 - 62.

SOWERS, G.F. (1967). *Diseussion. In: PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 3, 1967, Caracas. Proceedings ...* Caracas: ISRM:ABMS, 1967. v.3, p. 135 - 143.

- SOWERS, G.F. (1985). Residual soils in the United States. In: Brand, E.W. & PHILLIPSON, H.B. (eds) *Sampling and Testing of Residual Soils: A review of international practice*, Scorpion, Hong Kong, p.183-191.
- ST JOHN, B.J.; SOWERS, J.F.; WEAVER, C.H.E. (1969). Slickensides in residual soils and their engineering significance. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 7, 1969, México. *Proceedings ... México: ISRM, 1969. p. 591 - 597.*
- TAN, B.K. (1988). Engineering geologic studies of landslides in residual soils in Rocho, Peninsular Malaysia. In: Bonnard, C. (ed.) *Landslides*. Rotherdam: A.A. Balkema, 1988. vol. I, p. 325 - 329.
- TEIXEIRA, A. L. de A. ; MORETTI, E. ; CHISTOFOLETTI, A. (1992). *Introdução aos Sistemas de informação geográfica*. Rio Claro, 1992. 33 p.
- UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA. (1993) *Estudos topográficos, geológicos Paulínia-Petrobrás*. Rio Claro: Unesp - Petrobrás, 1993. 60p (Relatório interno).
- VARGAS, M. (1953). Some engineering properties of residual clay soils occurring in southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 3, 1953, Zurich. *Proceedings...* Zurich, 1953. v.1, p67-71.
- VARGAS, M. (1963). Prolegomenos para uma futura mecânica das rochas decompostas. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE GRANDES BARRAGENS, 3, 1963, São Paulo. *Anais...* São Paulo: CBGB, 1963. p. 10.
- VARGAS, M. (1971). Slope stability in residual soils. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, 4, 1971, San Juan. *Proceedings ... San Juan: ISRM, 1971. v.3, sec.2.*
- VARGAS, M. (1974). Engineering properties of residual soils from south central region of Brasil In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL

ASSOCIATION ENGINEERING GEOLOGY, 2, 1974, São Paulo. *Proceedings...*
São Paulo: IAEG, 1974. v. 1.

VARGAS, M.; SILVA, F.P.; TUBIO, M. (1965). Residual clay dams in the State of São Paulo, Brasil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 6, 1965, Montreal. *Proceedings...* Montreal: IAEG, 1965. v.2, p. 578-582.

VARNES, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: Landslides: Analysis and control. *Transportation Research Board*, Washington, 1978. p 11-33 (Special Report, 176).

VAUGHAN, P.R.; KWAN, C.W. (1984). Weathering, structure and in situ stress in residual soils. *Géotechnique*, London, v.34, n.1: p.43 - 59, 1984.

VAUGHAN, P.R.; MACCARINI, S.M; MOKHTAR,S.M. (1988). Indexing the engineering properties of residual soils. *Quarterly Journ. Eng. Geology*, London, v.21: p.69 -84, 1988.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos. (1982). *Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicação em Geologia*. São José dos Campos: INPE, 1982. 61 p. (INPE - 2227 - MD/014).

VERGARA, M.L.L. (1971). *Manual de Fotogeologia*. Madrid:Servicio de Publicaciones de la Junta de Energia Nuclear, 1971. 284p.

VILAR, O. M. (1988). *Mecânica dos solos*. São Carlos : Escola de Engenharia de São Carlos - USP, 1988. 222p. (publicação 016189).

WERNICK, E.; SINELLI, O. (1970). Análise estrutural em Geomorfologia. *Not. Geomorfológica.*, v.10, n.20: p.39-54.

WERNICK, E.; PENALVA, F. (1978). Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. *Rev. Bras. Geol.*, São Paulo, v.8, n.2: p.113-133.

- WERNICK, E. (1978). Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geol.*, São Paulo, v.8, n.3: p. 206-216.
- WERTZ, J.B. (1974). Detection and significance of lineaments and lineament intersections in parts of the Northern Cordillera. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Utah. *Proceedings...* Utah: Geol. Assoc. Pub., 1974. v.5, p 42-53.
- WOLLE, C.M. (1985). Slope stability. Peculiarities of geotechnical behaviour of tropical lateritic and saprolitic soils. *Progress Report*, Theme 3.2, Brazilian Society for Soil Mechanics, São Paulo, p. 164-214, 1985.
- WOLLE, C. M. ; (1985). (*Peculiarities...*) Committee on tropical Soils, Issmfe. Peculiarities of Geotechnical Behavior of Trop. Lateritic and Saprolitic Soils: Progress Report, 1982 - 1985, SP. Abms, 1985 - parte de Monografia, 110p.
- WOLLE, C. M. (1985). Estabilidade de encostas naturais em solos tropicais. In: Anais do Colóquio sobre solos tropicais e suas aplicações em Engenharia Civil, 1985. 145 p.
- WOLLE, C. M. (1997). Ruptura de um talude rodoviário condicionada por estruturas reliquias e sua estabilização. In: Simp. De Pesquisa da EP-USP, 1997. 85p.
- WOLLE, C. M. (1997). Estabilidade de taludes naturais e de corte. In: Simp. De Pesquisa da EP-USP. 1997 -- EPUSP, 1997.
- WOLLE, C. M. (1992). Taludes (em Negro Jr, A, Org. et. al. Solos da cidade de São Paulo: Abms, Abif. 1992. Monografia, 124 p.
- YURUI, L. & BING, X. (1986). Study on the rock mass structure and the rock slope stability. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF INTERNATIONAL ASS. OF ENG. GEOLOGY, 5, 1986, Buenos Aires. *Proceedings ...* Buenos Aires: IAEG, 1986. v. 1, p. 20-25.

ZÁRUBA, Q.; MENCL, V. (1982). *Landslides and their control*. Amsterdam : Elsevier, 1982. 324p. (Developments in Geotechnical Engineering, 3 1).