

SOLANGE FRANCIELI VIEIRA

**ANÁLISE E MAPEAMENTO DAS ÁREAS SUSCETÍVEIS A  
MOVIMENTOS DE MASSA NO SETOR CENTRAL DA SERRA DA  
ESPERANÇA, NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E  
PRUDENTÓPOLIS – PR**

FLORIANÓPOLIS

2008.

Universidade Federal de Santa Catarina  
Centro de Filosofia e Ciências Humanas  
Departamento de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**Solange Francieli Vieira**

**ANÁLISE E MAPEAMENTO DAS ÁREAS SUSCETÍVEIS A  
MOVIMENTOS DE MASSA NO SETOR CENTRAL DA SERRA DA  
ESPERANÇA, NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E  
PRUDENTÓPOLIS – PR**

**Orientador: Prof. Dr. Joel R. G. M. Pellerin**

**Dissertação de Mestrado**

Área de Concentração: Utilização e Conservação dos Recursos Naturais

Florianópolis/SC, 01 de julho de 2008.

ANÁLISE E MAPEAMENTO DAS ÁREAS SUSCETÍVEIS A MOVIMENTOS DE MASSA  
NO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA, NA DIVISA ENTRE OS  
MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS – PR

Solange Francieli Vieira

Coordenador: \_\_\_\_\_

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Utilização e Conservação dos Recursos Naturais, do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de mestre em Geografia.

BANCA EXAMINADORA

\_\_\_\_\_  
Orientador: Prof. Dr. Joel R. G. M Pellerin (UFSC).

\_\_\_\_\_  
Prof<sup>a</sup>. Dra. Gisele Camargo (UNICENTRO).

\_\_\_\_\_  
Prof<sup>a</sup>. Dra. Maria Lúcia de Paula Herrmann (UFSC).

Florianópolis/SC, 01 de julho de 2008.

Numa folha qualquer eu desenho um sol amarelo  
E com cinco ou seis retas é fácil fazer um castelo...

Corro o lápis em torno da mão e me dou uma luva  
E se faço chover com dois riscos tenho um guarda-chuva...

Se um pinguinho de tinta cai num pedacinho azul do papel  
Num instante imagino uma linda gaivota a voar no céu...

Vai voando contornando a imensa curva Norte e Sul  
Vou com ela viajando Havaí, Pequim ou Istambul  
Pinto um barco a vela branco navegando é tanto céu e mar  
Num beijo azul...

Entre as nuvens vem surgindo um lindo avião rosa e grená  
Tudo em volta colorindo com suas luzes a piscar...

Basta imaginar e ele está partindo, sereno e lindo se a gente quiser  
Ele vai pousar...

Numa folha qualquer eu desenho um navio de partida  
Com alguns bons amigos bebendo de bem com a vida...

De uma América a outra eu consigo passar num segundo  
Giro um simples compasso e num círculo eu faço o mundo...

Um menino caminha e caminhando chega no muro  
E ali logo em frente a esperar pela gente  
O futuro está...

E o futuro é uma astronave que tentamos pilotar  
Não tem tempo, nem piedade, nem tem hora de chegar  
Sem pedir licença muda a nossa vida e depois convida  
A rir ou chorar...

Nessa estrada não nos cabe conhecer ou ver o que virá  
O fim dela ninguém sabe bem ao certo onde vai dar  
Vamos todos numa linda passarela de uma aquarela  
Que um dia enfim descolorirá...

**Aquarela** (Toquinho/ Vinícius de Moraes/ G. Morra e M. Fabrício).

**Dedico este trabalho a Deus sem o qual eu não teria conseguido, e também a minha família pelo incentivo, amor e torcida.**

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço muito a Deus, por ter permitido que eu fosse aprovada no mestrado e por ter me dado forças e persistência para chegar ao fim desta dissertação.

A imensa gratidão aos meus pais Maria Júlia e Sebastião, pelo apoio e confiança em mim depositado. E aos meus queridos irmãos Lisandro Cesar e Luis Carlos, e a minha cunhada Gláucia pelo carinho e incentivo.

Ao Professor Doutor Joel Robert Georges Marcel Pellerin por ter aceitado orientar meu trabalho e com isso compartilhando comigo seus sábios conhecimentos e vasta experiências de campo e laboratório, o meu muito obrigado.

Ao Felipe, pelo amor, compreensão, e, sobretudo pela paciência e incentivo nas horas mais difíceis desta pesquisa.

Ao CNPQ pelo apoio financeiro concedido no segundo ano deste mestrado.

Meu muito obrigado ao Professor Luiz Antônio Paulino pelos ensinamentos de geoprocessamento e pela ajuda na confecção dos cartogramas, ao José Henrique Vilela pelo capricho na edição e acompanhamento na confecção dos mapas.

A Gisele Camargo por ter me orientado na elaboração de meu projeto de seleção do mestrado e pelas sugestões no desenvolvimento de minha pesquisa.

A Edna Lindaura Luiz, pelos conselhos no projeto, pelos textos fornecidos e por sua contribuição tão válida na qualificação deste projeto.

Ao pessoal da Concessionária Caminhos do Paraná e do IAP pelo apoio em campo. Em especial ao Engenheiro Agrônomo Jairo do IAP - Guarapuava pelo intercâmbio feito com a concessionária através do Sr. Luiz Artur o qual foi o mediador deste contato. O meu muito obrigado aos Engenheiros Rui, Sandro e Jean da Concessionária Caminhos do Paraná os quais colaboram na finalização das atividades de campo, bem como apoiaram a conclusão desta pesquisa.

Meu agradecimento ao Professor Adalto Lima e aos colegas Andrei L. Binda, Leandro Mascarello, Wellington e Diego pelo auxílio e contribuição nas atividades de campo.

Ao Professor João José Bigarella pelos ensinamentos passados em campo, pelo material disponibilizado, pelas dúvidas esclarecidas e pelo exemplo de pesquisador .

A colega Giseli Lima, pelo auxílio nas análises granulométricas.

De modo geral, muitas pessoas colaboraram para a realização desta pesquisa, assim gostaria de deixar registrado o meu muito obrigado: Edison Tomazzoli - UFSC (pela orientação na confecção dos diagramas de rosetas, e na medição das fraturas); João Carlos Grê – UFSC (auxílio na formatação dos dados granulométricos); Marcelo Accioly T. de Oliveira - UFSC (pelas contribuições e sugestões na qualificação desta pesquisa); Mauricio Camargo Filho – UNICENTRO (pela contribuição no campo realizado em março); Luiz Gilberto Bertotti - UNICENTRO (por ter aceitado ler meu texto e assim colaborado na correção); Silvia Midori Saito, Kleber Nunes e Celso Vieira – UFSC (pelos textos e artigos disponibilizados); Harideva Égas - UFSC (pelas dicas e contribuição na qualidade das figuras) e ao Niceu - IAP (pelo fornecimento das fotografias aéreas da Serra da Esperança).

Á grande amiga Marli Alberti – UEPG, meu muito obrigado pela aquisição do mapa geológico do Estado do Paraná, carta topográfica analógica Itapará, por seu intermédio no transporte a campo na Serra da Esperança, e pela sua linda amizade.

A Miriam, pelas palavras de otimismo as quais conseguiram amenizar tanta angústia e saudade principalmente nos momentos finais desta dissertação.

Aos colegas do mestrado, pelas festas animadas, pelos churrascos, pelo aniversário longe da família e por se tornarem meus amigos. Em especial para Claudia que me acolheu em sua casa e que se mostrou uma verdadeira amiga em todos os momentos; a Traudi pela companhia e amizade nos momentos de tristeza e saudade da família; e a Márcia pela valiosa amizade desenvolvida durante o mestrado.

Á Geruza e Andréia companheiras de república, pela tão proveitosa convivência e amizade.

Por fim, não poderia esquecer das minhas grandes amigas de Guarapuava que ficaram na torcida e na saudade, em especial Julianna kowalski, Elimara Toledo e Daliane Lima.

**A todos o meu muito obrigada!!!**

## RESUMO

Este trabalho é resultado de um estudo sistemático de mapeamento geológico e geomorfológico no setor central da Serra da Esperança que separa o Segundo do Terceiro Planalto Paranaense, nos limites dos municípios de Guarapuava e Prudentópolis - PR, a qual teve por objetivo analisar as áreas suscetíveis a movimentos de massa, com ênfase nos fatores estruturais e geomorfológicos como condicionantes dos processos. Foram gerados dois mapas temáticos fundamentais, geológico e geomorfológico. Nos quais foi possível: delimitar os limites entre as Formações Serra Geral, Botucatu e Rio do Rasto, analisar as características dos materiais do substrato, identificar as áreas de planícies e várzeas, definir as principais direções de lineamentos estruturais, reconhecer as unidades geomorfológicas, as formas de relevo, as formações superficiais, traçar a hidrografia, bem como identificar os locais que sofreram movimentação (quedas de bloco e deslizamentos) na Serra da Esperança. Foram confeccionados também os mapas de declividade derivados da carta topográfica Itapará, 1:50000, o mapa planialtimétrico com a localização dos principais processos de movimentos de massa levantados na Serra e o mapa hipsométrico. Os cartogramas digitais gerados foram elaborados mediante fotointerpretação, juntamente com minuciosos trabalhos de campo, análise do mapa geológico do Paraná, imagens de satélite e da carta topográfica Itapará, a qual foi digitalizada. Por conseguinte, foi criado a partir do MNT (modelo numérico do terreno) o bloco diagrama para ilustração do relevo e para análise das fraturas foram elaborados os diagramas de rosetas com os lineamentos amostrados em campo e com os medidos pela fotointerpretação. Aplicou-se ainda a metodologia de resistência global das rochas adaptada de Selby (1982), com ela foi possível estabelecer as resistências das rochas que compõem a Serra da Esperança e, desta forma, traçar o nível de influência deste fator na questão da instabilidade nas encostas da região. Os mapas base depois de confeccionados foram analisados e, com ajuda de todos esses dados, resultaram no Mapa de Suscetibilidade à Movimentos de Massa da Escarpa da Esperança. Assim sendo, o desenvolvimento deste trabalho possibilitou a elaboração de um diagnóstico das áreas com suscetibilidade geológica e geomorfológica associados a movimentos de massa.

Palavras – chave: movimentos de massa, suscetibilidade e mapeamento geológico-geomorfológico.



## ABSTRACT

This work is resulted of a systematic study of geological and geomorphological map in the Serra da Esperança that separates the second of the third plateau Paranaense, in the limits of the municipal districts of Guarapuava and Prudentópolis - PR, which had for objective to analyze the susceptible areas to mass movements, with emphasis in the structural factors and geomorphological as condicionantes of the processes. With the map two fundamental thematic maps were generated, that were the geological maps and geomorphological. Us which they were possible: to delimit the limits among the Formations Serra Geral, Botucatu and Rio do Rasto, to analyze the characteristics of the materials of the substratum, to identify the areas of plains and swamps, to define the main directions of structural fractures, to recognize the units geomorphological, the relief forms, the superficial formations, to trace the hidrography, as well as to identify the places that suffered movement in the Serra da Esperança. They were also made the maps of the steepness derived of the topographical letter Itapará, 1:50000, the planialtimetrical map with the principal processes of lifted up mass movements location in the Serra and the hipsometrical map. The generated digital maps were elaborated by fotointerpretation, together with meticulous field works, analysis of the geological map of Paraná, satellite images and of the topographical card Itapará, which was digitalized. Consequently, from of MNT was created (I model numeric of the land) the block diagram for illustration of the relief and for analysis of the fractures the rose diagrams were elaborated with the fractures amostrated in field and with the measured ones for the fotointerpretation. It was still applied the methodology of global resistance of the rocks adapted of Selby (1982), with her it was possible to establish the resistances of the rocks that compose the Serra da Esperança and, this way, to trace the level of influence of this factor in the subject of the instability in the hillsides of the landscape area. The maps base after having made was analyzed and, with help of all those data, resulted in the susceptibility map to movements of mass of the Escarpa da Esperança. Like this being, the development of this work made possible the elaboration of a diagnosis of the areas with geological susceptibility and geomorphological associated to mass movements.

Key Words: susceptibility, map geological-geomorphological and mass movements.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 Deslizamento em abril de 1998.....	16
FIGURA 2 Deslizamento em abril de 1998.....	16
FIGURA 3 Imagem da área de estudo .....	22
FIGURA 4 Proposta de classificação de movimentos de massa.....	43
FIGURA 5 Sinais que evidenciam a presença de rastejo.....	46
FIGURA 6 Corrida de detrito de grande intensidade na fachada atlântica da Serra do Mar e no seu prolongamento na Serra Geral, no Sul de Santa Catarina. ....	47
FIGURA 7 Corrida de detrito de grande intensidade na fachada atlântica da Serra do Mar e no seu prolongamento na Serra Geral, no Sul de Santa Catarina. ....	47
FIGURA 8 Modelo da ficha Básica <i>DesInventar</i> .....	66
FIGURA 9 Cicatriz de deslizamento de maior área exposta .....	84
FIGURA 10 Reativação de processos na cicatriz de deslizamento de maior área exposta.....	84
FIGURA 11 Reativação de processos na cicatriz de deslizamento de maior área exposta.....	84
FIGURA 12 Derrame de basalto entre o arenito Botucatu .....	86
FIGURA 13 Bloco diagrama da Cicatriz de deslizamento de 1998 .....	86
FIGURA 14 Deslizamento translacional raso no Arenito Botucatu.....	92
FIGURA 15 Deslizamento raso no basalto alterado.....	92
FIGURA 16 Queda de bloco no Arenito Botucatu, nas margens da rodovia.....	92
FIGURA 17 Queda de bloco no Arenito Botucatu, nas margens da rodovia.....	92
FIGURA 18 Deslizamento e queda de blocos no Arenito Botucatu.....	93
FIGURA 19 Queda de Bloco no Botucatu, na curva antes da Ponte do Rio Tigrinho ..	93
FIGURA 20 Queda de bloco no arenito Rio do Rasto e deslizamento do basalto alterado .....	93
FIGURA 21 Deslizamento rotacional na Formação Rio do Rasto.....	94
FIGURA 22 Deslizamento rotacional, no depósito da encosta.....	98
FIGURA 23 Deslizamento rotacional em dois setores da mesma encosta .....	98
FIGURA 24 Deslizamento rotacional em dois setores da mesma encosta .....	98
FIGURA 25 Cicatriz de deslizamento.....	99
FIGURA 26 Reativação da cicatriz de deslizamento.....	99
FIGURA 27 Pequeno Rio entalhando depósito de encosta .....	100
FIGURA 28 Detalhe do processo de alargamento das margens do canal, decorrente do deslizamento e da erosão das margens.....	100
FIGURA 29 Detalhe dos materiais que compõem o depósito de encosta.....	101
FIGURA 30 Área com intensa movimentação e ravinamento .....	101
FIGURA 31 Deslizamento na margem direita do rio Xaxim .....	105
FIGURA 32 Deslizamento do arenito Rio do Rasto.....	105
FIGURA 33 Deslizamento do arenito Rio do Rasto.....	105
FIGURA 34 Deslizamento nas margens da antiga rodovia (ao Sul da atual).....	106
FIGURA 35 Marcas de depósitos de grandes planícies.....	117
FIGURA 36 Marcas de depósitos de grandes planícies.....	117

FIGURA 37 Arenitos e siltitos/argilitos da Formação Rio do Rasto.....	117
FIGURA 38 Arenitos e siltitos/argilitos da Formação Rio do Rasto.....	117
FIGURA 39 Arenito Botucatu .....	122
FIGURA 40 Arenito subaquático .....	125
FIGURA 41 Depósito subaquático .....	125
FIGURA 42 Esboços do contacto do derrame com o arenito Botucatu na Serra da Esperança no perfil Prudentópolis – Guarapuava (Paraná) .....	128
FIGURA 43 Espesso pacote de basalto, alterado da Formação Serra Geral .....	131
FIGURA 44 Espesso pacote de basalto, formado de derrames sucessivos de lavas da Formação Serra Geral.....	131
FIGURA 45 Lineamentos interpretados no Estado do Paraná.....	134
FIGURA 46 Imagem sombreada extraída do MNT .....	135
FIGURA 47 Diagrama de rosetas dos lineamentos fotointerpretados no setor central da Serra da Esperança, na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis/PR .....	136
FIGURA 48 Diagrama de rosetas das fraturas amostradas em campo, no setor central da Serra da Esperança, na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis/PR. ....	137
FIGURA 49 Fraturas na rocha exposta do Arenito Botucatu.....	138
FIGURA 50 Diáclases de descompressão no paredão do Arenito Botucatu, nas margens da rodovia BR 277.....	141
FIGURA 51 Diáclases de descompressão no paredão do Arenito Botucatu, nas margens da rodovia BR 277.....	141
FIGURA 52 Manto de intemperismo, derivado da alteração do basalto que recobre o arenito eólico Botucatu.....	144
FIGURA 53 Gráfico de frequência acumulada, obtido através de análises granulométricas em amostras da área de estudo .....	146
FIGURA 54 Cicatriz de deslizamento, localizada as margens da rodovia da BR 277. ....	149
FIGURA 55 Formação Rio do Rasto .....	152
FIGURA 56 Formação Rio do Rasto .....	152
FIGURA 57 Topo de derrame da Formação Serra Geral.....	152
FIGURA 58 Topo de derrame da Formação Serra Geral.....	152
FIGURA 59 Bloco diagrama do setor central da Serra da Esperança.....	157
FIGURA 60 Ruptura de declive no arenito subaquático porção inferior da Formação Botucatu. ....	162
FIGURA 61 Voçoroca em antiga estrada em direção ao morro do Chapéu.....	164
FIGURA 62 Voçoroca em antiga estrada em direção ao morro do Chapéu.....	164

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 1: Algumas propostas brasileiras para classificação dos movimentos de massa.....	44
---	----

QUADRO 2: Classificação da Resistência Global das Rochas .....	78
QUADRO 3: Classe de grau de alteração da rocha .....	79
QUADRO 4: Orientação das juntas .....	80
QUADRO 5: Deslizamentos e Quedas de bloco levantados nas margens da Rodovia BR 277. ....	95
QUADRO 6: Processos mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao Norte da atual) .....	103
QUADRO 7: Processos Mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao sul da atual) .....	106
QUADRO 8: Síntese das características do sistema estrutural do Estado do Paraná. ....	139
QUADRO 9: Resultado Final da Resistência das rochas do setor central da Serra da Esperança .....	153
QUADRO 10: Resultado obtido somente com análise do primeiro parâmetro avaliado: Resistência da rocha fresca. ....	154

## **LISTA DE MAPAS**

MAPA 1: Localização da área de estudo .....	21
MAPA 2: Hipsométrico do setor central da Serra da Esperança .....	23
MAPA 3: Planialtimétrico do setor central da Serra da Esperança com a localização dos principais processos .....	87
MAPA 4: Declividade da Cicatriz de deslizamento de 1998 .....	88
MAPA 5: Hipsométrico da Cicatriz de deslizamento de 1998 .....	89
MAPA 6: Geológico do setor central da Serra da Esperança .....	112
MAPA 7: Geomorfológico do setor central da Serra da Esperança .....	158
MAPA 8: Declividade do setor central da Serra da Esperança .....	168
MAPA 9: Suscetibilidade da Escarpa da Esperança .....	174

## **LISTA DE SIGLAS**

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

DNIT - Diretório Nacional de Infra-estrutura de Transporte

IAP - Instituto Ambiental do Paraná

IAPAR – Instituto Ambiental do Paraná

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

DER-PR - Departamento de Estrada e Rodagens do Paraná

MINEROPAR – Minérios do Paraná

# SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
<b>JUSTIFICATIVA</b> .....	19
<b>1. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	20
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	25
<b>2.1 Objetivo geral</b> .....	26
<b>2.2 Objetivos específicos</b> .....	26
<b>3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	27
<b>3.1 Vulnerabilidade, suscetibilidade, risco, perigo e desastre</b> .....	27
3.1.1 Vulnerabilidade e Suscetibilidade .....	29
3.1.2 Risco.....	31
3.1.3 Perigo .....	35
3.1.4 Desastre .....	37
<b>3.2 Aspectos teóricos dos movimentos de massa</b> .....	40
3.2.1 Tipos de movimentos de massa .....	41
3.2.1.1 Rastejo (ou reptação) .....	44
3.2.1.2 Corridas .....	46
3.2.1.3 Escorregamentos (rotacionais e translacionais) e/ou deslizamento .....	48
3.2.1.4 Queda de blocos.....	52
3.2.2 Condicionantes dos processos .....	53
<b>3.3 Cartografia geológica-geomorfológica e geoprocessamento</b> .....	55
3.3.1 Mapeamento geológico e geomorfológico .....	56
3.3.2 Metodologias para previsão de áreas instáveis.....	60

<b>4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	67
<b>4.1 Atividades de gabinete</b> .....	67
4.1.1 Levantamento bibliográfico, de dados e material cartográfico.....	68
<b>4.2 Atividades de campos e atividades de laboratório</b> .....	68
4.2.1 Fotointerpretação geológica e geomorfológica em fotografias aéreas .....	70
4.2.2 Mapa planialtimétrico e hipsométrico.....	71
4.2.3 Mapa de declividade e bloco diagrama .....	73
4.2.4 Mapeamento geológico-geomorfológico.....	74
4.2.5 Perfil estratigráfico.....	76
4.2.6 Diagrama de rosetas .....	76
4.2.7 Análises granulométricas.....	76
4.2.8 Aplicação da metodologia de Classificação da Resistência Global das Rochas .....	78
4.2.9 Confecção do Mapa de suscetibilidade a movimentos de massa .....	80
<b>5. INVENTÁRIO E LEVANTAMENTO DOS PROCESSOS OCORRIDOS NO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA</b> .....	81
<b>5.1 Inventário dos processos ocorridos no setor central da Serra da Esperança</b> .....	81
5.1.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos .....	81
<b>5.2 Processos que foram mapeados no setor central da Serra da Esperança</b> ...	90
5.2.1 Processos mapeados nas margens da atual Rodovia BR 277.....	90
5.2.1.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos .....	90
5.2.2 Processos mapeados nas margens da Rodovia antiga (ao Norte da atual) ..	96
5.2.2.1 Deslizamentos .....	96
5.2.3 Processos mapeados nas margens da rodovia antiga (ao Sul da atual).....	103
5.2.3.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos .....	103

<b>6. ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA</b> .....	107
<b>6.1 Fatores climáticos</b> .....	107
<b>6.2 Características dos materiais do substrato</b> .....	110
6.2.1 Formação Rio do Rasto.....	114
6.2.2 Formação Botucatu .....	118
6.2.3 Formação Serra Geral .....	126
6.2.4 Planície aluvial e várzea do planalto.....	132
6.2.5 Elementos estruturais .....	132
6.2.6 Análises granulométricas.....	145
6.2.7 Classificação da resistência global das rochas .....	149
<b>6.3 Aspectos geomorfológicos</b> .....	155
6.3.1 Modelados de dissecação e de acumulação .....	159
6.3.2 Formas e elementos estruturais .....	161
6.3.3 Processos dominantes na encosta .....	162
6.3.4 Formas de erosão.....	163
6.3.5 Hidrografia .....	165
6.3.6 Fator declividade .....	165
<b>6.4 Interferência antrópica</b> .....	170
<b>7. AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA NA ESCARPA DA ESPERANÇA</b> .....	172
<b>8. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	177
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	182
<b>ANEXO 01</b> .....	192

“A geografia é, assim, o ato de estabelecer limites, colocar fronteiras, fundar objetos espaciais, orientá-los, ou, em poucas palavras, o ato de qualificar o espaço; mas é também simultaneamente a possibilidade de pensar estas ações dentro de um quadro lógico, de refletir sobre esta ordem e sobre seus sentidos”

(GOMES, 1997, P.36).



## INTRODUÇÃO

Os movimentos de massa são processos geomorfológicos, dentre outros, responsáveis pela esculturação do relevo, os quais modelam as formas e são responsáveis pela evolução morfológica das vertentes. Estes processos por si só não oferecem riscos ao homem, no entanto, quando áreas que possuem características físicas suscetíveis à movimentação são ocupadas ou sofrem alteração antrópica, aí sim se transformam em áreas de risco. Como resultado desta interferência humana podem ocorrer desastres gravíssimos decorrentes da deflagração de movimentos de massa.

Com isso, percebe-se a relevância que o estudo e a análise de áreas com predisposição a sofrer movimentação apresentam, fato este que demonstra o interesse de vários campos do conhecimento – como a geografia, geomorfologia, geologia, hidrologia, engenharia civil, arquitetura, dentre outras - em focar a compreensão dos movimentos de massa. Tais diversidades de pesquisas, concentrados em variados campos da ciência, vêm ocorrendo devido aos grandes prejuízos e perdas de vidas que estes processos têm causado, principalmente em ambientes urbanos.

Desse modo, inúmeras pesquisas têm sido realizadas sobre a temática de movimentos de massa, algumas têm como foco a definição dos fatores condicionantes que levam a deflagração destes processos (VIEIRA, 2005), onde grande parte dos trabalhos enfatiza o fator água como principal elemento deflagrador (RAIMUNDO, 1998).

Outras pesquisas têm como objeto de estudo o risco de escorregamentos (AUGUSTO FILHO, 1994; CERRI, 1995; DAL'ASTA, 2005) causado pela ocupação em áreas inadequadas devido à modificação da dinâmica natural da vertente, que potencializa a atuação dos deslizamentos.

E por fim há autores que focalizam na suscetibilidade a movimentos de massa (ARAUJO, 2004; CRISTO, 2002; DIAS, 2000; RAMOS et al. 2005; SAITO, 2004; SOBREIRA, 2001), como é o caso desta pesquisa, cujo tema central enfoca o estudo dos fatores de suscetibilidade a ocorrência destes processos na Serra da Esperança. Para isso foi utilizado, dentre outras técnicas, o mapeamento geológico-geomorfológico

que ofereceu informações importantes para o entendimento da dinâmica geomorfológica na área pesquisada, bem como a aplicação da metodologia de resistência global das rochas para compreensão do fator estrutural na influência dos processos.

Esta dissertação teve como intuito dar continuidade à pesquisa iniciada em 2004, referente ao trabalho de conclusão de curso. A qual teve como foco principal um setor da Escarpa, caracterizando-se como um estudo de caso, mais especificamente de uma cicatriz de deslizamento. Tal processo (que originou a cicatriz) mobilizou grande quantidade de material para a rodovia (BR 277) e, segundo usuários, impediu o tráfego de veículos por quatro dias (figuras 1 e 2).



**Figuras 1 e 2: Deslizamento em abril de 1998.** Observa-se nas fotos o deslocamento de materiais intemperizados, blocos rochosos e as árvores caídas.

Foto: Gisele Camargo (abril de 1998).

Com este trabalho percebeu-se a necessidade da realização de uma pesquisa que analisasse as áreas suscetíveis à movimentação, pois foram evidenciadas algumas ocorrências destes processos em vários outros locais da Serra e também a reativação de antigos processos.

Por conseguinte, a presente pesquisa abrangeu uma área maior da Serra<sup>1</sup> da Esperança, aonde foram estudados os fatores que estão deixando a área suscetível aos movimentos de massa. No levantamento realizado para o Trabalho de Conclusão de Curso (2004-2005), percebeu-se a necessidade de aprofundar dois fatores importantíssimos na evolução do relevo da Serra da Esperança que condicionam processos morfológicos na encosta, são eles: o fator estrutural (principalmente fraturas e falhas) e o fator geomorfológico. Esses dois aspectos são de grande relevância, pois foram observadas fraturas na cicatriz de deslizamento, que podem ter atuado na desestabilização da encosta, juntamente com a alta pluviosidade. Foi o caso do deslizamento de maior área exposta ocorrido em abril de 1998, onde a pluviosidade excedeu à média dos anos anteriores<sup>2</sup>.

Todavia, não somente estes fatores foram os responsáveis pelos deslizamentos deste ano, como também acredita-se que as modificações da encosta para construção da rodovia pode ter influenciado esses processos, devido aos cortes verticais que acentuaram ainda mais a declividade favorecendo a ocorrência de quedas de blocos e deslizamentos.

Desse modo, esse estudo procurou analisar as formas do relevo focalizando suas características morfológicas, materiais componentes, processos atuantes, fatores controladores dos movimentos de massa e características litológicas e geomorfológicas. Compreendendo assim, os aspectos geomorfológicos e da dinâmica de funcionamento e esculturação da paisagem da Serra da Esperança.

Com efeito, enfatiza-se que a falta de uma documentação adaptada ao detalhe da escala da pesquisa dificultou o trabalho, levando em conta que foi possível utilizar apenas a carta topográfica analógica Itaparã na escala 1:50000 e o Mapa geológico do Estado do Paraná com escala 1:650000; sendo que a escala dos cartogramas finais

---

<sup>1</sup> Serra da Esperança é o nome dado à área de estudo desta pesquisa, e a qual consta nos documentos cartográficos utilizados. Contudo, compreende-se que do ponto de vista geomorfológico, seria correto utilizar a nomenclatura "Escarpa da Esperança"; uma vez que este termo representa segundo Guerra (1966, p. 158 e 361) o "aclive de terrenos que aparecem nas bordas dos planaltos, serras...", todavia, o vocábulo serra pode ser utilizado "... na descrição da paisagem física de terrenos acidentados com fortes desníveis. No Brasil elas designam, às vezes, acidentes variados, como escarpas de planaltos..."

<sup>2</sup> A média mensal da região de Guarapuava varia entre 130 a 160 mm, sendo que em abril choveu o equivalente a 518 mm.

foram de 1:25000. Somando-se a isso a base cartográfica (Carta topográfica Itapará) não apresentou uma boa precisão geométrica, a qual tanto as curvas de nível como a hidrografia não se mostraram compatíveis com os dados gerados nos *overlays* pela fotointerpretação, precisando posteriormente serem adaptados. Juntamente com isso, o Mapa de declividade foi prejudicado, devido às curvas de nível da carta estarem representadas com equidistância de 20 metros.

Dessa forma, para a análise das áreas suscetíveis a movimentos de massa na Serra da Esperança, a pesquisa foi estruturada em oito capítulos. Sendo o primeiro capítulo a Área de Estudo, onde é apresentado a localização, as principais características climáticas e os grandes aspectos geológicos e geomorfológicos da área pesquisada.

O capítulo dois aborda os objetivos gerais e específicos. A fundamentação teórica a respeito dos conceitos de vulnerabilidade, suscetibilidade, risco, perigo e desastre como também dos movimentos de massa, da cartografia geológica-geomorfológica e geoprocessamento são feitos no capítulo três.

O quarto capítulo trata dos procedimentos metodológicos, divididos em atividades de gabinete, atividades de campo e de laboratório nos quais estão descritas as etapas de confecção de cada cartograma digital (Mapa Planialtimétrico, Hipsométrico, Declividade, Geológico, Geomorfológico e de Suscetibilidade) da Serra da Esperança, como os procedimentos de fotointerpretação geológica e geomorfológica, confecção do bloco diagrama, do perfil estratigráfico, do diagrama de rosetas, do método das análises granulométricas e a aplicação da metodologia de Classificação da Resistência Global das Rochas.

O quinto capítulo refere-se ao inventário realizado sobre os processos ocorridos na Serra da Esperança, bem como os mapeados em campo.

O capítulo seis analisa as características do meio físico da Serra da Esperança, as quais encontram-se divididas em: elementos climáticos, características dos materiais do substrato (Formação Rio do Rasto, Formação Botucatu, Formação Serra Geral, Planície Aluvial e Várzea do Planalto, Elementos Estruturais, Resultados Granulométricos e da Resistência das Rochas), Fatores Geomorfológicos (Modelados: de Dissecção e de Acumulação, Formas e Elementos Estruturais, Processos

Dominantes na Encosta, Formas de Erosão, Hidrografia, Fator Declividade) e por último, porém não menos importante, a Interferência Antrópica.

O capítulo sete enfatiza a avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa na Escarpa da Esperança. E, o último capítulo, o oitavo compreende as considerações finais alcançadas com esta pesquisa, posteriormente as referências bibliográficas utilizadas na pesquisa, bem como os anexos.

## **Justificativa**

Atualmente, os fenômenos de movimentos de massa têm sido tema de muitos trabalhos, como por exemplo: Cerri (1993), Augusto Filho (1994), Fiori (1995), Luiz (1996), Fernandes e Amaral (1996), Herrmann (1999), Dias (2000), Fernandes et al. (2001), Cristo (2002), Saito (2004), Araujo (2004), Gonçalves e Guerra (2005), Carvalho e Riedel (2005), sendo estes apenas alguns dos trabalhos mais recentes, que tiveram como foco central esses processos.

Dessa forma, se objetivou realizar este trabalho devido ao conhecimento das inúmeras pesquisas realizadas com a temática movimentos de massa e da falta de trabalhos que abordem as características do meio físico da Serra da Esperança, como também, da necessidade de pesquisas em encostas onde já ocorreram ou que podem vir a deslizar.

Deste modo, a pesquisa concentrou-se na compreensão das causas e das dinâmicas dos movimentos de massa, bem como o estudo dos diversos fatores que influenciam no seu desencadeamento (geológicos, geomorfológicos, climáticos, alteração antrópica, parâmetros topográficos...).

Outro aspecto relevante esta relacionado ao fato da área de estudo estar sofrendo reativação de antigos processos<sup>3</sup>, e a deflagração de novos movimentos de massa em áreas até então consideradas “estáveis”.

---

<sup>3</sup> Vide capítulo cinco.

Por outro lado, esta pesquisa também servirá de base para trabalhos futuros, caracterizando-se como um levantamento inicial dos aspectos geológicos e geomorfológicos presentes na área de estudo, os quais resultaram em mapas específicos sobre os aspectos físicos da Serra da Esperança, até o momento inexistente na escala proposta para este trabalho.

Por fim, espera-se com esta pesquisa contribuir para a elucidação e compreensão das causas e atuação destes complexos processos modeladores do relevo na Serra da Esperança, na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis - Paraná.

## 1. ÁREA DE ESTUDO

O projeto foi desenvolvido na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis – PR, (mapa de localização 01), mais especificamente na Serra da Esperança, recortado pela Rodovia Federal BR 277 (figura 3).

A área de estudo está situada entre as coordenadas geográficas 25º 10' - 25º 25' de latitude Sul e 51º 05' – 51º 20' de longitude Oeste, na região Centro-Sul do Paraná, a aproximadamente 250 km de Curitiba (capital) entre os rios Iguaçu e Piquiri, no contato entre o Segundo com o Terceiro Planalto Paranaense.

O Terceiro Planalto é limitado pela encosta da escarpa da Serra Geral (com idade Juro-Cretácea), localmente chamada de Serra da Esperança. Esta escarpa é composta de bancos de arenitos São Bento inferior ou Botucatu coberto por lençóis de *trapp* basáltico resistentes no topo, os quais, na frente da escarpa, apresentam a espessura de 50-200 m. Este planalto mostra no seu plano de declive (a encosta da escarpa) chapadas e platôs dos lençóis de *trapp* da bacia do Paraná, as mesetas e suaves ondulações dos arenitos suprabasálticos mais recentes (MAACK, 1947).

**MAPA 1 – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO.**



**Figura 3: Imagem da área de estudo**

Fonte: Google Earth (2007), tendo sido acrescentados os Isonôimos.

Mais especificamente, na escarpa mesozóica, que eleva-se sobre a borda ocidental do Segundo Planalto, as elevações variam entre 753 e 1.245 m, como pode ser visualizado no mapa 2 hipsométrico da Serra da Esperança.

O planalto de Guarapuava possui altitudes superiores a 1.200m no topo da escarpa, declinando em direção a Oeste para 197 m no centro da bacia do Rio Paraná (MINEROPAR, 1988).



**MAPA 2 – MAPA HIPSOMÉTRICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA, NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS, PARANÁ.**

A partir da escarpa, seguindo para o interior do Terceiro Planalto em uma extensão de 30 a 70 km no sentido E-W, o relevo que tem inclinação entre 900 e 1.000 m, constituindo os denominados campos de Guarapuava, cuja fertilidade agrícola e abundância de florestas nativas, hoje substituídas em grande parte por extensas plantações de *Pinus eliotii*, atraíram a colonização e o desenvolvimento econômico da região, de grande importância na história do Paraná. Este relevo inclina-se para SW (MINEROPAR, 2007).

Com relação à geologia e a geomorfologia, a Escarpa da Esperança é a borda do Terceiro Planalto (Guarapuava), logo acima do segundo planalto (Prudentópolis), com desnível de aproximadamente 300 m<sup>4</sup>. Esta área é sustentada por bancos de arenitos eólicos e subaquáticos da Formação Botucatu e basalto da Formação Serra Geral, sendo que, em sua base, abaixo da formação Botucatu, são encontradas as rochas da formação Rio do Rasto, caracterizado por arenitos, siltitos e argilitos.

Na mesma linha, Maack (1947) descreveu que a constituição geológica do Terceiro Planalto é relativamente simples. Sobre os horizontes da Formação Rio do Rasto constituintes do pedestal da Serra da Esperança, ou da escarpa Triássico-Jurássica respectivamente, começa, em toda a sua extensão, com uma discordância de erosão, o arenito Botucatu da série São Bento com paredões e alguns degraus protegidos por lençóis de rochas básicas, diabásios, diabásio-porfiritos, meláfiros amidalóides ou também andesitos augíticos.

Essa região foi esculpida na cobertura basáltica, obedecendo aos controles litológicos e estruturais, sendo as linhas de serras divisores de água. O diaclasamento das rochas vulcânicas influenciou fortemente as direções dos rios, gerando mudanças bruscas de orientação em função das direções de fraturamento (MINEROPAR, 1988).

O aspecto da paisagem do Terceiro Planalto é determinado pelas formas de mesetas e platôs recortados do nível geral dos lençóis eruptivos. As linhas de serras mencionadas até agora nos mapas não ultrapassam o nível geral do platô, mas

---

<sup>4</sup> Esse valor corresponde somente ao setor da Escarpa, a qual alcança em certos locais 300 m de desnível.

representam realmente chapadas ou interflúvios, levemente arredondadas, no nível do plano de declive (MAACK, 1947).

Quanto aos aspectos climáticos, de acordo com a classificação proposta por Köppen, Guarapuava possui clima Cfb Subtropical Úmido (Mesotérmico), sem estação seca e com temperaturas anuais médias entre 16 e 20°C. As geadas são caracterizadas como severas, demasiadamente freqüentes (MAACK, 1981). A temperatura na região está ligada à atuação de dois sistemas, o intertropical (primavera e verão) e o extratropical (inverno) (THOMAZ e VESTENA, 2003).

As precipitações são abundantes e distribuídas ao longo do ano, assim não havendo período seco (MONTEIRO, 1963 *apud* THOMAZ e VESTENA 2003). Os fatores que influenciam o clima de Guarapuava são a altitude (>1.065m) e a continentalidade, dentre outros aspectos. A precipitação média anual da região está entre 1800 a 2000 mm, com médias mensais variando entre 130 a 160 mm. De acordo com Thomaz e Vestena (2003) o mês mais seco é agosto com 97 mm, e os meses mais chuvosos são: outubro com 202,3 mm, janeiro com 201,9 mm e dezembro com 200,00 mm.

## **2. OBJETIVOS**

A necessidade de levantamentos e estudos sobre o meio físico do setor central da Serra da Esperança foi um dos aspectos que motivou a realização desta pesquisa, bem como o diagnóstico empírico prévio sobre os movimentos de massa presentes na área e a escassez de trabalhos geoambientais específicos sobre a Serra da Esperança.

## 2.1 OBJETIVO GERAL

Estudar fatores de suscetibilidade a movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança com ênfase nos fatores estruturais e geomorfológicos como condicionantes destes processos.

## 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Levantar os processos de movimentos de massa que já ocorreram e que estão ocorrendo no setor central da Serra da Esperança;
- Analisar as características do meio físico, com ênfase nos fatores geológicos (ênfase nos fatores estruturais) e geomorfológicos que podem potencializar a ocorrência de movimentos de massa;
- Identificar e analisar as discontinuidades presentes nos solos, rochas e nos mantos de alteração da área de estudo, e as áreas suscetíveis à movimentação;
- Elaborar cartogramas digitais do meio físico, tais como: mapa planialtimétrico, mapa hipsométrico, bloco diagrama, mapa de declividade, mapa geológico e mapa geomorfológico, criando assim uma base de dados georreferenciados do setor central da Serra da Esperança e gerando informações quanto à suscetibilidade geológica e geomorfológica;
- Realizar análises granulométricas para caracterização dos materiais que constituem as encostas da área de estudo e para comparar os resultados com as análises feitas por Bigarella (1949);
- Aplicar a Metodologia da Resistência Global das Rochas proposta e adaptada de Selby (1982) nas litologias das Formações Serra Geral, Botucatu e Rio do Rasto;
- Gerar mapa de suscetibilidade a movimentos de massa na Escarpa da Esperança a partir da análise dos mapas temáticos precedentes, juntamente com os dados obtidos em campo e em laboratório.

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. VULNERABILIDADE, SUSCETIBILIDADE, RISCO, PERIGO, E DESASTRE

Considerando que a pesquisa se insere na temática ambiental, abordando a suscetibilidade a deslizamentos, se faz necessário algumas considerações sobre os conceitos básicos sobre áreas de risco, por isso buscaram-se autores que trabalham com as conceituações e definições dos termos pertinentes como: suscetibilidade, vulnerabilidade, risco, perigo e desastres, com o intuito de adotar um critério de análise dentre as várias classificações e conceituações em uso.

Quanto às conceituações, nem sempre há consenso entre os autores quanto à padronização com relação à utilização dos conceitos, existindo assim variedade bibliográfica, dificultando a identificação e o entendimento dos fenômenos físicos envolvidos nas situações onde se utiliza algum destes conceitos.

Aneas de Castro (2000, p. 01) aborda os conceitos referentes à geografia dos riscos, e afirma sobre a problemática dos conceitos, que:

[...] diversas fontes vinculam um mesmo termo a significados distintos e em ocasiões um mesmo significado corresponde a diferentes termos. Tal ambigüidade não favorece a compreensão do tema e obriga a apresentar as definições mencionadas em busca tanto de claridade e fluidez conceitual na investigação como de consenso científico [...] (Trad. Livre da autora)<sup>5</sup>.

A autora também afirma, depois de analisar algumas definições dadas em dicionários, que em todos os casos a tendência geral é que os dicionários geográficos usam indistintivamente os termos risco, perigo, e às vezes catástrofes para significar o mesmo fenômeno, criando assim grande confusão conceitual.

---

<sup>5</sup> Aneas de Castro (2000, p. 01): “diversas fuentes vinculan un mismo término a significados distintos y en ocasiones un mismo significado corresponde a diferentes términos. Tal ambigüedad no favorece la comprensión del tema y obliga a presentar las definiciones aludidas en busca tanto de claridad y fluidez conceptual en la investigación como de consenso científico”.

Esta diferenciação conceitual, segundo Saito (2004), é característica da atuação de diversos profissionais que utilizam o termo risco, no qual há o envolvimento de geógrafos, geólogos, arquitetos, engenheiros, dentre outros.

Outro problema é levantado por Marandola Jr. e Hogan (2004) com a palavra inglesa *hazard*. Este termo não possui uma palavra correspondente em português, como não há também no francês e espanhol, que exprima o seu verdadeiro significado. Por isso, a razão do problema da confusão de traduções, da utilização e do entendimento, ou seja, alguns traduzem como risco, outros como azares ou até mesmo como acidente. Também na língua inglesa há essa confusão conceitual, mas nesse caso entre os termos *risk e hazard*, onde são apresentados frequentemente como sinônimos e não é apontada com clareza a diferença que há entre eles.

Segundo os vários autores pesquisados como Lavell (1996), Cardona (1996), Marandola Jr. e Hogan (2004), Castro *et al.* (2005), dentre outros, o termo *risk* é traduzido para o português como risco, o qual significa a probabilidade de ocorrência de um evento prejudicial venha a ocorrer e não o termo inglês *Hazard*. Essa problemática ocorre devido à dificuldade (e falta de consenso dos pesquisadores) na tradução do conceito de *hazard* e o real significado da palavra portuguesa perigo.

Entretanto, esses conceitos passaram por modificações e adaptações como, por exemplo, o conceito de risco. Um marco crucial no desenvolvimento desse estudo foi à discussão da Sociedade de Risco inaugurada pela sociologia em meados da década de 80, onde foi deslocado o debate de um local circunscrito no tempo e no espaço para o âmbito das macrotransformações sociais (MARANDOLA JR. e HOGAN, 2005).

Portanto, tendo em vista a problemática conceitual a respeito dos conceitos e aplicações dos mesmos, tentar-se-á esclarecer, por meio de busca das definições e de trabalhos de diversos autores, as terminologias fundamentais de uso freqüente nas pesquisas relacionadas com o ambiente. Em especial, neste trabalho, interessa esclarecimento dos conceitos de suscetibilidade, vulnerabilidade, risco, perigo e desastre, destacando-se o conceito de suscetibilidade, que é o enfoque principal da presente pesquisa.

### 3.1.1 Vulnerabilidade e Suscetibilidade

Segundo Marandola Jr. e Hogan (2005) localizar e entender o termo vulnerabilidade é uma tarefa que não pode ser realizada sem se considerar, simultaneamente o conceito de risco em sua dimensão ambiental e num segundo momento no contexto socioeconômico.

Isso porque vulnerabilidade é um fator de risco interno de um sujeito ou do sistema exposto a uma ameaça, correspondente a sua predisposição intrínseca a ser suscetível de sofrer a perda. A diferença da vulnerabilidade dos elementos expostos diante de um evento perigoso, determina o caráter seletivo da severidade das conseqüências do evento sobre os mesmos (CARDONA, 1996).

Por Vulnerabilidade, García-Tornel (1997) entende como o grau de eficácia de um determinado grupo social para adequar suas organizações frente a aquelas compensações no meio natural que incorporam riscos. Ela aumenta em relação direta com a incapacidade do grupo humano para adaptar-se a compensação, e determina a intensidade dos danos que podem produzir. O conceito de vulnerabilidade é, portanto, estritamente de caráter social. Marandola Jr. e Hogan (2004) complementam afirmando que este conceito esta fortemente ligado a estruturas socioeconômicas e político-institucionais.

Lavell (1996), nesse mesmo sentido, entende que a vulnerabilidade é uma expressão de desequilíbrio ou desajuste, entre estrutura social, o meio físico - construído e o meio natural que o rodeia. Por isso a vulnerabilidade nunca pode ter um valor absoluto, visto que depende sempre do tipo e da intensidade da ameaça.

Desse modo, ela se manifesta, segundo García-Tornel (1997, p.06) como:

[...] un conjunto de factores en interacción que convergen en un grupo humano particular. Tiene como resultado diversos grados de incapacidad para responder ante la presencia de un riesgo determinado y sus causas son tanto internas como externas al grupo.<sup>6</sup>

---

<sup>6</sup> García-Tornel (1997 p.06): “um conjunto de fatores em interação que convergem em um grupo humano particular. Tem como resultado diversos graus de incapacidade para responder antes a presença de um risco determinado, e suas causas são tanto internas como externas ao grupo” (Tradução livre da autora).

Para este autor os fatores da vulnerabilidade são: as características econômicas dos grupos afetados; a coesão social; fator jurídico e político, com a existência de regularizações legais medidas adequadas; a implantação de meios técnicos de defesa e por último o fator cultural-educativo que inclui informação a população sobre os acontecimentos.

De maneira geral, analisar a vulnerabilidade das áreas urbanizadas em face dos azares naturais relacionados com os fenômenos geomorfológicos ganham compreensão sobre sua magnitude e freqüência quando integrados aos *inputs* energéticos fornecidos por outras categorias de fenômeno (CHRISTOFOLETTI, 2003). “Envolvendo o entendimento da interação entre um dado escorregamento e os elementos afetados” (DAI *et al.* 2002, p. 74)<sup>7</sup>.

Por fim, para Cardona (1996), analisar a vulnerabilidade é determinar o nível de exposição e predisposição da perda de um grupo diante de um evento em que possa ocorrer uma ameaça específica, contribuindo assim para o conhecimento do risco, através da interação dos elementos com o ambiente perigoso.

Todavia, suscetibilidade e vulnerabilidade não devem ser consideradas como sinônimos. Saito (2004, p.32) em seu estudo sobre Suscetibilidade a Escorregamentos e Quedas de blocos no Maciço Central de Florianópolis-SC, diferenciou estes termos. Sobre suscetibilidade, a autora entende como “as características inerente do meio, representando a fragilidade do ambiente em relação aos escorregamentos e quedas de blocos”. Já vulnerabilidade, define como “a predisposição de um sujeito, sistema ou elemento, ser afetado por um acidente (...)”.

Quanto à suscetibilidade, Cristo (2002, p.131) em sua pesquisa de Análise de riscos naturais no Setor Leste da Bacia do Rio Itacorubi, em Florianópolis, definiu áreas suscetíveis a riscos naturais como:

Aqueles locais que, embora não apresentem situações de risco de perdas materiais ou de vidas humanas momentaneamente, possuem condicionantes naturais ou artificiais que indicam sua predisposição à ocorrência de acidentes futuramente por ocasião de episódios pluviais intensos.

---

<sup>7</sup> Tradução livre da autora



Dessa forma, o estudo de suscetibilidade a movimentos de massa tem por objetivo delimitar as áreas mais suscetíveis à ocorrência destes processos, a partir da análise de suas causas e mecanismos, os quais estão relacionados principalmente ao volume e frequência das precipitações, à estrutura geológica, aos materiais envolvidos, as formas de relevo e às formas de uso da terra (DIAS e HERRMAN, 2002). (grifo meu)

Por outro lado, a diferença da pesquisa sobre suscetibilidade da pesquisa de risco, é que sobre suscetibilidade, as bases principais são as que descrevem o meio físico (mapa de geomorfologia, de geologia, de declividade...). Já as análises de risco incluem as informações do meio físico mais as condições de instalações e infra-estruturas humanas, que junto com a suscetibilidade fornecem a hierarquização dos graus de risco, servindo como subsídio para definição de medidas preventivas e corretivas (SOBREIRA, 2001).

Entretanto, pode se considerar que a real diferença do estudo de suscetibilidade para a análise de risco não é somente de estudar o meio físico, mas sim as características intrínsecas do fenômeno perigoso, isso porque fenômeno perigoso pode ser social ou econômico e não somente natural.

Portanto, percebe-se que quando o estudo é sobre a suscetibilidade não é necessário quantificar e prever as perdas econômicas e sociais, mas sim a análise do processo em si. Por isso, nesta pesquisa será enfatizada a característica inerente do meio físico, analisando-se assim os fatores de suscetibilidade a movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança/PR.

### **3.1.2 Risco**

A Geografia é uma das mais antigas ciências a tomar o risco em sua dimensão ambiental, com uma extensa bagagem conceitual e uma larga tradição de trabalhos empíricos. Esta ciência apresenta expressiva experiência no esforço de focar as dinâmicas sociais e naturais simultaneamente, trazendo também o termo vulnerabilidade como conceito complementar ao de risco (MARANDOLA JR. e HOGAN, 2005). Sobre os primeiros trabalhos de risco na geografia, Aneas de Castro (2000, p. 08) afirma: "*los primeros trabajos de investigación en geografía de los riesgos, tuvieron como tema central las inundaciones*".

Atualmente, as pesquisas sobre riscos diversificaram-se e ampliaram seus focos podendo o tema central ser também risco a: deslizamento, erosão, furacão, tornado dentre outros.

Segundo Castro *et al.* (2005) o risco pode ser usado como uma categoria de análise associada à *priori* a idéia de incerteza, exposição ao perigo, perda e prejuízo, em função de processos naturais ou daqueles associados à atividade antrópica. Portanto, risco é a probabilidade de ocorrência de processos no tempo e no espaço, não constante e não determinados, que afetam a vida humana. Incluindo a probabilidade de ocorrência de um evento natural ou antrópico e a valorização por parte do homem enquanto seus efeitos nocivos (vulnerabilidade), também é freqüente encontrar esse termo como sinônimo de perigo (CASTRO *et al.* 2005) e como binômio inseparável (ANEAS DE CASTRO, 2000). Isso ocorre devido à origem dos termos e sua terminologia. Etimologicamente, risco provém da palavra perigo.

Em dicionários da língua portuguesa é comum encontrar esse problema, onde o conceito de risco é definido como perigo, probabilidade ou possibilidade de perigo (BUENO, *et al.* 1986). Gerando uma confusão conceitual, devido ao fato de se colocar o conceito de risco com o mesmo significado de perigo, quando de fato estes possuem sentidos diferentes.

Assim, o uso indiscriminado destes termos no meio científico tem sido a causa de muitos equívocos. Isso ocorre, porque em muitas publicações utilizam-os concomitantemente ou intercambiando-os, não havendo assim claras distinções entre eles. Por isso, considera-se importante que haja uma discussão de definições, quando se fizer o uso destes conceitos (CASTRO *et al.*, 2005).

De maneira geral, o termo risco (*risk*) é utilizado pelos geógrafos como uma situação, que está no futuro e que traz incerteza e insegurança. Havendo assim regiões de risco ou regiões em risco. Sendo que estar em risco, é estar suscetível<sup>8</sup> á ocorrência de um *hazard* (neste caso entende-se *hazard* como *perigo*) (MARANDOLA JR. e HOGAN, 2004). Este termo passou por transformações, mas continua mantendo seu sentido genuíno, que transmite a idéia de incerteza, com um sentido negativo.

---

<sup>8</sup> A autora acredita que neste caso o termo não seria estar suscetível, mas sim estar vulnerável. Vistos as definições expostas no tópico 3.1.1.

Para Cardona (1996), risco é a probabilidade de exceder um valor específico de conseqüências, que podem ser econômicas, sociais ou ambientais em um local e durante um tempo de exposição determinado. O risco resulta da relação da ameaça ou da probabilidade de ocorrência, com intensidade específica, com a vulnerabilidade dos elementos expostos. A avaliação do risco se dá pela evolução da ameaça, ou perigo, análise de vulnerabilidade e estimação do perigo.

Para os geógrafos o interesse relacionado a risco está voltado sobre as populações em situações de risco, principalmente o risco de deslizamentos e enchentes. E ainda preocupações diretas sobre espaços-tempo específicos e a problemática ligada ao planejamento e à gestão (MARANDOLA JR. e HOGAN, 2005).

Via de regra, não há risco sem que haja pessoas envolvidas, ou seja, só se considera risco quando há pessoas ameaçadas. Sobre isso García-Tornell (1997, p.03), afirma que:

Cabe, sin embargo, considerar que frente al comportamiento de los factores naturales generadores de situaciones potencialmente de riesgo, son las características y el comportamiento del grupo sociales en cuyo territorio se desarrollan estas, el factor que determina realmente la importancia e incluso la propia existencia de riesgo<sup>9</sup>

Na mesma linha, em sua definição mais simples, Lavell (1996), descreve o risco como a probabilidade de que uma população, ou segmento da mesma, sofra algo nocivo ou danoso. Dessa forma, para que ocorra o risco deve haver tanto uma ameaça (ou como alguns dizem, um perigo) como uma população vulnerável a seus impactos, sendo a vulnerabilidade a propensão de sofrer danos que exhibe um componente da estrutura social. Assim, o risco sempre esta em função da magnitude da ameaça e da vulnerabilidade, constituindo uma condição dinâmica e teoricamente controlável.

Quanto a análises de risco, Cutter (2001) citada por Castro *et al.* (2005), afirma que a análise enfatiza a estimativa e a quantificação da probabilidade de ocorrência, para determinar níveis de segurança e aceitabilidade E que a noção de perigo está

---

<sup>9</sup> García-Tornell (1997 p. 03) “Cabe, sim, todavia, considerar que frente ao comportamento dos fatores naturais geradores de situações potencialmente de riscos, são as características e o comportamento do grupo social em cujo território se desenvolvem estas, o fator que determina realmente a importância e inclui a própria existência do risco”.

intrinsecamente relacionada ao processo/evento a ocorrer, enquanto o risco compreende a identificação do perigo, que pressupõe uma quantificação e/ou qualificação dos seus efeitos. Esta autora complementa afirmando que risco é componente do perigo.

Complementando, Aneas de Castro (2000) afirma que não há perigo sem risco, nem risco sem perigo. Porque a existência de um perigo potencial está embutida em um risco, enquanto o risco só existe a partir de um fenômeno.

Por sua vez, alguns autores fazem a distinção de risco, em risco natural<sup>10</sup>, tecnológico e social. No entanto, essa distinção não é mais tão utilizada, por não ser mais possível distinguir estes riscos, devido à complexidade existente (Castro *et al.* 2005).

De modo geral, o estudo de áreas de risco, segundo Cristo (2002), pode obter três direcionamentos: a prevenção de acidentes, onde se busca evitar o desastre; redução da intensidade do desastre, melhorando a convivência da população com a situação de risco; e por último, a eliminação definitiva do risco de desastre.

Já Deyle *et al.* (1998 *apud* CASTRO *et al.* 2005) consideram 3 níveis de análise ou avaliação: a identificação do perigo (extensão geográfica do perigo, magnitude e probabilidade), a avaliação da vulnerabilidade (inventário de pessoas expostas ao perigo, estimando danos e custos) e análise de risco (estimativa quantitativa de danos, em um determinado período, e o local). Destes, apenas o primeiro nível, é empregado na gestão e planejamento. Quanto aos outros dois últimos níveis, o autor afirma, que há falta de conhecimento e preparo dos planejadores.

De maneira geral, percebe-se que é imprescindível a análise e a avaliação de risco, pois contribui para a definição dos níveis de gestão, e das intervenções necessárias na mitigação dos riscos.

---

<sup>10</sup> Castro *et al.* (2005) definem riscos naturais como processos de origem natural ou induzida pelo homem, podendo apresentar-se com diferentes graus de perdas, em função da intensidade, abrangência espacial e tempo de atividade dos processos. Podendo ser encontrado com outra nomenclatura como: risco geológico, perigo geológico, risco geomorfológico. Essa diversidade se dá pela gama de processos naturais causadores de risco ao homem. Já as análises de riscos naturais estão relacionadas às atividades que interferem ou são afetadas por processos da dinâmica da Terra.

Por fim, observou-se pela maioria dos autores estudados, que este conceito é entendido como a probabilidade de ocorrência de um acidente, incluindo a valorização da sociedade, trazendo em si a idéia de incerteza e insegurança que geram perdas ao homem. Sendo assim, entende-se que não há risco quando o homem não está envolvido, ou seja, quando este se encontra ameaçado, e propenso a sofrer prejuízos.

### 3.1.3 Perigo

O estudo dos “*natural hazards*” é tradição na geografia, que tem se dedicado a eles desde 1920. Esta preocupação, direcionada para a relação homem-meio/sociedade-natureza, incidindo sobre os impactos e embates decorrentes da ação antrópica no ambiente, está no seio da geografia, a qual possui um forte componente físico, apesar de manter a perspectiva integrada entre fatores físicos e humanos na gênese e importância dos problemas estudados (MARANDOLA JR. e HOGAN, 2004).

Segundo Castro (2000) a década de 1970 representa uma etapa de maturidade nos estudos sobre os perigos ambientais, com a publicação de vários livros<sup>11</sup>. Na década de oitenta caracteriza-se pela relação entre perigo natural e subdesenvolvimento econômico, maior atenção aos perigos antrópicos, e pelo reconhecimento da natureza multidisciplinar do tema (modelos mais generalizados para estimar todos os perigos em um lugar).

No Brasil, segundo Zuquette e Pejon (2004) os estudos sobre eventos perigosos desde os anos de 1990, vêm sendo desenvolvidos por universidades e outros institutos isolados de pesquisa. Contudo, os autores afirmam que não há uma preocupação mais efetiva dos órgãos públicos sobre o assunto, pois não há diretrizes técnicas voltadas aos diferentes eventos perigosos. Outra questão é a população que não tem uma percepção clara do problema. Por outro lado, o meio técnico não busca separar um evento perigoso de um evento comum em seus trabalhos, como também não atuam na previsão e controle. Porém, os prejuízos decorrentes destes eventos perigosos provocam a degradação de elementos do meio físico e perdas contínuas, demandando investimentos para controle e correção dos problemas.

---

<sup>11</sup> Livros da escola de Gilbert White como “*Natural hazards*” e “*Natural hazards local, national, global*”, “*The human ecology of extreme geophysical events*” de Burton, Kates e White, dentre outros.

Atualmente, conforme exposto por Aneas de Castro (2000, p. 10), o estudo dos riscos e perigos que ameaçam o homem e seu ambiente, dos quais se tem feito repetição de maneira crescente nos meios de comunicação, é um tema muito mobilizador e de abertura massiva que evolui com a rapidez dos processos modernos. E conclui dizendo que:

El estudio de los peligros y sus riesgos ha seguido una evolución normal o clásica, desde la consideración de un solo peligro en un espacio hasta el enfoque de todos los peligros de un área. Esta perspectiva es, en definitiva, la que permite conocer la verdadera relación hombre-medio.<sup>12</sup>

Quanto a tradução de *hazard*, Smith (1992) citado por Marandola Jr. e Hogan (2004), demarca este termo como um evento danoso - que coloca em perigo - incluindo a noção de desastre, entendida como a realização do *hazard*. Já o termo risco, o autor define como um fator probabilístico, independente de ser quantificável ou não.

Desse modo, percebe-se que o autor acima relaciona o termo *hazard* com a noção de perigo. Aneas de Castro (2002) utiliza o termo *peligro*, que no português se traduz como perigo, para a concepção de *hazard*.

Por outro lado, Daí et al (2002, p. 82) define especificamente *landslide hazard* como “...as the probability of occurrence of a given magnitude of failure”. Nessa definição a tradução mais apropriada para o termo *hazard*, seria risco, já que este representa (pela maioria dos autores consultados) a probabilidade de ocorrência de um fenômeno.

Segundo o dicionário SILVEIRA BUENO (1996, p.242) *hazard* possui várias traduções como: “arriscar, aventurar, azar, risco, perigo e acaso”. Dessa forma, a tradução pode tanto se referir ao termo risco como a perigo, enquanto sendo sinônimos. Ressalta-se, no entanto, que estes exprimem diferentes conotações nas pesquisas ambientais. Portanto, até o momento não há no português uma palavra que possa equiparar o verdadeiro sentido e tradução de *hazard*, permanecendo assim a confusão conceitual acerca deste termo.

---

<sup>12</sup> “O estudo dos perigos e seus riscos têm seguido uma evolução normal ou clássica, desde da consideração de um só perigo em um espaço até o enfoque de todos os perigos de uma área. Esta perspectiva é, em definitiva, a que permite conhecer a verdadeira relação homem e meio”. (Tradução Livre da autora)

Quanto aos eventos perigosos, estes são definidos como processos naturais ou eventos decorrentes destes, como os geológicos, climáticos, hidrológicos e de interações entre formas de ocupação e o meio ambiente. Segundo Zuquette & Pejon (2004, p.313) ele é caracterizado como “um evento que apresenta uma probabilidade de ocorrência, associada a uma área e com intensidade acima de um limite pré-determinado, o que diferencia de um evento comum”.

Já a definição mais enfatizada de perigo para Aneas de Castro (2000) é a de que perigo é uma ocorrência ou ameaça de ocorrência de um acontecimento natural ou antrópico. Esta definição se refere a um fenômeno tanto em ação como potência.

Esta autora também separa perigo em três tipos: perigo natural - quando o fenômeno que produz o dano tem sua origem na natureza; antrópico - quando o fenômeno que produz a perda tem sua origem nas ações humanas (alguns chamam de tecnológico, mas esta autora considera-o como restrita as causadas por atividades humanas); e ambiental - quando o evento que causa o prejuízo tem causas combinadas, entre naturais e/ou antrópicas.

Outra definição é dada por Dias e Herrmann (2002, p. 60) os quais consideram que a noção de perigo “envolve uma estreita relação entre eventos naturais extremos e atividades humanas”.

Por fim, não são todos os terremotos, deslizamentos ou furações que serão considerados *hazard*, mas segundo White (1974) citado por Marondola Jr. e Hogan (2004), somente aqueles que estão ocorrendo em áreas ocupadas pelo homem, gerando perdas, danos e colocando em perigo as populações. Por isso um *hazard*, não é natural em si, mas refere-se ao evento que ocorre na interface sociedade-natureza.

#### **3.1.4 Desastre**

Segundo Dias e Herrmann (2002) quando os fenômenos ou processos atingem áreas ocupadas são considerados acidentes, desastres e catástrofes, definidos como impactos negativos ao sistema sócio-econômico. A diferenciação entre eles esta na proporção de impacto e na quantidade de recursos necessários para a mitigação dos problemas gerados.

Dessa maneira, Aneas de Castro (2000) define desastre como o resultado de um perigo derivado de um risco, com magnitude determinada. Ao contrário, Lavell (1996) equaciona o que ele chama de desastre como sendo a soma de ameaça mais vulnerabilidade, que é igual ao que ele denomina de risco de desastre.

No sentido amplo, Aneas de Castro (2000) refere-se a desastre como um acontecimento súbito, inesperado ou extraordinário que provoca prejuízos na vida dos indivíduos. Os agentes que provocam esses acontecimentos podem ser naturais ou produzidos pelo homem. O termo comparável com desastre é catástrofe, cuja terminologia provém do grego que quer dizer transtorno. Esse conceito se utiliza no cotidiano como o conjunto de severas dificuldades, produto de um fenômeno perigoso.

Desastre também é denominado como um impacto ambiental que pode ter uma dimensão variável em termos de volume, tempo e espaço. São, portanto, situações ou processos sociais que são desencadeados por fatores concomitantes e mutuamente condicionantes. Sendo por um lado, a efetiva ocorrência de um fenômeno que caracteriza uma ameaça, e por outra, a vulnerabilidade diante dos elementos expostos, que não é outra coisa, senão condições severas sobre o contexto ambiental, social, e urbano (CARDONA, 1996). Mais especificamente, nas palavras deste autor desastre são:

(...) los efectos adversos o las alteraciones intensas que se causan sobre las personas, los bienes, los servicios y/o el medio ambiente, como resultado de la ocurrencia de un evento, un proceso o la combinación de fenómenos de origen natural, social, tecnológico o provocados por el hombre. Son las consecuencias de la materialización de una amenaza sobre un grupo de elementos expuestos, vulnerables a dicha amenaza (CARDONA, 1996, p.71).<sup>13</sup>

De um modo geral, os desastres representam a acumulado de efeitos adversos (perda) nas vidas humanas e bens dos homens em sua interação com o sistema terra. Também são os resultados de perdas entre diversos elementos e subsistemas da sociedade (VELÁSQUEZ e ROSALES 1999).

---

<sup>13</sup>“(...) os efeitos adversos ou as alterações intensas que ocorrem sobre as pessoas, os bens, os serviços e/ou meio ambiente, como resultado da ocorrência de um evento, um processo ou a combinação de fenômenos de origem natural, social, tecnológico ou provocados pelo homem. São as conseqüências da materialização de uma ameaça sobre um grupo de elementos expostos, vulneráveis a dita ameaça (CARDONA, 1996, p.71)”. Tradução livre da autora.



Assim, os eventos naturais podem se transformar em desastres quando afetam negativamente as populações. Segundo Rodríguez (1996) quando um sistema natural produz um evento necessário para manter seu equilíbrio, mas que venha a afetar o funcionamento normal de um sistema social, se considera a ação do evento como perigoso e suas conseqüências como um desastre.

Sendo assim, para Lavell (1996, p.32) um desastre representa a “ruptura, desequilíbrio, desestabilidade das relações normais de convivência do ser humano e suas estruturas econômicas, sociais e políticas... com o meio social e natural que o rodeia e que dá suporte a sua existência”. Neste sentido, um desastre constitui uma condição de anomalia, cujas características estão determinadas pelo contexto de normalidade preexistente. Sendo este conceito o melhor indicador da degradação ambiental.

Outra definição é dada por Rodríguez (1996, p. 07) que considera os desastres como fatos sociais e como fenômenos físicos, afirmando que “los desastres son hechos sociales, no fenómenos físicos, entonces, intensificar y profundizar la búsqueda de respuestas en el análisis del comportamiento humano frente a sí mismo y a la naturaleza supone la búsqueda de soluciones factibles”<sup>14</sup>.

De modo geral, segundo Velásquez e Rosales (1999), todo desastre resulta da conjugação de múltiplas variáveis, cada uma delas com valores que variam desde muito pequenos até grandes, cuja evolução transcorre desde instantes até longos períodos. As variáveis são físicas e naturais, mas também socioeconômicas, de infra-estrutura, políticas dentre outras.

O problema do estudo dos desastres está na ausência de registros homogêneos e comparáveis sobre a tipologia dos desastres como efeitos de ocorrência de eventos ameaçantes, nas condições de vulnerabilidade em cada região. Por um lado, só se considera desastres os efeitos daqueles eventos de grande envergadura e de grande impacto, isso faz com que fique menos visível os vários pequenos e médios desastres que anualmente ocorrem na América Latina, Caribe, Ásia e África (VELÁSQUEZ e ROSALES, 1999).

---

<sup>14</sup> Rodríguez (1996, p. 07) “os desastres são fatos sociais, tão logo fenômenos físicos, então intensificar e produzir a busca de respostas nas análises do comportamento humano frente a si mesmo com a natureza, supõem a busca de soluções possíveis”. (Tradução livre da autora).

Finalizando, Lavell (1996) afirma que a prevenção e a mitigação são componentes essenciais para uma gestão de desastres mais efetiva, e imprescindíveis para obter uma redução dos mesmos.

Por fim, em todos os conceitos descritos acima (vulnerabilidade, suscetibilidade, risco, perigo, desastre), uma das características de investigação e de preocupação simultânea é a integração dos aspectos físicos e sociais. Estes conceitos também apresentam inter-relação entre si, por isso ao se definir o foco central da pesquisa deve-se ter claro qual a definição que este conceito possui, assim definindo qual autor se baseará para entendê-lo e utilizá-lo na pesquisa. Não esquecendo, como afirmou Aneas de Castro (2000), que os conceitos devem ser vistos como complementares, não como equivalentes.

A seguir serão discutidos os movimentos de massa, os seus aspectos teóricos que são necessários para a compreensão da atuação e do desencadeamento destes complexos processos, como por exemplo: os tipos de movimentos e os fatores que condicionam tais processos.

### **3.2. ASPECTOS TEÓRICOS DOS MOVIMENTOS DE MASSA**

Os movimentos de massa representam um importante papel no desenvolvimento das vertentes do Sul do Brasil, devido ao fato de estar ligado às condições climáticas úmidas e ao intemperismo intenso das rochas (FIORI, 1995a).

A força da gravidade, segundo Fiori (1995a), gera tensões cisalhantes e normais dentro da rocha ou do solo que atuam principalmente nos planos inclinados. Este esforço cisalhante aumenta com a inclinação e a altura da encosta, também com o peso específico do solo e com a quantidade de água que se infiltra e se acumula no solo, sendo este esforço responsável pela movimentação da massa.

Os trabalhos de campo colocaram em evidência que os processos de movimentos de massa dominantes na encosta estudada no setor central da Serra da Esperança são: deslizamentos translacionais de solo e rocha, deslizamento rotacional

dos depósitos de encosta e das rochas da formação Rio do Rasto, queda de bloco e de detritos do basalto e do arenito, formando depósitos de talude generalizados.

Além das inundações, os escorregamentos são catástrofes que mais se ouve falar atualmente nos meios de comunicação no Brasil, como os principais causadores de prejuízos e mortes, decorrentes da ocupação de áreas impróprias e deflagrados principalmente por períodos de intensa pluviosidade.

Percebe-se que grande parte dos escorregamentos no Paraná está associada à Serra do Mar. Os principais movimentos que lá ocorrem mobilizam os horizontes de solo superficial. Isso acontece, devido ao fato de que nessas encostas os solos são pouco espessos, decorrentes da dinâmica natural de evolução, assim não favorecendo a conservação de grandes espessuras (FERNANDES e AMARAL, 1996).

Contudo, sabe-se que os estudos sobre os deslizamentos de terra não são significativos apenas para as cidades situadas no planalto cristalino e nas zonas litorâneas próximas da Serra do Mar, mas para todas as áreas que englobam diversos tipos de escarpamentos (CHRISTOFOLETTI, 2003).

Isso se comprova pelo fato do relevo no setor central da Serra da Esperança ter um desnível de aproximadamente 300 m<sup>15</sup> e ser uma escarpa localizada que representa um relevo muito importante na passagem do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense.

O primeiro tópico sobre os aspectos teóricos destes processos será sobre os tipos de movimentos de massa e suas características de atuação, forma da superfície de ruptura e fatores envolvidos.

### **3.2.1 Tipos de movimentos de massa**

Há várias propostas de classificação dos movimentos de massa. No entanto, sabe-se que a aplicação direta de esquemas de classificação aos movimentos observados na natureza não é um trabalho simples. Isso ocorre devido à complexidade dos fenômenos, juntamente com as rápidas transformações que ocorrem nas cicatrizes e transformação antrópica (FERNANDES, *et al.*, 2001). Esta complexidade se dá

---

<sup>15</sup> Contudo, segundo a carta topográfica a área de estudo inicia-se na curva de 760 m localizada na planície e alcança 1240 m de altitude no topo do platô.

porque há uma grande variedade de materiais e processos envolvidos. Outro problema da distinção precisa entre os tipos de movimentos é o fato de que muitas vezes ocorrem combinações de dois ou mais processos (DIAS e HERRMANN, 2002).

Quanto à classificação Araújo (2004, p.18) afirma que:

[...] há diferentes motivações para os tipos de classificações existentes, algumas se baseiam simplesmente na presença ou ausência de uma superfície de ruptura preexistente, outras, no entanto, a um mecanismo de ruptura progressiva.

Para Dias e Herrmann (2002) a classificação deve levar em conta os parâmetros de velocidade e mecanismos do movimento, características dos materiais, modo de deformação, geometria do movimento e quantidade de água. Quanto à diferença entre as classificações, os autores acreditam que o problema está na falta de um critério único, pois cada autor dá maior importância a determinado parâmetro, como por exemplo, a declividade, outros pesquisadores aos materiais, dentre outros fatores considerados.

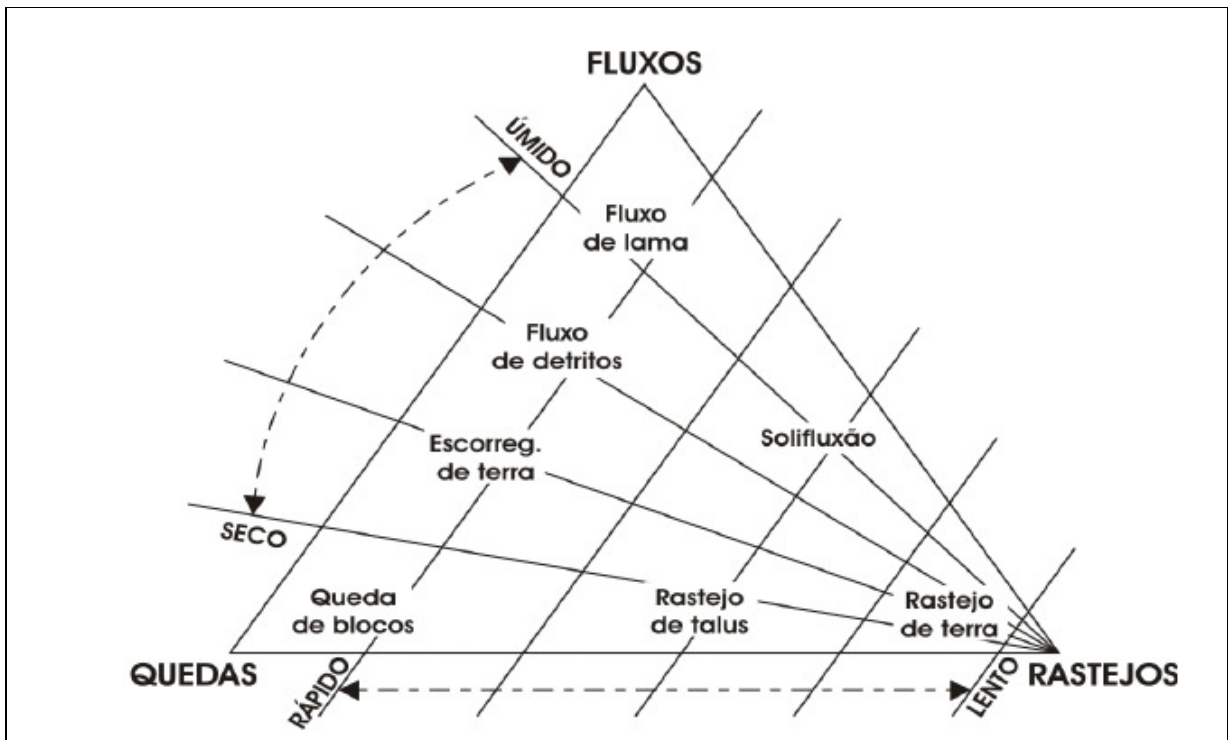
Na figura 4 é possível observar uma proposta de classificação dos movimentos de acordo com a velocidade e a presença de água no processo.

A dificuldade de classificação dos movimentos de massa, também está no fato de que não há uma diferenciação nítida entre os vários tipos de movimentos, além da velocidade relativa de cada processo. Como por exemplo, no caso dos escorregamentos, deslizamentos e desmoronamentos que possuem em comum uma superfície definida ao longo da qual o movimento dá lugar (BIGARELLA, 2003). Sendo estes movimentos, muitas vezes, considerados como sinônimos, não havendo por parte de alguns autores clara distinção entre eles.

Na mesma linha Guidicini e Nieble (1984) consideram que devido à diversidade de enfoque, complexidade dos processos envolvidos, e os múltiplos ambientes que ocorrem, o tema escorregamento possui imensa dificuldade de análise e síntese. Essa dificuldade existe, devido à falta de um sistema classificador aceito, consequência da ausência de nomenclatura padronizada e da falta de definições básicas dos processos.

Devido a esses problemas ligados às variedades das classificações, o grupo Internacional de Inventário Mundial de Deslizamento, elaborou um glossário multilíngue,

com os seguintes tipos de movimentos: quedas, escorregamentos, corridas, tombamentos e espraiaamentos. Para que assim houvesse uma homogeneização dos diferentes tipos de movimento de massa, e das diversas classificações (FERNANDES e AMARAL, 1996).



**Figura 4: Proposta de classificação de movimentos de massa**

Fonte: Adaptada de Carson e Kirkby (1975) por Kobiyama *et al.* (2006).

Já no Brasil, segundo esses autores, são utilizadas mais as classificações propostas por Guidicini e Nieble (1976), pelo IPT Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (1991) e por Freire (1965), conforme quadro 1.

Neste trabalho foi utilizada para a classificação dos movimentos presentes no setor central da Serra da Esperança, a metodologia proposta pelo IPT.

Quanto aos tipos, optou-se nesta fundamentação teórica por simplesmente distinguir e definir basicamente os tipos genéricos, que estão na maioria das classificações, que são os movimentos de rastejo, corridas, escorregamentos/deslizamentos e quedas de blocos.

**Quadro 1: Algumas propostas brasileiras para classificação dos movimentos de massa**

Freire (1965)	Guidicini e Nieble (1984)	IPT (1991)
<b>Escoamentos:</b> Rastejos e Corridas  <b>Escorregamentos:</b> Rotacionais e Translacionais  <b>Subsidências e Desabamentos</b>	<b>Escoamentos:</b> Rastejos e Corridas  <b>Escorregamentos</b> Rotacionais, Translacionais, Quedas de Blocos (ou tombamentos, basculamentos e desmoronamentos) e Queda de Detritos  <b>Subsistências:</b> Subsistências, Recalques e Desabamentos  <b>Formas de Transição</b> <b>Movimentos Complexos</b>	<b>Rastejos</b>  <b>Corridas de Massa</b>  <b>Escorregamentos</b>  <b>Quedas/Tombamentos</b>

Fonte: Adaptada de Fernandes e Amaral, (1996).  
Org: Solange F. Vieira (2008)

### 3.2.1.1 Rastejo (ou reptação)

Para Bigarella (2003) rastejos são movimentos imperceptíveis ou muito lento, vertente abaixo sob influência da gravidade, apresentando caráter mais ou menos contínuo, causado por tensões relativamente baixas, mas de frequência elevada. Possuem, segundo Guidicini e Nieble (1984) limites indefinidos, podendo envolver os taludes de uma região inteira, sem que haja diferenciação entre material estacionário e o em movimento.

De acordo com Bigarella (2003), este movimento possui um significado amplo, no entanto, se restringe apenas aos movimentos que ocorrem próximos a superfície, referidos como reptação. No seu deslocamento pelos declives, as partículas passam por recomposição sucessiva, tendo como resultante a descida da massa inteira.

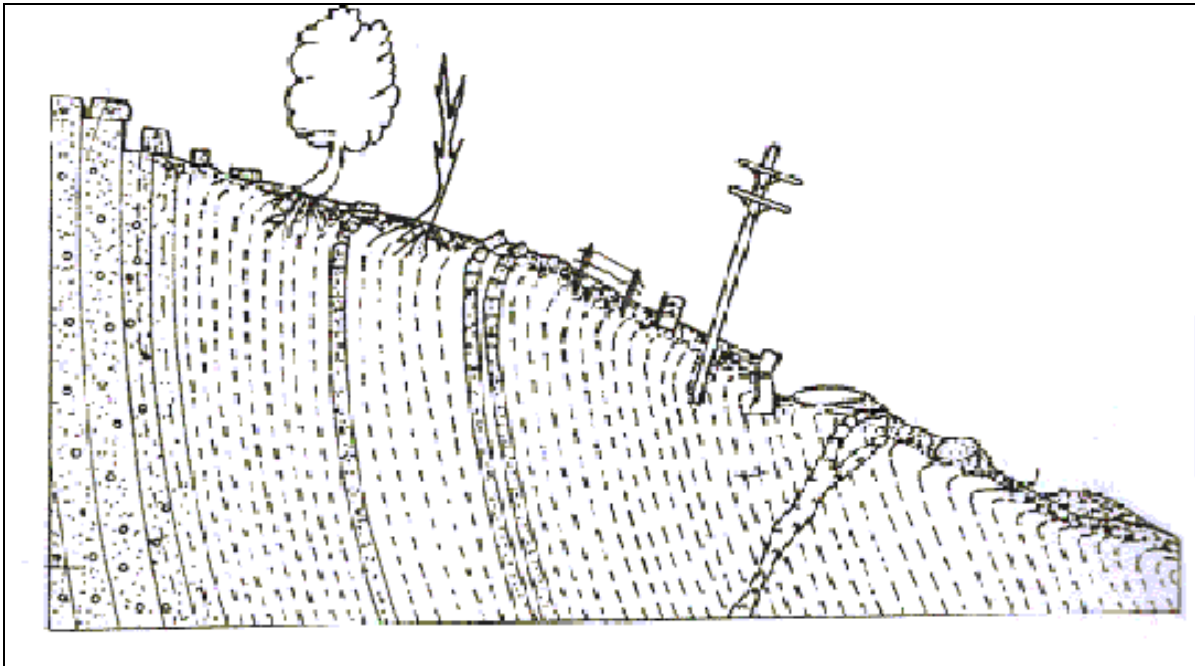
Quanto à origem este processo pode ser originado por todas as forças que fazem oscilar a posição das partículas, sendo assim suas causas variáveis. Essas causas podem ser: variações sazonais de temperatura e umidade, pela cristalização e dissolução de solutos, pelo congelamento e degelo, pela alternância de períodos úmidos e secos, pisoteio de animais, pelo crescimento das raízes das plantas e ações

humanas (BIGARELLA, 2003). Mas também o rastejo pode ocorrer em solos que se deformam pelo próprio peso, principalmente em solos argilosos.

Rastejo, de acordo com Guidicini e Nieble (1984), se diferencia do escorregamento pelo mecanismo de deformação. No escorregamento o mecanismo é de um sólido que tenha atingido a cedência ao cisalhamento, já o rastejo parece mais com um líquido viscoso. Também os rastejos que atingem encostas mais íngremes, principalmente em rochas, podem passar bruscamente ao estado de escorregamento.

Por outro lado, para que ocorra o rastejo é necessário que haja certa plasticidade do material superficial. O início da movimentação geralmente ocorre quando há a mudança no teor de água no material, por isso eles podem cessar em épocas de seca ao se depararem com obstáculos que impedem o avanço do movimento (GUIDICINI e NIEBLE, 1984). Quando o rastejamento é de rochas, ele é resultante de um fraturamento de pequenos blocos próximos à superfície, seguido de um basculamento vertente abaixo. Nos solos, o basculamento é de muros, cercas e troncos de árvores, que se apresentam tortas seguindo a direção do movimento (BIGARELLA, 2003).

Portanto, de acordo com Soares *et al.* (1976, p.4) “todas as encostas estão sujeitas a lento e contínuo movimento de rastejo”, pois quando se analisa a encosta, é possível perceber, na grande maioria, que há alguns indícios (figura 5) que evidenciam a presença deste processo, como: a) blocos movimentados da posição original; b) árvores inclinadas ou troncos recurvados; c) camadas rochosas sofrendo variação brusca; d) deslocamento de postes e cercas; e) trincas em muros, paredes; f) rodovias sofrendo inflexões no alinhamento; g) matacões arredondados; h) linhas de seixos coberto por regolito (SHARPE, 1938 citado por GUIDICINI e NIEBLE 1984).



**Figura 5: Sinais que evidenciam a presença de rastejo.**

Fonte: Sharpe (1938) apud Guidicini e Nieble (1984).

#### 3.2.1.2 Corridas

As corridas são movimentos rápidos, associados à concentração dos fluxos de água superficial, em certo local da vertente. Os materiais transportados se comportam como um fluido altamente viscoso, podendo este movimento ser confundido com escorregamentos (DIAS e HERRMANN, 2002; FERNANDES e AMARAL, 1996).

De maneira geral, as corridas são definidas por Guidicini e Nieble (1984) como rápidas formas de escoamento, de caráter hidrodinâmico, gerado pela perda de atrito interno devido à destruição da estrutura, causada pelo excesso de água. Esses autores classificam as corridas de acordo com o grau de fluidez e material transportado, podendo ser: corridas de terra, de lama, de areia ou de silte. Eles também definem outro tipo de movimento, chamado avalanche de detritos como um tipo de corrida que envolve neve e gelo, sendo as formas mais catastróficas de movimentos de massa.

Na mesma linha, MINEROPAR (2001) define as corridas de massa como processo de escoamento de uma massa de solo ou de rocha, rápido, sendo que a sua forma de deslocamento lembra um líquido viscoso, com deformações internas e inúmeros planos de cisalhamento. A massa é composta de uma matriz viscosa de água



e argila e material mais grosseiro (areia, seixos, matacões). Tais corridas podem ser classificadas em: corrida de lama, corrida de terra e corrida de detritos.

As corridas de terra são provocadas pelo encharcamento do solo, tanto sob um período de chuvas fortes como em períodos de chuvas de menor intensidade, mas com maior duração. Este movimento pode ocorrer em vertentes íngremes, mas também em encostas de baixa declividade, assim percebe-se que o fator que mais influência são as características de resistência dos materiais. Podendo afetar áreas pequenas até extensões de vários hectares (GUIDICINI e NIEBLE, 1984; BIGARELLA 2003).

Por outro lado, essas corridas são movimentos típicos de áreas escarpadas com solos rasos e grandes descontinuidades hidrológicas que possam permitir a saturação ou poro-pressão positivas nos materiais, levando ao colapso na resistência de todo o material. Como por exemplo, o caso ocorrido no Sul do Estado de Santa Catarina em 1995, observado nas figuras 6 e 7 (PELLERIN *et al.*, 2002).



**Figura 6 e 7: Corrida de detrito de grande intensidade na fachada atlântica da Serra do Mar e no seu prolongamento na Serra Geral, no Sul de Santa Catarina.**

Foto: Joel Pellerin (Dezembro de 1995).

Já as corridas de lama são mais rápidas que as de terra, devido a maior quantidade de água. São produzidas pela lavagem e remoção dos solos durante tempestades, que geram movimentos com grande fluidez (BIGARELLA, 2003). As corridas de menor fluidez são denominadas de massas semifluidas, quando sua velocidade é inferior àquela das corridas de lama, mas ainda superior a dos rastejos (GUIDICINI e NIEBLE, 1984). As corridas de lama ocorrem em regiões semiáridas, onde geralmente não há vegetação protetora da encosta, mas também em regiões úmidas. Sendo características também de algumas atividades vulcânicas.

### 3.2.1.3 Escorregamentos (rotacionais e translacionais) e/ou deslizamento

Segundo Vieira (2004) o termo escorregamento é utilizado normalmente em trabalhos técnicos. Já o termo deslizamento, possui caráter mais amplo e geral, podendo ser considerado como desabamento, desbarrancamento, queda de barranco (HERRMANN, 1999), portanto, com caráter mais popular.

Ao contrário Guidicini e Nieble (1984), consideram que o termo escorregamento (e não o termo deslizamento proposto acima) é o mais usado para tratar todo e qualquer movimento coletivo de materiais terrosos ou rochoso, independente das causas, da diversidade de processos e demais características.

Por outro lado, é comum encontrar na literatura o termo deslizamento como sinônimo de escorregamento e em alguns casos até mesmo como sinônimo de movimentos de massa, como foi exposto anteriormente. Bigarella (2003), por exemplo, foi um dos autores que também diferenciou escorregamento de deslizamento e/ou desmoronamento. Nas definições feitas por Bigarella (2003), o autor define o termo escorregamento como os movimentos rotacionais, e para os desmoronamentos/deslizamentos os movimentos translacionais. Ao contrário desta denominação Guidicini e Nieble (1984) definem escorregamentos, distinguindo os mecanismos de ruptura deste processo que pode ser translacionais ou rotacionais.

Para Bigarella (2003) os escorregamentos se fazem ao longo de superfícies de cisalhamento côncavas, as quais as massas apresentam comportamento rotacional. São comuns nos mantos de intemperismo, de rochas duras fraturadas e em seqüências de rochas siltico-argilosas. Também são movimentos uniformes, rotacionais que podem

ser muito ou pouco deformante. Já os deslizamentos e/ou desmoronamentos ocorrem ao longo de planos de cisalhamento planares onde a massa em movimento tende a fragmentar-se em blocos com movimento relativamente rápido. Nesse movimento, a superfície é abrupta com grande quantidade de material envolvido e ruptura do terreno, via de regra, envolvendo o manto de alteração. Sendo considerado, como os movimentos mais comuns de remoção de massa, possuindo quase sempre comprimento maior que a espessura da massa que se move. Estes processos são desencadeados por intensas precipitações, mas também por alterações antrópicas que favorecem o rompimento das condições de equilíbrio.

Por sua vez, Herrmann (1999) define os escorregamentos como rápidos movimentos descendentes do material constituinte da encosta. Eles ocorrem quando o equilíbrio e a resistência do solo ao cisalhamento<sup>16</sup> são rompidos. Suas causas podem ser de ações externas, como cortes no sopé do talude; ou internas, como pelo aumento da pressão intersticial e pela deteriorização da resistência do solo (BIGARELLA, 2003; GUIDICINI e NIEBLE 1984).

Outra definição é dada por Fernandes e Amaral (1996) que definem deslizamentos como fenômenos naturais contínuos de dinâmica externa, que modelam a superfície terrestre, mas também causam danos ao homem. Esse processo se caracteriza como movimento rápido e de curta duração, com plano de ruptura bem definido, distinguindo-se, desta forma, o material deslizado e o que não sofreu movimento.

Juntamente com os autores acima citados, Vieira (2004 p.47) também considera o deslizamento como um fenômeno natural, definindo assim como “um processo natural geológico constituindo-se em um movimento gravitacional de massa intensivo, de pequena duração e alta intensidade, condicionado e potencializado por vários fatores naturais e sociais”.

Estes processos, de modo amplo, correspondem à própria dinâmica da evolução das encostas, ou seja, quando as massas de solo formadas da alteração das rochas

---

<sup>16</sup> “Cisalhamento: deformação resultante de esforços que fazem ou tendem a fazer com que as partes contíguas de um corpo deslizem uma em relação à outra, em direção paralela ao plano de contato entre elas” (MINEROPAR, 2001b, p.103).

atingem espessuras que podem ser críticas a estabilidade da vertente desaparece. Depois disso os movimentos de massa podem acontecer isoladamente ou ocorrer simultaneamente prejudicando regiões inteiras. Um exemplo são as encostas montanhosas no clima tropical úmido, onde mesmo com a presença de vegetação, ocorrem os deslizamentos. O problema se agrava quando estas áreas são usadas para moradia ou quando o homem modifica de algum modo a encosta, deixando-a ainda mais suscetível a esses processos.

Quanto à classificação dos mecanismos, os escorregamentos podem ser classificados em dois tipos: os rotacionais e os translacionais. De acordo com Dias (2000) e Dias e Herrmann (2002), os escorregamentos rotacionais possuem superfície de ruptura curva, côncava para cima (em forma de colher), ao longo do qual se dá o movimento. A presença de mantos de alteração espessos e homogêneos facilita sua ocorrência. Na maioria das vezes, estão associados à percolação da água em profundidade, onde iniciam-se algum tempo após a precipitação. Sendo que a causa inicial, muitas vezes esta ligada ao corte da encosta por erosão pluvial ou pela construção de estrada e moradia. As feições típicas deste tipo de movimento são as escarpas de topos, fendas transversais na massa transportada e uma língua de material acumulado na base da vertente.

Segundo Guidicini e Nieble (1984), o escorregamento rotacional de solo está presente nas encostas brasileiras, geralmente mobilizando o manto de alteração. Estes processos são catastróficos, devido ao súbito deslizamento do solo residual que recobre a rocha, ao longo da superfície de ruptura, ou ao longo da própria superfície da rocha. Para esses autores a força responsável pelo colapso, em princípio, é o peso da cunha, enquanto a força resistente é a resistência ao cisalhamento ao longo do círculo de ruptura. Eles ainda diferenciam escorregamentos rotacionais em de talude e de base.

Por outro lado, os escorregamentos translacionais são definidos por Dias (2000) e Dias e Herrmann (2002) como os mais comuns nas encostas cobertas por solos pouco espessos. Possuem superfície de ruptura com forma planar, acompanhando, geralmente, as discontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas do material (exemplo as fraturas). Esses movimentos tendem a ser compridos e rasos, associados a uma

dinâmica hidrológica mais superficial. Ocorrem frequentemente, durante eventos de alta intensidade pluviométrica, devido à taxa de infiltração se tornar maior do que a taxa de retirada de água do interior pelos fluxos subsuperficiais, havendo um aumento excessivo da poro-pressão resultando na ruptura.

Já para Carvalho e Riedel (2005) a ocorrência de um escorregamento translacional está intimamente ligada a altas declividades e vertentes retilíneas. Os escorregamentos translacionais, de acordo com Guidicini e Nieble (1984), podem ser subdivididos de acordo com o material transportado e as características do movimento, sendo para eles: escorregamento translacional de rocha, escorregamento translacional de solo, escorregamento translacional de rocha e solo, e escorregamento translacional remontante.<sup>17</sup>

Portanto, devido a essa grande confusão conceitual acerca dos conceitos de deslizamento e escorregamento, onde alguns autores consideram como sinônimos e outros procuram diferenciar, definiu-se nesta pesquisa utilizar o termo escorregamento, com a definição dada por Guidicini e Nieble (1984). Estes autores descrevem os escorregamentos de maneira geral, como movimentos rápidos de duração curta, com massa geralmente definida quanto ao volume, onde o centro de gravidade desloca-se para baixo e para fora do talude. Sendo que sua velocidade máxima depende da inclinação da encosta, da causa que iniciou o processo e da natureza do terreno. Podendo os escorregamentos ser subdividido (como já afirmado anteriormente) em rotacionais e translacionais.

Todavia, neste trabalho, tanto o termo escorregamento como deslizamento serão utilizados para descrever estes processos, que aqui são considerados apenas como palavras diferentes, mas que possuem o mesmo significado.

De modo geral, percebeu-se que a maioria dos autores pesquisados considera a gravidade como força dominante no movimento de massa. Entretanto, esses processos também podem ser desencadeados pela interferência indevida do homem no meio, ele cria condições que intensifica os fenômenos de deslizamento como na retirada da

---

<sup>17</sup> Não serão feitas nesta fundamentação teórica, as descrições detalhadas de cada tipo de escorregamento translacional, pois o objetivo é somente a descrição geral dos principais processos e sua divisão.

vegetação, corte de talude para construção de rodovias, edificações dentre outras modificações. Podendo também ser potencializado com as fortes precipitações.

#### 3.2.1.4 Queda de blocos

As quedas de blocos são movimentos de queda livre de blocos e de lascas de rochas, mobilizando um volume de rocha relativamente pequeno associado a encostas rochosas abruptas ou taludes de escavação (por exemplo, cortes de estrada). Resultam do avanço do intemperismo físico e químico, nas descontinuidades das rochas, principalmente nas falhas, fraturas e bandeamentos. Esse movimento é responsável pela decomposição esferoidal de rochas, dando origem a blocos e matacões envoltos por um manto de alteração. Durante chuvas intensas e prolongadas, podem se soltar e rolar encosta abaixo pela ação da gravidade. Esses processos são os principais responsáveis pela formação de depósitos de tálus (DIAS e HERRMANN, 2002).

Na mesma linha, Guidicini e Nieble (1984, p.42) definem quedas de blocos como uma ação de queda livre a partir de uma elevação, não havendo assim superfície de movimentação. As causas são definidas por estes autores como:

[...] pela ação alternada de congelamento e degelo ao longo de fraturas ou juntas, por ciclagem térmica em massas rochosas, por perda de apoio de blocos causada pela ação erosiva de veículo aquoso, por processo de desconfinamento lateral de maciços rochosos decorrente de linhas de entalhes recentes, por alívio de tensão de origem tectônica (...) por empuxo hidrostático ao longo das juntas verticais [...].

Dessa forma, nas vertentes<sup>18</sup> íngremes e altas, quando há amplas fraturas, pode haver a queda de grandes blocos, que ao tombarem adquirem velocidade capaz de espalhar-se sobre grandes áreas devido ao movimento de rolamento que espalha esses fragmentos de rochas. Tais movimentos são mais freqüentes em encostas onde as fraturas principais mergulham para fora da vertente, e também onde os blocos são altos em relação à sua largura. Ocorrem quedas quando os declives se tornam mais acentuados, aproximando-se da vertical, onde a alteração é pouco efetiva. Assim, esse intemperismo incipiente desenvolve-se ao longo do sistema de fraturas e principalmente

---

<sup>18</sup> Como vertente Fiori (1995a, p. 10) entende como “o espaço físico situado entre o fundo do vale e o topo da crista ou divisor de água”.

ao longo das diáclases de descompressão, favorecendo a movimentação (BIGARELLA, 2003).

O mesmo autor afirma ainda que em encostas íngremes cobertas por vegetação, em geral o movimento é rochoso, fazendo com que a cobertura de mata seja rasgada e arrancada pela queda de blocos de rochas oriundos do alto da vertente, resultando assim em uma cicatriz alongada de rocha sã exposta.

Estes processos também podem ser encontrados com freqüência, com as denominações de tombamento, basculamento e ainda desmoronamento (GUIDICINI e NIEBLE, 1984).

### **3.2.2 Condicionantes dos processos**

Para Daí *et al.* (2002), no estudo da probabilidade de escorregamento, dentro de um período de tempo específico e dentro de uma dada área, é de primária importância o reconhecimento das condições que causaram a instabilidade da encosta e os processos que produziram a movimentação. Os fatores que os autores consideram são: (1) as variáveis preparatórias, que são as características que deixam o talude suscetível ao colapso, tais como geologia, aspectos e gradiente do declive, elevação, propriedades geotécnicas do solo, cobertura vegetal, padrão de drenagem e tempo, e (2) as variáveis de ruptura, modificam a estabilidade do talude e assim iniciando o colapso na área, dada suscetibilidade, tais como fortes chuvas e abalos de terra. Essas variáveis (deflagração ou de ruptura) mudam em um intervalo de tempo muito pequeno, sendo difícil de estimar. Assim a probabilidade do escorregamento depende de ambas as variáveis preparatórias e de deflagração. (Trad. Livre da autora).

Segundo Bigarella (2003), a estabilidade de uma vertente diminui quando sua resistência ao cisalhamento também diminui. Mas também quando a força de cisalhamento aumenta na mudança da geometria da vertente e não somente na resistência, como é o caso desta pesquisa, onde a mudança da geometria do talude para a construção da rodovia pode ter contribuído para a desestabilização da encosta.

Tanto a estabilidade como a evolução da encosta, estão ligadas com a estabilidade do clima e com as condições tectônicas. Do ponto de vista geomorfológico, é importante a evolução geológica e geomorfológica da vertente, sabendo o ângulo de

estabilidade, as relações com a estrutura e a natureza do subsolo. Já do ponto de vista da engenharia, o importante é determinar qual o ângulo do talude de um corte que possa afetar sua instabilidade (BIGARELLA, 2003). Como por exemplo, na construção de rodovias, caso observado no setor central da Serra da Esperança e que não se sabe se foi realizado estudo prévio antes de sua construção.

De maneira geral, os movimentos de massa são condicionados por complexas relações entre fatores (SOARES *et al.* 1976, GUIDICINI e IWASA 1976, FIORI 1995a, HERRMANN, 1999, FERNANDES *et al.*, 2001; DIAS e HERRMANN 2002; BIGARELLA, 2003;) que são:

- geológicos (os aspectos litológicos; as fraturas e diáclases, xistosidade, dobramento; estratificação; manto de intemperismo; características dos materiais; circulação das águas; esforços cisalhantes e planos de cisalhamento, dentre outros);
- geomorfológicas (declividade, tipo de modelado e forma da encosta);
- climáticos (quantidade e intensidade da precipitação...);
- antrópicos (uso da terra; corte da vegetação);
- hidrológicos (a presença de níveis ou faixas impermeáveis que agem como planos de deslizamentos).

Como afirmado inicialmente, foram analisados nesta pesquisa os vários fatores condicionantes, porém, foi dada maior ênfase aos fatores geológicos e geomorfológicos como principais condicionantes dos processos observados no setor central da Serra da Esperança, e os responsáveis pela suscetibilidade a novas movimentações.

Na estrutura geológica têm-se as diáclases, falhas, fraturas e contatos litológicos que atuam na desestabilização das encostas rochosas por facilitarem a circulação da água e conseqüentemente a ação do intemperismo; junto a isso as encostas declivosas. Somando-se a esses fatores, as precipitações que também modificam o equilíbrio da vertente, e são considerados como os principais deflagradores dos movimentos de massa, principalmente em encostas sem cobertura vegetal. A vegetação, por sua vez, protege o solo do impacto da chuva, sem ela as encostas se tornam ainda mais suscetíveis ao colapso e à erosão de maneira geral. Agravando esse processo, a ação antrópica que modifica o equilíbrio natural da vertente, como por



exemplo, no corte da rodovia no setor central da Serra da Esperança, onde se observa vários locais com queda de bloco e deslizamento que podem terem sido potencializados pelo corte vertical feito na vertente.

A seguir será apresentada uma síntese da cartografia e do geoprocessamento com base nos aspectos geológicos e geomorfológicos, decorrente de sua importância relevante na estabilidade das vertentes e no desencadeamento dos movimentos de massa.

### **3.3 CARTOGRAFIA GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA E GEOPROCESSAMENTO**

A cartografia geomorfológica é um meio de expressar as relações que existem entre formas e espaço – distribuição, formas e tempo – cronologia, formas e forças geradoras – dinâmica. A carta geomorfológica constitui um documento analítico original que agrega dados necessários na descrição, na compreensão e na medida das formas de relevo e sua dinâmica (JOLY, 1972).

Assim a cartografia temática se caracteriza como a melhor forma, segundo Sobreira (2001), de representar e analisar a suscetibilidade aos processos geológicos e os riscos conseqüentes. Podendo ter vários procedimentos e métodos, dependendo da escala, do objetivo e dos processos que se pesquisa. Em geral, as técnicas mais utilizadas são as do cruzamento de mapas temáticos, objetivando gerar um produto cartográfico derivado, onde estejam representados os processos geológicos, hierarquizada a suscetibilidade e avaliados os riscos decorrentes deles.

Desse modo, o estudo do sistema natural tem avançado muito nos últimos tempos, concretizando-se na contribuição de aplicações imediatas e de grande utilidade, como podem ser: as cartografias de áreas de risco potencial, o estabelecimento de redes de informações e prevenção e inclusive a regularização do sistema defensivo (GARCÍA-TORNEL, 1997). (Trad. Livre da autora).

A União Geográfica Internacional recomenda que a cartografia geomorfológica deve apresentar quatro níveis de abordagem. Assim, devem ser anotados a morfometria (altimetria, dimensões, desníveis, extensões); a morfologia (formas do

perfil, concavidades, convexidades, retilineidades, rupturas, topos, fundos de vale, etc); a gênese (degradação ou agradação); a cronologia relativa (idade relativa das formas, datação absoluta). Deve-se seguir uma organização na elaboração dos mapeamentos geomorfológicos buscando-se uma certa lógica na execução dos mesmos (RODRIGUES, 1998).

A seguir serão abordados os aspectos relevantes do mapeamento geológico e geomorfológico, bem como considerações sobre as principais metodologias para previsão de áreas instáveis.

### **3.3.1 Mapeamento geológico e geomorfológico**

O conhecimento sobre os processos geomorfológicos é de fundamental importância, uma vez que a abordagem consiste em reconhecer a incidência espacial dos processos, suas intensidades e mudanças ao longo das vertentes. O mapeamento das áreas de riscos morfogenéticos representa “um instrumento para se avaliar o uso agrícola e a aplicação das técnicas de contenção dos movimentos de massa” (CHRISTOFOLETTI, 2003, p. 421).

Argento (2003) afirma que o grande potencial na aplicação de mapeamentos geomorfológicos está no seu interfaceamento com os projetos de planejamento, com vistas à economia dos recursos investidos e mediante a prevenção de problemas futuros.

Segundo Tomazzoli e Pellerin (2004), o mapeamento geológico-geomorfológico é o pré-requisito básico para a caracterização de áreas de risco ou de sensibilidade ambiental. Em encostas com risco de deslizamento, além dos tipos e espessuras de cobertura pedogênica, é de fundamental importância o mapeamento e a caracterização dos tipos de rochas e das estruturas geológicas. Sendo assim, os trabalhos de cartografia com enfoque estrutural assumem papel de grande relevância.

Para Dai *et al* (2002, p.82) <sup>19</sup>:

---

<sup>19</sup> The validation of landslide susceptibility mapping and its usefulness depends on the maintenance of appropriate records indicating the magnitude and frequency of on-going landslide activity and its relationship with terrain and triggering conditions. Although it is still only possible to predict slope failure in most general terms and virtually impossible to forecast the location, magnitude and timing of specific future events...

A validação dos mapeamentos de suscetibilidade a escorregamentos e sua utilidade, depende do apoio de anotações apropriadas indicando a magnitude e frequência do início da atividade de escorregamento e o relacionamento com as condições de solo e de ruptura. Embora, é ainda apenas possível prever a ruptura do talude em termos mais gerais, e virtualmente impossível prever a localização, magnitude e adaptação de eventos futuros específicos [...] (Trad. Livre da autora).

Em níveis mais gerais, de acordo com Joly (1972), os mapas geomorfológicos colocam em evidência dados relacionados ao contexto geomorfológico dentro de toda sua complexidade, sublinhando certos contrastes interessantes, como por exemplo, o modo de dissecação do relevo e a dinâmica passada e atual destas dissecações, a amplitude do relevo, características litológicas do substrato rochoso e de suas deformações, dentre outros aspectos.

Para Tricart (1972), a concepção do mapa geomorfológico detalhado consiste em definir os processos dentro de seu quadro litológico e temporal e precisar os produtos existentes entre eles. Contendo os diversos aspectos dos fenômenos que devem ser a base de uma ação de conservação.

Desse modo, a utilização de mapas geomorfológicos e geológicos contribui para a elucidação de problemas erosivos e deposicionais que venham a ocorrer em áreas de grande extensão, assim como viabiliza a elaboração de cenários de áreas de instabilidade de taludes, de erodibilidade e de movimentos de massa. Como também tem grande potencial de aplicação com os projetos de planejamento e prevenção de problemas futuros (Argento, 2003).

Segundo Joly (1972) um mapa geomorfológico não é um fim nele mesmo, mas sim um instrumento, uma técnica, um meio de recorrer e de apresentar informações geomorfológicas. Sendo seu papel essencial o de dar uma visão imediata e completa das formas do relevo, dos processos e dos produtos que resultam sua evolução. Eles também constituem uma fonte importante de informações técnicas e servem de base para mapas derivados. Sendo por esse autor considerado um instrumento de trabalho de primeira ordem.

Com a automação, vários tipos de mapas passaram a serem construídos, usando uma grande variedade de procedimentos e técnicas com diversas combinações

de levantamentos de campo, estereocompilações, fotointerpretação, análises estatísticas e compilação temática em escalas pequenas (ITAME 2001).

De acordo com o Projeto RADAM BRASIL (1984) até 1968 a experiência sobre mapas geológicos e geomorfológicos era pequena. Foi somente em 1969 com Ab'Saber e Moreira que foram lançadas às bases e os princípios da cartografia geomorfológica no Brasil. Esses autores afirmavam que um mapa geomorfológico deveria conter: 1) base geológica; 2) fixação, delimitação e descrição precisa das formas de relevo; 3) fixação da altimetria; 4) a representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais; 5) representação da dinâmica da evolução geomorfológica atual.

Contudo, esta metodologia passou por adaptações que culminaram na sua evolução, o primeiro tópico (representação da base geológica) foi suprimido dos mapas geomorfológicos. O segundo critério teve problema, porque a delimitação, fixação e descrição das formas do relevo estava relacionada à resolução do documento base. O problema da altimetria foi solucionado pelo emprego das cores, que geralmente são utilizadas para a representação da base geológica. Para a representação do quarto item utilizou-se uma cartela integrada na legenda do mapa, para obter-se divisão de áreas maiores. A representação das formas superficiais e da dinâmica geomorfológica foram dois aspectos, de difícil solução para a escala, contudo duas alterações ajudaram. A primeira foi à substituição da policromia por cores sépticas, as quais passaram a representar as formas conservadas e as dissecadas em suas posições altimétricas relativas; a segunda foi à simplificação da representação das formas dissecadas, que passaram a compor três formas: colinas, cristas e interflúvios tabulares (PROJETO RADAM BRASIL, 1984).

Essa foi uma das primeiras metodologias utilizadas no Brasil para a elaboração de mapas geológicos e geomorfológicos, tendo como instrumento principal a imagem de radar, a qual passou por diversas adaptações que geraram muitas mudanças, mas que continua sendo utilizada como base para determinados estudos.

Segundo Argento (2003), os mapeamentos geomorfológicos ainda não seguem um padrão predefinido na adoção de escala e de bases taxonômicas, por isso há a dificuldade de um critério padronizado para a elaboração dos mapeamentos.

Por outro lado, o desenvolvimento dos estudos e mapeamentos geotécnicos vem oferecendo informações e documentos valiosos para a compreensão da dinâmica geomorfológica em áreas urbanizadas (CHRISTOFOLETTI, 2003).

No mesmo sentido, as modernas tecnologias servem de apoio para melhorar a resolução do mapa final. O alicerce fundamental para um bom mapeamento geomorfológico necessita de: uma boa base conceitual em Geomorfologia atrelando as formas resultantes aos processos geradores e modificadores dessas formas, uma escolha adequada da legenda associada com a escala cartográfica e uma eficiente interpretação visual das formas do relevo e de seus processos geradores. Isso ajudará a posteriormente delimitação dos polígonos e a elaboração dos mapeamentos na escala escolhida e por fim atividades de campo (ARGENTO, 2003).

De maneira geral, percebe-se que em diversos trabalhos que visam analisar áreas suscetíveis a movimentos de massa a aplicação do mapeamento geológico e geomorfológico é utilizada como ferramenta fundamental de estudo, de análise e de representação.

Dessa forma, o geoprocessamento se caracteriza como um instrumento poderoso para a investigação geomorfológica, permitindo tanto a análise setorizada quanto a pesquisa integrada da atuação de processos geomorfológicos convergentes no tempo e no espaço geográfico (XAVIER da SILVA, 2003).

Para Argento (2003), a utilização de *softwares* com resolução gráfica constitui uma ferramenta de trabalho muito usada para a elaboração de mapas temáticos, por exemplo, os mapas geomorfológicos. O uso de sistemas do tipo CAD (*computer adviser design*) permite a conversão de dados analógicos/digital, associados aos sistemas de gerenciadores de base de dados (SGBD) possibilitando a elaboração de mapas digitais conjugando informações gráficas e não gráficas.

Com isso, a inter-relação com o geoprocessamento abre um grande mercado para o uso do mapeamento geomorfológico, no qual se encontram acoplados *softwares* que fazem a interface com tratamentos gráficos, que auxiliam a execução de mapeamentos temáticos (ARGENTO, 2003).

Por fim, segundo Araújo (2004), pode-se dizer que o desenvolvimento das tecnologias computacionais e suas aplicações gráficas tiveram um profundo efeito na

cartografia tradicional, revolucionando a forma de produzir e de apresentar mapas e demais trabalhos.

### 3.3.2 Metodologias para previsão de áreas instáveis

Neste tópico serão apresentados os principais procedimentos encontrados na bibliografia para estudo e mapeamento de áreas de risco, entre eles: a análise a partir da distribuição dos deslizamentos no campo; mapeamentos heurísticos; modelo estatístico; modelos determinísticos; zoneamento de risco, método *Booleano* (operadores lógicos); Média Ponderada (lógica *Fuzzy*); e a proposta da Rede de Estudos Sociais em prevenção de desastres na América Latina, denominada *DesInventar*. Algumas destas metodologias se complementam, e são usadas muitas vezes de forma combinadas nos mapeamentos de áreas suscetíveis a deslizamentos.

Para Fernandes *et al.*, (2001) e Daí *et al.* (2002), os principais procedimentos, utilizados na previsão de áreas suscetíveis a deslizamentos são: a) Análises a partir da distribuição dos deslizamentos no campo; b) Análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos; c) Modelos com bases estatísticas e d) Modelos determinísticos. A seguir serão descritos cada um destes procedimentos.

a) Análises a partir da distribuição dos deslizamentos no campo (inventário) – a hipótese desta metodologia é que a distribuição das cicatrizes, depósitos e deslizamentos recentes, podem sugerir futuros padrões de comportamento das instabilidades, como por exemplo, os mapas de inventário (dentre os autores, Guerra *et al.* (2004) foram os que utilizaram no prognóstico e diagnóstico de movimentos de massa em Petrópolis RJ). O inventário pode ser preparado pela coletânea de informações históricas sobre eventos de escorregamentos, ou de interpretação de fotografias aéreas com checagem de campo. O problema desta metodologia, é que não identifica áreas que podem estar suscetíveis a escorregamentos a menos que já tenham ocorrido na área;

b) Análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos (Heurístico) – um mapa de suscetibilidade é elaborado a partir da combinação de vários mapas temáticos, onde são dados notas e pesos aos fatores condicionantes da instabilização, a partir da experiência adquirida. Este procedimento se tornou comum

nos últimos tempos, principalmente com o desenvolvimento dos SIGs (Sistema de Informações Geográficas), mas ainda possui limitações para o uso generalizado. Entretanto, esta metodologia é criticada pela subjetividade, pois depende do conhecimento do problema pelo pesquisador, mas também pelos critérios que são diferentes para cada especialista, dificultando a comparação;

c) Modelos com bases estatísticas (ou modelo estatístico) – foi desenvolvido com o intuito de uma menor subjetividade. O princípio desta metodologia é a existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes da instabilização e a distribuição dos deslizamentos, tanto atuais como os antigos. Estimativas estatísticas são feitas para áreas comumente livres de escorregamentos, mas onde existe condição similar. Acredita-se que os fatores que causaram a instabilidade em um certo local no passado serão os mesmo que gerarão deslizamentos futuros. Os critérios e as regras de combinações são baseados em fatos, ao invés da experiência do pesquisador, necessitando de um extenso banco de dados, sendo isso raro na pesquisa brasileira.

d) Modelos determinísticos – são utilizados modelos com bases físicas que controlam a estabilidade das encostas, sendo mais utilizado para áreas pequenas. A vantagem desse modelo é quantificar fatores de segurança. As limitações estão associadas ao conhecimento incompleto dos processos envolvidos e a dificuldade de obtenção dos dados necessários para os modelos, principalmente quando usados para grandes áreas. Ex: *SHALSTAB* é usado para previsão de escorregamentos rasos, que utiliza o modelo digital do terreno, acoplado ao modelo hidrológico e modelo de estabilidade de encostas, modelo aprimorado por Dietrich *et al.* (1993) citado por Ramos *et al.* (2005) e Fernandes *et al.* (2001).

De maneira geral, observa-se que estas metodologias possuem limitações quanto a aplicações e uso. A primeira se restringe somente a áreas onde já ocorreu movimentação, a segunda possui caráter subjetivo, a terceira necessita de um extenso banco de dados e a última há dificuldade de obtenção das informações necessárias para os modelos. Assim cada pesquisador utiliza a metodologia que mais se aplica a sua área, e de acordo com os dados que possui da mesma.

Westen (1993) citado por Fernandes *et al.* (2001) afirma que os procedimentos descritos acima não incorporam a probabilidade de ocorrência de um certo evento em

um determinado momento e em local específico. Sendo necessária a relação entre o acontecimento dos deslizamentos e a frequência de ocorrência de certos fatores que causam a ruptura.

Van Westen *et al.* (1999), para o mapeamento de áreas de risco de deslizamento propõem dois tipos de zoneamento de risco de deslizamento: um deles baseado na Cartografia de risco direta no qual o grau de perigo é determinado pelo traçado geomorfológico, baseado na experiência do pesquisador e do conhecimento das condições do terreno; e outro na Cartografia de risco indireta, no qual modelos estatísticos ou determinísticos são usados para prever que áreas estão propensas para deslizar, baseado na informação obtida da inter-relação entre fatores da paisagem e da distribuição do deslizamento.

Segundo os autores a desvantagem principal da cartografia direta é que a qualidade do mapa de perigo depende completamente da experiência, habilidade, e compromisso do pesquisador que está mapeando. E frequentemente não são apresentadas classes de risco no mapa de perigo, sendo expressado que o mapa foi feito de acordo com a mente do pesquisador.

Em relação ao modelo estatístico, Van Westen *et al.* (1999) afirma que o problema dos estudos de perigo/risco (*hazard*) de deslizamento baseado neste modelo se deve ao fato de que os fatores que geram a instabilidade da encosta tem sido generalizados para a área inteira. Ou seja, uma combinação de fatores como o tipo de rocha, de declive e o uso do solo pode conduzir a instabilidade dentro de uma certa área, mas isso pode não conduzir a instabilidade em outra. Segundo os autores, este é um aspecto difícil de ser considerado na análise estatística. Por isso que mapas de perigo derivados de avaliação estatística de perigo de deslizamento são mais reproduzíveis quando são derivadas de valores dos dados, mais que do conhecimento do pesquisador.

Por outro lado, Agnesi *et al.* (2003) acreditam que mapas de sistemas de respostas passados ou mapas de densidade de escorregamentos não são possíveis para prever novos deslizamentos. Sendo que outros métodos de investigação analítica, matemática ou estatística, relacionados entre sistema de resposta e atributos geomorfológicos, quando aplicados podem definir *hazard models* (modelos de



perigo/risco). Como também, os atributos geomorfológicos (mapeamento geomorfológico), expressando os fatores de instabilidade (declividade, litologia, densidade de drenagem, etc.), podem ser definidos todos os aspectos sobre a área investigada. Assim, os modelos de *hazard* (perigo/risco) permitem indiretamente estimar a sensibilidade de deslizamento para cada unidade mapeada com a mesma qualidade. Essa qualidade dos *hazard models* (modelos de perigos/riscos) é de fato testado pela avaliação estatística e a correlação espacial entre fatores de instabilidade e atual distribuição de deslizamentos. (Trad. Livre da autora).

De maneira geral, o reconhecimento em detalhe de áreas de risco geológico-geotécnico se caracteriza como um importante instrumento para diagnosticar e programar as ações preventivas e emergenciais. Outro procedimento de previsão é a utilização de cartas de zoneamento e cadastramento de risco, com ela é possível otimizar as investigações necessárias e as formas de abordar os diferentes problemas (FIORI, 1995).

Desse modo, o zoneamento se caracteriza como uma ferramenta fundamental para a setorização das áreas que apresentam risco geológico. Com ele é possível fazer a individualização, distribuição espacial e caracterização dos setores submetidos aos níveis de suscetibilidade a acidentes geológicos, os quais mostram certo grau de probabilidade de ocorrência. Facilitando assim a identificação do problema e as alternativas de contenção correta na área identificada, e também fornecendo informações de caráter geral (MIRANDOLA *et al.* 2004).

Este procedimento de zoneamento de risco geológico foi utilizado nas pesquisas realizadas por Fiori (1995) nas análises de vertentes em Guaraqueçaba. O qual utilizou mapas de declividade, de coberturas inconsolidadas e o mapa geológico para a elaboração final do mapa de risco em função de fatores de segurança.

Foi também aplicado por Mirandola *et al.* (2003 e 2004) no diagnóstico das situações de riscos geológicos associados a movimentos de massa, inundação, solapamento e erosão na favela Real Parque (Zona Sul de São Paulo). Seus métodos para o zoneamento de risco foram: identificação dos processos atuantes, avaliação da suscetibilidade a acidente, distribuição espacial e delimitação dos setores de risco. Posteriormente, realizaram o cadastramento dos setores identificados no mapeamento.

Finalmente, para a elaboração do zoneamento e da carta de risco geológico, eles correlacionaram a carta de declividade e o mapa tecnógeno.

Essa metodologia de zoneamento de risco aplicado a problemas geológico-geotécnicos é relativamente recente, no entanto já é considerado um método útil e rápido na cartografia de riscos geológicos urbanos e um importante instrumento de gestão urbana (MIRANDOLA *et al.* 2003).

Por outro lado, em virtude da complexidade e da dificuldade em realizar mapas de riscos de qualidade, tem-se elaborado no Brasil os mapas de suscetibilidade a escorregamentos que muitas vezes são confundidos com mapas de risco.

Marcelino e Formagio (2004) testaram dois métodos de elaboração dos mapas de suscetibilidade em Caraguatatuba-SP. O primeiro denominado *método Booleano* envolve a combinação lógica de mapas binários, onde cada mapa pode ser entendido como um plano de informação e sua combinação dá suporte a uma hipótese. Inicialmente todas as classes dos planos de informações (PI) são reagrupadas em favorável (peso 1) e não favorável (0), depois são somados os PIs e divididos pelo número dos mesmos, sendo classificados em classe Não-favorável e favorável, gerando-se assim o mapa de suscetibilidade *booleano*.

O segundo método é a *Média ponderada*, baseada nos mapas heurísticos, onde cada mapa recebe um peso diferente definido de modo qualitativo, dependendo da importância para a hipótese considerada, bem com suas classes. Segundo Alves (2004) este tipo de cruzamento também chamado de “*Fuzzy*” ou Linear ponderada, utiliza uma abordagem intermediária através do processo WLC (Cruzamento por Ponderação Linear do *Layers*) do Idrisi. No cruzamento de *layers* seguindo o critério WLC, o layer resultante é obtido pela média ponderada dos *layers* componentes.

De acordo com Marcelino e Formagio (2004), a desvantagem do método Booleano se dá pela generalização excessiva, devido ao fato do fator preponderante na definição das áreas favoráveis ser a presença de cicatrizes ao invés de considerar a diversidade de parâmetros geoambientais. Outra desvantagem é a rigidez do produto final, onde não é possível hierarquizar os diferentes níveis de suscetibilidade. Por outro lado, esse método permite boa demarcação das áreas não-favoráveis a escorregamentos, e também praticidade e simplicidade na execução do mapeamento.

Nessa mesma linha Alves (2004) afirma que esta abordagem tem o inconveniente de tratar somente casos extremos o máximo (união) e o mínimo (na intersecção).

Quanto a Média Ponderada, Marcelino e Formagio (2004) afirmam que a desvantagem está no caráter linear da ponderação das evidências e a subjetividade na determinação dos pesos dos parâmetros. A grande vantagem é que o mapa ponderado pode ser ajustado, permitindo graduar as classes de suscetibilidade, favorecendo a priorização de medidas preventivas e o planejamento das situações emergenciais.

Portanto, de maneira geral, acredita-se que os métodos se tornam inválidos quando o pesquisador que esta adotando-o não conhece nem a mecânica do processo e tão pouco seus fatores condicionantes.

Por fim outro método, relativamente recente, que visa levantar (inventário) os desastres e diminuir riscos e vulnerabilidades, mas também propõem unificação dos conceitos, em especial na América Latina, é o método chamado *DesInventar*. Segundo Velásquez e Rosales (1999) é uma proposta, criada pelo *LA RED*, ou seja, “A Rede de Estudos Sociais em prevenção de desastres na América Latina”, que iniciou-se 1993 com o projeto de Inventários de Desastres, para construir capacidades de análises e de representação espaços-temporais das ameaças, vulnerabilidades e riscos, para aplicar na gestão dos riscos, desde da atividade de planejamento e mitigação até as de atenção e recuperação. Nesta proposta participam vários pesquisadores, que propõem um marco na unificação conceitual e metodológica sobre os desastres.

Os critérios básicos que guiam a metodologia do *DesInventar* são: interesse em todo tipo de desastre, entendido como efeito adverso sobre as vidas, bens e infra-estruturas; os desastres acontecem nas comunidades e nos entornos; a informação das condições de exposições, vulnerabilidade e riscos, deve construir com variáveis e indicadores mais homogêneos possíveis tanto em efeitos, como em fatores disparadores, devendo haver uma linguagem comum (VELÁSQUEZ e ROSALES, 1999).

Segundo os mesmos autores, esta proposta é um instrumento de sistemas de informações que permitem armazenar de maneira homogênea as informações sobre todo tipo de desastres, acompanhado de um módulo de consulta, representação geográfica, análises estatísticas e gráficos disponíveis nas bases de dados. Para o

armazenamento dos dados no sistema, o *DesInventar* possui uma ficha básica, onde contem áreas temáticas, como: território, tipologia do evento, inclui também os efeitos sobre as pessoas, dentre outros. Esta ficha dispõe de um conjunto de termos e definições preestabelecidos. Como mostra a figura (8) a seguir.

**DesInventar GUATEMALA - [Ficha de informacion de desastres]**

Eventos Geografía Fichas Importar Reportes Consultas Lenguaje Ayuda Fin

CREAR ACTUALIZAR ELIMINAR BUSCAR IMPRIMIR TERMINAR

FICHA NO: 17 Fecha (AMD): 1990 9 13 Duración En DIAS: 0 Fuente: Prensa Libre, 15/9/90, 32

Departamento: GUATEMALA Municipio: GUATEMALA Zona: ZONA 17

Evento: DESLIZAMIENTO Sitio: Pinares del Norte, 10 calle y 10 avenida.

CAUSAS: LLuvia Descripción: Torrenciales lluvias cayeron en el área.

**EFFECTOS**

Muertos	4	Desaparecidos	0	Heridos, Enfermos	5	Dañificados	5
Afectados	0	Viv. destruidas	1	Viv. afectas.	0	Evacuados	0
Mts. Vías	0	Hectáreas	0	Cabezas	0	Centros Eucación	0
Reubicados	0	Transporte		Agropecuario		Comunicaciones	
Energía		Educación		Centros Hospitalarios	0	Socorro	
Acueducto		Alcantarillado		Industrias		Salud	
Otros		Valor pérdidas \$		Valor pérdidas U\$	0	Magnitud	
Otras pérdidas							

**OBSERVACIONES**

Una correntada arrastró la vivienda al fondo de un barranco donde pasa un río de aguas negras. No se reporta el monto en pérdidas.

Fecha: 05/04/ Por: fr Fichas

**Figura 8: Modelo da ficha Básica *DesInventar*.** Meio de conexão entre a informação disponível sobre as características e efeitos dos eventos, e a base de dados.  
Fonte: Velásquez e Rosales (1999)

Por fim observa-se a diversidade de metodologias e de procedimentos utilizados em estudos de processos erosivos, em especial no mapeamento de áreas suscetíveis a movimentos de massa. Por isso, cada autor busca aplicar em seu estudo a metodologia que melhor se adapte a área pesquisada, também segundo os materiais (ex: cartogramas digitais, dados da área) que possui e principalmente de acordo com o foco do trabalho, sendo assim ao resultado que se espera chegar.

## 4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Depois de analisadas as metodologias anteriormente descritas (tópico 3.2.2) optou-se, neste trabalho pela utilização da metodologia de “análise a partir de mapeamentos geomorfológico-geológico”, para analisar as áreas suscetíveis a movimentação.

Para tanto, buscaram-se inicialmente mapas que servissem de base para a confecção destes cartogramas, no entanto, o único mapa de aspecto físico encontrado, que engloba a área de estudo foi o mapa Geológico do Estado do Paraná na escala 1:650000 e a carta topográfica Itapará na escala 1:50000. Desse modo, esta pesquisa caracteriza-se como um trabalho inicial e talvez o único no setor central da Serra da Esperança com escala de 1:25.000 (escala das fotografias aéreas) de mapeamento dos fatores geológicos e geomorfológicos.

Desta forma o presente trabalho foi desenvolvido seguindo uma série de etapas que incluíram: levantamento de dados sobre a área e pesquisa bibliográfica sobre a referida temática; trabalhos de gabinete, nos quais procederam-se estudos fotointerpretativos (geologia e geomorfologia) e montagem da base cartográfica; sucessivas etapas de trabalhos de campo para checagem das informações obtidas na etapa fotointerpretativa e para aplicação da metodologia de análise da resistência global das rochas; ensaios laboratoriais; elaboração dos mapas temáticos e por fim a confecção do mapa de suscetibilidade. Estes procedimentos são descritos a seguir.

### 4.1 ATIVIDADES DE GABINETE

Quanto aos levantamentos bibliográficos, um dos fatores iniciais limitantes foi justamente à escassez de dados primários e a escala dos dados disponíveis, estes quando existente são citados de modo geral em trabalhos de escala regional<sup>20</sup>.

---

<sup>20</sup> Com exceção dos autores: Bigarella (1949...), Maack (1947) e Fernandes et al (1974) que apresentam em seus trabalhos contribuições a respeito da geologia da Serra da Esperança, juntamente com as

#### **4.1.1 Levantamento bibliográfico, de dados e material cartográfico.**

Buscou se fundamentações a respeito dos conceitos que envolvem áreas suscetíveis, classificações de movimentos de massa, fatores condicionantes que se apliquem ao ambiente subtropical, sobre lineamentos estruturais, mapeamento geológico e geomorfológico, modelagem do relevo, áreas de risco, sobre a geologia da Bacia do Paraná, em especial da Formação Serra Geral, Botucatu, Fácies Pirambóia e Formação Rio do Rasto, dentre outros tópicos que se fizeram necessário no decorrer da pesquisa.

Também foram feitas pesquisas no arquivo histórico do Departamento de História da Universidade Estadual do Centro-Oeste e na Biblioteca Pública Municipal de Guarapuava, com o intuito de se fazer um levantamento dos processos erosivos, em especial dos movimentos de massa, que ocorreram no setor central da Serra da Esperança, entre os anos de 1940 e 1998. Para auxiliar neste levantamento foram feitas entrevistas aos usuários da rodovia.

Quanto ao material cartográfico, buscaram-se fotografias aéreas, as quais foram encontradas em escala 1:25000, ITC-PR, tiradas em 15/07/1980, e a carta topográfica analógica Itapará (Folha 22-V-D-III-4) elaborado pelo DSG, do ano de 1991, em escala 1:50000 da Região Sul, correspondente a área de estudo. Estas foram adquiridas junto ao Instituto Ambiental do Paraná (IAP), localizado no município de Guarapuava - PR.

Foram também pesquisadas informações quanto à construção da rodovia, e sobre possíveis estudos ambientais realizados na área de estudo junto ao DNIT (Diretório Nacional de Infra-estrutura de Transporte) localizado na cidade de Ponta Grossa - PR.

## **4.2 ATIVIDADES DE CAMPO E ATIVIDADES DE LABORATÓRIO**

Para a identificação dos processos presentes na área, foi necessário um estudo prévio sobre as formas de classificações e critérios utilizados pelos autores que

---

contribuições realizadas pela MINEROPAR (1998, 2001, 2007) no estado Paraná, como também o trabalho de Vieira (2005) referente aos movimentos de massa, sendo estes citados na referida pesquisa.

estudam esse assunto. Assim, foi possível observar os movimentos e distingui-los, devido as diferentes formas que se apresentam e ao material que transportam. Dessa forma foram realizadas atividades de campo para:

- Cartografar a seqüência litológica e identificar as fraturas das rochas, realizando medições das mesmas;

- Reconhecimento e levantamento dos diferentes tipos de movimentos de massa presentes no setor central da Serra da Esperança e as diferentes escalas de ocorrência;

- Análise dos afloramentos e das cicatrizes dos movimentos de massa: as discontinuidades presentes nos mantos de alteração e nas rochas da área de estudo foram levantados em campo através de análise de afloramentos e de cicatrizes de movimentos de massa;

- Identificar os locais que ocorreram e que estão ocorrendo à movimentação;

- Aplicação da metodologia de “Classificação de resistência global de rochas” proposta por Selby (1982);

- Auxiliar na fotointerpretação e na interpretação detalhada das formas de relevo, sanando assim algumas dúvidas a respeito dos locais com movimentos de massa.

- Registro fotográfico em pontos relevantes para a caracterização da área estudada;

- Coleta de amostras para realização de análises granulométricas;

- Os pontos de observação foram referenciados com a utilização de GPS (Sistema de Posicionamento Global). Em campo foram utilizados instrumentos como: bússola (com clinômetro), aparelho de GPS, martelo geológico e marreta, esclerômetro, estereoscópio de bolso, câmera fotográfica, caderneta de campo, altímetro e sacos plástico para embalagem, e transporte das amostras, bem como fita adesiva para identificação das amostras.

Os trabalhos de campo foram realizados nos anos de 2006 (mês de outubro), e 2007 (março, junho, julho, agosto, setembro e outubro de 2007); com duração de aproximadamente uma semana em cada mês. No primeiro ano a atividade de campo foi realizada visando um reconhecimento geral e delimitação da área de estudo. Nas etapas do segundo ano (2007), foi realizado o mapeamento geomorfológico e

geomorfológico, onde em vários pontos de observações foi possível reconhecer e analisar as feições geomorfológicas, os afloramentos e as coberturas superficiais de forma mais minuciosa. O deslocamento até a área de estudo foi feito de carro com ajuda do Instituto Ambiental do Paraná e da Concessionária Caminhos do Paraná, sendo percorrido a pé significativa parcela da área de estudo.

As observações foram descritas detalhadamente em caderneta, juntamente com anotações das posições dadas pelo GPS (Sistema de Posicionamento Global).

#### **4.2.1 Fotointerpretação geológica e geomorfológica em fotografias aéreas**

Essa pesquisa utilizou, dentre os métodos propostos inicialmente, o de fotointerpretação em fotografias aéreas<sup>21</sup>. Por fotointerpretação, Summerson (1954) citado por Ricci e Petri, (1965) entende como a previsão do que não pode ser realmente visto, portanto a interpretação geológica de fotografias aéreas não se diferencia de certas interpretações de dados de campo. Estas interpretações são resultado da combinação de raciocínio dedutivo e indutivo, baseando no princípio de causa e efeito. A interpretação é baseada nas formas topográficas, nas diferenças de tonalidades, nos padrões de drenagem, solo, vegetação, e qualquer outra expressão superficial da estrutura geológica (RICCI e PETRI, 1965).

Para a fotointerpretação foram utilizadas: doze fotografias aéreas, na escala 1:25000, tiradas em 1980; estereoscópio de bolso e de espelho; papel vegetal (para confecção de *overlay*) e posteriormente poliéster devido mudança de posição do papel vegetal sobre as fotografias aéreas decorrente da exposição ao sol nos trabalhos de campo.

Este procedimento se deu em duas etapas. Na primeira foi montada uma base, em papel vegetal (*overlays*), para o apontamento das observações a serem realizadas

---

<sup>21</sup> Segundo Ricci e Petri (1965) as fotos aéreas geralmente tem as cores branca e preta, que variam em diferentes tons de cinza. Isso se chama tonalidade, ou seja, a matriz do cinzento com a qual ela aparece registrada na fotografia. A tonalidade depende da natureza, cor, forma, estrutura e orientação da sua superfície. A textura da foto é o modo de apresentação de um agregado de feições unitárias muito pequenas para serem distinguidas individualmente. Por isso por meio da textura é possível diferenciar duas feições com mesma tonalidade. A forma do relevo é de grande importância nesse tipo de fotointerpretação, pois é por ela que muitas feições geológicas são reconhecidas. A drenagem freqüentemente indica a estrutura do relevo e a capacidade de infiltração do terreno.



em campo, onde foram traçados: a hidrografia, a rodovia e as estradas, algumas rupturas, feições, fraturas e possíveis limites litológicos. Na segunda etapa foi realizado a fotointerpretação final, onde, com o auxílio do levantamento de campo, foram identificados e delimitados os limites das formações rochosas, as feições morfológicas, as discontinuidades, confirmações de canais de drenagem e cartografados os processos ocorridos na área. Nesta etapa utilizou-se o material poliéster onde foram feitos os desenho.

Os *overlays* finais serviram de base para a cartografia manual adaptada na mesa de luz, conforme hidrografia da carta (o tópico a seguir descreve como foi realizado este procedimento), e posteriormente sua digitalização em mapas geológicos e geomorfológicos. Este procedimento foi realizado no laboratório de Cartografia e Fotogrametria, do Departamento de Geociências da UFSC.

#### **4.2.2 Mapa Planialtimétrico e Hipsométrico**

O mapa Planialtimétrico foi utilizado como base cartográfica para esta pesquisa. Elaborado a partir da carta topográfica analógica Itapará (Folha SG. 22-V-D-III-4), do ano de 1991, em escala 1:50000. Inicialmente a carta foi escaneizada, depois a mesma foi georreferenciada e vetorizada com a utilização do Software MicroStation<sup>22</sup> Descartes.

Depois de vetorizada a carta topográfica<sup>23</sup>, foi realizada a limpeza topológica para a união de linhas e fechamentos de polígonos que durante a vetorização nem sempre são fechados e unidos igualmente. Esta etapa foi realizada no software Geographics (aplicativo do Microstation 95), para posterior edição final no programa Microstation V8. Na edição foram inseridos os nomes das: localidades, das estradas,

---

<sup>22</sup> MicroStation Bentley Systems, Versão 1995, Copyright . Inc. and Intergraph Corporation.

<sup>23</sup> Segundo Castro (2000) a Carta topográfica possibilita a delimitação da área de estudo, oferece elementos básicos de localização, como: elementos de referência, ligados aos sistemas de projeções, caracterizados pelas coordenadas esféricas (lat./long.) e pelas coordenadas planas (UTM), elemento de sistematização, caracterizado pela série cartográfica, e elemento de proporção, caracterizado pela escala. Sobre esta base matemática se “assentam” elementos altimétricos, caracterizados pelas curvas de nível e pelos pontos cotados, e, elementos planimétricos, caracterizados pela hidrografia, vegetação, rede viária, entre outros.

dos rios, das fontes utilizadas, colocada a escala numérica e gráfica, os pontos cotados e o título do mapa.

Este procedimento (de confecção da base Planimétrica) foi necessário devido à falta de uma base cartográfica digital, sendo o único material cartográfico sobre a área a carta analógica de Itapará na escala de 1:50000.

O problema inicial se deu devido à escala da base. Isso porque a mesma não foi a mais adequada para este tipo de trabalho, no entanto a escassez de material cartográfico fez com que fosse necessário inicialmente trabalhar com escalas diferentes (fotografia 1:25000 e carta 1:50000) e com curvas de nível com equidistância de 20 metros.

Depois disso um outro problema ainda maior foi evidenciado, ou seja, a imprecisão da base gerada, a qual tanto as curvas de nível como a hidrografia não era compatível com os dados gerados com as fointerpretações finais e com os pontos de observações do campo.

Diante disso foi preciso realizar a retificação da base cartográfica. Para isso foi necessária a utilização da mesa de luz, juntamente com a base cartográfica que foi impressa na escala 1:25000<sup>24</sup> e com os *overlays*, os quais foram cartografados sobre a base manualmente para posteriormente serem digitalizados no aplicativo Microstation. Sendo assim, esta foi a solução mais viável e rápida para este tipo de problema.

Convém destacar que este procedimento não corrigiu todo o erro da base, mas sim parte dele, pois o erro geométrico da posição das curvas continuou, devido à escassez de tempo para a realização da correção da posição das curvas pela representação cartográfica dos *overlays*. Reafirma-se, todavia, que este erro não foi causado pela autora, mas sim oriundo da própria base analógica Itapará e que a representação presentes nos mapas são verdadeiras, apesar das posições não serem precisas. Desta forma, devido à falta de uma base confiável utilizou-se a mesma como base, sabendo-se no entanto do problema que esta apresenta.

Por sua vez, o mapa hipsométrico foi construído apartir da base cartográfica digital, as quais foram definidas as classes de altitudes em degrade de cor a cada 100

---

<sup>24</sup> A base cartográfica depois de digitalizada foi impressa na escala das fotografias aéreas, ou seja, na escala de 1:25000, sendo essa escala utilizada na elaboração de todos os cartogramas.

metros, ou seja, partindo da menor curva mestra que neste caso foi a 700 m até a maior cota da área 1200 m. Posteriormente foi realizada a edição, no software MicroStation V8.

#### **4.2.3 Mapa de declividade e Bloco Diagrama**

A topografia pode ser representada no computador, através do modelo digital do terreno (GRANELL-PÉREZ 2001). E, a partir dele, gerar o bloco diagrama o qual serve para ilustração da morfologia de uma determinada área.

Com a representação da superfície topográfica é possível obter as seguintes informações, como: a distância vertical entre pontos, a inclinação de talude, a construção de perfis, intervisibilidade entre pontos, elementos para o cálculo de áreas e volumes, dentre outras. “A elaboração e criação de um modelo digital do terreno é fundamental para a representação de uma superfície topográfica” (ITAME, 2001, p. 02).

Por conseguinte, a elaboração do mapa de declividade é de fundamental importância em diversos ramos, como indicador para a avaliação do potencial de uso da terra, como variável no diagnóstico agrícola, para orientar a escolha de técnicas para a conservação dos solos, dentre outras (CHRISTOFOLETTI, 2003).

Dessa forma, tendo em vista a grande importância e aplicabilidade deste mapa, é que foi confeccionado o mapa de declividade da área de estudo, o qual auxiliou na análise e na denominação das áreas suscetíveis a movimentos de massa.

O Mapa de Declividade foi produzido a partir dos dados extraídos de um arquivo vetorial em 3D, através do software Geoterrain (*Geopak General*), que utiliza como plataforma CAD o MicroStation (*Bentley Systems Inc.*). Na produção desse mapa foi utilizado um modelo TIN (Triangular Irregular Networks - Rede Irregular de Triângulos), para gerar o Modelo Numérico do Terreno MNT, e gerar a representação das classes de declividades de 0 a 7,99; 8 a 14,99%; 15 a 29,99%; 30 a 45% e >45%. Foram usados os intervalos de classes similares aos utilizados por Dias (2000) e Cristo (2002).

Os mesmos dados utilizados para geração do Mapa de Declividades foram importados como uma planilha (*dat*), através do software Surfer 8 (*Golden Software Inc.*), permitindo assim que através de um modelo *Kriging* fosse criado um MNT que

originou o Bloco Diagrama para visualização do relevo da área de estudo. Para a edição do mapa de declividade foi utilizado o software MicroStation V8.

#### **4.2.4 Mapeamento geológico-geomorfológico**

Neste trabalho foi realizado mapeamento geológico-geomorfológico em escala 1:25000, no setor central da Serra da Esperança, a partir do qual foram delimitadas as unidades de relevo estruturalmente controladas, as quais podem estar associadas às feições de relevo referidas como feições morfoestruturais. Essas unidades e feições têm grande relevância, pois muitas vezes condicionam as atividades humanas e neste caso podem estar associadas às áreas suscetíveis à movimentação.

Dessa forma, para realizar o esboço estrutural (mapa geológico) e o mapeamento geomorfológico da área foram analisados mapa geológico do estado do Paraná, fotointerpretação em fotografias aéreas na escala 1: 25000, observações de imagens de satélites, juntamente com atividades de campo.

O mapa geológico do Paraná, apesar da escala (1:650000), auxiliou nos trabalhos de delimitação litológica, bem como no conhecimento dos materiais do substrato rochoso que compõem a área de estudo.

Foi também gerado a partir do MNT (modelo numérico do Terreno) no software Idrisi, um arquivo com efeito de sombreamento no qual foi possível observar lineamentos e traçar fraturas, que foram inseridas no mapa geológico.

Já os trabalhos de campo foram fundamentais para análises mais detalhadas na área de estudo dos afloramentos rochosos, contato geológico, processos atuantes, unidades geomorfológicas, formas de relevo e para interpretação e medição dos foto-lineamentos. Todavia a grande dificuldade encontrada no mapeamento geológico e geomorfológico se deu devido a pouca quantidade de afloramentos naturais, decorrentes da densa cobertura vegetal e a extensa cobertura de aterros, realizada por ocasião da abertura da rodovia.

O mapa base utilizado foi resultado da digitalização da carta analógica Itapará em escala 1:50000, a qual foi ampliada para impressão para a escala de 1:25000 (escala das fotografias aéreas), onde esta apresentou as curvas de nível, a rede viária e a hidrografia.

Deste modo, os procedimentos para elaboração do mapa geológico e geomorfológico se deram da seguinte maneira: os *overlays* gerados pela fotointerpretação e pelos trabalhos de campo foram transferidos a um mapa base utilizando uma mesa de luz e posteriormente foram digitalizados no software MicroStation Descartes, finalmente partiu-se para a edição no software MicroStation V8.

No mapa geológico depois de digitalizados os limites litológicos, foram fechados os polígonos os quais correspondem as formações rochosas da área de estudo. Posteriormente iniciou-se a limpeza topológica ainda no software Microstaton Descartes, para finalmente iniciar-se a edição final do mapa geológico do setor central da Serra da Esperança no Microstation V8<sup>25</sup>. Na edição foram inseridos os dados correspondentes a altimetria, provenientes da base planimétrica.

No mapa geomorfológico depois de vetorizados as feições morfológicas, foram isolados os polígonos e fechados para posteriormente serem preenchimentos de acordo com as unidades mapeadas. Feito isso, passou-se para a etapa de limpeza topológica a qual se deu devido a erros que podem ocorrer no período que se esta digitalizando as feições, neste processo excluiu-se as linhas duplicadas, uniu-se curvas e corrigiram-se demais erros.

Posteriormente, iniciou-se a edição do mapa geomorfológico no qual foram fechados os polígonos, acima destes colocados os símbolos das formas e processos mapeados, editados e inseridos os dados correspondentes a altimetria e hipsometria, provenientes da base planimétrica, e colocadas demais informações necessárias.

Sendo assim, tanto o mapa geológico como o geomorfológico foram os resultados da junção dos arquivos dos elementos do mapa base com os arquivos dos *overlays* finais.

Todas as fases da cartografia digital (mapa de localização, mapa planialtimétrico com a localização dos principais processos, mapa hipsométrico, mapa de declividade, mapa geológico, mapa geomorfológico e perfil estratigráfico) foram desenvolvidas no Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Geociências da UFSC.

---

<sup>25</sup> MicroStation Bentley Systems, Versão V8., 2006. Copyright . Inc. and Intergraph Corporation.

#### **4.2.5 Perfil Estratigráfico**

O perfil estratigráfico foi construído com o intuito de representação da constituição geológica presente na área de estudo. Ele foi elaborado a partir de um corte transversal, de um lado a outro, no mapa geológico. O software utilizado foi MicroStation V8.

#### **4.2.6 Diagrama de rosetas**

O diagrama de rosetas foi confeccionado com base nas medições realizadas em campo das fraturas e dos lineamentos traçados por meio de fotointerpretação em fotografias aéreas e no arquivo gerado pelo MNT (modelo numérico do terreno) com efeito de sombreamento, permitindo a melhor visualização das fraturas. Desse modo foram elaborados dois diagramas, um com as diáclases amostradas em campo e outro com as fotointerpretadas.

No software Stereo Nett<sup>26</sup>, foi criada uma tabela onde foram inseridas as medições das fraturas já transformadas em azimutes (isso porque o arquivo não aceita as medições tomadas em rumo).

Dentro da proposta do software optou-se em utilizar o diagrama com 18 classes e com tamanho de 60 mm. O diagrama foi criado para compilação e ilustração dos dados de lineamentos analisados no setor central da Serra da Esperança. Estes procedimentos foram realizados no laboratório de Geologia do Departamento de Geociências da UFSC.

#### **4.2.7 Análises Granulométricas**

Os estudos granulométricos são feitos para especificação da dimensão dos diâmetros dos materiais detríticos, auxiliando na interpretação da morfologia terrestre, na caracterização mecânica dos solos, dentre outras utilidades (GUERRA, 1966).

Nesta pesquisa as análises granulométricas realizadas foram para caracterização do tipo do material que constitui as encostas da área de estudo, e também para comparações dos resultados com as análises feitas por Bigarella (1949) nos arenitos eólico e sub-aquático da formação Botucatu.

---

<sup>26</sup> Stereo Nett Version 2.20. Shareware – Distribute freely Copyright Int. Fur Geologie, Germany, 1998.

Para caracterização granulométrica foram coletadas amostras pertencentes à área de estudo. A análise do material coletado passou por várias etapas sucessivas. Primeiramente as amostras foram levadas à estufa para secagem sob uma temperatura de 60°C, permanecendo por 24 horas para eliminar a umidade. Depois, a amostra foi fragmentada em pequenos pedaços, sendo então os grãos desagregados com a ajuda de um gral de porcelana e bastão.

Em seguida, o material resultante da moagem foi passado no separador e posteriormente em um jogo de 12 peneiras de diâmetro 2 mm, 1,41 mm, 1 mm, 0,71 mm, 0,50 mm, 0,35 mm, 0,250 mm, 0,177 mm, 0,125 mm, 0,088 mm, e 0,062 mm. Nas peneiras o material foi agitado, efetuada a separação o material contido em cada uma das peneiras foi novamente pesado, tendo seu valor anotado. O material que passou pelas peneiras e ficou no último suporte foi pesado, sendo este correspondente à fração silte e argila, os quais não passaram pelo processo posterior de pipetagem. Separados os grãos segundo os intervalos da escala de Wentworth<sup>27</sup>, os mesmos foram calculados em porcentagem.

Os tratamentos dos dados e cálculos dos parâmetros estatísticos das amostras foram efetuadas utilizando-se o software de Sistema integrado para análises granulométricas SysGran 2.4. Nesse programa foi criada uma grade, sendo a linha superior correspondente aos valores milimétricos Wentworth transformados em escala *Phi*, e na coluna o número correspondente de cada amostra, posteriormente lançou-se os pesos de cada fração correspondentes ao material peneirado.

Com os resultados obtidos das análises granulométricas, no SysGran 2.4 foram construídos gráficos de frequência acumulada das formações. Os quais serviram para classificação textural das amostras das rochas sedimentares, fornecendo subsídios para sua interpretação.

Tanto as análises granulométricas como os tratamentos estatísticos dos resultados foram realizados no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geociências da UFSC.

---

<sup>27</sup> Escala logarítmica de classificação granulométrica (diâmetro maior) dos fragmentos de sedimentos clásticos (ou detríticos), dos mais finos para os mais grossos, criado em 1922 por C. K. Wentworth, utilizando-se de peneira, no presente caso de 0,062 mm a 2.00 mm.

#### 4.2.8 Aplicação da metodologia de Classificação da Resistência Global das Rochas

Com o intuito de avaliar a resistência das litologias que compõem o setor central da Serra da Esperança e levando em consideração que este fator poderia estar influenciando nos deslizamentos nesta área, decidiu-se aplicar a classificação de resistência global das rochas proposta e adaptada de Selby (1982). Desse modo, foram necessários trabalhos de campo onde foram realizadas medições das direções e inclinações dos lineamentos com bússola e clinômetro.

Para medir a resistência da rocha sã foi utilizado esclerômetro onde foram efetuadas 15 medições em cada ponto, realizando, em seguida, uma média dos valores apresentados. Em todos os locais em que foram executadas as análises, realizou-se a obtenção das coordenadas dos pontos utilizando o GPS (Sistema de Posicionamento Global) e anotações das peculiaridades relevantes de cada afloramento.

Cada critério avaliado (resistência da rocha sã; grau de alteração; espaçamento, orientação, largura e continuidade das fraturas; e a presença ou não de afloramento d' água) foi anotado em uma tabela com pesos e classes numéricas, como mostra o quadro 2 e posteriormente o valor final somado, resultando no grau de resistência de cada litologia a qual variava de muito fraca (peso final <26) até muito forte (peso final 91-100).

**Quadro 2: Classificação da Resistência Global das Rochas.**

<b>Classificação de Resistência Global de Rochas (pesos numéricos atribuídos às classes)</b>					
<b>Local e Data:</b>					
<b>GPS:</b>	<b>Foto:</b>				
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
	<b>Muito forte</b>	<b>Forte</b>	<b>Moderada</b>	<b>Fraca</b>	<b>Muito fraca</b>
<b>Resistência da Rocha fresca</b>	100-60 r: 20	60-50 r: 18	50-40 r: 14	40-35 r: 10	35-10 r: 5
<b>Grau de Alteração</b>	Rocha sã r: 10	Pouco alterada r: 9	Moderadamente alterada r: 7	Muito alterada r: 5	Completamente alterada r: 3
<b>Espaçamento entre juntas</b>	> 3m r: 30	3-1m r: 28	1-0,3m r: 21	300-50m r: 15	< 50mm r: 8



<b>Orientação das Juntas</b>	Muito favorável. Forte mergulho p/ dentro; juntas cruzadas interconectadas r: 20	Favorável. Mergulhos moderados p/ dentro da encosta r: 18	Justo. Mergulhos horizontais, ou quase verticais (apenas p/ rochas duras) r: 14	Desfavorável Mergulhos moderados p/ fora da encosta r: 9	Muito desfavorável. Fortes mergulhos p/ fora da encosta r: 5
<b>Largura das Juntas</b>	< 0,1 mm r: 7	0,1-1mm r: 6	1-5mm r: 5	5-20mm r: 4	>20mm r: 2
<b>Continuidade das Juntas</b>	Nenhuma contínua r: 7	Poucas contínuas r: 6	Contínuas sem preenchimento r: 5	Contínuas, fino preenchimento r: 4	Contínuas, preenchimento espesso r: 1
<b>Afloramento d'água</b>	Nenhum r: 6	Traços r: 5	Pouco r: 4	Moderado r: 3	Grande r: 1
<b>Pesos totais</b>	100-91	90-71	70-51	50-26	< 26

Fonte: Adaptada de Selby (1982)

Para o parâmetro grau de alteração, foi utilizada em campo uma tabela base com a descrição do que seria considerado em cada grau, e o seu peso correspondente (graus) como mostra o quadro 3.

### Quadro 3: Classe de grau de alteração da rocha.

Alteração das Rochas		
Grau	Classe	Descrição
5	<b>Completamente Alterada</b>	A rocha foi descolorida e transformada em solo, porém há vestígios da estrutura e da textura da rocha matriz. Podem ocorrer petro-relíqueas.
4	<b>Muito Alterada</b>	Rocha bastante descolorida; descontinuidades podem ser abertas e possuem superfícies descoloridas. As estruturas nas proximidades das descontinuidades podem ser modificadas, pois pelo menos metade da massa foi decomposta e desintegrada a ponto de ser escavada com um martelo geológico. Ocorrem petro-relíquias, embora não necessariamente justapostas.
3	<b>Moderadamente Alterada</b>	Rocha bastante descolorida, porém menos da metade da massa total é decomposta e desintegrada. A alteração penetrou ao longo das descontinuidades que podem ser zonas fracamente cimentadas por produto de alteração ou de solo. As petro-relíqueas são bem individualizadas.
2	<b>Pouco alterado</b>	A rocha pode ser suavemente descolorida, sobretudo nas adjacências de descontinuidades que podem estar abertas e possuir superfícies ligeiramente descoloridas. Não percebe-se diferença de resistência entre a rocha pouco alterada e a rocha sã.
1	<b>Rocha sã</b>	Rocha matriz não apresenta nenhum descolorimento, nem perda de resistência, assim como nenhuma evidência de efeitos da alteração.

Fonte: Adaptado de Selby (1982)

Já para o parâmetro orientação das juntas foi necessário fazer em campo a medição com bússola e clinômetro das fraturas e depois comparar com a direção para cada classe, de acordo com sua origem, utilizando uma tabela base (quadro 4).

**Quadro 4: Orientação das juntas.**

	Origem da Junta	
	Tensão (rugosa)	Cisalhamento (suave)
<b>Muito desfavorável</b>	Mergulho para fora da encosta: planar 30-80°; aleatórias >70°	Mergulho para fora da encosta: planar >20°; aleatórias >30°
<b>Desfavorável</b>	Mergulho para fora: planar 10-30°; aleatória 10-70°	Mergulho para fora: planar 10-20°; aleatória 10-30°
<b>Justo</b>	De horizontais à 10° p/ fora. Aprox. verticais (80-90°) em rochas duras c/ juntas planares.	De horizontais à 10° p/ fora.
<b>Favorável</b>	Mergulhos variando de horizontais à 30° p/ dentro da encosta: nem todas as juntas cruzadas estão interconectadas.	
<b>Muito favorável</b>	Mergulhos superiores à 30° p/ dentro da encosta: juntas cruzadas pouco desenvolvidas e interconetadas.	

Fonte: Adaptado de Selby (1982)

#### 4.2.9 Confeção do Mapa de suscetibilidade a movimentos de massa

Os resultados deste trabalho são apresentados por meio de produtos cartográficos, os quais possibilitaram uma correlação para identificar e caracterizar os processos atuantes, a fim de avaliar a suscetibilidade de ocorrência de movimentos de massa e posterior delimitação dos setores suscetíveis.

Com os cartogramas digitais elaborados (mapa de declividade, mapa geológico e mapa geomorfológico) foram feitas as análises e cruzamentos dos dados o qual gerou o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança.

No software Idrisi<sup>28</sup> foi realizado o cruzamento *booleano* (descrito no tópico 3.3.2) dos polígonos do mapa geológico com o mapa geomorfológico, resultando em um arquivo que permitiu separar as litologias do planalto, da escarpa, da dissecação em colinas, da planície aluvial e da várzea do planalto.

Depois disso foi analisado somente o setor que compreende a escarpa, visto que este modelado foi o que mais apresentou movimentação na área de estudo e que apresenta indícios de futuros processos. Este setor foi então cruzado com a área correspondente do mapa de declividade e, desse cruzamento, 18 classes foram

<sup>28</sup> Idrisi Source Code Copyright 1987-2001. Clark University. Versão 32.

reagrupadas. Feito isso foram atribuídos os pesos, no qual os basaltos da Formação Serra Geral receberam o peso 1 (corresponde as mais resistente), a Formação Botucatu peso 3 e o setor da Formação Rio do Rasto peso 5 (menos resistente). Esses pesos foram atribuídos em função da resistência mecânica da rocha, constatada em campo através do esclerômetro. O resultado destes cruzamentos foi o Mapa de Suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança.

Todo o trabalho de confecção dos mapas temáticos e do mapa final de suscetibilidade foi feito nos laboratórios de Geoprocessamento e no de Cartografia do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina.

## **5. INVENTÁRIO E LEVANTAMENTO DOS PROCESSOS OCORRIDOS NO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA**

Este capítulo refere-se a duas abordagens, uma histórica realizada a partir do material documental disponível e outra de levantamento em campo dos processos de movimentos de massa ocorridos no setor central da Serra da Esperança.

### **5.1 Inventário dos processos ocorridos no setor central da Serra da Esperança**

#### **5.1.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos**

Foram realizadas pesquisas no arquivo histórico do Curso de História da Universidade Estadual do Centro Oeste e na Biblioteca Pública de Guarapuava, nos jornais: Folha do Oeste e Jornal Esquema do Oeste, no período entre 1940 a 1995. A utilização dos mesmos se deu pelo fato de serem os únicos jornais existentes no período pesquisado. Estas pesquisas foram feitas com o intuito de se inventariar os processos ocorridos no setor central da Serra da Esperança.

Constatou-se que, em períodos de fortes chuvas, o trecho que vai de Ponta Grossa em direção a Foz do Iguaçu, ou seja, no trecho de Guarapuava tornava-se

intransitável. Isso pode ser analisado no jornal Folha do Oeste do mês de junho de 1946, na reportagem da página 01, a qual relata que a estrada de rodagem que liga Guarapuava a Ponta Grossa<sup>29</sup> “ficou intransitável devido as fortes chuvas, isolando o município do resto do mundo devido a grande quantidade de lama presente na pista”.

O fato voltou a se repetir nos anos posteriores a 1946, quando as fortes chuvas começavam e a estrada ficava impedida, chegando algumas vezes a passar mais de oito dias intransitável.

Nos anos consecutivos, as únicas reportagens encontradas sobre a área pesquisada foram quanto à pavimentação e conclusão das obras da nova rodovia BR-35<sup>30</sup> (Ex: Folha do Oeste de março, abril, junho de 1958), e sobre o tombamento da Serra da Esperança como reserva ecológica (Ex: Esquema do Oeste de janeiro e maio de 1985; junho e setembro de 1986 e junho e dezembro de 1991).

Foi encontrada apenas uma única notícia a respeito de algum tipo de movimento de massa, no Jornal Esquema Oeste de setembro de 1986, o qual relatou que o desmatamento e as plantações no Morro do Chapéu resultaram em deslizamento de pedras e em desmoronamento da terra que sustentava a vegetação. Sendo afirmado nesta reportagem que “o morro do jeito que está não demora muito para desmoronar (...) as árvores mais altas já caíram por falta de sustentação no solo” (p. 04).

Por outro lado, nas entrevistas realizadas aos usuários da rodovia, a realidade foi um pouco diferente. Uma das entrevistadas afirmou que em 1984/85 (não lembra o ano exato) ocorreu uma forte chuva resultando em um escorregamento, que interditou a pista por aproximadamente 5 dias. Segundo a outra fonte, no ano de 1965 ocorreu outro deslizamento, interrompendo o tráfego da rodovia por alguns dias.

---

<sup>29</sup> Neste período era utilizada a Estrada Antiga como principal rodovia, sendo a qual se refere esta reportagem. Esta estrada passa mais abaixo e ao norte da atual rodovia, sendo hoje pouco usada. Neste período a atual rodovia BR 277, antes chamada de Rodovia Federal BR-35 e mais conhecida pela designação Estrada Estratégica Ponta Grossa – Foz do Iguaçu, estava sendo construída.

<sup>30</sup> Segundo informações passadas pelo DER-PR (Departamento de Estrada e Rodagens do Paraná) esse trecho foi implantado em 1946 e sofreu diversas retificações de traçado para ser pavimentado no período de 1961 a 1970, e ser executado com cobertura com lama asfáltica de 1974 a 1976.

Outro caso, e talvez uns dos mais importantes que se tem notícia na Serra da Esperança se trata do deslizamento (processo 1 - Mapa 3<sup>31</sup>) ocorrido em abril de 1998 (figura 9), localizado no quilômetro 308,050 da BR 277 (margem esquerda sentido Guarapuava), como já relatado anteriormente. Segundo entrevistas feitas aos usuários, este processo foi de grande magnitude, deixando o trânsito interrompido por quase uma semana. De acordo com os dados pluviométricos da estação pluviométrica de Guarapuava-PR, o ano de 1998 ultrapassou as médias anuais (que na região são de 1800 a 2000 mm), chegando a precipitar o equivalente a 2455,6 mm, sendo somente no mês de abril 518 mm de chuva, dos quais 221 mm caíram de forma concentrada em apenas dois dias (23 e 24/04/1998<sup>32</sup>). Todavia, não se sabe com precisão se este processo foi desencadeado em um desses dois dias, isso porque os entrevistados não souberam contar a data exata e nos jornais pesquisados não foram encontradas reportagens sobre este caso, mas os indícios levam a crer que sim, pela quantidade precipitada em apenas 48h00, fato este não observado nos demais meses deste ano.

Fernandes *et al* (1974), em seu trabalho intitulado “Estudos geológicos-geotécnicos para estabilização de taludes de corte na BR 277 - Serra da Esperança – PR” já afirmavam que as quedas de bloco e escorregamentos ocorriam frequentemente na Serra, causando dificuldade de tráfego, colocando em risco a segurança e envolvendo altos custos na manutenção da estrada. Em especial na cicatriz de deslizamento os mesmos já relatavam como sendo uma área crítica.

A atual cicatriz originada pelos sucessivos deslizamentos possui uma extensão de aproximadamente 75 m, sendo que na mesma estão ocorrendo novos processos de queda de bloco do arenito Botucatu, no lado esquerdo (olhando de frente a cicatriz) e direito queda de detrito do basalto alterado, juntamente com deslizamentos rasos (figura 10 e 11). Estes processos atualmente iniciam-se no topo da vertente, vindo a depositar na base da própria cicatriz, sem no momento atingir a pista.

---

<sup>31</sup> Todos os processos levantados em campo e que são descritos neste capítulo estão espacializados no mapa (3), denominado “Mapa planialtimétrico da Serra da Esperança com a localização dos principais processos de movimento de massa”. Sendo que as coordenadas de cada movimento encontram-se no anexo 01.

<sup>32</sup> Dados fornecidos pelo IAPAR da estação pluviométrica localizada em Guarapuava.

Nesse setor da cicatriz, Fernandes *et al* (1974) afirmaram que havia sucedido o processo de escorregamento, que fora responsável pelo recuo do talude de corte primitivo. Desse modo, evidencia-se que este ponto trata-se de um local de recorrência de processos que teve sua maior possança em abril de 1998, depois de fortes chuvas.



**Figura 9: Cicatriz de deslizamento de maior área exposta.** Ocorrido em abril de 1998, nas margens da rodovia BR 277. Na figura é possível observar novas movimentações dentro da cicatriz (d1 e d2 ver ampliação nas figuras 10 e 11, abaixo). O detalhe selecionado é mostrado de modo ampliado na figura 12.

Foto: Joel Pellerin (março de 2007)



**Figura 10 e 11: Reativação de processos na cicatriz de deslizamento de maior área exposta.** Queda de bloco (d.1) e queda de detrito do basalto alterado (d.2).

Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007)

Nessa cicatriz (figura 09), observou-se a ocorrência de uma massa de basalto muito alterado dentro do Arenito Botucatu, e também em nível topográfico bem mais baixo que o dos basaltos observados até o momento na área. Várias hipóteses surgiram, todavia, segundo campo realizado com o professor Bigarella o mesmo afirmou que se trata de um derrame. Nesse derrame foram observados pequenos diques de arenito<sup>33</sup> (figura 12), originados de fraturas na lava em processo de resfriamento, preenchidas por material eólico dunar e silicificadas pela lava que estaria em processo de solidificação. Esta massa basáltica se apresenta bastante alterada devido ao seu rápido resfriamento e o contato direto com o meio externo.

Este nível basáltico explicaria o deslizamento neste setor da encosta. Isso porque, no topo está a Formação Serra Geral que compõem uma camada de maior resistência, abaixo se situa o arenito Botucatu que quando comparado ao basalto possui resistência menor, novamente outro nível mais resistente (representado pela massa de basalto), e na base a menor resistência do Botucatu (se comparado com a porção mediana)<sup>34</sup>.

Desse modo, devido a grande quantidade de precipitação, a água que chega na encosta infiltra, saturando a rocha, que ao encontrar um nível impermeável ligado a descontinuidade causada pelo basalto tem sua resistência ao cisalhamento diminuída e desliza. Todavia, deve-se ressaltar que já em 1974 Fernandes *et al.* relataram a ocorrência de deslizamento neste setor (cicatriz de maior área exposta nas margens da rodovia).

As estimativas feitas por Vieira (2005) a partir dos dados digitalizados e aplicação do Spring apontam para um volume de 6.267,51 m<sup>3</sup> de material mobilizado da vertente e a área de 4.203,57 m<sup>2</sup> (figura 13) que corresponde à cicatriz do deslizamento.

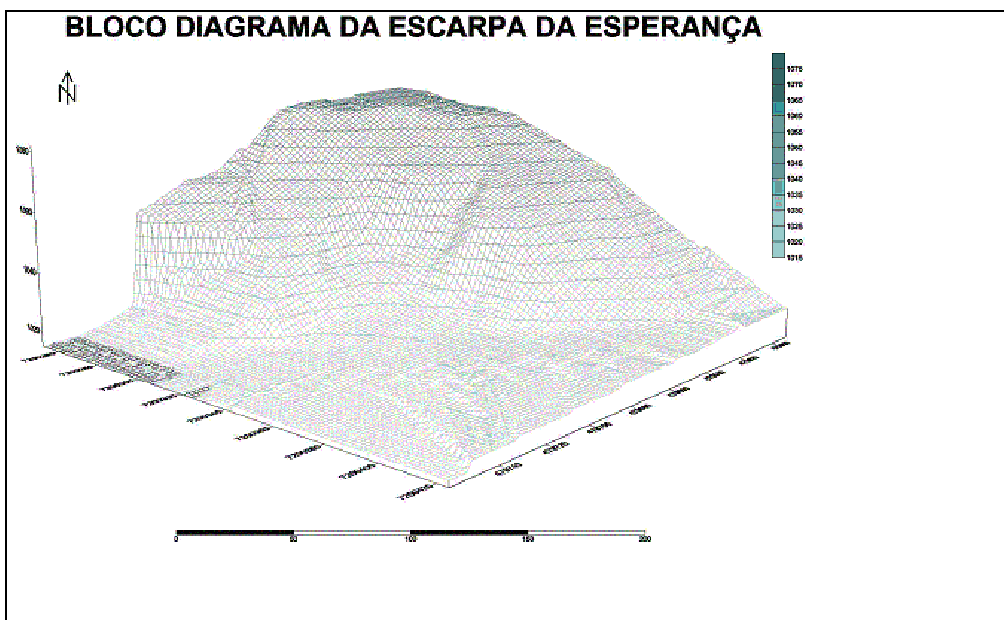
---

<sup>33</sup> De acordo com Maack (1947) entre os lençóis eruptivos superiores acham-se bancos arenosos cozidos, sendo preenchidas muitas fendas da superfície escabrosa do último lençol de lava com areias eólicas, as quais, pela silicificação posterior, formam, de certo modo, diques de arenito na capa eruptiva.

<sup>34</sup> No tópico 6.2.7 são apresentados os resultados da avaliação da resistência de cada litologia.



**Figura 12: Derrame de basalto entre o arenito Botucatu.** Localizado na cicatriz de deslizamento de abril de 1998. Selecionado na figura 09. Seta indica dique de arenito.  
Foto: Solange F. Vieira (2007)

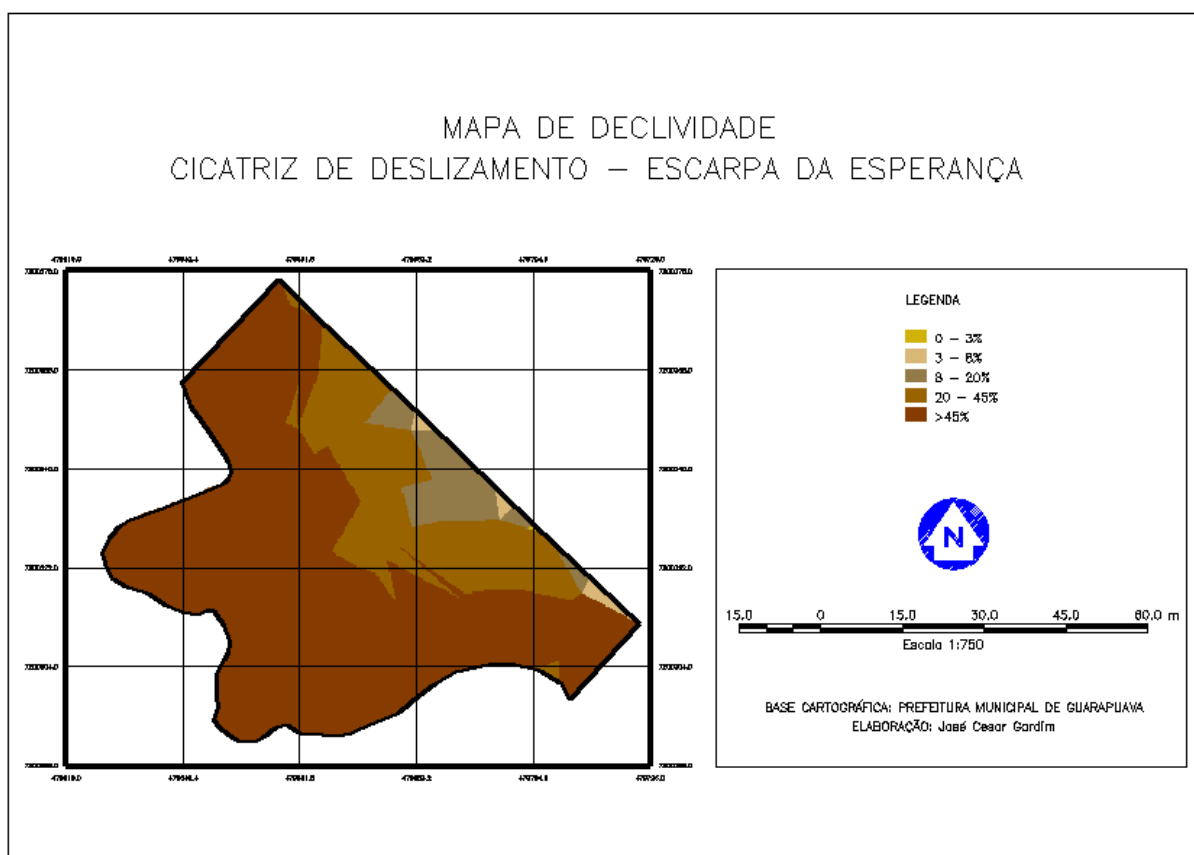


**Figura 13: Bloco diagrama da Cicatriz de deslizamento de 1998**  
Fonte: VIEIRA (2005)



**MAPA 3: MAPA PLANIALTIMÉTRICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA COM A LOCALIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS PROCESSOS DE MOVIMENTO DE MASSA, NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS-PR.**

Também foi realizado levantamento topográfico na área da cicatriz, o qual possibilitou visualizar a declividade, que na porção superior da encosta do local movimentado é maior que 45%. Já na base da cicatriz a declividade diminuiu, apresentando valores entre 0 a 3% e 3% a 8%, essa porcentagem vai aumentando à medida que aumenta o recuo da vertente, ou seja, na porção mediana esse valor é de 20% a 45%, chegando a 45% no topo, como mostra o mapa 4. O mapa 5 ilustra a altitude presente na área de estudo.



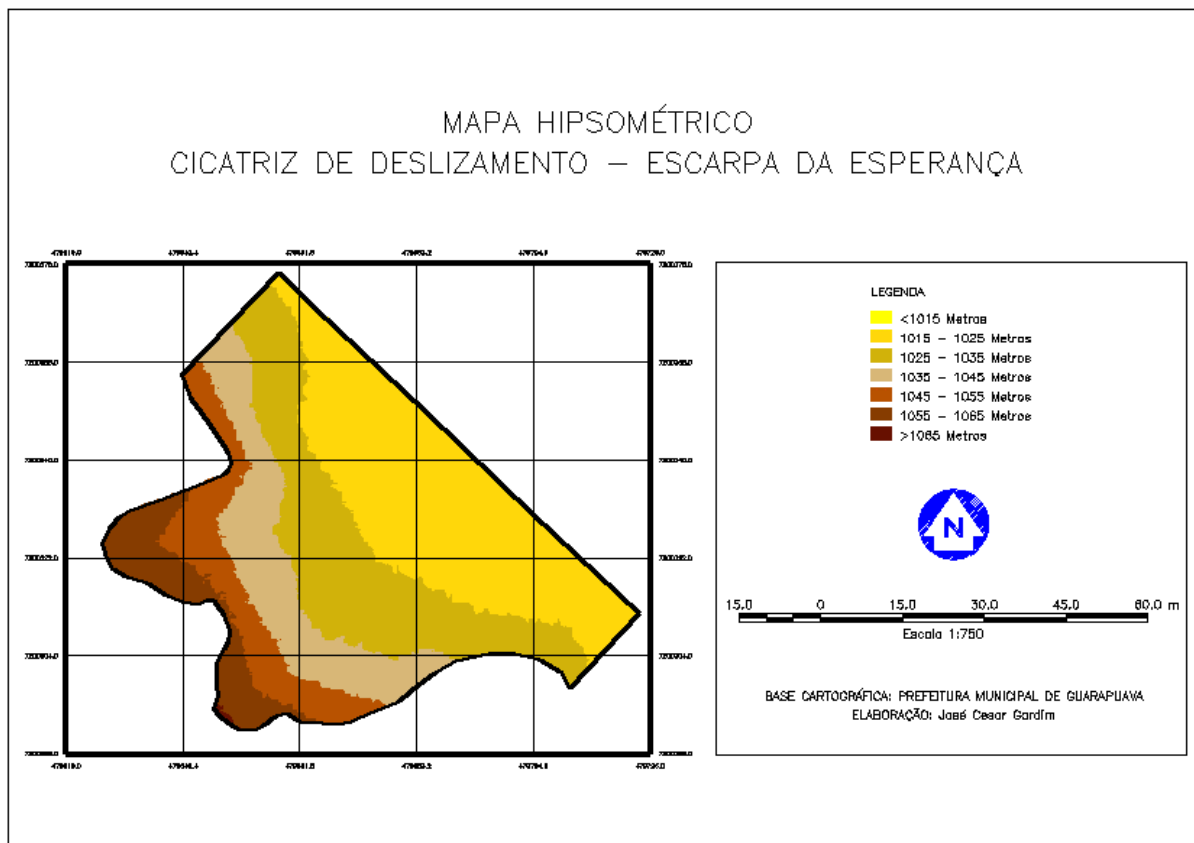
**Mapa 4: Mapa de Declividade da Cicatriz de deslizamento 1998**

Fonte/Org.: José C. Gardim e Solange F. Vieira (2005).

Dessa forma, observou-se que os movimentos de massa já ocasionaram problemas na passagem da rodovia BR-277 em direção a Guarapuava diversas vezes (ver capítulo 5), fato este comprovado pela pesquisa realizada em jornais e principalmente pelas pessoas que utilizam com freqüência a rodovia. Um ponto positivo é que até o momento não foram registradas vítimas fatais da atuação destes processos,

por outro lado, não se pode descartar a possibilidade de que isso venha acontecer caso não seja tomada qualquer providência para reduzir ou amenizar a atuação dos movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança.

Atualmente, a deflagração destes processos depois de fortes chuvas tem se tornado cada vez mais regular no trecho que compreende o setor central da Serra da Esperança, gerando preocupações à concessionária “Caminhos do Paraná” que administra a rodovia. Isso porque esta rodovia corta o estado no sentido Leste/Oeste, sendo a principal rota de acesso da capital para os municípios localizados a Oeste do estado.



**Mapa 5: Mapa Hipsométrico da Cicatriz de deslizamento 1998**

Fonte/Org.: José C. Gardim e Solange F. Vieira (2005).

Quanto ao inventário propriamente dito, não foi possível gerar a objetivada base histórica dos processos de movimentos de massa ocorridos no setor central da Serra da Esperança, devido à insuficiência de acervos que mencionem esses processos.

Todavia, mediante os trabalhos de campo foi possível mapear as áreas onde estão sofrendo movimentação e as cicatrizes de antigos processos, os quais serão descritos a seguir.

## **5.2 Processos que foram mapeados no setor central da Serra da Esperança**

### **5.2.1 Processos mapeados nas margens da atual Rodovia BR 277**

#### **5.2.1.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos**

Atualmente, a Serra da Esperança tem sido palco destes processos modeladores do relevo como observado no último dia 20/02/2007 onde, devido a forte chuva, um deslizamento translacional raso (processo 2 - Mapa 3) e de pequena proporção (figura 14) fez com que o tráfego fosse suspenso por mais de 6 horas na área que compreende o setor central da Serra da Esperança.

Próximo ao Planalto, logo na primeira curva da Serra, a aproximadamente 115 m a 120 m da entrada da estrada antiga (ao Norte e abaixo da atual; figura 03) ocorreu um deslizamento também translacional raso (processo 3 - Mapa 3), só que neste caso no basalto alterado (figura 15). Este processo ocorreu entre meados de março e início de junho de 2007<sup>35</sup>, pois nos campos realizados antes desta data não havia indício de movimentação no local. Esta movimentação iniciou-se há mais ou menos 10 m de altura, sendo que a chuva foi um dos fatores que fez com que esta área sofresse deflagração, devido ao fato da mesma apresentar características físicas preponderantes (declividade acentuada e material alterado pouco coeso) á ação destes processos.

Outro fator que tem auxiliado na ruptura do equilíbrio do paredão rochoso do Arenito Botucatu, principalmente nos afloramentos localizados nas margens da rodovia é a cobertura vegetal. Ela difere do que muitos autores afirmam (GUDICINI e NIEBLE, 1984; GUERRA e CUNHA 2003; BIGARELLA 2003) quanto ao seu fator de proteção ao

---

<sup>35</sup> Segundo relatório de incidentes fornecidos pela concessionária Caminhos do Paraná acredita-se que este processo deve corresponde ao descrito no dia 22/05/2007, o qual obstruiu uma das pistas por quase 2 horas.

solo. Fator este que tem auxiliado na movimentação devido ao papel desempenhado através das raízes, que adentram a rocha pelas fraturas alargando o espaçamento entre as diáclases e, com isso, a água da chuva percola esses espaços aumentando a infiltração e alterando a rocha, ou seja, intensificando o intemperismo físico-químico. Isso tende a acelerar o processo de deslizamento raso (processo 4 - Mapa 3) e queda de bloco (processo 5 - Mapa 3) no setor declivoso da Escarpa, como mostra as figuras 16 e 17.

Seguindo a descida na rodovia (em direção a Curitiba) a aproximadamente 15 m das quedas de bloco citadas anteriormente, encontrou-se outra queda de bloco, (processo 6 - Mapa 3) neste caso no paredão do arenito Botucatu com solo de basalto (figura 18). Sendo que próximo desta queda de bloco há ravinas com escoamento superficial, comprovando que durante os períodos de chuva há também escoamento mesmo com a presença da cobertura vegetal.

Com efeito, ao lado da cicatriz de 1998, observou-se um grande anfiteatro de deslizamento (processo 7 - Mapa 3), com aproximadamente 42 m de extensão, nesse local estão ocorrendo novas movimentações.

Na grande curva antes da primeira ponte (Rio Tigrinho) na descida da Serra, está ocorrendo queda de bloco (processo 8 - Mapa 3), onde o corte vertical no paredão do Botucatu, as fraturas e as raízes das plantas tem condicionado a incidência deste processo, principalmente neste setor da Escarpa. Na figura 19 é possível observar uma lasca de rocha que se encontra suspensa, podendo cair a qualquer momento do paredão do arenito Botucatu.

Por conseguinte, entre as pontes do rio Tigrinho e do rio São João (figura 20), na margem da rodovia está ocorrendo queda de bloco e deslizamento do manto de alteração do basalto e do arenito Rio do Rasto (processo 9 e 10 - Mapa 3). Neste trecho de vertente íngreme e úmida, foi construído um muro de contenção para frear o processo e conter os materiais mobilizados para que não cheguem até a rodovia.

Nesse mesmo setor da encosta foram mapeados vários locais com queda de bloco e deslizamentos de pequena expressão (ilustrados no Mapa 3 - processos 11, 12, 13, 14).



**Figura 14: Deslizamento translacional raso no Arenito Botucatu.** Próximos a cicatriz de deslizamento de 1998. Com aprox. 3m de altura.  
Foto: Joel Pellerin (Março de 2007)



**Figura 15: Deslizamento raso no basalto alterado.** Localizado na primeira curva na descida da Serra, com aprox. 3,5 m de altura.  
Foto: Solange F. Vieira (Março de 2007)



**Figura 16 e 17: Queda de bloco no Arenito Botucatu, nas margens da rodovia.** Nas figuras é possível observar o papel das raízes da cobertura vegetal agindo no processo.  
Foto: Solange F. Vieira (março de 2007).



**Figura 18: Deslizamento e queda de blocos no Arenito Botucatu.**

**Figura 19: Queda de Bloco no Botucatu, na curva antes da Ponte do Rio Tigrinho.**

Fonte: Joel Pellerin (março de 2007).



**Figura 20: Queda de bloco no arenito Rio do Rasto e deslizamento do basalto alterado.** Encosta entre as duas Pontes (Rio Tigrinho e São João). Observa-se o muro de contenção nas margens da rodovia (com aprox. 3 m de altura)  
Fonte: Solange F. Vieira (outubro de 2006)

Em uma chácara, depois da segunda ponte (do Rio São João) nas margens da rodovia (direção a Curitiba), ocorreu um grande deslizamento rotacional (figura 21) (nas coordenadas UTM 481029 e 7199741) que promoveu o soerguimento de parte da pista

de rolamento (processo 15 - Mapa 3). Neste caso, o eixo da rotação do processo devia estar localizado na passagem da rodovia, sendo que a mesma foi erguida pela pressão do movimento ocorrido a montante. Este processo se deu nas rochas de fraca resistência e coesão da formação Rio do Rasto, a qual encontra-se coberta por um pacote coluvial.



**Figura 21: Deslizamento rotacional na Formação Rio do Rasto.** Chácara as margens da rodovia, depois da segunda ponte (São João) na descida da Serra.  
Foto: Andrey Binda (Julho de 2007)

A passagem da rodovia deve ter favorecido este movimento, já que a mesma parece ter sido construída no eixo do processo, por isso foi afetada pelo escorregamento rotacional.

Depois da ocorrência do movimento foram colocadas manilhas para drenar o fluxo da encosta e da área deslizada, no entanto, onde foi dirigida a desembocadura do fluxo (na margem desta cicatriz) formou-se uma grande voçoroca devido ao material ser pouco coeso e a quantidade da água ser agora concentrada. Segundo relatos do DER - PR, as obras de engenharia empregaram a técnica de retirada do material da vertente para estabilizar este deslizamento, também foi remanejado o material deslizado que se encontrava nas margens da rodovia e que fazia pressão sobre a base da encosta, por isso, devido a diminuição da sobrecarga, a encosta permanece atualmente estável.

Na margem contrária, bem em frente a este processo, foi mapeado um deslizamento translacional raso de pequena proporção (processo 16 - Mapa 3) no corte da estrada.



Por fim, para sintetizar os movimentos mapeados na margem da rodovia BR 277 foi elaborado um quadro (5) com o número correspondente do processo, o tipo de movimento, o material onde se deu a movimentação, o impacto ou/e resultado, a fonte da informação e o número da foto ilustrativa do processo.

**Quadro 5: Deslizamentos e Quedas de bloco levantados nas margens da Rodovia BR 277.**

<b>Deslizamentos e Quedas de bloco levantados nas margens da Rodovia BR 277</b>					
<b>Processo</b>	<b>Tipo</b>	<b>Material</b>	<b>Impacto/resultado</b>	<b>Fonte</b>	<b>Foto</b>
01	Deslizamento translacional	Arenito Botucatu	Impediu o trânsito na rodovia por quase 1 semana	Entrevista aos usuários	9, 10, 11 e 12
02	Deslizamento translacional raso	Arenito Botucatu	Pista interditada por algumas horas	Atividade de campo e informações concessionária	14
03	Deslizamento translacional raso	Basalto alterado	Material na canaleta e em uma das pistas	Atividade de campo e informações concessionária	15
04	Deslizamento raso	Arenito Botucatu	Material sobre o acostamento	Atividade de campo	—
05	Queda de bloco	Arenito Botucatu	Blocos sobre o acostamento	Atividade de campo	16 e 17
06	Queda de bloco	Arenito Botucatu e detrito do capeamento basáltico.	Material sobre o acostamento	Atividade de campo	18
07	Deslizamento translacional	Arenito Botucatu e detrito do capeamento basáltico.	Provavelmente deve ter obstruído a pista, pela cicatriz que deixou na encosta.	Atividade de campo	—
08	Queda de bloco	Arenito Botucatu	Blocos suspensos, risco de atingir carros com novas quedas	Atividade de campo	19
09	Queda de bloco	Manto de alteração do basalto e arenito Rio do Rasto	Construção de muro de contenção para conter o material mobilizado	Atividade de campo	20
10	Deslizamento translacional	Manto de alteração do basalto e arenito Rio do Rasto	Construção de muro de contenção para conter o material mobilizado	Atividade de campo	20
11, 12, 13 e 14	Quedas de bloco e deslizamentos translacionais de pequena expressão.	Arenito Botucatu e blocos de basalto	Blocos rolados e materiais mobilizados no meio da mata.	Atividade de campo	—
15	Deslizamento	Rochas da	Levantou o asfalto na	Atividade de	

	rotacional	formação Rio do Rasto	BR 277, depois foi construído muro de contenção.	campo e relato de usuários.	21
16	Deslizamento translacional raso de pequena proporção	Rochas da formação Rio do Rasto	Material na canaleta	Atividade de campo	—

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

Desse modo, enfatiza-se que a predominância dos processos nas margens da rodovia foram de deslizamentos translacionais, também ocorreram com menor frequência quedas de bloco e deslizamento rotacional sendo este apenas um caso levantado.

Quanto ao tipo de material, a maioria das movimentações foram sobre os arenitos da Formação Botucatu, mas também nas rochas da Formação Rio do Rasto e no basalto alterado.

Os maiores impactos foram causados pelo processo 01 que interrompeu o tráfego por vários dias, e o processo de número 15 que soergueu a rodovia. Os demais impactos e resultados foram predominantemente de material sobre a pista e de construção de muro de contenção.

Já as informações foram coletas preferencialmente em campo, mas também através nas entrevistas aos usuários da rodovia.

## 5.2.2 Processos mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao Norte da atual)

### 5.2.2.1 Deslizamentos

Em uma propriedade localizada as margens da antiga rodovia foi mapeado local com deslizamento do tipo rotacional (processo 17 - Mapa 3) (nas coordenadas UTM 0479732 / 7200921), em dois setores na mesma encosta (processo 18), onde o material mobilizado trata-se de um depósito de encosta em área inclinada, situado na porção mediana da encosta (figura 22).

Este processo foi levantado no dia 25/06/2007, sendo que segundo relato do proprietário o processo ocorreu no depósito de encosta (figura 23) depois de um período chuvoso ocorrido no final do mês de maio deste ano. Outro condicionante desta movimentação foi o rio de pequeno porte que desce essa encosta, e está promovendo

uma aparente erosão remontante. Nessa mesma propriedade em um outro rio de 1º ordem observou-se também um pequeno deslizamento translacional (processo 19 - Mapa 3)

Após retornar ao local do estudo num período pouco superior ao de 30 dias (28/07/07), constatou-se que o rio que até então possuía um porte pequeno havia se transformado em uma cascata. Nesse momento foi possível observar o afloramento na base da cascata do arenito da formação Rio do Rasto (figura 24).

Seguindo a estrada dentro desta mesma propriedade, foi observada uma antiga cicatriz de deslizamento translacional (coordenadas do ponto UTM 0479845 / 7201935) (figura 25). Sendo que a mesma (processo 20 - Mapa 3) está sendo reativada, principalmente na parte central, a qual segundo o morador já faz 3 anos que esta encosta vem apresentando novos sinais de movimentações. Isso foi evidenciado em campo, onde durante todo o percurso em direção a cicatriz observou-se blocos rolados, oriundos de quedas do paredão acima, as rochas neste setor são de arenito Botucatu e no topo basalto (figura 26). O relevo apresentou inclinação de aproximadamente 45º e densa cobertura vegetal caracterizando-se como uma área de difícil acesso.

Com efeito, em outro local, localizado abaixo e na mesma encosta da cicatriz do grande deslizamento de 1998 (todavia separados pela rodovia), está sofrendo movimentação (processo 21 - Mapa 3) nas margens de um pequeno canal de 1º ordem que desce esta vertente<sup>36</sup>.

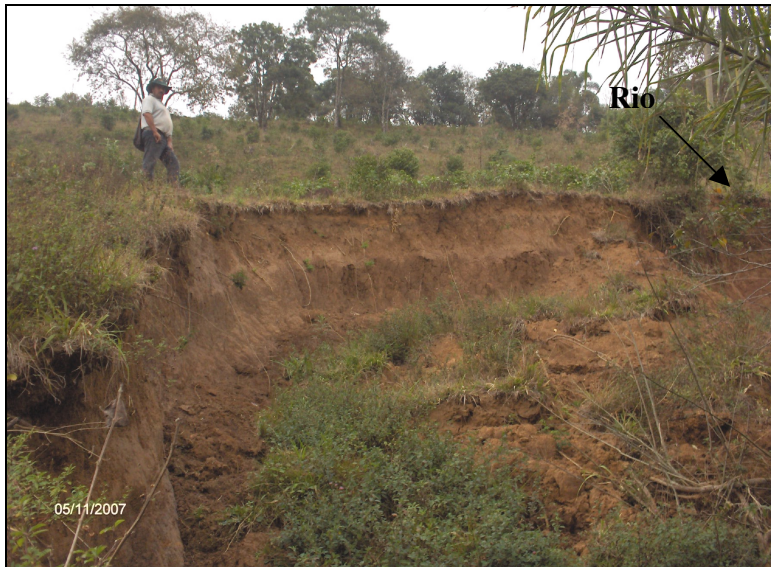
Na figura 27 é possível observar (local selecionado) a extensão da área onde está ocorrendo deslizamento translacional. O material mobilizado é do próprio depósito da encosta, formado por blocos de basalto, seixos de várias dimensões, arenito recozido e areia na base do canal<sup>37</sup>. Este processo está entalhando o depósito da encosta e alargando as margens do canal, fato observado nas figuras 28 e 29. Em certos setores deste canal o processo aparenta ser mais antigo, sendo que em alguns

---

<sup>36</sup> Pontos coletados em diferentes locais dentro deste pequeno rio com movimentação: UTM 479898 / 7200400; 479905 / 7200419; 479935 / 7200450).

<sup>37</sup> Estima-se que o volume do material mobilizado em um dos setores analisados foi de 3,5 m (cálculo no centro do canal).

locais o canal se torna mais retilíneo e por vezes sem alargamento aparente nas margens.



**Figura 22: Deslizamento rotacional, no depósito da encosta.**  
Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007).



**Figura 23 e 24: Deslizamento rotacional em dois setores da mesma encosta.** Sendo um no depósito cortado pelo rio de pequeno porte (2 m de profundidade aproximadamente) e outro na margem.  
Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007)



**Figura 25: Cicatriz de deslizamento.** Localizada em uma propriedade as margens da antiga Rodovia abaixo da Serra.

Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007)



**Figura 26: Reativação da cicatriz de deslizamento.** Foto tirada dentro da cicatriz, nota-se a inclinação da encosta e os blocos acima prestes a cair.

Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007)

Nessa mesma encosta, a montante do ponto acima descrito, próximo à rodovia e em frente ao grande deslizamento de 1998 (na figura 30), está ocorrendo deslizamento no material do aterro proveniente da construção da rodovia. Trata-se de uma grande área com duas cicatrizes distintas. Sendo que uma delas (processo 22 - Mapa 3), localizada bem em frente à cicatriz de 1998, possui menor alargamento lateral e aparenta ser um processo mais antigo.



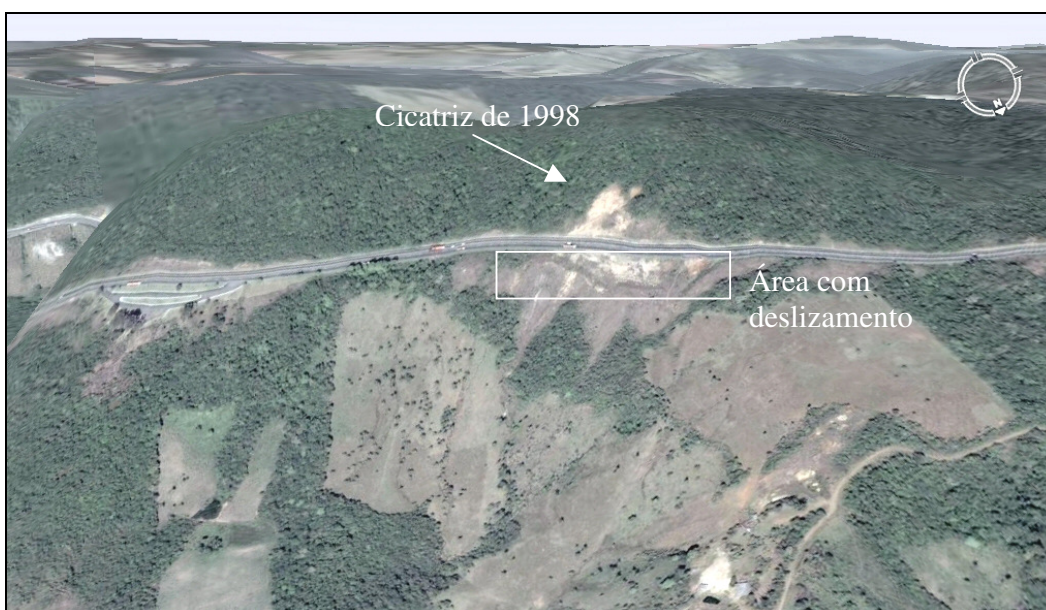
**Figura 27: Pequeno Rio entalhando depósito de encosta.** Localizado a jusante da grande cicatriz de 1998.  
Foto: Solange F. Vieira (Julho de 2007).



**Figura 28: Detalhe do processo de alargamento das margens do canal, decorrente do deslizamento e da erosão das margens.**  
Foto: Andrey Binda (Julho de 2007)



**Figura 29: Detalhe dos materiais que compõem o depósito de encosta.** Blocos de várias dimensões de basalto e arenito Botucatu.  
Foto: Solange F. Vieira (Julho de 2007)



**Figura 30: Área com intensa movimentação e ravinamento.** Na figura é possível observar a localização e a extensão deste processo, logo abaixo da grande cicatriz de 1998. Note-se, então que estrada apresenta movimentação nas duas margens.  
Fonte: Google Earth

Já a outra área localizada a aproximadamente 30 metros à esquerda da cicatriz de 1998 (esquerda olhando de frente para a cicatriz) apresenta evidências de estar

mais ativa (processo 23 - Mapa 3), sofrendo progressivamente ampliação lateral acima, sendo que mais abaixo vai afunilando-se. Nesse local há mais linhas de escoamento; sendo que o material desta cicatriz está altamente úmido e em certos locais liquefeito. Nestas cicatrizes os materiais movimentados são diversos, desde materiais finos (areia, silte e argila) até matacões de basalto e arenito, trata-se, pois de um depósito de encosta. De modo geral, trata-se de um setor preocupante por estar a poucos metros da rodovia e por estar em movimentação.

Por fim, acredita-se que a área em frente à cicatriz de 1998 apresenta um alto risco aos usuários da rodovia, afinal, a estrada se encontra em local de alta suscetibilidade e, neste ponto em especial, com processos ativos nas duas margens.

Outro aspecto importantíssimo observado em campo, não somente neste local, mas em toda a margem abaixo da estrada é o fato das canalizações feitas com manilhas para drenar a água da rodovia. O problema foi que toda essa água é liberada no material depositado, de pouca coesão e que se encontra em local de forte declividade. Esse fator aumenta ainda mais a ameaça para a rodovia, frente aos deslizamentos que podem vir a ocorrer na sua base. A soma dos fatores, alta declividade, escoamento superficial concentrado, e material de depósito estão facilitando a ocorrência deste deslizamento.

Isso foi observado também na encosta localizada na curva antes do rio Tigrinho, na margem esquerda (em direção à Curitiba), esta encosta apresenta-se úmida, com várias linhas de escoamento e com movimentação em todo o trecho (processo 24 e 25 - Mapa 3). Este fato acaba por caracterizar este setor da encosta como crítico, visto que a rodovia passa logo a montante e que a outra margem com paredão íngreme apresenta problemas de quedas de bloco (como afirmado acima, processo 8).

Como pode ser observado nos processos descritos anteriormente, são vários os locais com cicatrizes de movimentações e também áreas com suscetibilidade a deslizamento. Um exemplo é o caso da antiga rodovia, localizada ao Norte atual, e que apresenta indícios nas margens de uma movimentação superficial, a qual pode evoluir para um grande escorregamento.

Para finalizar, no quadro 6 estão todas as informações referentes a cada um destes processos levantados na antiga rodovia (ao Norte da atual rodovia).



**Quadro 6: Processos mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao Norte da atual)**

Processos mapeados nas margens da Rodovia antiga (mais ao Norte da atual)					
Processo	Tipo	Material	Impacto/resultado	Fonte	Foto
17 e 18	Deslizamento rotacional	Depósito de encosta, sobre Formação Rio do Rasto.	Prejudicando o plantio e a utilização para criação de gado.	Atividade de campo e conversa com proprietário.	22 e 24
19	Deslizamento rotacional	Depósito de encosta	Prejudicando a área de plantio.	Atividade de campo	23
20	Cicatriz de Deslizamento translacional com reativação	Arenito Botucatu e basalto.	Blocos rolados em toda a encosta	Atividade de campo e conversa com morador.	25 e 26
21	Deslizamento translacional	Depósito de encosta	Entalhe da encosta muito próxima a rodovia.	Atividade de campo	—
22	Cicatriz de Deslizamento translacional	Depósito de encosta	Cicatriz muito próxima a rodovia, causando risco a mesma.	Atividade de campo	27, 28 e 29
23	Cicatriz de Deslizamento translacional	Depósito de encosta	Reativação da cicatriz muito próxima a rodovia, causando risco a mesma.	Atividade de campo	30
24	Deslizamento translacional	Depósito de encosta	Setor crítico, visto que a rodovia passa logo a montante	Atividade de campo	—
25	Deslizamento translacional	Depósito de encosta	Setor crítico, visto que a rodovia passa logo a montante	Atividade de campo	—

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

### 5.2.3 Processos Mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao Sul da atual)<sup>38</sup>

#### 5.2.3.1 Deslizamentos e Quedas de Blocos

Próximo a entrada da rodovia antiga (ao Sul da atual), perto do posto de pedágio, na margem direita do Rio Xaxim (na coordenada UTM 483634 / 7200256) foi mapeado um deslizamento translacional raso no depósito de encosta (processo 26 - Mapa 3), com largura entre 3 a 5m, como observado na figura 31.

Nesta mesma estrada, continuando o trajeto em direção ao planalto observou-se um deslizamento raso dos arenitos (figura 32) da Formação Rio do Rasto. Este

<sup>38</sup> Ver a localização na figura 03.

processo (processo 27 - Mapa 3) deve ter ocorrido entre os dias 01 a 06 de março de 2007. Com a movimentação vieram abaixo vários blocos do arenito e árvores, impedindo o tráfego da estrada, como mostra a figura 33 (tirada no dia do deslizamento).

Continuando o trajeto nesta antiga rodovia (em sentido a Guarapuava), observou-se movimentação nos dois lados da estrada. Na margem esquerda (processo 28 - Mapa 3), o movimento é de queda de bloco que vem a depositar-se sobre estrada sendo que em alguns casos cruza por sobre a estrada e rola encosta abaixo.

Já na margem direita, no sentido Guarapuava (em direção ao platô), o processo é de deslizamento translacional raso (figura 34). Nesta margem (processo 29 - Mapa 3) a situação é mais delicada por tratar-se de um trecho com forte declividade (ver mapa de declividade da área), onde acumula-se o material proveniente do movimento acima. Neste setor da estrada é considerável o risco de todo o trecho ceder, uma vez que todo o material depositado já está sofrendo movimentação.

Outro processo mapeado foi próximo as nascentes do rio Cachoeira Branca, trata-se de um deslizamento translacional e também queda de bloco no arenito Botucatu (processo 30 - Mapa 3).

Por conseguinte, todas as informações descritas acima, dos processos levantados nas margens da rodovia antiga (ao sul e acima da atual) estão sintetizados no quadro a seguir (7).



**Figura 31: Deslizamento na margem direita do Rio Xaxim.**  
Foto: Solange F. Vieira (Julho de 2007).



**Figura 32 e 33: Deslizamento do arenito Rio do Rasto.** Margens da antiga rodovia (ao Sul). Nota-se a obstrução do trânsito neste local, devido aos blocos de arenito mobilizados.  
Foto: Joel Pellerin (Março de 2007).



**Figura 34: Deslizamento nas margens da antiga rodovia (ao Sul da atual).** Na foto ao fundo é possível observar os depósitos de blocos decorrentes das quedas do paredão encosta acima.

Foto: Bigarella (Outubro de 2007)

**Quadro 7: Processos mapeados nas margens da antiga Rodovia (ao sul da atual)**

Processos Mapeados nas margens da Rodovia Antiga (mais ao sul da atual)					
Processo	Tipo	Material	Impacto/resultado	Fonte	Foto
26	Deslizamento translacional raso.	Depósito de encosta	Evolução natural da encosta próxima a estrada.	Atividade de Campo	31
27	Deslizamento raso	Arenito da Formação Rio do Rasto	Obstrução da estrada	Atividade de Campo	32 e 33
28	Queda de bloco	Arenito Botucatu e Basalto	Obstrução da estrada, há indícios que o traçado desta estrada mudou devido aos grandes blocos que vieram a depositar-se sobre ela.	Atividade de Campo	—
29	Deslizamento translacional raso	Depósito de encosta	Risco que a estrada movimente junto.	Atividade de Campo	34
30	Deslizamento translacional e queda de bloco	Arenito Botucatu e basalto.	Blocos depósitos em toda a encosta.	Atividade de Campo	—

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

Portanto, foi possível observar neste capítulo que o setor central da Serra da Esperança como um todo, foi e continua sendo palco dos movimentos de massa, em especial de deslizamentos, os quais na área de estudo são na grande maioria do tipo translacionais, sendo também em menor incidência os rotacionais e quedas de bloco.

Com efeito, os deslizamentos rotacionais foram encontrados predominantemente nos depósitos de encosta que tem como embasamento as rochas da Formação Rio do Rasto, já os translacionais foram levantados tanto em rochas da formação Botucatu como nas rochas da Formação Rio do Rasto; e por fim, as quedas de bloco predominantemente deflagrados nos paredões dos arenitos Botucatu capeados por Basaltos.

Quanto a posição dos processos, observou-se através do mapa de localização que a grande maioria está localizada nas margens da rodovia, o que evidencia-se que a existência da estrada aumentou o grau de suscetibilidade natural a movimentação.

## **6. ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA**

### **6.1 Fatores climáticos**

Segundo Tricart (1972, p.168)<sup>39</sup> a água é um agente morfogenético essencial, ela intervém na superfície do solo, dentro do meio hipodérmico e em profundidade. A maneira como ela se move e o nível no qual trabalha influencia a cobertura vegetal e os solos.

Para Fiori (1995a), a precipitação é um importante fator no controle do ciclo hidrológico e, por conseguinte, da regulação das condições geomorfológicas de uma determinada região.

Dessa forma, as precipitações são consideradas importantes modeladores do relevo, onde proporcionam a ação do intemperismo das rochas e caracterizam-se como

---

<sup>39</sup> Tradução Livre da autora.

um dos fatores responsáveis pelos diversos processos erosivos que ocorrem nas encostas. Por isso, para Guidicini e Nieble (1984) as chuvas são um dos aspectos a serem considerados na tentativa de análise de condições que levam ao desencadeamento dos processos de instabilização, ou seja, no aparecimento de escorregamentos.

De maneira geral, os movimentos de massa são causados pela ação da água, a qual em excesso faz o solo deslocar-se vertente abaixo. Isso ocorre após chuvas prolongadas e principalmente em vertentes sem cobertura vegetal, o qual proporcionam grande infiltração e rápido encharcamento do solo (GUIDICINI e NIEBLE, 1984).

Segundo Coelho Netto (2003), as características da pluviosidade que mais afetam na desestabilização de uma vertente são: a intensidade da precipitação, as quantidades de chuvas, e seus regimes sazonais ou diários. Por isso as variações climáticas são capazes de provocar significativas modificações no equilíbrio das vertentes, principalmente as mudanças da quantidade e regime de precipitações e temperatura (LUIZ, 1996).

Soares *et al.* (1976), em estudos sobre movimentos de massa na Serra de Maranguape, constataram que o elevado índice de pluviosidade na ocasião dos escorregamentos teve uma atuação ativa, mas não pode ser considerada isoladamente, pois anos anteriores tiveram precipitações superiores sem escorregamentos. Supõe-se que ocorreram modificações substanciais na estabilidade dessas encostas e essas modificações teriam sido motivadas pela ação antrópica, como construções de estradas.

Este escorregamento também pode estar ligado à quantidade de precipitação diária, pois determinados anos talvez tenham apresentado maiores totais pluviométricas e não terem sofrido movimentação como em outros anos de menor quantidade anual ter ocorrido o processo. Isso se deve a distribuição das chuvas no decorrer do ano e do mês, ou seja, quanto choveu em determinado tempo. Pois se uma grande quantidade de chuva cai em apenas um dia, é provável que cause mais problemas do que se a mesma quantidade de precipitação ocorresse de maneira distribuída ao decorrer de vários dias, ou seja, de forma gradativa. Por isso, não se deve considerar apenas o

total pluviométrico, mas sim em quanto tempo determinada quantidade de chuva se deu e que condições se encontrava a área.

Na mesma linha, Guidicini e Iwasa (1976) consideram que somente o contínuo e gradual aumento da saturação do meio por ocasião de uma estação chuvosa, por mais intensa que seja, não chega a atingir um ponto crítico, porque se o grau de saturação chegasse a esse ponto as encostas do sudeste brasileiro sofreriam freqüentes catástrofes por força somente dos índices de pluviosidade acumulada. No entanto, segundo Guidicini e Nieble (1984) no Brasil, se os índices de precipitação forem superiores a 250 – 300 mm por dia, as chuvas com essa intensidade são capazes de desencadear movimentos de massa praticamente em qualquer circunstância.

Portanto, percebe-se que não é somente a precipitação a maior responsável pela deflagração destes processos, mas sim a soma de diversos fatores que resulta na instabilidade da encosta. Como por exemplo, alta declividade, alteração antrópica, material constituinte, características do substrato (fraturas, resistência das rochas), podem levar a ruptura do equilíbrio em períodos chuvosos resultando na movimentação.

No setor central da Serra da Esperança observou-se que a ocorrência dos movimentos de massa está ligada a períodos de chuvas concentradas, todavia, não é a precipitação a causa principal, mas sim apenas o elemento deflagrador deste processo.

A atuação da pluviosidade na ocorrência destes processos pode ser observada na BR 277 no trecho da Escarpa da Esperança, como foi o caso do deslizamento ocorrido em abril de 1998, quando a alta precipitação movimentou grande quantidade de material que foi depositado na pista deixando-a intransitável por vários dias. No entanto, esses processos têm voltado a acontecer nos últimos meses devido as fortes chuvas de verão, como observado recentemente no Jornal Estadual do dia 20/02/2007, onde foi relatada uma nova ocorrência de deslizamento na BR 277, setor central da Serra da Esperança. Este processo, conforme o noticiário, interrompeu o tráfego por aproximadamente 5h00.

Tendo em vista essa influência, objetivou-se inicialmente traçar uma correlação dos dados pluviométricos com os processos que vem ocorrendo no setor central da Serra da Esperança. Contudo não foi possível realizar tal correlação, devido ao fato de

os dados pluviométricos existentes na área serem fornecidos pelo IAPAR, o qual possui sua estação pluviométrica em Guarapuava, a aproximadamente 35 km da área em estudo.

Dessa forma poderia ocorrer uma chuva orográfica na Serra e, ao mesmo tempo, não no Planalto, onde se encontra localizada a estação coletora em Guarapuava. Do mesmo modo seria possível que a área de estudo permanecesse seca enquanto que em Guarapuava estaria chovendo.

Durante as atividades de campo foi possível observar que em determinado dia ocorreu precipitação na cidade de Guarapuava enquanto, na Serra o tempo continuou seco. Essa diferença pluviométrica que existe entre esses dois locais dificulta a utilização dos dados de pluviosidade desta estação, uma vez que eles podem não apresentar a mesma percentagem de chuva.

Essa evidência foi comprovada quando o relatório de incidentes fornecidos pela Concessionária Caminhos do Paraná (que administra este setor da rodovia BR 277) foi analisado juntamente com os dados pluviométricos fornecidos pelo IAPAR. Isso porque, onde estava relatado algum tipo de movimento na área, não foi registrado em Guarapuava dados pluviométricos explicando a precipitação na Serra. Somando essa falta de correlação entre precipitação e histórico de processos, seria necessário e apropriado ter médias diárias por hora no setor central da Serra da Esperança, para conhecer a intensidade da chuva e assim sua atuação nestes processos.

## **6.2 Característica dos materiais do substrato**

A análise da geologia é de fundamental importância no estudo de locais suscetíveis a deslizamentos, pois auxilia na identificação das áreas de resistência dos terrenos, para os diferentes usos, os quais possuem suas bases nas rochas (CRISTO, 2002).

Neste trabalho, serão considerados predominantemente: os fatores estruturais (as fraturas e falhas), litológicos (tipos de rochas, seus contatos e os mantos de intemperismo).



A questão estrutural é de fundamental importância no estudo dos movimentos de massa, sendo este um dos fatores condicionantes que se enfatiza nesta pesquisa. Para tanto, é necessário buscar embasamento teórico juntamente com trabalhos de campo, a fim de se chegar à resposta da atuação destes fatores nos processos de deflagração dos movimentos.

Em relação a litologia, segundo Beavis (2000) citado por Silva *et al* (2003) ela determina a intensidade de erosão e a estrutura geológica a sua localização e orientação. Sendo que a litologia pode influenciar na erosão através das características mineralógicas e texturais das rochas do substrato geológico e assim condicionar a permeabilidade e o carreamento de partículas soltas pelo intemperismo. Ela também influencia na gênese do solo, onde as características herdadas da rocha matriz podem deixar a cobertura pedológica mais suscetível a erosão (SILVA *et al*, 2003).

Desse modo, foi realizado mapeamento geológico no setor central da Serra da Esperança com o intuito de conhecer as litologias presentes na área de estudo e entender o seu grau de atuação nos processos identificados e nos locais com suscetibilidade a movimentar.

Assim, foram realizadas fotointerpretações em fotografias aéreas na escala 1:25000 e várias atividades a campo para mapear as rochas basálticas da Formação Serra Geral, os arenitos eólicos e subaquáticos da Formação Botucatu, os arenitos, siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto, as planícies aluviais e as várzeas do planalto bem como a disposição das fraturas e falhas da área de estudo.

Dessa forma, o mapa geológico (mapa 6) representa a síntese de toda a geologia mapeada na área. Visto que o fator estrutural é de grande importância no entendimento dos processos de deslizamentos levantados na Serra, bem como na elaboração do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança. Também foi elaborado um perfil estratigráfico que segue junto com o mapa.

Neste perfil é possível observar a seqüência litológica de uma seção transversal feita de um extremo ao outro do mapa geológico (mapa 6), passando pelo planalto, pela escarpa e pelo Morro do Chapéu, abrangendo algumas planícies aluviais e várzeas do planalto. Sendo que as altitudes neste perfil variam de 700 m a 1200 m no topo do platô.

**MAPA 6 – MAPA GEOLÓGICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA,  
NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS,  
PARANÁ.**

A elaboração deste cartograma exigiu árdua dedicação, devido ao fato de a área de estudo estar coberta por densa cobertura vegetal, relevo íngreme com locais de difícil acesso e, o que elevou sua complexidade o fato da área apresentar poucos afloramentos. Tudo isso motivou a necessidade de inúmeras atividades de campo com auxílio de fotointerpretação prévia.

Outra dificuldade enfrentada não somente neste mapa, mas também no mapa geomorfológico, deveu-se à imprecisão geométrica da base que tornou extremamente trabalhosa a passagem dos dados dos *overlays* das fotografias aéreas para a base, a qual precisou ser adaptada para ser posteriormente digitalizada e editada.

Por outro lado, com os trabalhos de campo pode-se evidenciar a existência de uma zona preferencial de deslizamento, além disso, registrou-se a ocorrência de locais onde há heterogeneidade na mesma formação rochosa. Assim, partindo deste pressuposto é que se iniciou a classificação da resistência das rochas que compõem a área de estudo com base em Selby (1982).

Foram também realizadas análises granulométricas em amostras da Formação Botucatu, tanto no arenito eólico como nos níveis conglomeráticos e na Formação Rio do Rasto. Tais análises foram realizadas com o intuito de caracterizar o tipo de material que constitui as encostas da área de estudo, a fim de evidenciar se o material era somente arenoso e também com o objetivo de não multiplicar dados. Desta feita, foram realizadas comparações dos resultados com as várias análises realizadas por Bigarella (1949) nesta mesma área nos arenitos eólicos e sub-aquáticos da Formação Botucatu.

Por conseguinte, um aspecto importante a se enfatizar é a confusão quanto a Formação ou Fácies Pirambóia<sup>40</sup>, que por muitas vezes é confundida com as rochas da Formação Rio do Rasto. Por isso, a seguir é realizada uma discussão sobre essas duas “formações” e sobre a seqüência litológica como um todo da área de estudo. Isso será feito com o propósito de sanar possíveis dúvidas a respeito das rochas que constituem a área de estudo e para se ter uma visão geral da Bacia do Paraná, em especial das formações aflorantes no setor central da Serra da Esperança.

---

<sup>40</sup> A autora não utiliza o termo formação Pirambóia, mas sim fácies Pirambóia ou arenito subaquáticas para os depósitos localizados na base e entre o arenito Botucatu, sendo então, considerado aqui como fácies da Formação Botucatu.

Assim, será descrita cada uma das formações geológicas representadas no mapa iniciando pela base com a Formação Rio do Rasto, passando pela Formação Botucatu e depois Formação Serra Geral; bem como pelas várzeas e planícies, e finalmente os elementos estruturais mapeados neste trabalho. Por fim, serão apresentadas às análises granulométricas e a classificação das resistências global das rochas destas formações, as quais compõem a área de estudo.

### **6.2.1 Formação Rio do Rasto**

A Bacia do Paraná compreende uma grande região sedimentar<sup>41</sup> da América do Sul, a qual abriga uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Esta bacia inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai Oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, em uma área que ultrapassa 1.500.000 km<sup>2</sup>, e é caracterizada como uma bacia intracratônica, contida inteiramente na placa sul-americana (MILANI, 2004, p.266).

No Paleozóico, a bacia do Paraná<sup>42</sup> esteve sob influência da invasão do mar, de glaciação e de esforços tectônicos. Em distintos períodos foram depositadas seqüências de estratos e camadas de sedimentos finos, como argilas, siltes e calcários com centenas de metros de espessura; a partir do Triássico o mar regrediu e não mais retornou. Em ambiente continental, rios e lagos se formaram e o clima foi se transformando até se tornar inteiramente desértico. Foi nessa época que ocorreu novo ciclo de sedimentação: na base da seqüência depositaram-se sedimentos arenosos, argilosos, lacustrinos, fluviais (ROCHA, 1997).

---

<sup>41</sup> Bacia sedimentar é a denominação dada para a depressão preenchida por sedimentos, carregados das áreas circundantes. A estrutura dessa área é geralmente composta de estratos concordantes ou quase concordantes, que mergulham normalmente da periferia para o centro da bacia. É uma área da crosta que após ser deprimida, (segundo Maack, 1947 pelo peso do grande derrame eruptivo), e recoberta pelo mar recebeu uma espessura significativa de sedimentos que se consolidaram (GUERRA, 1966; LEINZ e LEONARDOS, 1977).

<sup>42</sup> A Bacia do Paraná, em sua área central tem espessura não menor que 5000m de sedimentos e camadas basálticas, situada longe da faixa de perturbações orogênicas, sendo que suas camadas não apresentam dobramentos apenas deformações locais relacionadas às falhas (ALMEIDA, 1983).

Um dos ciclos de sedimentação foi a da Formação Rio do Rasto<sup>43</sup>, presente na base da área de estudo. Segundo Schneider *et al.* (1974) citado por Baptista *et al.* (1984) esta formação é composta por sedimentos essencialmente clásticos de cores variadas, situados estratigraficamente acima da Formação Teresina e abaixo da Formação Botucatu. Compreendem siltitos e arenitos finos esverdeados e arroxeados, e argilitos e siltitos vermelhos com intercalações lenticulares de arenitos finos (ALMEIDA, 1983).

Gordon Jr. (1947 apud BAPTISTA *et al.* 1984) eleva o Rio do Rasto ao status de formação e divide-o em dois membros: o superior denominado Morro Pelado (ambiente deposicional estritamente continental, com sedimentos de lagos e planícies aluviais) e o inferior Serrinha (caracterizando um ambiente marinho de transição entre os depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os continentais do Morro Pelado).

Segundo a MINEROPAR (2001), o Membro Morro Pelado está depositado em ambiente fluvial e de planície deltáica, contém siltitos e argilitos avermelhados e arenitos finos intercalados. O Membro Serrinha, desenvolvido em ambiente de frente deltáica e planície de marés, contém siltitos e arenitos esverdeados muito finos, micríticos e calcarenitos.

Entre as camadas calcáreas da Formação Teresina e as camadas vermelhas da Formação Rio do Rasto desenvolve-se uma seqüência de horizontes sem carbonato de cálcio, areno-argilosos, de coloração variável – avermelhados, esverdeados, violáceos e amarelados –, cuja espessura varia entre 60 m e 70 m (MAACK, 1947).

Este autor distingue, portanto, na Formação Rio do Rasto as seguintes divisões: uma formação de camadas areno-argilosas, de variada coloração que, em contraste com os horizontes calcáreos e com os bancos de desagregação esferoidal de Teresina-Serrinha, são isentas de calcáreos, desagregando-se em palhetas finas como folhelhos; os diversos horizontes de cores alternantes são nitidamente limitados entre si. Como limite inferior observa-se um horizonte argilo-arenoso, avermelhado, ou vermelho-

---

<sup>43</sup> Maack (1947) afirmou que às camadas vermelhas Rio do Rasto foram inicialmente consideradas como idênticas às camadas Santa Maria, todavia estas se situam mais alto no perfil estratigráfico, sendo separadas inferiormente das camadas Rio do Rasto e superiormente do arenito Botucatu por discordâncias de erosão.

violáceo, revelando evidentemente uma mudança das condições de sedimentação em comparação com as camadas Terezina. Na base deste horizonte avermelhado encontra-se uma leve discordância, limitada regionalmente, sob forma de uma linha ondulada. O limite com as camadas Terezina freqüentemente é formado por um arenito calcáreo cinzento, sendo em alguns pontos de difícil verificação na zona de decomposição, em virtude da coloração semelhante aos folhelhos inferiores. É uma seqüência de estratos limo-argilosos, notavelmente vermelho-castanhos ou intensamente vermelhos, freqüentemente formando bancos compactos, desagregando-se sempre em fragmentos mais grosseiros do que os folhelhos, finamente laminados.

Na área de estudo, o mesmo autor, encontrou *Estheria* ainda nas camadas vermelhas do Rio do Rasto, a 19 m abaixo da base do arenito eólico Botucatu e 1 m abaixo da base de um arenito fluvial, argiloso e vermelho, no pedestal da Serra Esperança, no Paraná, e na Serra da Bocaina, em Santa Catarina. Maack denominou estas camadas vermelhas do grupo Rio do Rasto de formação Poço Preto, em vista de que naquele lugar foram achados, pela primeira vez, os filópodos.

Foram levantados, na área de estudo afloramentos com coloração violeta e verde, provavelmente de fase síltica de areia de grandes planícies antigas (figura 35 e 36), onde os fluxos densos (provavelmente enxurradas) deixaram marcas de estratos cruzados em meio ao afloramento. Segundo trabalho de campo realizado com o professor Bigarella estas planícies podem ter sido de fase subaquática de nível raso, pertencente à Formação Rio do Rasto. Também foram observados afloramentos com níveis mais siltosos com alternância de camadas mais argilosas de coloração variável desde laranja á vermelho, e arenitos finos com camadas brancas dominantes e camadas amarelas que pode ser da alteração superficial (figura 37 e 38). Em certos afloramentos desta formação observou-se manganês, oriundos da deposição do ferro deixando traços escuros na rocha.

Também se constatou em campo, que esta litologia possui grande quantidade de linhas de escoamento que estão entalhando a encosta, devido ao fato da mesma ser predominantemente fina, pouco coesa e muito frágil o que confere a base da Escarpa da Esperança um baixo grau de resistência, resultando com isso na atuação dos processos modeladores do relevo, entre eles dos movimentos de massa.



**Figura 35 e 36: Marcas de depósitos de grandes planícies.** Este afloramento está localizado nas margens da antiga rodovia acima da Serra (ao Sul da atual).  
Foto: Solange F. Vieira (Outubro de 2007).



**Figura 37 e 38: Arenitos e siltitos/argilitos da Formação Rio do Rasto.** Afloramento na margens da antiga rodovia abaixo da Serra (ao Norte da atual). Afloramento do arenito branco com aproximadamente 2,5 m de altura.  
Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007)

Quanto a deposição da Formação Rio do Rasto esta é atribuída inicialmente a um ambiente marinho raso (supra a infra-maré) que transiciona para depósitos de planície costeira (Membro Serrinha) e passando posteriormente à implantação de uma sedimentação flúvio-deltaica (Membro Morro Pelado)(ORLANDI FILHO *et al.* (2002).

Segundo o mesmo autor, esta Formação apresenta contato por discordância erosiva com a Formação Botucatu que lhe é sobrejacente, e transicional com a Formação Teresina, que lhe é subjacente. O contato entre os seus Membros Serrinha e Morro Pelado é concordante e gradacional.

Na mesma linha, Maack (1947) diz que apenas acima dos horizontes vermelhos do grupo Rio do Rasto e abaixo do arenito Botucatu pode ser observada a grande discordância de erosão com o hiato entre o permiano e o triássico, faltando, tanto no Paraná como em Santa Catarina, a formação Santa Maria.

Portanto, o período Triássico no Brasil Meridional, desde o Triássico Inferior até o Médio, revela uma época de intensa erosão e denudação, da qual resultou, de um lado, a discordância e o hiato entre as camadas Rio do Rasto e a Formação Santa Maria e, por outro, entre o arenito Botucatu e as camadas rio do Rasto (MAACK, 1947).

### 6.2.2 Formação Botucatu

Cessada a deposição da Formação Rio do Rasto, sobreveio um ciclo erosivo de proporções continentais, denominado Gonduana<sup>44</sup> (MINEROPAR, 2001). Onde acima destes materiais (Rio do Rasto) formaram-se dunas em ambiente desértico que seriam os sedimentos constituintes da Formação Botucatu. Entre as duas formações diversos autores (CHANG e WU, 1993; BRIGHETTI 1994 *apud* ASSINE *et al.*, 2004; LAVINA e FACCINI, 1993; ASSINE *et al.*, 2004; TANDEL, 1993) descrevem a existência de depósitos interdunas ligados com rios efêmeros (BIGARELLA, 1949).

Washburn (1930) citado por Baptista *et al.* (1984) propôs a existência de uma unidade inferior de arenitos fluviais<sup>45</sup>, diferente dos arenitos eólicos Botucatu, denominado por ele como Formação Pirambóia.

De acordo com Chang e Wu (1993) a Formação Pirambóia é composta por sedimentação eólica, com depósitos de dunas, interdunas e *sandsheets* que se

---

<sup>44</sup> Ainda Gonduana não são somente as rochas depositadas depois da Formação Rio do Rasto, mas segundo Maack (1947) sob a denominação de camadas gonduânicas dos continentes meridionais entendem-se todos os depósitos, desde o carbonífero até o triássico, inclusive o espesso lençol eruptivo básico do rético ou liássico. (grifo da autora)

<sup>45</sup> Segundo Tandel (1993) os arenitos dessa “formação Pirambóia” geralmente são muito intemperizados, em áreas planas o intemperismo atinge 15m de espessura. Estes arenitos passam a ter estrutura maciça, com maior quantidade argila em relação ao não intemperizado, com cor amarelada à avermelhada.



intercalam com depósitos fluviais de rios efêmeros. Isto compõe uma faciologia diversificada, com fácies de *foresets* de dunas e de caudas de dunas, fácies interdunas úmidas, aquosas e secas, fácies de lençol de areia e de canal fluvial.

Segundo Brighetti (1994 *apud* ASSINE *et al*, 2004) em São Paulo há uma sucessão sedimentar com tendência a condições progressivas mais áridas em direção ao topo da unidade, sendo na parte inferior os depósitos de dunas associados a interdunas úmidas e amplos lençóis de areia, que permite na parte intermediária intercalações de arenitos de sistemas fluviais temporários.

Nesse sentido, Chang e Wu (1993) afirmam que essa faciologia é gerada por sistemas de *ergs* e de *extra-ergs* da deposição, contrastando com a simplificada Formação Botucatu de depósitos de dunas com grossas intercalações de depósitos de interdunas secas. As características litológicas, como o grande porte das estratificações cruzadas, a granulometria arenosa das lâminas e bimodalidade, permite considerar a Formação Pirambóia como sido gerada pela migração de campos de dunas eólicas.

Os autores Chang e Wu (1993), e muitos outros citados nesta dissertação (Washburn, 1930;...), somente consideram Formação Botucatu os arenitos eólicos, todavia esta formação também é composta de rochas subaquáticas, oriundas de rios temporários presentes em ambiente dunar. Desse modo, não se pode considerar estas fácies como formação Pirambóia, tendo em vista que seus limites não são possíveis de serem identificados, isso porque não estão somente na base do Arenito Botucatu, mas entre os arenitos eólicos; e também pelo fato de não existir uma seção tipo identificável<sup>46</sup>.

Assine *et al.* (2004, p.89) acreditam que a presença marcante de depósitos interdunas, comumente de interduna úmida, permite interpretar que há o predomínio de sistema eólico úmido. Segundo esses autores os sistemas eólicos úmidos “são caracterizados por nível freático constantemente alto, com muitos depósitos de interdunas úmida, onde podem ocorrer lagoas”.

As litologias pelíticas associadas representam acumulações de lamas por suspensão em lagoas temporárias, nas regiões baixas entre as dunas. Nos depósitos

---

<sup>46</sup> Segundo comunicação oral com o Prof. Bigarella, não há uma seção típica da chamada “Formação Pirambóia”, e esta para ser considerada formação deveria ter um continuidade lateral significativa.

fluviais foram observados apenas os conglomerados, arenitos grossos a muito grossos, médios e finos com grânulos ou intraclastos pelíticos no interior da laminação, que mostram a atuação de correntes efêmeras durante as inundações (LAVINA e FACCINI, 1993).

Assine *et al.* (2004) afirmam que as fácies de canais fluviais, representados por arenitos com seixos dispersos, às vezes conglomeráticos, intercalados entre as fácies eólicas, comprovam a ocorrência de interação flúvio-eólica durante a deposição dos sedimentos que deram origem à formação Pirambóia. Outro destaque é a ocorrência de arenitos conglomeráticos de origem fluvial na parte superior da unidade. As paleocorrentes destas fácies fluviais apontam mergulho deposicional da bacia para oeste, indicando para um cenário paleogeográfico de leques de rios entrelaçados. Nesses desertos, rios intermitentes avançam sobre as dunas durante as estações das chuvas, retrabalhando e introduzindo sedimentos de granulação mais grossa, que posteriormente são recobertos pelo avanço das dunas.

Há autores que confundem formação Rio do Rasto com as fácies Pirambóia, chamando esta de Formação, como é o caso de Franzinelli (1973, p.232) a qual realizou estudos no arenito Pirambóia no estado de São Paulo. A autora descreve como Formação Pirambóia “os espessos bancos arenosos, entremeados por níveis argilosos, silte-argilosos e siltosos, de cor amarelada-esverdeada, avermelhada a arroxeada”. Ou seja, esta definição dada pela autora na verdade se refere à denominada Formação Rio do Rasto descrita acima (tópico 6.2.1), e não aos depósitos subaquáticos que compõem a base da Formação Botucatu. Outro indício que leva a crer que esta litologia seja na verdade a Formação Rio do Rasto são análises granulométricas feitas nesta pesquisa, os resultados correspondem a areias fina e média, ou seja, os mesmo encontrados para as rochas da Formação Rio do Rasto no setor central da Serra da Esperança.

De acordo com Chang e Wu (1993) há autores que acreditam que o contato entre as formações é discordante e está relacionado à tectônica que antecedeu o rifteamento continental no final do Jurássico. Os arenitos grossos das dunas e os arenitos conglomeráticos do topo da Formação Pirambóia comprovam, mostrando mudanças no suprimento detrítico sentido nas regiões da borda da bacia. Já Soares (1975) citado por Petri e Fúlfaro (1983) afirma que há uma superfície que separa

bruscamente essas litologias, tanto na textura como na coloração, mas em alguns locais há passagem gradual entre os dois tipos de sedimentos. Este contato está coberto por depósitos ao longo da Serra Geral.

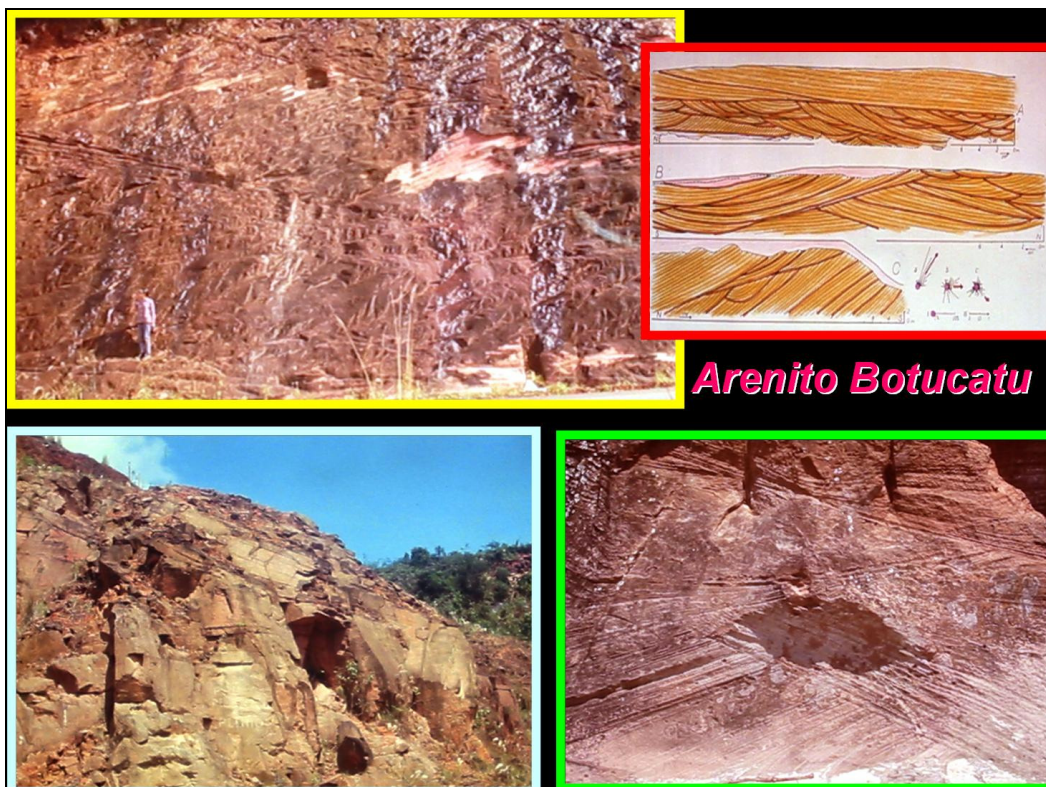
Segundo Assine *et al.* (2004) esta formação aflora nos estados de São Paulo e Paraná, mas possui ampla área de ocorrência, sendo reconhecida em subsuperfície em grande parte da bacia. Maack (1947) comparou esta fácies fluvial, argiloso, vermelho, com o chamado arenito Pirambóia do Estado de São Paulo. Por este motivo, denominando esta formação no Paraná e Santa Catarina como fácies Pirambóia do grupo Botucatu.

Por fim, Chang e Wu (1993), inferem que o evento responsável pelo fechamento da sedimentação Pirambóia seguiu-se de um período em que grandes áreas continentais foram submetidas à erosão eólica, esse hiato erosivo parece corresponder a um intervalo curto de tempo que precedeu a Formação Botucatu. Segundo Rocha (1997), depois desta época o clima tornou-se mais severo e toda a região transformou-se num imenso deserto, com deposição de arenitos eólicos em sucessivos campos de dunas, que compreende a Formação Botucatu.

Esta formação é datada no Jurássico Superior, estendendo-se a 1.000.000 km<sup>2</sup> de área (MENDES, 1984). Abrange uma seqüência de arenitos avermelhados finos a médio, com boa seleção e elevado grau de arredondamento dos grãos. Suas estruturas sedimentares são predominantemente constituídas de estratificações cruzadas (figura 39) grandes e com espessura total na faixa de afloramentos de cerca de 50 m podendo atingir em subsuperfície mais de 100 m (PETRI e FÚLFARO, 1983; MINEROPAR, 1988).

Trata-se, pois, de um deserto climático quente em área anticlinal de relevo baixo comparável ao Saara. A aridez, tal como ocorre na litologia da seqüência sedimentar cresce para o alto da série, porque as fácies aquosas são mais freqüentes na seqüência inferior de sedimentos que se intercalam nos derrames basálticos. As fácies fluviais e de planícies aluviais indicam um ambiente com numerosos cursos d'água pequenos, mas que tinham acesso ao interior da bacia, a qual transportava detritos dos quais se formavam as dunas. Surgiam localmente lagos, antes do início do vulcanismo. "As planícies aluviais eram transformadas em *regs* onde os seixos

abandonados pelos *oueds* eram trabalhados pela erosão eólica” (ALMEIDA, 1964 p.97). Nas planícies avançavam as dunas alternando-se fácies eólica e aquosa no mesmo local.



**Figura 39: Arenito Botucatu.** Nas fotos é possível observar os estratos cruzados típicos de ambiente dunar.  
Fonte: Imagens cedidas por Bigarella.

Segundo Baptista *et al.* (1984) a designação Formação Botucatu tem sido usada para incluir toda a seção mesozóica pré-vulcânica. Na mesma linha Bigarella (1949) considerada como Formação Botucatu a formação Pirambóia de fácies fluvial na base e entre o arenito Botucatu *sensu stricto*. Em informação (oral) Bigarella afirma que hoje não considera mais como uma formação e sim como um depósito subaquático entre dunas.

Por sua vez, Mendes (1970) citado por Baptista *et al.* (1984), afirma que várias pesquisas demonstram serem dominantes as fácies subaquosas na Formação Botucatu ao menos nos dois terços inferiores da sua espessura.

Tanto para Bigarella (1949) como para Maack (1947) a formação Botucatu compreende arenitos tanto de fácies eólica como também de caráter sub-aquático, compondo-se de arenitos grosseiros até conglomeráticos. Sendo uma da fácies eólica de região desértica, e outra fácies fluvial correspondendo a antigos rios periódicos e bacias sem escoamento situado no meio da paisagem das dunas.

Nesse sentido, Assine *et al.* (2004) afirma que os sistemas eólicos úmidos e secos alternam-se no tempo, devido a mudanças nas condições climáticas, assim havendo ciclos de melhorias com maior precipitação, promovendo elevação do lençol freático no campo das dunas decorrentes do afluxo de água trazida por rios. Com isso originam-se áreas de interdunas úmidas, alterando a dinâmica dentro do sistema eólico.

Na base, desta formação são encontrados arenitos grosseiros e conglomeráticos de cerca 5 m de espessura, de origem fluvial pertencente ao Triássico-Jurássico (MAACK, 1947, MINEROPAR, 1988). Um exemplo disso foi em São Paulo, onde foram encontradas camadas de conglomerados ou pavimentos de seixos na base do Botucatu (ASSINE *et al.*, 2004).

Quanto à espessura, Maack (1947) afirma que a fácies fluvial Pirambóia do arenito Botucatu mede, em média, 5 a 10 m de espessura, podendo atingir até 20 m. A fácies eólica do arenito Botucatu revela espessuras variáveis oscilando entre 50 e 260 m. Na extensão total da Serra Geral, da Serra do Espigão e da Serra da Esperança, o arenito Botucatu forma degraus e paredes.

Este fato também foi observado no setor central da Serra da Esperança, onde foram encontrados níveis conglomeráticos (figura 40) no Botucatu predominantemente no contanto inferior com a formação Rio do Rasto, todavia, estes já foram encontrados entre as camadas do arenito eólico (BIGARELLA, 1949). Este indício é a prova de que a Formação Botucatu mesmo tendo sido formada em ambiente de deserto pela acumulação das areias eólicas apresentou escoamento fluvial, decorrentes de rios efêmeros refletindo nos depósitos entre as dunas. Estes depósitos (chamados aqui de níveis conglomeráticos ou depósitos subaquáticos) são oriundos do clima seco com chuvas esporádicas, que tiveram período de escoamento difuso, que centraram estes “seixinhos” junto à superfície e posteriormente foram recobertos pelo material coluvial.

Nas atividades de campo realizadas no setor central da Serra da Esperança, Bigarella afirmou que esses níveis são por ele denominado como fácies Pirambóia<sup>47</sup>. Contrariando os autores acima citados (WASHBURN, 1930; FRANZINELLI, 1973; CHANG e WU, 1993; TANDEL, 1993) que se referem como formação, localizada precisamente abaixo do arenito eólico Botucatu. Bigarella (informação oral), também afirmou que estes níveis são fácies que se apresentam entre os estratos dos arenitos eólicos, podendo conter níveis conglomeráticos grosseiros, como grânulos e até pedregulhos (escala Wentworth) e estariam ligados as chuvas geradas pelos paleo-ventos existentes no ambiente de deserto (figura 41).

Bigarella e Salamuni (1959) estudaram a direção dos paleo-ventos nos estratos cruzados do arenito Botucatu nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Paraná. Segundo eles há diferenças marcantes na direção da circulação eólica nos estados de São Paulo e Paraná, conforme sua posição estratigráfica, afirmando que o arenito infra-trapp difere do inter-trapp quanto a direções dos paleo-ventos. Além disso, observaram que os depósitos fluviais e lacustres são conspícuos em conjunção com os arenitos eólicos, no norte do páleo-deserto Botucatu, contrastando com a inexistência desses depósitos subaquáticos na porção meridional, ou seja, do norte de Santa Catarina para o extremo sul do deserto.

Ainda segundo Bigarella e Salamuni (1959), a circulação eólica se fazia de N e NNE nos estados de Minas Gerais e São Paulo, já no Paraná sofria uma importante deflexão, onde os ventos passavam a circular para SW e W. Esta circulação da parte meridional, ao atingir o estado do Paraná, também sofria uma deflexão passando o vento a se dirigir para o NW. Desta forma, observa-se que o estado do Paraná se tratava de uma área de transição para os ventos provindos de N e NNE, na região setentrional, e igualmente para aqueles vindos de W e WSW na região meridional do deserto.

Do que foi exposto pode-se resumir que o estado do Paraná compreendia uma zona de convergência dos ventos, fato este que explica a existência destes níveis

---

<sup>47</sup> Para Bigarella (informação oral) para que seja uma Formação é preciso que tenha uma drástica discordância na base e no topo e que tenha uma representatividade lateral. Fato este não evidenciado nos depósitos subaquáticos, que são pouco espessos e não afloram de forma continua.

conglomeráticos em ambientes de deserto. Isso porque a convergência dos ventos gerava chuva, que carregava esses materiais e depositava entre as dunas vindo a formar o que hoje acredita-se ser as fácies Pirambóia ou os arenitos subaquáticos, que são encontrados principalmente sob, mas também entre os estratos cruzados do arenito eólicos, ambos correspondentes a Formação Botucatu.



**Figura 40: Arenito subaquático.** Amostra coletada na base do arenito Botucatu, com níveis conglomeráticos.  
Foto: Solange F. Vieira (Março/2007)



**Figura 41: Depósito subaquático.** Nota-se na figura sedimentos típicos de ambientes fluviais, decorrentes de chuvas em ambiente de deserto. Amostra coletada nas margens da rodovia BR 277, na base da Formação Botucatu.  
Foto: Bigarella (Outubro de 2007).

No mapa geológico (mapa 6) observa-se a faixa estreita que ocupam os arenitos infra e inter-basálticos (eólicos e sub-aquáticos) pertencentes a série São Bento (Botucatu), ao qual afloram em toda a frente da Escarpa Jurássica, ou como é mais conhecida na região como Serra da Esperança, cortada pela rodovia BR 277.

O arenito Botucatu foi encontrado na parte mediana da vertente e nas encostas de muitos morros testemunhos, não muito distantes da cuesta. O arenito Botucatu aflora na faixa de aproximadamente 900 m de altitude estendendo em alguns locais mais 1000 m, ocupando na área referente 5,19 km<sup>2</sup> do setor central da Serra da Esperança.

Evidenciou-se também locais de interderrames e arenitos recozidos e/ou recristalizados, os quais comprovam que durante o derrame dos espessos pacotes de lavas a duna continuava atuando, tanto penetrando fraturas como cobrindo derrames e sendo estas depois novamente recobertas. Nos casos dos arenitos recozidos, a lava fluida ao passar recozia o arenito da duna, em certos locais metamorfizando esse arenito gerando assim um quartzito.

Por sua vez, o Morro do Chapéu<sup>48</sup>, ou Morro Morungava, ao lado da rodovia atual BR 277 constitui o que é chamado de morro testemunho capeado pelos derrames de basaltos, sendo que na sua base afloram os arenitos, siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto. No mapa geológico não estão representada as fácies Pirambóia, visto que aqui estas são consideradas como pertencentes a Formação Botucatu.

### **6.2.3 Formação Serra Geral**

Posteriormente, já no início do período Cretáceo, quando ainda prevaleciam condições desérticas, a bacia do Paraná foi afetada por intenso vulcanismo, onde sucessivos derrames de lavas recobriram quase todo o deserto Botucatu. O vulcanismo foi acompanhado por perturbações tectônicas na bacia, gerando extensos falhamentos, soerguimento das bordas e arqueamentos que marcam sua estrutura atual (ROCHA, 1997; ENDO e MENDES, 1982).

O Sul do Brasil, no fim da era Mesozóica e no início do Período Terciário foi afetado por este vulcanismo, ao longo do complexo cristalino (MAACK, 1947; LEINZ e AMARAL, 2003). Segundo Renne *et al.* (1992) citados por Marques e Ernesto (2004)

---

<sup>48</sup> Segundo atividade de campo realizado com o Professor Bigarella, o mesmo denominou o Morro do Chapéu como um isolberg (ilha), ou seja, seriam blocos que sobressaíram na superfície em ambientes semi-áridos (Morros testemunhos)



essa atividade extrusiva ocorreu em cerca de 3 milhões de anos, concentrando-se principalmente entre 133 e 132 Ma.

Formaram-se derrames sucessivos de lavas<sup>49</sup>, que podem atingir pacotes com espessura variável, cuja média é da ordem de 650 metros de espessura (MARQUES e ERNESTO, 2004).

Leinz e Amaral (2003) verificaram a existência de até 32 derrames com espessura média individual de 50 metros, sendo que o volume total de lavas basálticas da Bacia do Paraná atinge 650.000 km<sup>3</sup><sup>50</sup>.

Essas lavas ascenderam por fendas de tração que, tanto no litoral como no planalto do interior, cortam em paralelismo notável rochas cristalinas e camadas gonduânicas, na direção N40 - 45°W. Os diques são predominantemente verticais, visto que raramente ocorrem diques com inclinação oblíqua ou em ziguezague irregular, como geralmente são representados nos perfis esquemáticos (MAACK, 1947). Segundo o autor, ao longo da Serra da Esperança, os diabásio-porfiritos formam os derrames superiores.

De acordo com Almeida (1964) as rochas eruptivas do Grupo São Bento são manifestações do vulcanismo de fissuras em escala continental, um dos mais extensos do mundo. Os grandes volumes de lavas basálticas não diferenciadas surgiam subitamente de geóclases<sup>51</sup> e de fraturas menores, em estado de quase completa fusão, inundando rapidamente as depressões do relevo dos *ergs*, formando lagos de rocha fundida, amplos com profundidades locais que às vezes ultrapassava 50 m. A imensa fluidez e elevada mobilidade da lava explica a preservação da topografia dunar, também a escassez de estruturas fluidais nos derrames, que se cristalizavam apenas quando parava o movimento. Mas também possivelmente onde a corrente de lava tinha

---

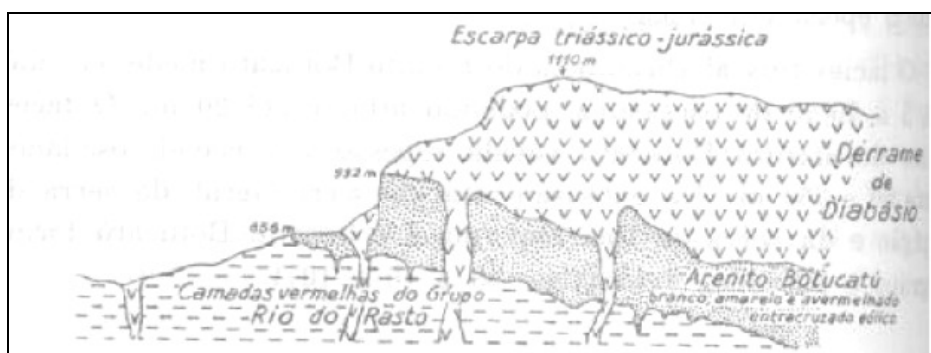
<sup>49</sup> Para Szabó *et al.* (2001, p.333) os magmas basálticos são gerados em grandes volumes pela fusão de peridotitos mantélicos, ou seja, das rochas constituintes do manto. E as lavas, segundo Teixeira (2001) representam o material rochoso em estado de fusão que extravasa na superfície.

<sup>50</sup> Outro aspecto é que as rochas relacionadas a esse fenômeno possuem em comum o caráter alcalino-sódico pertencentes à formação Serra Geral.

<sup>51</sup> Segundo Leinz e Amaral (2003) geóclases são fendas de grande profundidade, através de toda a crosta terrestre solidificada. A qual proporcionou que a zona magmática profunda comunicar-se com o exterior e assim permitiu a ascensão do material magmático, devido alívios de pressão (ENDO e MENDES, 1982).

maior velocidade transformava-se em agente erosivo, escavando canais e destruindo a topografia arenosa onde escoava. As planícies basálticas assim formadas continuavam baixas, porque somente dessa forma seriam recobertas pelas dunas vindas do deserto Botucatu.

Maack (1947) em estudo no corte da frente da Serra da Esperança, no perfil Prudentópolis-Guarapuava construiu um perfil estratigráfico (figura 42) no qual é esboçado o contato do derrame das lavas da Formação Serra Geral com o arenito Botucatu.



**Figura 42: Esboços do contato do derrame com o arenito Botucatu na Serra da Esperança no perfil Prudentópolis – Guarapuava (Paraná).**

Fonte: Maack (1947)

Nesse perfil é possível observar os derrames entre as dunas do deserto Botucatu na área de estudo, no qual o autor em 1947 denominou como sendo derrame de diabásio, hoje, porém, sabe-se que nesta região trata-se de derrame de basalto e que este possui idade Juro-Cretácea.

Desse modo, a Formação Serra Geral é composta por derrames e intrusões de lavas básicas e sedimentos intercalados, que estão sobre os arenitos da Formação Botucatu (ENDO e MENDES, 1982). Ela compreende uma seqüência de derrames de lavas basálticas, toleíticas, porém com variações químicas marcantes, de coloração cinza escuro e com desenvolvimento de juntas horizontais e verticais. São comuns na parte basal intercalações de camadas arenosas da Formação Botucatu (MINEROPAR, 1988; ALMEIDA *et al.*, 1996).

Todavia esse vulcanismo não foi somente basáltico, mas também ácido, como é o caso das rochas vulcânicas do Membro Chapecó e Palmas, presentes na Bacia do

Paraná. Segundo Nardy (1995) as rochas vulcânicas de natureza básica-intermediária (denominadas por ele como unidade JKSGB1), são as que assentam sobre a formação Botucatu, compreendendo a maior expressão superficial (145.000 km<sup>2</sup>) e volume (50.900 km<sup>3</sup>), correspondendo a 97% do volume total das unidades vulcânicas da Região Central da Bacia do Paraná. Elas são constituídas predominantemente por basaltos de natureza toleítica. Superficialmente esta unidade mostra espesso manto de alteração e cobertura vegetal, com coloração escura e sua espessura máxima aflorante é da ordem de 500 m. Contudo, furos de sondagens feitos pela Itaipu na porção oeste da Região Central no Rio Paraná fornecem uma espessura total de rochas basálticas da ordem de 460 m. Já nas sondagens feitas no Rio Iguaçu (na Usina de Foz do Areia) a espessura chegou a 805 m. Isso mostra que os derrames básicos decrescem cerca de 400 m a partir da porção central em direção aos seus extremos, ou seja, em direção a borda da Bacia do Paraná.

Segundo Leinz e Amaral (2003) a lava basáltica formou também numerosas intrusões hipabissais, que hoje afloram sob a forma de *sils* e diques<sup>52</sup> dos enxames de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis (MARQUES e ERNESTO 2004). Destacando-se os diques com orientação geral NW, associados aos enxames do Arco de Ponta Grossa, e os orientados segundo ENE, subparalelos às estruturas pré-cambrianas do Arco da Serra do Mar, na região de Santos (ALMEIDA *et al.*, 1996).

Os derrames sucessivos de lavas da Formação Serra Geral são observados na morfologia da paisagem variando normalmente sua constituição textural da seguinte maneira: a base do derrame é de constituição vítrea, devido ao rápido resfriamento da lava em contato com o substrato frio. Depois esta faixa vítrea passa gradualmente para um basalto com diáclases horizontais. Seguindo para um basalto mais grosseiro, com diáclases verticais, e por último o topo com zonas ricas em vesículas vazias ou preenchidas. Quanto à decomposição a faixa de diáclases horizontais decompõe-se mais intensamente, dada a maior quantidade de água de percolação. Já a área com

---

<sup>52</sup> Szabó *et al.* (2001) afirma que diques são formados quando o magma invade as rochas encaixantes através de fraturas ou falhas, e apresentam uma atitude vertical ou cortam as estruturas originais das rochas, sendo denominados de corpos discordantes. Já os *sils* são corpos intrusivos tabulares que se alojam horizontalmente, paralelamente à estratificação quando as rochas encaixantes forem sedimentares, sendo chamados de corpos concordantes.

diáclases verticais apresentam-se mais escarpada, justamente por causa da disposição das juntas. Assim, a disjunção dos blocos que ocorrem nos planos verticais ocorre graças a decomposição do piso, que vai solapando (LEINZ e AMARAL, 2003)<sup>53</sup>.

No setor central da Serra da Esperança observou-se uma pedra que constitui o topo de um derrame (figura 43), composta de amídalas de preenchimento de sílica com tamanhos médios de 2 a 5 cm com calcedônia e quartzo. Esta pedra apresenta-se fortemente diaclasada, sendo o fraturamento mais serrado na horizontal e na vertical mais espaçado devido à contração no período de resfriamento rápido e, que de acordo com Leinz e Amaral (2003), constituem o que eles denominam como zona de topo de derrame. Por isso, devido às fraturas há maior intemperismo, esfoliação esferoidal individualizando blocos e desagregação, demonstrando um estágio avançado de alteração e assim a formação do solo no topo da pedra. Este solo possui espessura de aproximadamente 1,50 cm, sendo composto por 3 níveis: Horizonte A com 30 cm a 40 cm, horizonte B 50 cm, C 50 cm e abaixo rocha alterada.

Em muitos locais no topo do platô, constatou-se que os blocos residuais de basalto alterado permaneciam com sua estrutura conservada, sendo, no entanto bastante argiloso, com espessura em torno de 2 a 3 m, um exemplo disso foi evidenciado nas margens da rodovia no início da descida da Serra<sup>54</sup>.

Por outro lado observou-se também na área de estudo, espessos pacotes de lavas basálticas, as quais constituem locais de forte resistência da rocha. Na figura 44, observa-se que no plano de ruptura do declive formou-se uma cachoeira, sendo o paredão composto de aproximadamente 4 derrames. O basalto exposto no paredão da cachoeira apresenta coloração acinzentada, com aspecto maciço e com fraturação vertical dominante, ou seja, do tipo colunar. Antes deste ponto, a aproximadamente uns 120 m da cachoeira, constatou-se a presença em alguns locais de solo raso com mais ou menos 30 cm de espessura, sendo que abaixo o basalto apresenta impureza, ou seja, alguns veios de sílica (testemunho de local de interderrames).

---

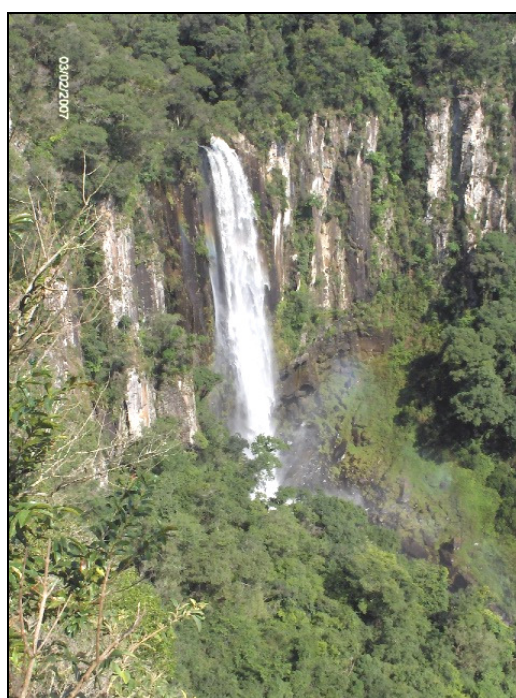
<sup>53</sup> Essa seqüência é atualmente bastante contestada. No IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, realizados em Foz do Iguaçu (2008), principalmente na excursão pré-evento denominada "Magmatismo Serra Geral" vários geólogos criticaram essa classificação proposta por Leinz e Amaral (2003), afirmando que ela não se aplica a todos os derrames.

<sup>54</sup> Localização do ponto 478492S 7200246W.



**Figura 43: Espesso pacote de basalto alterado da Formação Serra Geral (Serra da Esperança)**

Foto: Solange F. Vieira (Março de 2007)



**Figura 44: Espesso pacote de basalto, formado de derrames sucessivos de lavas da Formação Serra Geral**

Cachoeira no Rio São João.

Foto: Solange F. Vieira (Março de 2007)

Marques e Ernesto (2004) realizaram estudos geoquímicos nas rochas existentes sobre a Bacia do Paraná, os quais constataram dois grupos de rochas básicas e ácidas associadas, o que permitiu dividir em dois grupos o que eles chamam de Província Magmática do Paraná em: subprovíncia Sul entre as latitudes maiores que 26° S; e a subprovíncia norte, sendo a qual interessa a este trabalho, localizada em latitudes menores que 26° S, caracterizando-se por cerca de 99% de rochas básicas ATi, ausência de rochas vulcânica intermediária e pequena proporção das ácidas Chapecó. Salienta-se que as rochas ácidas do tipo Chapecó foram divididas nos subgrupo Guarapuava e Ourinhos.

Em relação à composição das rochas básicas, em especial dos basaltos presentes na área de estudo, segundo a MINEROPAR (2007), a composição primária do basalto é bastante simples; formada essencialmente por plagioclásio e piroxênio em proporções mais ou menos equivalentes, rara olivina (férica nas variedades toleíticas)

e opacos (magnetita e alguma ilmenita). Esses minerais são facilmente identificados, acrescentando-se ao microscópio os acessórios: apatita, vidro intersticial, esfeno, feldspato alcalino. O plagioclásio é andesina ou labradorita, o piroxênio é augita e pigeonita, menos comumente hiperstênio, e a magnetita aparece em duas gerações, distinguidas pelos hábitos euédrico e esquelético.

Por fim, de acordo com Almeida *et al* (1996) no Oligoceno parece ter cessado toda a atividade magmática no Sul-Sudeste do Brasil e, supostamente, também na margem continental vizinha.

#### **6.2.4 Planície Aluvial e Várzea do Planalto**

Quanto às planícies aluviais, estas ocupam uma área de aproximadamente 6,8 km<sup>2</sup>, as mais significativas foram as encontradas nas margens do Rio Cachoeira Branca e Rio São João. As planícies foram aqui mapeadas como os terrenos baixos e planos junto aos rios, sendo esses formados de sedimentos aluvionares variando de seixos a matacões. Os quais se encontram sobre a litologia preexistente, nesse caso sobre as rochas da Formação Rio do Rasto.

Por outro lado, a denominação Várzea do Planalto se refere aos terrenos úmidos próximos ao fundo do vale dos rios localizados no Terceiro Planalto, entre eles Rio Cachoeira Branca, Rio Charqueada, nascentes do Rio São João. Esta denominação foi utilizada para diferenciar das planícies aluviais, as quais localizam-se nas margens dos rios no segundo planalto da área de estudo, esta unidade cobre uma porção de aproximadamente 5,65 km<sup>2</sup> e estão sobre a formação Serra Geral, como o nome mesmo já sugere.

#### **6.2.5 Elementos estruturais**

Quanto à estrutura geológica, esta diz respeito a falhas, fraturas (diáclases)<sup>55</sup>, bandeamentos, foliações. A direção destas estruturas, associadas às características de

---

<sup>55</sup> Por diáclase (ou juntas) Loczy & Ladeira (1980, p.76) definem como planos ou superfícies de fraturas que dividem as rochas, e ao longo dos quais não ocorreu deslocamento das paredes rochosas paralelamente aos planos de fratura, ou se este deslocamento ocorreu ele foi mínimo e não visível. Entretanto, pode haver movimento perpendicular ao plano de junta, se ocorre um movimento significativo e visível é uma falha.

mergulho e direção, condicionam o surgimento de descontinuidades mecânicas e hidráulicas, que contribuem na deflagração dos movimentos de massa (DIAS e HERRMANN 2002).

Desse modo, como afirma Bigarella (2003), raramente ocorre ruptura através de uma rocha intacta, mas sim através das diáclases, dependendo assim das descontinuidades. No entanto não é somente a presença de descontinuidades geológicas que influencia na ruptura, mas sim a orientação e inclinação destas descontinuidades. Por isso muitas vertentes são estáveis em inclinações íngremes, e não são nas de pequenos declives e altura.

Quando as descontinuidades são verticais ou horizontais, não ocorre um escorregamento simples. Por outro lado, quando a massa rochosa tem descontinuidades com mergulho de 30º a 70º a favor da inclinação da vertente, podem ocorrer escorregamentos. “As descontinuidades inclinadas no sentido da vertente causam instabilidade quando o ângulo de mergulho é maior que o ângulo de fricção das superfícies rochosas” (BIGARELLA, 2003,1012).

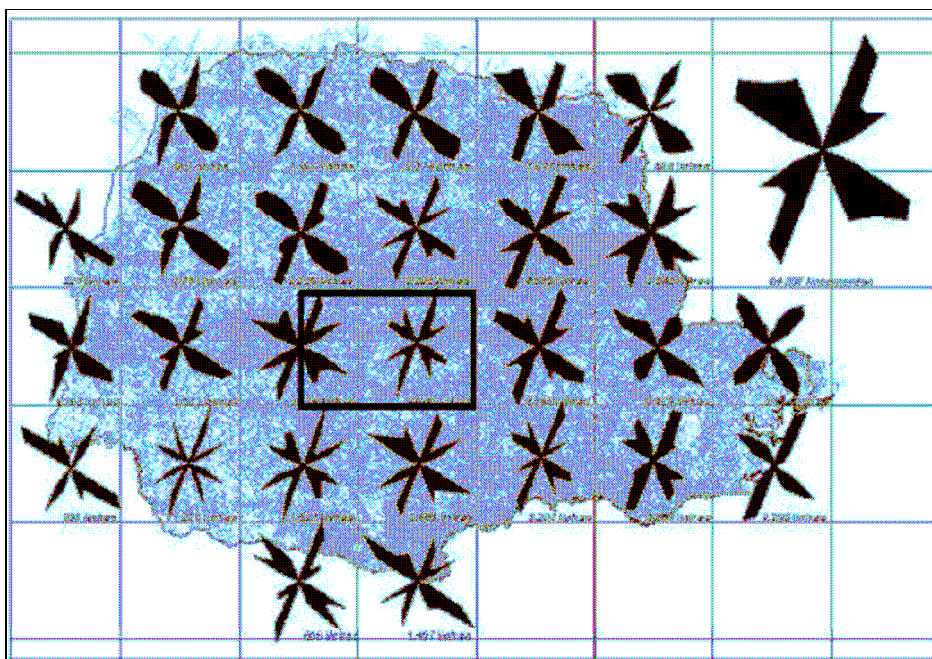
Por outro lado, quanto aos lineamentos, foram realizados estudos pela MINEROPAR (2007) na folha de Guarapuava<sup>56</sup> onde foram destacados alguns lineamentos de importância regional (figura 45), sendo o de maior significado na segmentação regional do magmatismo Serra Geral o lineamento Piquiri, que separa os domínios Centro e Norte da formação. Esta feição tectônica está orientada para N60ºW, passando na cidade de Guarapuava.

Outros lineamentos notáveis mapeados pela MINEROPAR (2007) foram às falhas de Goioxim e Inácio Martins, que separam o bloco de Guarapuava dos adjacentes, respectivamente a oeste e leste. A falha de Goioxim tem direção N35ºE e a de Inácio Martins aproxima-se de N45ºE. O bloco de Guarapuava está rebaixado em relação aos adjacentes, o que se interpreta a partir de dois critérios essenciais: a

---

<sup>56</sup> A folha de Guarapuava abrange, total ou parcialmente os seguintes municípios, cujas sedes situam-se dentro da folha: Guarapuava, Laranjeiras do Sul, Virmond, Cantagalo, Marquinho, Goioxim, Turvo, Mangueirinha, Pinhão, Cândói, Foz do Jordão e Inácio Martins. Outros municípios são parcialmente englobados pela folha, com as sedes localizadas fora dos seus limites: União da Vitória, Mallet, Cruz Machado, Rio Azul, Chopinzinho, Coronel Vivida, Nova Laranjeiras, Boa Ventura de São Roque, Pitanga e Irati (MINEROPAR, 2007).

seqüência de derrames tabulares de basalto maciço é típica da fase sin-rifte da província Paraná-Etendeka, o que é reforçado pela cobertura de ignimbrito reomórfico, também típica da fase final do magmatismo. Nesse estudo o autor não observou feições de afloramento que permitissem caracterizar a deformação associada a estes falhamentos, interpretados principalmente em função desses critérios, que são estratigráficos.



**Figura 45: Lineamentos interpretados no Estado do Paraná.**

Fonte: MINEROPAR (2007)

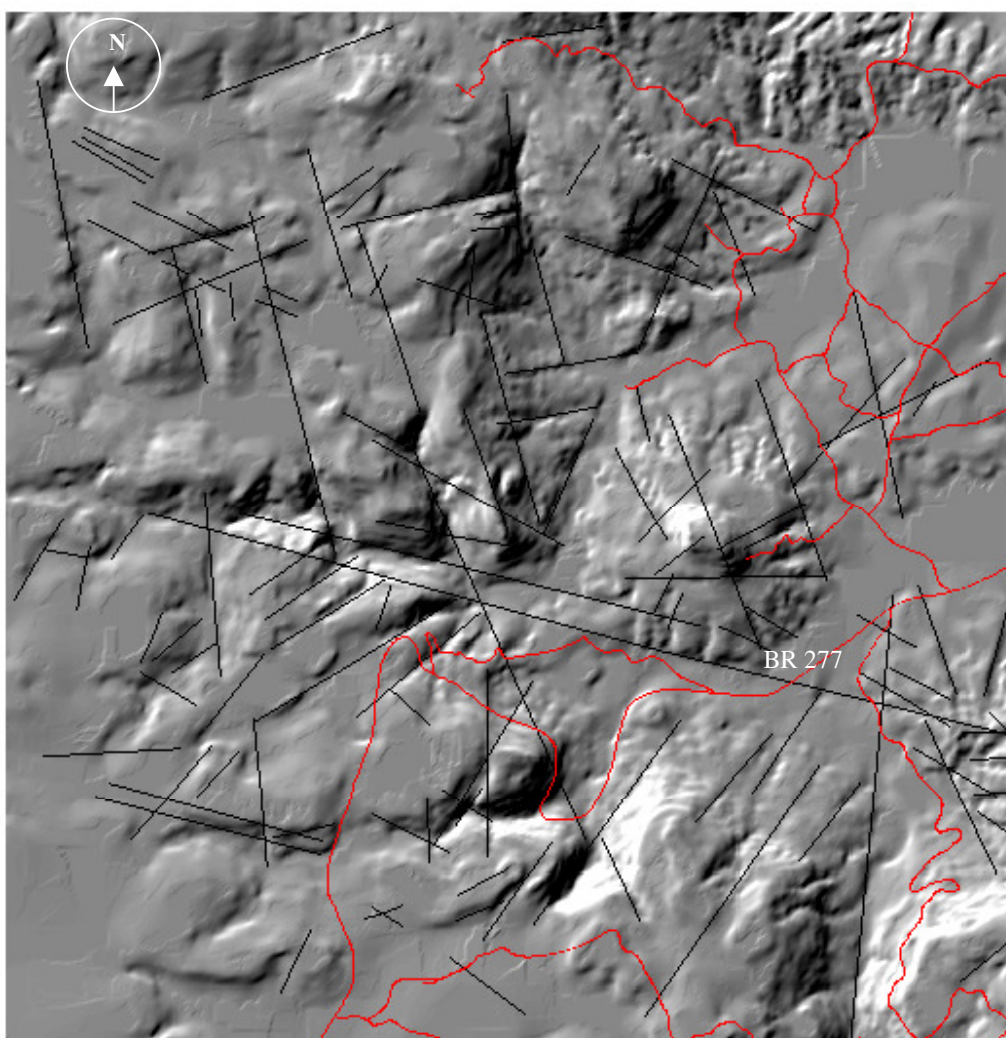
Por outro lado, nas pesquisas realizadas pela MINEROPAR (1988) para levantamento das potencialidades dos minerais de Guarapuava foi constatado que os principais sistemas de fraturamento afetando os derrames de basalto têm orientações: N 60° E, N 20-25°E, N-S e N 75° W, N 25 – 45° W e E-W. Sendo que estas fraturas e/ou falhas raramente exibem grandes diferenças de nível.

Nessa linha, foram observados, no setor central da Serra da Esperança, falhas e fraturas que podem tanto ser de origem tectônica como originadas da explosão para a construção da rodovia. Para isso foram realizadas fotointerpretações, complementadas com trabalhos de campo sob o objetivo de gerar o mapa geológico (mapa 6), de se



analisar a direção do fraturamento e sua atuação como condicionante dos processos que vem ocorrendo na área.

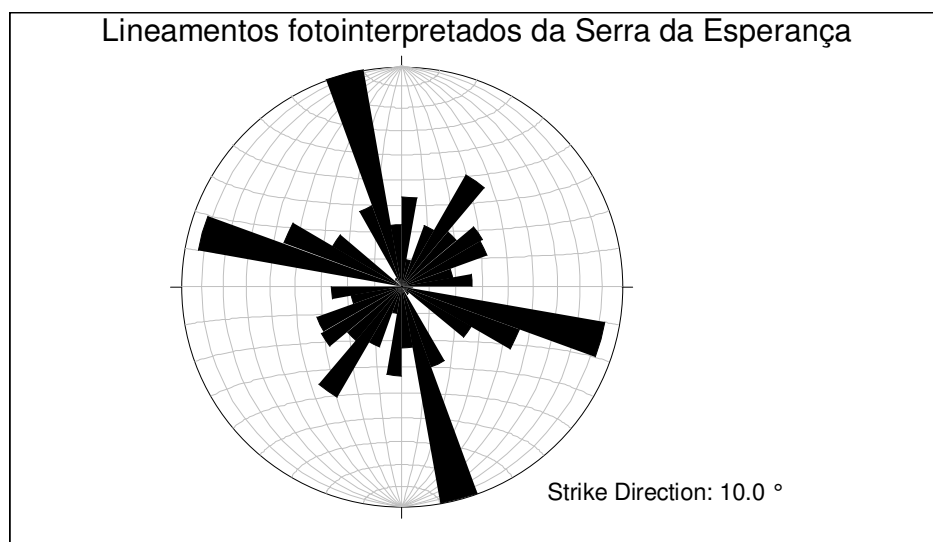
Com relação às orientações, foram realizadas medições da direção das fraturas nos afloramentos encontrados na área de estudo como também nas mapeadas mediante fotointerpretações. Também foi confeccionado a partir do MNT (modelo numérico do terreno) uma imagem sombreada (figura 46) na qual observou-se possíveis indícios de falhamentos, os quais foram utilizados para complementar o mapa geológico.



**Figura 46: Imagem sombreada extraída do MNT.** Em linhas pretas estão os lineamentos e em vermelho a rodovia BR 277 e as estradas.  
Fonte: Solange F. Vieira e Joel Pellerin (2008).

Quanto às direções, na figura 47, é possível observar as orientações dos lineamentos fotointerpretados nas fotografias aéreas e na imagem sombreada a partir do MNT.

Nas fotointerpretações os resultados apontaram para fraturas com orientação predominante no sentido NW (figura 47), de acordo com AGUIAR NETO *et al* (1977, p. 47) esse sistema de falhas, “são oriundas de fenômenos de distensão a partir de epirogênese gerada por grande movimento de fundo ocorridos no Jurássico-Cretáceo”. Pode-se também relacionar esses lineamentos com o Arco de Ponta Grossa, presentes no Segundo Planalto.



**Figura 47: Diagrama de rosetas dos lineamentos fotointerpretados no setor central da Serra da Esperança, na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis/PR**

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

A análise em conjunto destas diáclases, pelo diagrama de rosetas (figura 47) demonstra uma tendência na direção de  $10^{\circ}$  a  $20^{\circ}$  e de  $70^{\circ}$  a  $80^{\circ}$ , sendo algumas de  $0^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ . Também foram identificadas fraturas com orientações NE, porém com menor ocorrência na área. As direções preferenciais são de  $50^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  e de  $70^{\circ}$  a  $80^{\circ}$ , com menor quantidade de  $0^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ,  $40^{\circ}$  a  $50^{\circ}$  e  $80^{\circ}$  a  $90^{\circ}$ .

Das fraturas amostradas (figura 48), os resultados obtidos foram predominantes no sentido NE. Estas falhas segundo AGUIAR NETO *et al.* (1977, p. 47) “resulta da reativação de lineamentos estruturais preexistentes, materializadas nas rochas Devonianas e Permo-carboníferas através de falhas normais”. Estas apresentam direções preferenciais de 60 a 70° e em menor quantidade 0° a 10°, 40 a 60° e 70° a 90°. Houve também resultados que indicam direção NW com direção principal de 45° a 50 e em menor expressão de 80°.



**Figura 48: Diagrama de rosetas das fraturas amostradas em campo, no setor central da Serra da Esperança, na divisa entre os municípios de Guarapuava e Prudentópolis/PR.**

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

Um dos locais amostrados em campo (figura 49) de grande importância foi a cicatriz de deslizamento, onde realizou-se várias medições das fraturas tanto na base, como na porção mediana e na alta encosta, neste setor as diáclases apresentaram direção predominante de N40°W a N60°W, sendo apenas uma medida na direção N32W e N72E.

De acordo com a síntese feita pela MINEROPAR no sistema estrutural do Paraná, as diáclases mapeadas na cicatriz de deslizamento de 1988 correspondem a classe 2, do Sistema Lancinha – Morro Agudo (quadro 8).



**Figura 49: Fraturas na rocha  
exposta do Arenito Botucatu**

Foto: Solange F. Vieira (2005).

Segundo Fernandes *et al.* (1974) os escorregamentos ocorridos neste setor tem suas causas associadas á presença de duas famílias de diáclases sub-verticais no arenito, diáclases que se encontravam preenchidas com material siltoso de alta plasticidade, e também a descontinuidade entre o arenito e basalto<sup>57</sup>, em face da baixa resistência ao cisalhamento dessa superfície.

Esses mesmos autores evidenciaram no setor central da Serra da Esperança, que em quase toda área de afloramento dos basaltos da Formação Serra Geral são observados sistemas de diaclasamento em que se destacam direções sub-paralelas e oblíquas a estrada, onde o mergulho esta em torno de vertical e cujos espaçamentos são em geral inferiores a 1 m.

Quanto ao arenito Botucatu, em alguns pontos da área de estudo encontra-se homogêneo e maciço, deixando aparecer a esfoliação e sendo também cortado por sistemas de diáclases sistemáticas, dotados de direção e espaçamento variados e com mergulhos próximos da vertical. É presente a estratificação cruzada, que segundo os autores acima citados, quando existente inibe o diaclasamento.

---

<sup>57</sup> Esse aspecto é melhor explicado no tópico 6.2.7 de Classificação da resistência global das rochas.

**Quadro 8: Síntese das características do sistema estrutural do Estado do Paraná.**

Classe	Azimute	Rumo	Denominação		Características
			FIORI (1985)	FASSBINDER <i>et al.</i> (1994)	
1	0 a 40	0 – 40 NE	Falhas distensionais	Fraturas de relaxamento N 15 E e N 34 E	Hospedam corpos granitóides sintectônicos como Cerne, Piedade, Varginha e tarditectônicos como Morro Grande. Deformações em estado dúctil (Fiori, 1985)
2	40 – 60	40 – 60 NE	Falhas do Sistema Lancinha – Morro Agudo	Falhas do Sistema Lancinha – Morro Agudo N 60 E	Falhas transcorrentes, retilíneas, anastomosadas, responsáveis pela lenticularização dos corpos geológicos; foliação cataclástica N40-60E; predominam mergulhos maiores que 70°, deslocamentos médios no estado dúctil Falha da Lancinha (100 a 142 km) e Falha Morro Agudo (87 a 122 km) (Fiori, 1985) Reativação sinistrógira pós-mesozóica com deslocamentos maiores que 20 km (Schöll, 1981)
3	60 – 90	60 – 90 NE	Falhas sintéticas do Sistema Lancinha – Morro Agudo	Falhas sintéticas do Sistema Lancinha – Morro Agudo N 85 E	Falhas de baixo ângulo (10 a 30°) e com o mesmo movimento da falha principal (Fiori, 1985)
4	270 - 300		<b>Indefinido</b>	<b>Indefinido</b>	
5	300 – 320	40 – 60 NW	Falhas relacionadas ao Arco de Ponta Grossa	Fraturas T	Hospedam os diques relacionados com o magmatismo básico mesozóico da Bacia do Paraná Formação Serra Geral. (Fiori, 1985) Dispostas na bissetriz das sintéticas e antitéticas (Fassbinder <i>et al.</i> , 1994)
6	320 – 340	20 – 40 NW	<b>Indefinido</b>	<b>Indefinido</b>	
7	340 a 360	0 – 20 NW	Falhas antitéticas do Sistema Lancinha – Morro Agudo	Falhas antitéticas do Sistema Lancinha – Morro Agudo	Movimentos contrários aos da falha principal (Fiori, 1985)

Fonte: MINEROPAR (2007).

Por conseguinte, as fraturas, de modo geral, podem se originar da atuação de processos geológicos internos (fraturas tectônicas) durante o resfriamento do magma ou em fases de deformação de caráter rúptil (como afirmado acima). Por outro lado, quando as fraturas não se originam de eventos tectônicos elas são denominadas atectônicas e ocorrem por alívio de tensão, originadas da expansão da rocha em direção a superfície. De acordo com Fernandes e Amaral (1996, p. 149):

A direção e o mergulho das fraturas tectônicas são, na escala de afloramento, constantes no espaço e os planos tendem a serem paralelos entre si formando um sistema de fraturas. Quando essas fraturas se apresentam sub-verticais e pouco espaçadas entre si, tendem a gerar movimentos de blocos sob a forma de tombamentos.

Nos afloramentos na margem da rodovia BR 277 da área de estudo, foram observadas fraturas de descompressão, fato este que deve ter sido causado não somente pelo alívio de pressão na rocha, mas também pela explosão para a construção da rodovia e que atualmente são onde estão localizados os pontos com mais frequência de queda de blocos.

O avanço da frente de intemperismo nessas rochas é influenciado diretamente pela presença dessas fraturas de alívio de tensão. Isso ocorre porque a água se infiltra na porção mais elevada e percola lateralmente ao longo dos planos gerados pelas fraturas. Acima da fratura de alívio, o material encontra-se mais alterado, enquanto embaixo a rocha quase não possui alteração. Essas fraturas tendem a acompanhar a topografia do terreno. A geometria e a continuidade das fraturas de alívio de tensão são geradas pelas características litológicas da rocha. Quanto mais homogênea a rocha, mais paralela à superfície e mais contínua serão as fraturas (FERNANDES e AMARAL, 1996).

As diáclases, observadas principalmente no paredão do arenito eólico Botucatu, se encontram preenchidas por material de alteração e até mesmo por raízes das árvores sobre a encosta, as quais estão aumentando o espaçamento destas juntas, auxiliando a infiltração e contribuindo com as quedas de blocos, como pode ser observado nas figuras 50 e 51.

Isso ocorre porque as falhas atuam como caminhos preferenciais de alteração, fazendo com que à frente de intemperismo dirija-se para o interior do maciço de modo muito mais efetivo. A interseção dessas falhas com outras descontinuidades ocasionam a individualização de blocos não alterados no interior de uma massa intemperizada, assim havendo heterogeneidade. Já quando elas estão preenchidas por material originado de soluções percolantes, há uma impermeabilização do plano de falha formando uma barreira ao fluxo d'água (FERNANDES e AMARAL, 1996).



**Figura 50 e 51: Diáclases de descompressão no paredão do Arenito Botucatu, nas margens da rodovia BR 277**

Fotos: Solange F. Vieira (outubro de 2007)

De acordo com Fernandes *et al.* (1974, p. 06) a instabilidade dos cortes no arenito Botucatu estão relacionados aos vários sistemas de fraturas existentes. Segundo eles, em um dos trechos da serra (não foi possível precisar o local) duas famílias de diáclases tectônicas sistemáticas são bem desenvolvidas, uma delas sub-vertical com direção quase paralela a estrada, e outra também sub-vertical que faz um ângulo de  $70^\circ$  com a direção da primeira. Além dessas famílias, são presentes com freqüência as diáclases de esfoliação sub-paralelas a face do talude de corte. A conjugação dessas famílias de diáclases que se interceptam, dado o espaçamento entre elas, dá origem à formação de grandes lascas do arenito botucatu, que caem na estrada como mostrado nas figuras acima.

Segundo Guidicini e Nieble (1984) as massas ou blocos rochosos de baixa permeabilidade, separados por juntas ou diáclases, sofrem o efeito da elevação da coluna de água. A pressão da água no bloco rochoso age perpendicular aos planos de descontinuidades, e quando este maciço é muito fraturado em várias direções, a pressão da água no seu interior é tratada de maneira análoga à utilizada no caso de massas de solo, demonstrando certa continuidade e regularidade. Contudo, nos

maciços rochosos com poucas fraturas a distribuição de pressões de água ocorrerá aleatoriamente nas descontinuidades.

Por sua vez, Bigarella (2003) afirma que o intemperismo é mais rápido e mais profundo onde o sistema de diáclases é mais concentrado e freqüente, e/ou onde a rocha é menos resistente. Assim, tanto a natureza das rochas como o sistema de fraturas influencia na velocidade do intemperismo. Isso ocorre porque as fraturas interferem na infiltração e circulação da água, portanto, no intemperismo (HERRMANN 1999). Desse modo, quando a quantidade de água infiltrada é maior do que a vazão ocorre à saturação ou a poro-pressão positiva e a perda de coesão interna do material alterado. Com a saturação excessiva do solo, a resistência do cisalhamento diminui, podendo então ocorrer à movimentação do material intemperizado.

De acordo com Guidicini e Nieble (1984), os perfis de intemperismo são reflexo de vários fatores, sendo alguns dos mais atuantes: a litologia, a estrutura do maciço, as condições de percolação da água, as condições topográficas e as variáveis climáticas locais. Por conseguinte, os perfis tendem há ter maior espessura nas regiões de clima tropical úmido e nas áreas com condições topográficas propícias, sendo estas áreas favoráveis a intensos fenômenos de instabilidade.

Por isso nas encostas brasileiras os fenômenos de movimentação são mais intensos, vista suas vertentes íngremes, expostas muitas vezes, com manto de alteração considerável e com condições climáticas favoráveis, principalmente por intensas precipitações. Segundo Toledo *et al.* (2000) isso ocorre porque há a combinação de precipitação, temperatura e vegetação. A soma destes fatores pode dar início à movimentação de solo e rocha. Também devido aos substratos rochosos serem menos resistentes à existência de planos de diaclasamento, às intrusões básicas e devido aos minerais estáveis serem decompostos a maiores profundidades. Por isso a espessura do manto de intemperismo é muito irregular de um lugar a outro, dependendo frequentemente das variações litológicas (BIGARELLA, 2003).

As combinações destes fatores são encontradas na área pesquisada, ou seja, apresenta considerável volume de chuvas e amplitude térmica que é responsável pelo intemperismo físico da rocha, somando-se estes fatores têm-se o substrato heterogêneo com litologias pouco resistentes e bastante fraturadas a qual possibilita a



atuação da vegetação que, através das raízes, penetra a rocha. Desta feita, salienta-se que a combinação de todos estes fatores aliados à declividade<sup>58</sup> acentuada no setor da escarpa resulta em movimentação.

Toledo *et al.* (2000) afirmam que em encostas muito íngremes o perfil de alteração não se aprofunda, porque as águas escoam rapidamente não permanecendo em contato com os materiais tempo suficiente para que ocorram as reações químicas. Por outro lado, nas áreas mais baixas a água fica por muito tempo em contato com as rochas e tornam-se concentradas nas composições solúveis, perdendo sua capacidade de continuar promovendo as reações de ataque aos minerais. Nesses locais, próximo ao lençol freático e sem escoamento suficiente, o perfil se aprofunda. Sendo assim, os mantos de intemperismo se diferenciam de acordo com a inclinação da vertente.

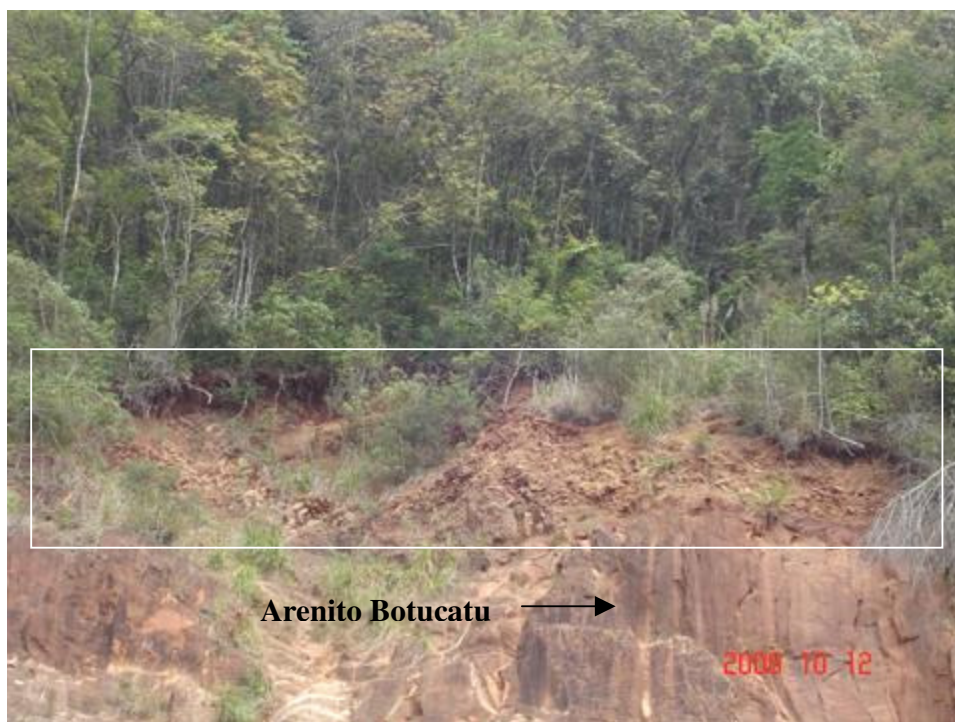
Na Serra da Esperança (setor central) a frente de intemperismo do basalto que recobre o arenito Botucatu forma um manto incipiente de rocha alterada ou solo de horizonte C (em destaque na figura 52), os quais devido a pouca coesão e alta declividade presente nas margens da rodovia, vêm abaixo, deflagrado pela força de gravidade ou em eventos chuvosos, resultando nas de queda de detritos.

Segundo Bigarella (2003), os mantos de intemperismo com espessura considerável são mantidos em equilíbrio pela cobertura vegetal, a decomposição contrabalança os possíveis efeitos da abrasão pelo escoamento superficial. A espessura do manto, a natureza argilosa impermeável e a pouca quantidade de matéria orgânica dos solos tropicais, faz com que sejam susceptíveis a erosão e a movimentos de massa. Somente os latossolos mais permeáveis e os capeamentos lateríticos são mais resistentes à erosão.

Percebe-se assim que em climas úmidos, o intemperismo ocorre em menor espaço de tempo se comparado aos submetidos a clima secos, devido aos fatores pluviométricos, de temperatura e de cobertura vegetal, dentre outros (TOLEDO *et al.* 2000). Dessa Forma, havendo o movimento de massa, tanto o material intemperizado como o material rochoso deslizam da parte superior da encosta.

---

<sup>58</sup> Isso porque a topografia também atua no intemperismo, de acordo com Toledo *et al.* (2000, p.155) ela regula “a velocidade do escoamento superficial das águas das chuvas, e controla a quantidade de água que infiltra. As reações químicas do intemperismo ocorrem mais intensamente nos compartimentos do relevo onde há boa infiltração”.



**Figura 52: Manto de intemperismo, derivado da alteração do basalto que recobre o arenito eólico Botucatu.** Localizado na cicatriz de deslizamento nas margens da rodovia. Foto: Solange F. Vieira (Outubro de 2005)

Na mesma linha, acredita-se que os elementos estruturais encontrados na Serra da Esperança tenham agido com deflagradores dos movimentos de massa, fato este evidenciado nas análises feita em laboratório e nas atividades de campo que estão ilustrados no mapa geológico e nos diagramas de rosetas. Nesses locais observa-se que a presença das discontinuidades agem como caminhos para a frente de intemperismo, como também para a atuação das raízes das vegetações nas rochas resultando em queda de bloco<sup>59</sup>.

Sendo que estas somadas as peculiaridades de cada formação (resistência, coesão, composição), a declividade acentuada e as características climáticas presentes na Serra da Esperança conferem a esta área característica suscetíveis a movimentação.

<sup>59</sup> Como já enfatizado acima, estas fraturas são de origem tanto de alívio de pressão da rocha como tectônicas.

### 6.2.6 Análises granulométricas

As análises granulométricas foram realizadas em amostras da Formação Botucatu, tanto no arenito eólico como nos níveis conglomeráticos e na Formação Rio do Rasto. Tais análises foram efetuadas com o intuito de caracterizar o material presente nas encostas da área de estudo e para correlacionar e analisar com os resultados obtidos por Bigarella (1949). Deste modo, foram realizadas comparações entre os arenitos, onde os dados foram sintetizados e são apresentados a seguir.

Nos arenitos presentes na Formação Rio do Rasto e Botucatu foram coletadas amostras, de diferentes setores da Serra da Esperança, onde realizou-se análises granulométricas com métodos clássicos (descritos no tópico 4.2.7), os quais permitiram determinar os parâmetros característicos destes sedimentos.

Quanto à composição granulométrica foram observadas tanto nas antigas rodovias (uma ao norte e outra ao Sul da BR 277) como na atual (figura 3), níveis conglomeráticos das fácies fluviais Pirambóia<sup>60</sup>, ou seja, de granulação mais grosseira que a típica estrutura laminar das areias eólicas Botucatu.

Nos afloramentos observados nas margens da antiga rodovia (abaixo da Serra e ao Norte da atual BR 277) são mais típicas as fácies sub-aquáticas, todavia, na atual rodovia a maior predominância e espessura são dos arenitos eólicos, sendo que na base também aflora uma faixa estreita de níveis de seixos de tamanhos variados. Esses depósitos de arenitos conglomeráticos subaquáticos localizam-se preferencialmente nas margens da BR 277 acima das camadas do Rio do Rasto, entretanto podem ser encontrados entre as camadas do arenito eólico Botucatu, fato este observado em outros afloramentos da área.

Bigarella (1949) realizou análises mecânicas de amostras de arenitos da série São Bento procedentes dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e São Paulo, para estabelecer uma correlação com os tipos paranaenses. No Paraná, dentre outros locais, ele realizou análises granulométricas nos arenitos eólicos e subaquáticos da Serra da Esperança. Quanto ao diâmetro médio ele chegou ao seguinte resultado: dos arenitos subaquáticos os resultados variam entre 0,123 mm e 0,959 mm e 0,122

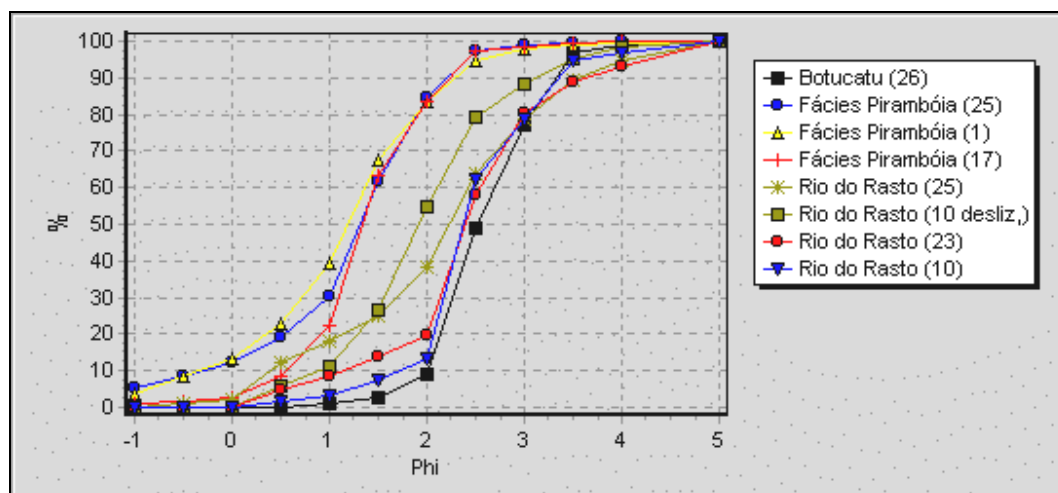
---

<sup>60</sup> Entenda-se aqui como os depósitos subaquáticos encontrados na base e entre o arenito eólico Botucatu. Este não se refere ao que muitos autores chamam de Formação Pirambóia, mas sim as fácies mais grosseiras, ou melhor, ao arenito conglomerático chamado aqui de fácies Pirambóia.

mm e 0,279 mm. Já os arenitos eólicos têm via de regra, a dominante granulométrica dos histogramas situada entre 0,125 mm e 0,250 mm.

Segundo o autor, os arenitos Botucatu são compostos predominantemente por grãos de quartzo e, localmente ou mais esporadicamente, por partículas de feldspato, apresentando pequena porcentagem de minerais pesados. Na amostra correspondente ao arenito eólico amostrado da Serra da Esperança, nas margens da rodovia ele chegou ao seguinte resultado: Resíduo pesado 0,05% - ilmenita, granada, zirconita, limonita e piroxênio. Quanto aos teores de óxido férrico nos arenitos da série São Bento ele determinou 1,34% de  $Fe_2O_3$ .

Por conseguinte, no gráfico de frequência acumulada (figura 53) estão ilustrados os resultados finais, onde a quantidade esta representa em porcentagem, correspondente ao tamanho dos grãos (phi) de cada amostra analisada e coletada pela autora no setor central da Serra da Esperança.



**Figura 53: Gráfico de frequência acumulada, obtido através de análises granulométricas em amostras da área de estudo.**

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

Os resultados apontaram, de um modo geral, para amostras moderadamente selecionadas, sendo apenas uma das amostras corresponde ao arenito da Formação Rio do Rasto que foi classificado como pobremente selecionado. Os valores das amostras desta formação variaram de 0,64 mm a 1,20 mm.

Em relação ao tipo de areia, a formação Rio do Rasto variou de areia fina (maioria das amostras) a areia média (com diâmetro mediano distribuindo-se entre o mínimo de 1,91 a e um máximo de 2,39 mm). Já as amostras do arenito eólico Botucatu se enquadraram nas areias finas e os arenitos sub-aquáticos corresponderam às areias médias, mas com certo percentual de material grosseiro (o diâmetro mediano de ambos os arenitos Botucatu variaram de 1,18 a 2,52 mm) (figura 53).

Esses resultados correspondem com os mesmos alcançados por Bigarella (1949)<sup>61</sup> nas análises granulométricas feitas nos arenitos subaquáticos e nos arenitos eólicos da Formação Botucatu, seus resultados foram: o arenito Botucatu aflorante na rodovia na Serra da Esperança possui maior percentual de areia fina, sendo a fração grosseira inexistente. Já nas amostras dos arenitos subaquáticos a predominância foi de areia média e com um percentual significativo de grânulos finos. De modo geral, o autor observou que estes arenitos subaquáticos são mais grosseiros e conseqüentemente com diâmetro médio superior aos arenitos tipicamente eólicos.

Este fato foi evidenciado nas observações em campo e nas análises granulométricas. Isso porque quanto à porcentagem dos materiais como um todo, as amostras dos depósitos subaquáticos foram às únicas que apresentaram percentual de cascalho (entenda-se não somente cascalho, mas também frações de grânulos). Sua composição granulométrica diferente dos arenitos eólicos sugere uma procedência diferente do ambiente eólico, na qual acredita-se que estas partículas foram levadas ao ambiente desértico por intermédio de rios periódicos. Por conseguinte, nas frações de areia, todas as amostras apresentaram grande percentual em sua composição, variando, contudo, no tamanho. Já na fração silte/argila as amostras da Formação Rio do Rasto apresentaram as maiores quantidades.

Por outro lado, Bigarella (1949), nos resultados das análises mecânicas relativas às rochas coletadas na antiga rodovia (ao Norte da atual) e na “nova”<sup>62</sup> subida da Serra

---

<sup>61</sup> O autor não realizou análises nos arenitos Rio do Rasto, neste caso, são comparados apenas os resultados em relação aos arenitos sub-aquáticos e os arenitos eólicos da Formação Botucatu.

<sup>62</sup> A atual rodovia BR 277 passou várias mudanças no seu traçado original, por isso quando se fala em nova ou antiga rodovia deve se ater ao ano que se trata o artigo, como nesse caso. O autor denomina na época de realização do seu trabalho (1949, p.199) corresponder a “antiga rodovia, a estrada que escala a Serra e que esta situada ao Norte da primeira”; já a nova corresponderia a que hoje está localizada ao

(hoje antiga e ao Sul da atual), observou que estas variam consideravelmente de uma para outra estrada.

Na “nova rodovia”, o autor constatou afloramentos de arenitos eólicos típicos com estruturas características e intercalados entre derrames de *trapp*, sendo estes com seleção ótima e com coluna dominante dos histogramas no intervalo de 0,125-0,25 mm correspondente a fração areia fina. Já as fácies subaquáticas desta “nova rodovia” é representando por arenito conglomeráticos grosseiro, com 2,31% de grãos no intervalo de 4-8 mm o qual corresponde a fração pedregulho grosso na escala de Wentworth.

Por outro lado, na “antiga rodovia”, o aspecto petrográfico muda completamente, sendo que na base do arenito Botucatu é formado de arenitos de fácies subaquáticas; no entanto, nesta, a pequena porcentagem de arenito grosseiro varia entre 2-4mm (correspondente a fração saibro grosso), dominando, entretanto, neste setor os mais finos.

Sobre este arenito sub-aquático, Bigarella (1949) afirma que desenvolve-se o arenito eólico com estrutura entrecruzada típica, sendo este menos selecionado. Acima deste, volta aparecer uma camada de sedimentos de fácies subaquáticas, apresentando estrutura diagonal discordante rasa e representando um depósito de bacia desértica sem escoamento, transportado por rios periódicos.

O autor observou também que uma das amostras apresentou diâmetro médio superior ao tipo normal de arenitos eólicos encontrado na Serra da Esperança. Segundo ele, esta teve na sua gênese contribuição de partículas mais grosseiras que provieram dos depósitos das bacias sem escoamento, e que foram transportadas pelos ventos originando este tipo de depósito dunar.

Desse modo, o autor conclui que para a Formação Botucatu há dois tipos fundamentais de arenitos eólicos, sendo um o representante das dunas movediças e o outro dos escudos basais de areia de uma paisagem desértica.

Por fim, observou-se nos resultados das análises granulométricas comparadas com as obtidas por Bigarella (1949), a correlação da composição dos materiais constituintes da Serra da Esperança. Sendo os quais apresentaram a predominância de

---

Sul da atual (ver figura 03). Desse modo, sempre que o mesmo estiver falando de nova rodovia esta se refere a agora antiga rodovia localizada mais ao Sul da atual BR 277.

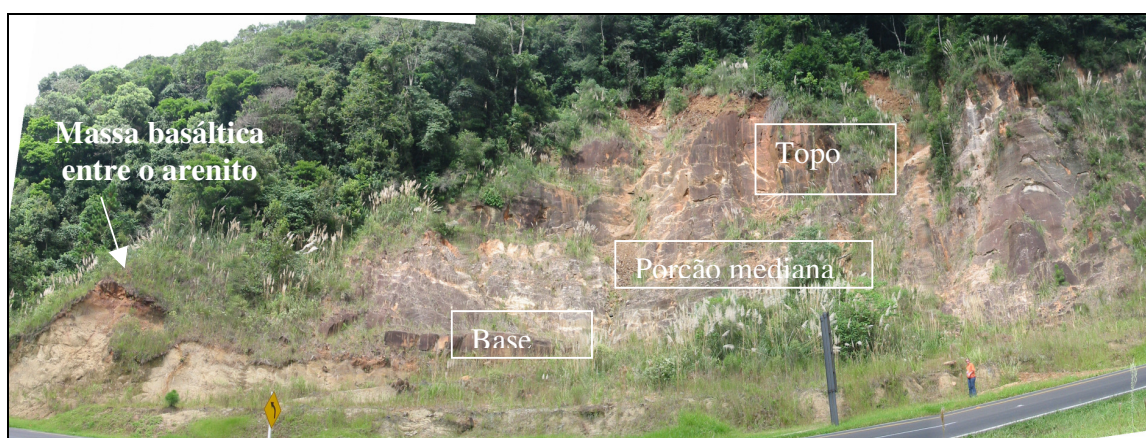
areia fina no arenito eólico Botucatu, passando em alguns locais a composições mais grosseiras nos depósitos subaquáticos, sendo na base (Formação Rio do Rasto) areias finas e medias com certo percentual de silte/argila.

### 6.2.7 Classificação da resistência global das rochas

Para a análise da resistência das rochas que compõem a área de estudo, foi aplicada a metodologia adaptada de Selby (1982), o qual foram utilizados os seguintes parâmetros: resistência da rocha sã; grau de alteração; espaçamento, orientação, largura e continuidade das fraturas; e a presença ou não de afloramento d' água. Com base em pesos que variavam desde muito fracas até muito fortes.

Esta metodologia foi aplicada com o intuito de entender a influência que determinada litologia pode ter como condicionante dos processos de movimentos de massa presentes no setor central da Serra da Esperança.

Assim sendo, foi possível comprovar que em uma mesma litologia pode apresentar diferença de resistências. Fato este evidenciado nas rochas do arenito Botucatu, mais precisamente em uma cicatriz de deslizamento mostrada na figura 54. Dentro da face desta cicatriz foi aplicada a metodologia em três locais diferentes, sendo: na base com peso final de 46, correspondendo a classificação geral de fraca; na parte mediana com resistência final de 54 equivalente a moderada, e próximo ao topo do arenito Botucatu também com resistência moderada no entanto com peso final de 68, ou seja, mais resistente que as porções inferiores.



**Figura 54: Cicatriz de deslizamento, localizada as margens da rodovia da BR 277**

Foto: Joel Pellerin (2007)

De um modo geral, tanto na base da cicatriz quanto na porção mediana foram observados traços de afloramentos de água, parâmetro este que influencia em muito o peso final da resistência da rocha. Todavia, somente a base (nesta seção) apresenta-se com mais alteração e com maior espaçamento nas fraturas que os setores acima analisados, característica esta que somada a surgência da água resulta em menor resistência nesta porção. Já no topo, que dentre os três apresentou peso final maior, sendo, desta feita, o mais resistente, demonstra um aspecto peculiar onde a abertura das descontinuidades é menor em relação à parte média e baixa, possibilitando, juntamente com o peso atribuído aos demais parâmetros, a porção mais estável desta seção.

Por conseguinte, uma das dificuldades encontradas para a aplicação desta metodologia foi quanto às descontinuidades, isso porque tanto na Formação Botucatu como na Formação Rio do Rasto existem estratos cruzados e acamadamento das rochas sedimentares. Nestes casos, optou-se por se fazer às medições apenas nos fraturamentos das rochas deixando de lado as demais descontinuidades. Não esquecendo, entretanto, que esse aspecto influencia na resistência global da rocha.

Por outro lado, em uma outra cicatriz menor, o resultado medido do arenito Botucatu deu um peso de 53, ou seja, de resistência moderada. Não apresentando mais o afloramento de água na base do mesmo, contrariando o que evidenciou-se no ponto anterior.

Com efeito, nas interdunas do arenito Botucatu, principalmente em direção a sua base, são encontradas as fácies Pirambóia, caracterizadas por intercalações de depósitos de rios efêmeros e bacias sem escoamento em ambiente desértico, compondo-se de arenitos grosseiros a conglomeráticos (BIGARELLA 1949), como descrito no tópico 6.2.6.

Estes arenitos conglomeráticos são encontrados principalmente na porção inferior da Formação Botucatu, onde o pacote rochoso apresenta-se mais consolidado chegando a formar uma cornija<sup>63</sup>, fato este que permite com que esta rocha não sofra deslizamento. Também constatou-se que a não surgência de água neste local ocorre provavelmente porque a porosidade deve ser menor que nas porções superiores.

---

<sup>63</sup> Representada no mapa geomorfológico da área, no tópico 6.3.



Devido a essas características a resistência obtida com o esclerômetro foi maior do que as medições efetuadas na porção superior do arenito Botucatu, sendo seu resultado final variando de moderada (63) a forte (74). Assim, este setor como é mais resistente que o material superior (arenito Botucatu típico) e o inferior (formação Rio do Rasto) forma um nível intermediário resistente à saturação da água e ao cisalhamento, impedindo, desta forma, a movimentação.

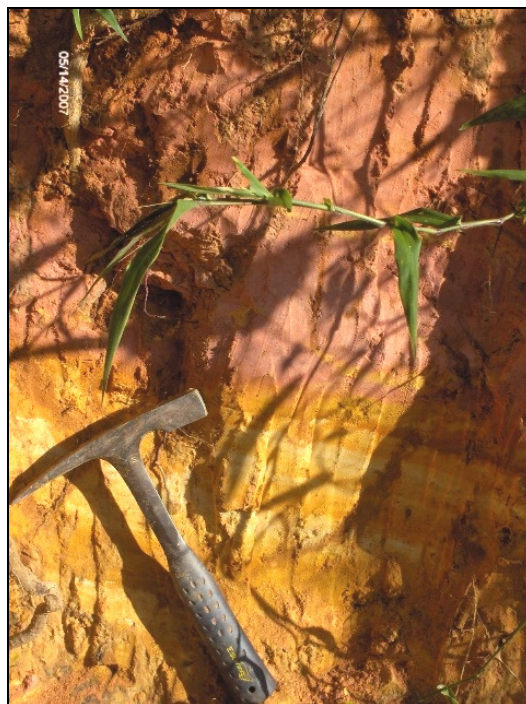
Abaixo deste nível, nos arenitos, siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto (figura 55 e 56), ocorreu uma queda brusca de resistência, onde vários locais apresentaram resistência fraca, variando desde moderada a fraca com valores entre 47 a 66, isso sem considerar o fator de acamadamento desta rocha que desempenha um papel de diminuição da resistência, visto que é uma descontinuidade. Neste nível há predominância acentuada de linhas de escoamento e de erosão, decorrente da fraca coesão e da pouca resistência litológica na base da Escarpa.

Já no planalto, na Formação Serra Geral, foram observados dois casos. Um deles foi no topo de um derrame (figura 57) o qual possui amígdalas com preenchimento de sílica<sup>64</sup>, com tamanho médio de 2 cm a 5 cm, com várias fraturas decorrentes da contração no período de resfriamento da lava e também fraturas atectônicas, ou seja, descontinuidades bastante irregulares tanto verticais (com maior espaçamento) como horizontais (com fraturamento mais serrado). Também está ocorrendo esfoliação esferoidal (figura 58) em muitos blocos e, no topo deste afloramento, há capeamento raso de solo.

Neste caso a dificuldade na realização das medições da direção do fraturamento predominou, isso porque como havia tanto diáclases horizontais como verticais foi necessário um estudo mais detalhado a fim de selecionar quais deveriam ser consideradas na classificação final (predominando as com maiores expressões). De um modo geral a resistência final neste local foi moderada.

---

<sup>64</sup> “As vesículas podem ser parcial ou totalmente preenchidas, quando passam a ser chamadas de amígdalas, e os minerais mais comuns são quartzo, sílica amorfa, zeólita, calcita, celadonita e clorofeita, mais raramente cobre nativo, malaquita, azurita e outros produtos de oxidação. A vesiculação desenvolve-se pela migração dos fluidos, geralmente assimilados das encaixantes e do ambiente de erupção, para as bordas do derrame” (MINEROPAR, 2007, p.31)



**Figura 55 e 56: Formação Rio do Rasto.** O afloramento do arenito branco tem aproximadamente 2m de altura.

Foto: Solange F. Vieira (junho de 2007)



**Figuras 57 e 58: Topo de derrame da Formação Serra Geral.** Basalto bastante fraturado sofrendo esfoliação esferoidal.

Fonte: Solange F. Vieira (julho de 2007)

O outro caso estudado foi em uma zona intermediária do derrame. Neste local foram observadas erosões superficiais em feições côncavas circulares, com diâmetros variáveis de 0,5 cm a 2 cm e também descontinuidades com preenchimentos intemperizados. Quanto à resistência o resultado foi bem diferente da zona do topo do derrame sendo a soma total 94 com resistência muito forte, e em outro caso, apenas forte com peso total 76 de resistência. De modo geral, esta formação se caracteriza como a mais resistente litologia encontrada na área de estudo, sendo predominante de resistência forte e, apenas quando alterado, diminui para moderado.

O quadro (9) apresenta a síntese dos resultados obtidos com a referida metodologia de resistência global das rochas que compõem o setor central da Serra da Esperança. Neste quadro é possível observar os resultados, os quais variaram desde muito fraca até muito forte. Todavia, como observado, foram realizadas poucas medições devido ao fato da Serra da Esperança possuir relevo dissecado, os quais somados com a densa cobertura vegetal e com a escassez de afloramentos dificultaram o acesso e não permitiram a realização de medições mais detalhadas dos lineamentos e aplicação da metodologia de Resistência Global da Rocha em muitos setores, como era o esperado.

**Quadro 9: Resultado Final da Resistência das rochas do setor central da Serra da Esperança.** Derivado da soma de todos os parâmetros analisados.

<b>Resultado final da resistência das rochas do setor central da Serra da Esperança</b>					
	<b>A</b> Muito forte 100-91	<b>B</b> Forte 90-71	<b>C</b> Moderada 70-51	<b>D</b> Fraca 50-26	<b>E</b> Muito fraca <26
<b>Formação Rio do Rasto</b>			61/66/55	48/47	
<b>Formação Botucatu (Arenito Sub- aquático)</b>		74	63/68		
<b>Formação Botucatu (Arenito eólico)</b>			54/68/53	46	
<b>Formação Serra Geral (basaltos)</b>	94	71/71/ 76/76/ 83	63		

Fonte/Org: Solange F. Vieira (2008).

Os resultados finais apontam para resistência predominantemente moderada a fraca, tanto para o Botucatu eólico quanto para as rochas da Formação Rio do Rasto;

ao contrário, no arenito subaquático da Formação Botucatu a constante é moderada, chegando em certos locais a forte e no topo de modo geral, o resultado final foi forte.

No entanto, se somente fosse considerado o fator resistência da rocha fresca (primeiro tópico analisado nesta metodologia, sendo que a mesma compreende ao todo 7 parâmetros, como descrito no tópico 4.2.8) o qual é obtido através de medição realizada com o aparelho esclerômetro, o resultado seria o seguinte: Formação Rio do Rasto se enquadraria totalmente na resistência muito fraca, o arenito subaquático Botucatu ficaria um pouco mais resistente que porção inferior entre as classes de fraca a moderada, já no nível acima do arenito eólico Botucatu a resistência cairia novamente ficando entre moderada a muito fraca, e no topo entre forte e muito forte, como é mostrado no quadro 10.

A diferença nos resultados ocorre devido aos demais parâmetros considerados nesta metodologia que, em alguns casos, não puderam ser completamente considerados precisando, com isso, serem adaptados às características do local estudado. Como por exemplo, a questão do acamadamento das rochas sedimentares e a densidade de fraturamento nas áreas de topo de derrame. Portanto, verificou-se que o fator que melhor se adequou ao que foi constatado em campo foi o primeiro parâmetro; sendo assim o mais indicado e preciso na compreensão do fator de resistência nos movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança.

**Quadro 10: Resultado obtido somente com análise do primeiro parâmetro avaliado: Resistência da rocha fresca**

1 - Resistência da rocha Fresca					
	A Muito forte 100-60	B Forte 60-50	C Moderada 50-40	D Fraca 40-35	E Muito fraca 35-10
<b>Formação Rio do Rasto</b>					30/20/14/17/21
<b>Formação Botucatu (Arenito Sub-áquatico)</b>			45	39/39	
<b>Formação Botucatu (Arenito eólico)</b>			42		29/21/31
<b>Formação Serra Geral (basaltos)</b>	66/62/61/64	54/54			

Fonte/Org: Solange F. Vieira (2008).

Assim, conclui-se que a área de estudo, apresenta na base um nível muito frágil composto pelos arenitos, siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto, de composição

predominantemente de areia fina e média e com certo percentual de silte/argila, o que explica a grande quantidade de linhas de escoamento presentes no pé da Serra. Passando para um setor um pouco mais resistente dos depósitos sub-aquáticos, de composição mais grosseira variando de areia média a grânulo. Sendo que acima os arenitos eólicos botucatu diminuem em certos locais a resistência e também sua composição passa ser de areia fina, e por fim, no topo as rochas mais resistentes da Formação Serra Geral, os basaltos.

Desse modo, com a aplicação da referida metodologia (a qual incluiu a medições dos lineamentos) e juntamente com as análises granulométricas foi possível estabelecer a resistências das rochas que compõem o setor central da Serra da Esperança e, assim, traçar o nível de influência deste fator na questão da instabilidade nas encostas da região.

Por fim, acredita-se que o conhecimento da estrutura e da natureza das encostas são imprescindível para se entender os fatores de suscetibilidade que uma vertente pode apresentar com ou sem intervenção antrópica. Sendo, portanto, de importância fundamental o estudo geológico para estabelecimento das condições de segurança e estabilidade de uma encosta.

### **6.3 Aspectos Geomorfológicos**

A pesquisa geomorfológica, de acordo com Xavier da Silva (2003) permite a utilização e classificação, considerando a forma, a composição e os processos geradores e modificadores das entidades geomorfológicas (unidades territoriais do ambiente). A geomorfologia sistematiza o conhecimento sobre a forma e natureza do substrato físico onde acontecem às atividades humanas.

Estes aspectos são de extrema importância quando se analisa a suscetibilidade de uma área a erosão ou a movimentos de massa, pois as características geomorfológicas vão dar indício, somado com o fator geológico e climático, de quão estável se encontra esta área e de como ela pode ser utilizada sem comprometer seu equilíbrio.

Na mesma linha Tricart (1972) afirma que o fator geomorfológico é determinante, permitindo definir as unidades majoritárias em função do produto entre a estrutura e as formas do relevo.

Dessa forma, segundo Demek (1972) citado por Rodrigues e Brito (2000), o mapa geomorfológico de detalhe tem as seguintes funções reconhecimento da forma de relevo da área mapeada e de análise com o propósito de: estabelecimento de medidas qualitativas e quantitativas das formas, a elucidação da gênese através da determinação de correlação com materiais, processos morfodinâmicos e idade, estabelecimento de seu arranjo espacial e sistema de relações mutuas.

Nessa linha, o mapa geomorfológico do setor central da Serra da Esperança foi elaborado com intuito de compreender a dinâmica morfológica nos processos de movimentos de massa. Os procedimentos adotados foram fotointerpretação prévia e várias atividades de campo para mapeamento dos modelados, das formas e processos.

Todavia, a elaboração deste cartograma não aconteceu de forma simples, isso porque ocorreram vários problemas no decorrer de sua confecção, os quais podem ser divididos em atividades de campo e em laboratório.

Começando pelas dificuldades encontrada em campo, como já enfatizado no tópico 6.2, essa se deve ao fato da área de estudo possuir densa cobertura vegetal e muitos setores de forte declividade, desse modo constituindo locais de difícil acesso para realização do mapeamento.

Quanto às dificuldades enfrentadas em laboratório, estas se deram devido a falta de precisão geométrica da base, a qual dificultou a plotagem dos pontos coletados com GPS. Outro problema foram as fotografias aéreas, que apresentaram diferença de escala entre as faixas, tornando a confecção dos *overlays* um trabalho dispendioso não permitindo assim fazer o mosaico entre elas<sup>65</sup>, o qual era objetivado inicialmente.

Desse modo, mesmo com a imprecisão geométrica na base e a impossibilidade de realizar a “mosaicagem” decorrente da diferença de escala entre as fotos, a única maneira foi adaptar os elementos geomorfológicos conforme a hidrografia da carta e

---

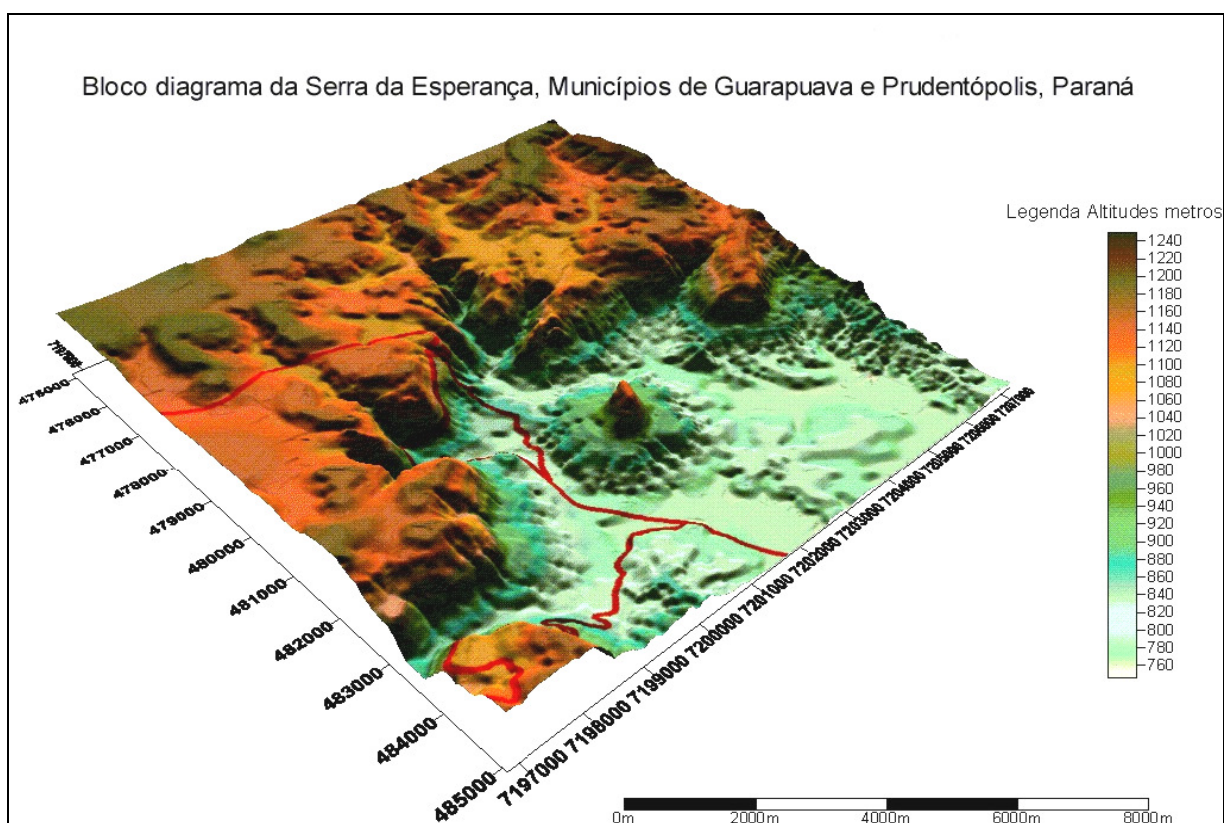
<sup>65</sup> A autora depois de elaborar os overlays, escaneou-os mesmo e georreferenciou-os, depois disso foi comprovada o problema da escala, pois não foi possível realizar o mosaico objetivado, isso porque as fotografias não se sobrepunham igualmente.

complementar a mesma<sup>66</sup>. Assim, mesmo enfrentando diversos impasses, o mapa geomorfológico do setor central da Serra a Esperança foi gerado (mapa 7).

Este mapa (7) representa a síntese das Unidades Geomorfológicas, divididas em Modelado de dissecação e Modelado de Acumulação, Formas e elementos estruturais, Processos dominantes na encosta, Formas de Erosão e Hidrografia mapeada e fotointepretada na área.

Essas informações contidas no mapa foram representadas em sua maior aproximação da real dimensão e posicionamento, em função da sua escala de representação que foi de 1:25000. Cada uma destas representações será descrita individualmente a seguir.

Por conseguinte, também foi elaborado o bloco diagrama da área de estudo para melhor visualização do relevo (figura 59). Nele é possível observar o relevo movimentado e toda a morfologia do setor central da Serra da Esperança.



**Figura 59: Bloco diagrama do setor central da Serra da Esperança**

Fonte: Solange F. Vieira (2008)

<sup>66</sup> Para este procedimento foi utilizada a mesa de luz.

**MAPA 7: GEOMORFOLÓGICO DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA,  
NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS,  
PARANÁ.**



### 6.3.1 Modelados de Dissecação e de acumulação

Como é possível visualizar no mapa Geomorfológico do setor central da Serra da Esperança ilustrado anteriormente, foram mapeados as Unidades Geomorfológicas, as quais compreendem o modelado de dissecação e modelado de acumulação.

Segundo Werlang *et al.* (2005), o propósito de estudar o relevo através do modelado (nesse caso de dissecação e acumulação) está no sentido de que a relação entre a erosão e a rede de drenagem é bastante restrita permitindo qualificar a configuração da drenagem como resultado de erosão.

No modelado de dissecação estão representados: o Planalto, o qual assenta-se sobre a Formação Serra Geral, localizado no topo da Serra e assim modelado de maior altitude da área, correspondendo a aproximadamente 47,2 km<sup>2</sup>; a Escarpa<sup>67</sup> localizada no contato entre o basalto e o Arenito Botucatu, e entre o Botucatu e o Arenito Rio do Rasto sendo este o local de maior inclinação e de ruptura de declive onde se dá os processos de movimentos de massa mapeados, com área aproximada de 28,7 km<sup>2</sup>; e Dissecação em Colinas área de relevo suavemente movimentado formado sobre as rochas da Formação Rio do Rasto, situada no segundo Planalto, com área de mais ou menos 18,5 km<sup>2</sup>.

De acordo com a MINEROPAR (2007), a geomorfologia no Segundo Planalto, mais especificamente no Planalto de Prudentópolis, apresenta-se pouco dissecado e ocupa uma área de 621,19 km<sup>2</sup>, sendo a classe de declividade predominante menor que 6% em uma área de 378,63 km<sup>2</sup>. Em relação ao relevo, possui um gradiente de 420 m, com altitudes variando entre 620 m (mínima) e 1.040 m (máxima) s.n.m. (sobre o nível do mar). As formas predominantes são topos aplainados, vertentes convexas e vales em V aberto, modeladas em rochas da Formação Rio do Rasto.

Com relação à morfologia, Maack (1947) afirma que pela posição não perturbada e pelo suave mergulho das camadas de sedimentos para NW, W e SW, no interior do Paraná e Santa Catarina, desenvolveu-se uma paisagem de degraus estruturais, através de toda extensão do planalto do interior, coberto por camadas gonduânicas do paleozóico e mesozóico. Cada degrau estrutural forma um arco ou ângulo reto, com a testa dirigida para leste, abrangendo o complexo cristalino abaulado em forma de

---

<sup>67</sup> A unidade delimitada como Escarpa compreende: a escarpa e o tálus.

domo, por exemplo, a escarpa Devoniana no Paraná (Serrinha, Serra das Furnas, etc.) e a escarpa Triássico-Jurássica (Serra Geral, Serra do Espigão e Serra da Esperança) em Santa Catarina e no Paraná.

Já o Planalto de Guarapuava - Palmas (Terceiro Planalto) apresenta dissecação baixa e ocupa uma área de 3.266,71 km<sup>2</sup>, sendo a classe de declividade predominante menor que 6% em uma área de 2.237,82 km<sup>2</sup>. Com relação ao relevo, apresenta um gradiente de 840 metros, com altitudes variando entre 520 metros (mínima) e 1.360 metros (máxima) s.n.m. As formas predominantes são topos aplainados, vertentes retilíneas e convexas e vales em U, modeladas em rochas da Formação Serra Geral. O planalto de Palmas-Guarapuava é sustentado tipicamente pelos ignimbritos que recobrem os derrames tabulares. O controle geológico desta subunidade é tão evidente que os mapas geológico e geomorfológico coincidem quase perfeitamente, tendo a geomorfologia contribuído para delimitar mais precisamente a área de afloramento das rochas ácidas (MINEROPAR, 2007).

No modelado de dissecação da Escarpa estão localizadas, de forma mais concentrada, a hidrografia, a qual tem entalhado cada vez mais os depósitos de encostas e resultado em anfiteatros e erosões lineares acentuadas na parte baixa da Escarpa (descritos a seguir). É na Escarpa também que são observados o recuo da vertente, devido às quedas de bloco, escorregamentos e erosões remontantes dos rios.

Com efeito, no modelado de Dissecação em Colinas a declividade é mais amena e o relevo é menos movimentado entre os relevos dissecados, sendo este composto de morros pouco elevados sobre as rochas da Formação Rio do Rasto.

Portanto, como pode ser constatado no mapa geomorfológico, as áreas com indícios e com cicatrizes de movimentações observados no setor central da Serra da Esperança correspondem aos modelados de dissecação, principalmente e predominantemente no Setor da Escarpa, visto que é nesta porção que se localizam as maiores declividades e no qual corresponde a forte ruptura de declive.

Já no modelado de acumulação, como o nome já sugere é onde estão depositados os materiais aluviais, localizados nas margens dos canais, divididos em: planície aluvial (nas margens dos rios das áreas mais baixas) oriundas de acumulação

fluvial constituídas de seixos, blocos rolados e cones de dejeção no Pé da Serra e várzea do planalto (nas margens dos cursos d'água do platô).

Ambos os modelados estão representados no mapa geomorfológico por polígonos com cor correspondente a cada tipo de modelado.

### **6.3.2 Formas e elementos estruturais**

A interpretação geomorfológica dá indícios de rupturas, que podem estar ligadas a diferenças litológicas. Este aspecto foi observado durante os trabalhos de mapeamento, onde em gabinete surgiram hipóteses de possíveis limites geológicos devido à observação das formas geomorfológicas, e em campo esses indícios levaram a limitação precisa de cada formação.

Quanto às formas e conjunto de formas estas participam da composição do relevo em diferentes escalas. Elas ao serem observadas num curto espaço de tempo se mostram com aparência estática. Porém, estão continuamente sendo retrabalhadas por processos erosivos ou deposicionais (WERLANG *et al* 2005).

Desse modo, as formas estruturais mapeadas foram: cornija basáltica principal, outra cornija e patamar estrutural. Optou-se em utilizar o termo cornija para as rupturas de declive, dividindo as em dois tipos: as localizadas na ruptura da cobertura basáltica, sendo estas mais representativas e por isso consideradas principais e as outras cornijas que são as secundárias, podendo tanto estar localizada na ruptura de um derrame basáltico quanto na ruptura do arenito Botucatu, todavia com menor expressão que as primeiras.

Tais formas apresentam-se no terreno como rupturas de declive, representando segmentos topográficos de menor espessamento do solo e de maior declividade, podendo chegar a paredões rochosos, como, por exemplo, cascata do basalto (figura 44) sendo também freqüentes na Formação Botucatu (figura 60) e especificamente na parte inferior mais resistente.

Quanto aos elementos estruturais foram mapeadas as falhas/fraturas, que estão melhores descritos no tópico 6.2.5. Tanto as formas como os elementos estruturais estão representados sobre o mapa com símbolos na cor preta.



Figura 60: **Ruptura de declive no arenito subaquático, porção inferior da Formação Botucatu.**

Obs: Afloramento com aproximadamente 3 m de altura.  
Foto: Solange F. Vieira (Junho de 2007).

### 6.3.3 Processos dominantes na encosta

Em relação aos processos dominantes na encosta, estes referem-se aos principais movimentos de massa levantados, os quais foram: deslizamento translacional, deslizamento rotacional e queda de blocos.

Todos os processos mapeados que estão representados no mapa são mais bem detalhados no tópico 5, que trata especificamente dos processos levantados em toda a área de estudo.

Como observado no mapa geomorfológico, esses se concentram na faixa que compreende a Escarpa, sendo apenas 2 casos encontrados no setor de dissecação em colinas. Um dos processos trata-se de deslizamento rotacional com grande expressão, no qual movimentou as rochas da Formação Rio do Rasto, sendo o outro exatamente em frente ao rotacional refere-se a um deslizamento translacional raso de pequena proporção no depósito de encosta sob a mesma litologia, ambos localizados nas margens da rodovia.

Também constatou-se no mapa, que na descida da Serra, em ambas as margens da rodovia BR 277, há grande quantidade dos processos tanto de queda de bloco como de deslizamento. Nota-se que próximo à cicatriz de 1998 eles se dão de forma mais concentrada, sendo que na curva da rodovia federal atual (próximo a cornija basáltica) estão os casos mais preocupantes de queda de bloco. Neste mapa é

representado apenas uma vez o movimento, que, devido à escala, não permitiu maiores detalhes e assim a inclusão de símbolos para todos os locais com pequenos processos.

Entre os deslizamentos os mais freqüentes são os translacionais, que mobilizam o manto de alteração, os depósitos de encostas e as rochas do embasamento. Já os deslizamentos rotacionais se apresentam na Serra em menor freqüência, sendo apenas três casos levantados, um deles já comentado acima na margem da rodovia, e os outros 2 localizados em uma mesma encosta na Escarpa, um em um canal de primeira ordem, e outro na margem do mesmo rio.

Todos estes movimentos estão ilustrados no mapa geomorfológico com símbolos de cor vermelha, diferenciados entre queda de bloco, deslizamentos translacionais e rotacionais.

#### **6.3.4 Formas de Erosão**

Nas formas de erosão, estão ilustradas: ruptura convêxa, anfiteatro, crista angulosa, colo e voçoroca.

As rupturas convêxas são áreas de quebra de declive abrupta onde não se forma uma cornija propriamente dita, são áreas de topos de morros íngremes e elevados (quando localizados sobre o planalto), em alguns locais encontram-se no contato entre os modelados de dissecação.

Já as rupturas côncavas representam a não continuidade do aclave nos vales, gerando ruptura em forma de colher limitando tanto as planícies aluviais como as várzeas do planalto.

Os anfiteatros compreendem terrenos de forma circular gerado por erosão na encosta; na área de estudo estão localizados principalmente na escarpa, sendo o maior deles mapeado sobre a rodovia estendendo por toda a sua margem. Nessas formas são observados vários canais responsáveis pela erosão linear concentrada em diversos setores das encostas da Serra.

Por sua vez, as cristas angulosas representam os pontos mais altos no qual divergem dois declives de modo acentuado. Foram poucos os topos de morros

mapeados com esta forma na área de estudo, isso porque muitos dos morros apresentam-se mais erodidos e com forma tabular.

Quanto à forma de colo, esta foi mapeada como uma depressão acentuada na linha de crista da serra, ou seja, porções rebaixadas ao lado de pontos culminantes. Foram poucos os locais que apresentavam esta forma, sendo que quando presentes estão localizados sobre a Formação Serra Geral sobre o Platô, próximos do limite com a Escarpa.

E, por fim, a forma erosiva voçoroca<sup>68</sup> localizada em uma antiga estrada rural na subida do morro do Chapéu. Este processo se deu devido ao escoamento superficial concentrado, pisoteio do gado na encosta, abertura de estrada em litologia pouco resistente, seguindo a declividade do terreno, e sem medidas adequadas de construção, os quais resultaram em profunda erosão linear, deixando grandes sucros erosivos, como ilustrado nas figuras (61 e 62) a seguir.



**Figura 61 e 62: Voçoroca em antiga estrada em direção ao morro do Chapéu.**

Fonte: Solange F. Vieira (março de 2008).

Esta voçoroca está cortando depósito de encosta de aproximadamente 1 a 2 m de espessura, que recobre os siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto, com camadas aflorantes de cores alternadas de verde, laranja, bordo e branca.

---

<sup>68</sup> Segundo Oliveira 2005, p. 58 ravinas e voçorocas “podem ser consideradas como incisões que resultam da tendência de sistemas naturais a atingir um estado de equilíbrio entre energia disponível e eficiência do sistema em dissipar energia”.

Constatou-se também que grande parte desta encosta (vide mapa geomorfológico) está degradada, sendo que as antigas trilhas abertas nesta propriedade se transformaram em sulcos erosivos profundos intransitáveis.

No mapa as formas erosivas estão representadas com símbolos diferenciados na cor verde escuro.

### **6.3.5 Hidrografia**

A hidrografia foi complementada com trabalhos de campo e fotointerpretação, elas foram divididas em: curso d'água permanente (possui fluxo contínuo), curso d'água intermitente (nem sempre possui água), cascata/corredeira e zona úmida (localizada na cabeceira de alguns rios no planalto). A hidrografia está representada com símbolos diferenciados na cor azul em todos os mapas.

### **6.3.6 Fator declividade**

Dentre os fatores geomorfológicos, os parâmetros topográficos, tratam da relação entre forma e hidrografia da encosta; eles englobam parâmetros de: declividade, forma da encosta, área de contribuição, orientação da encosta, espessura do solo, comprimento da encosta, (as) simetria dos vales e elevação (FERNANDES e AMARAL, 1996).

Esses fatores foram evidenciados em campo, pois nos locais mais íngremes, de grande comprimento da vertente, com solos pouco espessos ou até mesmo inexistentes, aliado ao material pouco coeso, o fator hidrográfico se mostrou mais ampliado, sendo que em períodos chuvosos com maior incidência de erosão linear. Desse modo, acredita-se que as características topográficas de um local devem ser consideradas fatores resposta no estudo da estabilidade de um ambiente físico.

Por conseguinte, a declividade, de acordo com Fernandes *et al.* (2001), vem sendo considerada como principal e como único parâmetro de caráter topográfico incorporado nos trabalhos de previsão e definição de áreas instáveis. Todavia, segundo os autores, isso gera distorções nas análises de deslizamentos, mostrando assim a necessidade de considerar outros fatores além da declividade.

Em alguns casos a declividade pode até ser um fator importante, mas com certeza não é o único condicionante quando se trata dos processos de deslizamento. Esses processos têm causas diversas e, na maioria das vezes, trata-se da soma de fatores que os desencadeiam e não apenas um único. Desta forma, seria incorreto afirmar que apenas a precipitação é a responsável por todos os deslizamentos que ocorrem no Brasil. Afinal, ela atua em ambientes com a estabilidade comprometida, agindo assim, como um dos principais deflagradores em locais onde as características litológicas e geomorfológicas demonstram a propensão e a movimentações.

Nessa linha, Fiori (1995a) afirma que os movimentos de massa são fortemente condicionados pela morfologia da vertente, sendo então o ângulo de inclinação e a altura da encosta, fatores importantes no estudo de estabilidade. No Brasil, os eventos catastróficos de movimentos de massa, ocorrem em áreas que apresentam alto ângulo de inclinação.

Com efeito, Dias e Herrmann (2002) consideram a morfologia do terreno um dos importantes fatores que condicionam a ocorrência de movimentos de massa. A declividade favorece o rápido descolamento de massas de solo e blocos de rochas ao longo das vertentes pelo efeito da gravidade e, de acordo Fernandes *et al.* (2001) atuando no controle da distribuição espacial dos deslizamentos, desse modo evidenciando-se e comprovando o importante papel desempenhado pela morfologia no condicionamento destes processos<sup>69</sup>.

Enfatiza-se então, que a declividade é um dos fatores decisivos para os deslizamentos (VIEIRA, 2004), isso porque como afirmado por Herrmann (1999 p.256):

Vários fatores contribuem para a ocorrência de movimentos de massa, porém, a declividade das encostas é considerada como um dos parâmetros fundamentais para a análise e cartografia das áreas suscetíveis a escorregamentos.

---

<sup>69</sup> Os autores ainda afirmam, que também a área de contribuição é um parâmetro morfológico muito importante, devendo ser incorporado nas metodologias de previsão de áreas de risco a deslizamentos. Ou seja, ir além da tradicional medição da declividade do terreno. Desse modo, eles acreditam que uma melhor investigação dos parâmetros morfológicos, destacando a forma da encosta, e área de contribuição possibilita uma melhor compreensão dos mecanismos de ruptura e uma previsão mais efetiva dos processos.



Dessa maneira, segundo Vieira (2004) a suscetibilidade a deslizamentos aumenta com a elevação da declividade, contudo, não é o único fator condicionante. Isso porque a forma da encosta é um aspecto importante a ser considerado nos estudos dos movimentos de massa. Ela exerce influência no controle da distribuição espacial dos deslizamentos, sendo definida em função da distribuição e associação da declividade ao longo da encosta. Desse modo, essa autora considera que, as encostas com grande amplitude, alta declividade, perfil retilíneo a suavemente côncavo, são áreas com grande suscetibilidade a deslizamentos.

Por conseguinte, Dias e Herrmann (2002) exemplificam a importância da atuação da forma afirmando que a ela atua diretamente gerando zonas de convergência e divergência dos fluxos de água em superfície e subsuperfície. Sendo que as encostas retilíneas são as mais perigosas, por apresentarem uma declividade relativamente constante, facilitando o rápido deslocamento dos materiais superficiais.

Em geral, as vertentes retilíneas e côncavas são as mais suscetíveis à deflagração de movimentos de massa, por concentrarem mais fluxo de água e, segundo Carvalho e Riedel (2005) estarem, associadas a solos de espessura rasa a mediana. Também a altura da encosta condiciona, pois gera mais água a ser infiltrada e acumulada na parte mais baixa da encosta em subsuperfície.

Agnesi *et al.* (2003) realizaram um estudo sobre a instabilidade de talude para a bacia do rio Giardo (Sicília), onde eles avaliaram o relacionamento entre a instabilidade do talude e algumas causas selecionadas. Assim eles constataram que há forte correlação entre movimento de massa e atributos geomorfológicos.

Desse modo, observando-se a questão da declividade nos deslizamentos optou-se neste trabalho por elaborar um mapa de declividade mais abrangente do setor central da Serra da Esperança ilustrado a seguir (mapa 8).

**MAPA 8: DECLIVIDADE DO SETOR CENTRAL DA SERRA DA ESPERANÇA, NA DIVISA ENTRE OS MUNICÍPIOS DE GUARAPUAVA E PRUDENTÓPOLIS, PARANÁ.**

Note-se, no entanto, que como o mapa de declividade<sup>70</sup> foi gerado a partir do software Surfer 8 (descrito no tópico 4.2.3) o qual trabalha com dados matemáticos, não possibilitou a confecção de um mapa perfeito com classes de declividade bem definidas no relevo. Todavia foi a melhor opção para geração de um mapa ilustrativo das declividades da área.

Outra questão se deve ao fato da base cartográfica utilizada apresentar curvas de níveis com eqüidistância de 20 metros, o que também não possibilitou a geração de um mapa de declividade mais detalhado, visto que isso seria o mais apropriado na análise dos deslizamentos. De qualquer forma, o mapa de declividade, mesmo com suas deficiências, ilustra de modo geral como se dá a inclinação do relevo na área de estudo.

Mediante a compilação das inclinações dos terrenos nas áreas escorregadas e com indícios de novas movimentações foi possível visualizar que o fator de inclinação das encostas tem um papel preponderante nos movimentos de massa do setor central da Serra da Esperança. Os mais expressivos movimentos ocorreram em terrenos de forte inclinação, com declividade em torno de 30 a 45%.

No caso das vertentes da área de estudo, principalmente nas margens da BR 277, a encosta já apresentava declividade acentuada, a qual devido o corte vertical feito para a construção da rodovia, aumentou seu ângulo de inclinação e com isso a os fatores de suscetibilidade a movimentação.

Dessa forma, ao se comparar os processos mapeados na Serra (ilustrados no mapa geomorfológico) com a declividade representada no mapa, é possível observar que o forte declive esta presente nas áreas onde foram levantadas as maiores quantidades de deslizamentos.

Assim, conclui-se que a declividade é um dos grandes fatores desestabilizadores causadores de movimentação em toda a área de estudo. Ainda mais quando aliado ao fator pluviométrico (principal deflagrador), ao fator estrutural (fraturas e litologias heterogênea) e aos demais fatores geomorfológicos. Isso porque o que ocorre é uma

---

<sup>70</sup> O software Idrisi também possibilita a confecção do mapa de declividade, contudo o mesmo não apresentou uma qualidade satisfatória, por isso foi utilizado o software Surfer 8 para confecção deste mapa, o qual permitiu uma melhor visualização das declividades presentes nas Serra da Esperança.

combinação<sup>71</sup> das características físicas da área, somadas a modificação antrópica da encosta, que leva a movimentação.

Portanto, acredita-se que a soma das características geomorfológicas da área pesquisada deram indícios importantes de como pode vir a ocorrer os movimentos de massa.

#### **6.4 INTERFERÊNCIA ANTRÓPICA**

A área pesquisada localiza-se a margem da rodovia da BR 277, a qual foi construída mediante corte no talude. Por isso, acredita-se que essa interferência na dinâmica natural da encosta tenha funcionado como ação catalisadora dos diferentes tipos de movimentos de massa presentes na Escarpa da Esperança (VIEIRA, 2005).

As rodovias, em geral, causam grandes impactos na paisagem, principalmente quando são implantadas em encostas, sem um estudo adequado do seu grau de instabilidade. Essa alteração no equilíbrio natural da vertente pode resultar em deslizamentos.

De maneira geral, as formas de uso de encostas e solo atuam decisivamente na deflagração de movimentos de massa. A abertura de ruas, estradas e rodovias, seguindo a declividade das encostas, contribuem para a concentração de fluxos de água tanto subsuperfície como em superfície, gerando zonas de saturação propícias a esses processos (DIAS e HERRMANN 2002).

Dessa forma, a realização de cortes excessivos para a implantação de edificações e acessos sem estudo prévio do solo e do sistema de drenagem, bem como os cortes sem a sustentação por meio de obras de engenharia, acentuam a declividade de encostas (PISANI S/D).

Na mesma linha, Christofolletti (2003) afirma que na construção de rodovia, a omissão ou a avaliação inadequada dos condicionantes geomorfológicos causa

---

<sup>71</sup> Combinação método proposto por Cholley (1964) para o estudo de Geografia, haja vista que esta estuda a relação da sociedade e natureza, ou seja, das combinações, que podem ser entre os fatores físico, biológico e humano.

dificuldade na construção, gerando prejuízos e obstáculos para a manutenção e até para a alteração no traçado inicial das estradas.

Assim, pequenas alterações nas vertentes podem provocar a procura de um novo equilíbrio, causando a instabilidade da vertente (BIGARELLA, 2003). Para que isso não aconteça deve ser considerado para a construção de rodovias, dentre outros aspectos, a rugosidade topográfica, o lineamento e o talhe das formas de relevo, a amplitude dos vales e a grandeza das planícies de inundação (CHRISTOFOLETTI, 2003), prevenindo assim problemas futuros, como a deflagração de movimentos de massa ou problemas ligados com as enchentes.

Entretanto, não é bem isso que acontece, segundo Bigarella (2003) o estudo para construção de estradas e obras nas vertentes limita-se a uma área restrita e as análises dependem da importância da obra e dos recursos envolvidos. Sendo a estabilidade necessária somente durante a vida útil da obra, normalmente por alguns anos.

Contudo, muitos procedimentos podem ser aplicados para minimizar os efeitos negativos da atividade antrópica no meio físico (como, por exemplo, dos deslizamentos), a validade de sua aplicação baseia-se no conhecimento das características geomorfológicas (CHRISTOFOLETTI, 2003).

No caso da área estudada, indícios levam a crer que não foi feito um estudo adequado quanto às características intrínsecas da encosta para a construção da rodovia. No entanto, no caso do deslizamento de abril de 1998 acredita-se que a causa tenha sido a soma de fatores como: geológico (passagem de fraturas, derrame de basalto entre o arenito botucatu formando um nível mais resistente), geomorfológico e antrópico (influência da declividade que se tornou ainda mais acentuada com o corte feito para a construção da rodovia), e climático (presença de chuvas concentradas) que tenham sido os responsáveis pelo deslizamento e pela recorrência dos processos na Escarpa da Esperança.

Desse modo, a rodovia tem atuado como intensificadora dos processos que ocorrem no setor central da Serra da Esperança. Este fato é visível nas fotografias aéreas, devido ao rejeito da construção da mesma e da falta de canalização adequada da água. Em campo evidenciou-se que a água canalizada do paredão da Escarpa é

liberada do outro lado da rodovia, em área de forte declividade sobre material de rejeito pouco consolidado. Com isso não apenas a água da chuva, que é um fator dinâmico, satura este material, como uma quantidade maior de água que é lançada encosta abaixo, potencializando a deflagração destes processos.

## **7. AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA NA ESCARPA DA ESPERANÇA**

Efetuada a análise das características do meio físico do setor central da Serra da Esperança, as quais potencializam a ocorrência dos movimentos de massa (deslizamentos e quedas de bloco), apresentadas no capítulo anterior desta dissertação e através dos mapas gerados, parte-se finalmente para a apresentação das áreas suscetíveis a movimentos de massa.

O mapa de suscetibilidade gerado na escala de 1:25000 representa a síntese cartográfica de todas as informações levantadas nas fases de gabinete, campo e laboratório. Este cartograma (mapa 9) foi elaborado a partir das análises e cruzamentos dos mapas de declividade, geológico e geomorfológico.

Os pesos atribuídos às classes dos mapas temáticos<sup>72</sup> são fundamentados no conhecimento do processo, apoiado pela pesquisa bibliográfica e também caracterizando o modelo "*knowlegde driven*" utilizado. São atribuídos diretamente os valores numéricos, correspondentes aos pesos, de acordo com a influência de cada classe temática na deflagração do processo, no caso, os movimentos de massa. Estes pesos podem variar de acordo com o processo a ser analisado, com a área de estudo e sua dinâmica superficial e até mesmo com o julgamento de cada pesquisador, podendo ser modificados a qualquer momento (CARVALHO e RIEDEL, 2005).

---

<sup>72</sup> Os pesos atribuídos aos mapas para geração do mapa de Suscetibilidade estão descritos no tópico 4.2.9.

Muitas críticas<sup>73</sup> são feitas a este método chamado “Análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos (método Heurístico)”, no qual é feito o cruzamento dos cartogramas do meio físico e atribuído peso. Todavia, esse método se mostrou o mais adequado, sendo, portanto utilizado para geração do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança.

Com efeito, a área de estudo é composta principalmente por três grandes unidades: o Planalto (Terceiro Planalto Paranaense ou de Guarapuava); logo abaixo a Escarpa (corresponde a área de maior declividade, ou melhor a ruptura de declive do planalto), as Planícies Aluviais (localizadas nas partes mais baixas do relevo), as Várzeas do Planalto (localizados no platô, caracterizando áreas úmidas) e Relevo de Colinas (correspondentes ao relevo ondulado da Formação Rio do Rasto). Nessa diversidade de formas, percebeu-se que na Escarpa os problemas de deslizamentos são mais efetivos, devido a vários fatores como: declividade, contato geológico, corte vertical, materiais pouco coesos na base. Assim sendo, optou-se em elaborar o mapa de suscetibilidade da Escarpa da Esperança.

Desse modo, no mapa<sup>74</sup> a seguir estão representados as classes de suscetibilidade da Escarpa da Esperança divididas em: fraca, moderada e forte, bem como a sua área de equivalência.

Nota-se (mapa 9) que o setor que corresponde a forte suscetibilidade, desse modo o mais crítico a movimentos de massa na Escarpa, equivale aos setores onde são encontradas as maiores declividades e onde há o contato litológico entre a Formação Serra Geral, o arenito Botucatu e a Formação Rio do Rasto. Sendo a última Formação a mais frágil, e menos resistente litologia presente na área.

Em relação à porção classificada como moderada, esta apresenta-se em setores específicos entre a porção compreendida como crítica. Isso ocorre devido a diferença de declividade nestes setores (menores declividades que a classificada como forte).

---

<sup>73</sup> Os pontos positivos e negativos da aplicação desta metodologia já foram apresentadas no referencial teórico no tópico 3.3.2.

<sup>74</sup> Este mapa foi elaborado no software Idrisi, isso porque este programa permite realizar cruzamentos, todavia o mesmo, como qualquer outro software, apresentou limitações, que neste caso foram quanto a edição, visto que o mesmo não é adequado para isso (edição final). Já os demais mapas, todos foram digitalizados e editados no software MicroStation e no V8.

Mapa 9: Mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança, nos municípios de Guarapuava e Prudentópolis.



Já a porção classificada como fraca suscetibilidade equivale a porção superior da Escarpa próximo ao contato com o Planalto, onde predominam os basaltos com características estruturais que conferem maior resistência nesta porção, e também é onde a declividade é menos acentuada.

Quanto à rodovia BR 277, esta ocupa grande porção correspondente a suscetibilidade forte, fato este evidenciado no campo onde em toda sua extensão há movimentações e áreas prestes a cair e deslizar. Isso ocorre porque ela está localizada em área crítica, ou seja, assentada sobre material fraturado, pouco consistente e de forte declividade, fato este que confere alta suscetibilidade a rodovia no setor de descida da Escarpa.

Por conseguinte, observou-se que a vertente escarpada do setor central da Serra da Esperança possui um elevado grau de instabilidade morfodinâmica e controle estrutural, explicando principalmente movimentos de massa como deslizamentos e quedas de bloco.

Este fato ocorre devido aos aspectos observados nas rochas da formação Rio do Rasto situadas na parte inferior da escarpa: essas rochas têm pouca coesão, são muito friáveis, possuem pouca resistência e na maioria das vezes apresentam-se saturadas. Estes aspectos explicam a intensa erosão linear causada pelo escoamento superficial e por múltiplos talwegues e microtalwegues, os quais tem criado um meio frágil, no qual se dá a erosão na porção inferior da Escarpa.

Estas características associadas à acumulação de águas das chuvas possibilitam a saturação da rocha e com isso a deflagração dos movimentos de massa, a exemplo, dos deslizamentos.

Outra característica importante a se enfatizar é a diferença de resistência entre as litologias e principalmente em mesmas litologias. Isso pode explicar o porque em certos locais há movimentação e em outros não. Fato este observado com a análise em campo dos afloramentos.

Por conseguinte, Fernandes *et al.* (1974) consideraram que o pior problema na Serra da Esperança está relacionado ao manto de intemperismo (chamado erroneamente pelos autores como tálus) que capeia tanto o arenito Botucatu quanto o basalto muito alterado. Segundo eles há “tálus” de diferente natureza, sendo um deles

não cimentado, o qual causa maiores problemas e onde são freqüentes as surgências d'água nos contatos "tálus-rocha" subjacentes onde se situam os pés dos escorregamentos. Quanto ao outro tipo, referem-se ao "tálus" cimentado, o qual apesar de estar localizado em áreas de forte inclinação dos cortes onde exposto, não há indícios de instabilização.

Estas áreas correspondem ao manto de alteração, formado sobre o basalto gerando quedas de detrito e sobre o Botucatu, formando os depósitos de encostas.

Somando-se a isso, têm-se os paredões verticais do Arenito Botucatu, o basalto alterado do topo, e os arenitos e siltitos pouco coesos e de fraca resistência da base, transformando o ambiente em local propício a ação destes processos, os quais intensificam-se devido à forte declividade, e com isso são deflagrados nos períodos de intensa precipitação.

Também foi possível observar nas atividades a campo, que a Escarpa da Esperança como um todo possui grande quantidade de água exfiltrando dos paredões, fato este evidenciado em épocas de estiagem. No período em questão foi possível observar exfiltração de água no paredão de Botucatu, tanto no seu contato inferior (com a formação Rio do Rasto) como no contato superior (com o basalto da Formação Serra Geral). Isso comprova que a Serra dispõem de grande quantidade de água armazenada, possivelmente nos poros das rochas, como também nos contatos litológicos, fazendo com que a saturação ocorra mais rapidamente em períodos de intensa pluviosidade.

Ressalta-se na Escarpa da Esperança a preponderância do controle estrutural como uma das condicionantes para a deflagração de movimentos de massa, principalmente no que corresponde às quedas de bloco. Isso porque o diaclasamento vertical, juntamente com a presença da vegetação crescendo entre essas discontinuidades, favorece o intemperismo físico-químico, pela maior infiltração de água nessas aberturas e assim a conseqüente queda.

Por fim, foi possível observar que o relevo íngreme do pé da Serra da Esperança (setor central) apresenta-se fortemente dissecado pela concentração do fluxo superficial e subsuperficial que desce da própria encosta, aumentado pelo fluxo proveniente da rodovia, o qual facilita a rápida saturação do material, conferindo ao lugar

características naturais favoráveis a ruptura. Juntamente com isso tem-se as características geomorfológica que são: declividade acentuada principalmente no setor que compreende a escarpa, ou seja onde foram mapeados a maioria dos processos; substrato heterogêneo com rochas pouco coesas e de baixa resistência na base, os quais resultam em ambiente propício a erosão linear e também a movimentos de massa. Enfatiza assim que as análises dos afloramentos em campo e da área como um todo mostrou existir uma boa relação entre a forte dissecação do relevo do pé da Serra e a posição dos deslizamentos.

## **8. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O estudo de processos ambientais é imprescindível para a manutenção da qualidade de vida do homem, sendo que este transforma e modifica as características naturais do meio, causando muitas vezes danos e riscos a sua própria vida. Por isso, nestes estudos, o uso correto dos conceitos e suas aplicações facilita na caracterização e na busca de soluções dos problemas causados pelas atividades antrópicas em lugares impróprios de modificação.

Por conseguinte, com a referida pesquisa observou-se à necessidade de conhecer a estratigrafia da Bacia do Paraná em detalhe, neste caso, das formações Serra Geral, Botucatu e Rio do Rasto na Serra da Esperança (setor central), contribuindo para o entendimento da dinâmica geológica e geomorfológica e assim na compreensão da atuação dos processos de movimentos de massa na área.

Dentre as técnicas, destacou nesta dissertação o uso do mapeamento geológico e geomorfológico, o qual tem se mostrado eficaz no estudo de diversos trabalhos que tem como foco a compreensão da atuação dos movimentos de massa e assim na delimitação de áreas impróprias para construção. Até o momento não se sabe qual outro método poderia ser o melhor neste tipo de trabalho, tendo em vista a escassez de mapas da área e de pesquisas que envolvem o meio físico da Serra da Esperança.

Atrelado ao mapeamento, está o geoprocessamento, o qual tem sido evidenciado como uma ferramenta imprescindível para o estudo de áreas instáveis.

Juntamente com isso tem-se a técnica de análise da resistência das rochas adaptada de Selby (1982). Este método contribuiu muito na compreensão do fator geológico na dinâmica de movimentação na área, isso porque considerou vários parâmetros importantíssimos, em especial a orientação das fraturas e a resistência em si de cada setor litológico, revelando, deste modo, que em uma mesma formação podem ser encontradas diferenças de resistências, as quais colaboram para o entendimento do porque desliza em um local e não em outro. Assim, este procedimento complementou o mapeamento geológico e auxiliou na análise da suscetibilidade a movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança.

Desse modo, o mapeamento como um todo e por fim o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa, forneceram indicadores físicos fundamentais para delimitação de áreas com propensão a deflagrar, como também áreas inadequadas para a modificação.

Com relação aos mapas temáticos, estes foram elaborados mais próximos quanto possível do posicionamento e forma real observados em campo. Assim, no mapa geomorfológico foi possível visualizar através da representação, as posições específicas das feições como modelados de acumulação e dissecação, rupturas de declive, formas de erosão e os processos de movimentos de massa, os quais contribuíram na identificação das formas mais frágeis a deflagração.

Já no mapa geológico teve-se aos limites geológicos e aos elementos estruturais, nos quais foi possível perceber que a heterogeneidade litológica e o grande fraturamento das rochas desempenharam grande influência como condicionantes nos setores com movimentos e com propensão a novas deflagrações.

Por sua vez, juntamente com estes dois mapas, o mapa de declividade ilustrou as inclinações nas encostas da Serra e a ligação deste fator com o posicionamento dos processos levantados e representados no mapa geomorfológico e a inclinação condicionada ao substrato geológico.

Portanto, estes três mapas em especial e o conhecimento do meio físico por meio de análise das resistências, das composições granulométricas e da hidrografia,

vistos integradamente resultaram no mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da Escarpa da Esperança.

Dessa forma, o mapa síntese de suscetibilidade a movimentos de massa gerado nessa pesquisa, em escala 1:25000, constitui-se como um importante instrumento a ser empregado para trabalhos futuros que visem a intervenção no setor central da Serra da Esperança. Todavia a limitação de bases confiáveis e a falta de mapas específicos da área dificultaram a pesquisa, mas não impediram que esta fosse concretizada.

Enfatiza-se, contudo, que certamente o acesso a bases cartográficas digitais de maior escala e de melhor qualidade, viabilizaria um estudo mais detalhado e com maior precisão geométrica.

Portanto, esta pesquisa apresentou-se com grande significância no campo da geomorfologia como um estudo de processos modificadores do relevo, que analisou os fatores de suscetibilidade do meio físico a movimentos de massa no setor central da Serra da Esperança. Nesse sentido, a presente pesquisa respondeu os seguintes questionamentos a qual havia sido proposto inicialmente, ou seja: Quais as áreas suscetíveis a movimentos de massa? E qual a importância das discontinuidades estruturais e fatores geomorfológicos como condicionantes destes processos na no setor central da Serra da Esperança?

Percebeu-se assim, a importância do estudo integrado entre os aspectos morfológicos, geológicos e climáticos no estudo de áreas suscetíveis. Não somente a atuação de um fator, mas a interação de vários, potencializa a ruptura, e com isso a movimentação nas encostas. Desta forma conclui-se, que os fatores condicionantes destes processos (deslizamentos e quedas de bloco) estão ligados às litologias, formas e ao volume de precipitação na Serra da Esperança, sendo que na:

- estrutura rochosa - as zonas de deslizamentos na Escarpa da Esperança estão correlacionadas com o grau de fraturação e heterogeneidade dentro das rochas da Formação Botucatu e Serra Geral (juntamente com o derrame entre as dunas na cicatriz de 1998, que formou um nível mais resistente); também devido a base ser composta de rochas de pouca coesão da Formação Rio do Rasto, caracterizando-se como locais de fraca resistência e de intensa erosão linear. Assim as falhas, fraturas, contatos litológicos e grau

de alteração da rocha são considerados aqui como fatores predisponentes a ocorrência de movimentos de massa, isto porque constituem importantes descontinuidades mecânicas e hidráulicas na área de estudo;

- características geomorfológicas: declividade acentuada - observou-se que os locais com movimentos de massa correspondem as encostas com alto ângulo de inclinação, os quais foram potencializados pelo corte vertical artificial para a construção da rodovia que aumentou ainda mais a suscetibilidade do local frente à movimentação, principalmente em períodos chuvosos e Formas de erosão – intensa dissecação por rede hidrográfica em canal de 1º ordem, especialmente desenvolvidas na Formação. Rio do Rasto.
- volume de precipitação – como já afirmado, a região como um todo possui índices pluviométricos durante todo o ano, sendo que no verão ocorrem de forma concentrada acentuando o indício de colapso, haja vista que os deslizamentos em especial, foram deflagrados durante fortes chuvas.

Resumidamente, pondera-se novamente que não somente a declividade foi um fator controle da estabilidade da região, mas sim as outras características geomorfológicas, geológicas e climáticas vistas integradamente forneceram respostas ao grau de suscetibilidade na Escarpa da Esperança.

Dessa maneira, o mapa de suscetibilidade permitiu a visualização dos pontos críticos em relação aos movimentos de massa ao longo de toda a área de estudo, subsidiando um melhor planejamento das atividades ao redor deles. Esta avaliação também possibilita futuramente a previsão de um trajeto adequado à implantação de novas rodovias a serem planejadas ou até mesmo duplicação da mesma, considerando as suas relações com o meio físico e os problemas que podem vir a ocorrer caso haja interferência em áreas que apresentem altas taxas de instabilidades naturais.

Para tanto, é recomendado que este tipo de trabalho seja executado antes da instalação de uma rodovia ou de qualquer obra que configure uma alteração no meio físico, principalmente em operações que necessitem de corte vertical na encosta como foi o caso no trajeto da BR 277 no setor central da Serra da Esperança.

Por outro lado, acredita-se que na área de estudo, obras de engenharia adequadas são necessárias quanto as surgências de água, principalmente na questão de drenagem superficial e nas áreas com movimentação como um todo. Todavia, como não era objetivo deste trabalho propor medidas, mas sim alertar sobre a suscetibilidade que a Serra apresenta, sugere-se que estudos pontuais sejam feitos para estabilização do talude, nos lugares delimitados no mapa com forte suscetibilidade, o qual envolve grande extensão da rodovia no trecho de declive no setor central da Serra da Esperança.

Quanto às alternativas existentes, estas são diversas (muro de contenção, suavização do talude, grelha protegida de concreto armado, construção de canaletas para contenção de taludes, dentre outras), todavia nem todas podem ser aplicadas na área, visto o forte declive e a baixa resistência das litologias que estão sob e nas margens da rodovia.

Também é sugerido que, uma vez havendo a necessidade da implantação de novas estradas em áreas com alta suscetibilidade, medidas mitigadoras e recuperadoras sejam cuidadosamente observadas, juntamente com o acompanhamento e avaliação de profissionais capacitados (geógrafos) para análises do risco durante as etapas de confecção, elaboração do projeto executivo, implantação e operação da obra.

Deste modo, este trabalho se caracterizou como “trabalho inicial”, o qual buscou compreender os aspectos geológicos e geomorfológicos e sua interação com os movimentos de massa que ocorrem na Serra Esperança como um todo.

Assim, esta pesquisa também servirá como subsídio para futuras análises de risco e para futuros trabalhos de gerenciamento destes riscos. Apesar da pequena escala que foi elaborado os mapas e da falta de precisão da base cartográfica utilizada.

Por fim espera-se que o mapa de suscetibilidade gerado permita uma melhor visualização dos pontos críticos em relação aos movimentos de massa ao longo da área estudada, em especial na faixa que compreende a rodovia, subsidiando assim, um melhor planejamento das atividades futuras que possam vir a ser implantadas na área.

## REFERÊNCIAS

AGNESI, V.; CONOSCENTI, C.; DI MAGGIO, C.; IUDICELL, C. & ROTIGLIANO, E. Landslide hazard analysis in the Giardo River Basin (Middle-Western Sicily) IN: Workshop on “**Geomorphological sensitivity and system response**”. Camerino – modena Apennines (Italy). July 4 a 9, 2003, p. 03-11.

AGUIAR NETO, A.; COLANERI, S.; BATOLLA JÚNIOR, F. **Projeto Leste do Paraná**. Relatório Geológico Final. Folha Ponta Grossa - SG. 22-X-C-II-2. São Paulo: DNPM/CPRM, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. Grupo São Bento. IN: **Boletim de Geologia do Estado de São Paulo** nº 41. São Paulo: 1964, p. 85-101.

\_\_\_\_\_; Aspectos Gerais da Geologia da Bacia do Alto Paraná. **Simpósio Sobre a Geotecnia da Bacia do Alto Paraná** – Setembro de 1983, p.09-16.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P. **Correlação do magmatismo das bacias da margem continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes**. Revista Brasileira de Geociências, 26(3)3: 125:138, junho de 1996.

ALVES, E. L. & SUERTEGARAY, D. M. Análise e determinação de movimentos de massa através de SIG. IN: **V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**. UFSM – RS, 02 a 07 de agosto de 2004, 12p.

ANEAS DE CASTRO, S. D. Riesgos Y Peligros: Um visión desde la Geografía. IN: **Scripta Nova**. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales. Universidad de Barcelona, nº 60, 15 de marzo de 2000, p. 01 - 16.

ARAUJO, P. C. 2004. **Análise da suscetibilidade a escorregamentos: uma abordagem probabilística**. SP. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 172p.

ARGENTO, M. S. F. Mapeamento Geomorfológico. IN: GUERRA, A. J, T e CUNHA, S. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 5º. Ed., 2003, p. 365-390.

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J.M. e CARNEIRO, C.D.R. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. IN: **Geologia do Continente Sul-Americano**. Editora Beca: São Paulo, 2004, p.77-92.



AUGUSTO FILHO, O. 1994. **Cartas de risco a escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP**. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 150p.

BAILLOT, R. T & VIEIRA, A. J. **Mapeamento geológico de detalhe bloco SG.22-N (ACS78)** Clevelândia: PAULIPETRO – Consórcio CESP/IPT e Hidroservice, Relatório Final, 1982 (RT – 284).

BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G.; CAMPOS, D. A. **Léxico estratigráfico do Brasil**. Departamento Nacional da Produção Mineral DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM: Brasília, 1984, p.68; 319; 320; 356; 357; 411; 425.

BIGARELLA, J. J. **Contribuição à petrografia dos arenitos da Série São Bento**. Arquivo de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 1949, vol. IV, art. 17, p. 141 – 214.

\_\_\_\_\_. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: EDUFSC, v. 3, p. 1026-1067, 2003.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. **Nota sobre a estratificação cruzada do Arenito Botucatu nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Paraná**. Notas Preliminares e Estudos I. B. P. T., nº. 3, Curitiba, 1959, p.4.

BUENO, F.S.; PEGORARO, D.S.V.; PECORARO, G. e BRESSANE, G. **Dicionário Escolar da Língua Portuguesa**. Ed.11, 10º tiragem – Rio de Janeiro: FAE, 1986. p.1000.

CARDONA, O. D. A. Manejo Ambiental Y Prevención de Desastres: Dos Temas Asociados. IN: FERNÁNDEZ, M. A. **Ciudades en Riesgo: Degradación ambiental, Riesgos Urbanos Y Desastres**. LA RED Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, 1996, p. 57-74

CARVALHO, C. M.; RIEDEL, P. S. Técnicas de Geoprocessamento aplicadas ao estudo da suscetibilidade a escorregamentos translacionais nos entornos dos polidutos de Cubatão – SP. In: **ANAIS XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 2901-2908.

CASTRO, J. F. M. - A importância da cartografia nos estudos de bacias hidrográficas. In: **XXX Semana de Estudos Geográficos** “O Homem e as Águas”, *Minicurso*, CAEGE/IGCE/UNESP, 2000.

CASTRO, C. M.; PEIXOTO, M. N. de O. e RIO, G. A. P. do. Riscos Ambientais e Geografia: Conceituações, abordagens e escalas. IN: **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ. Rio de Janeiro. Vol. 28-2/2005, p.11 - 30.

CERRI, L. E. S. 1993. **Riscos geológicos associados a escorregamentos: uma proposta para prevenção de acidentes**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio

Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p.197.

CHANG, M. R. C. & WU, F. T. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no Centro-Leste Paulista e a delimitação do contato entre as unidades. IN: **Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**. Rio Claro (SP): 1993, p. 93.

CHOLLEY, A. Observações sobre alguns pontos de vista geográfico. **Boletim Geográfico** – CNG/IBGE, Ano XXII – nº. 180, 1964, p.139-276.

CHRISTOFOLETTI, A. Aplicabilidade do conhecimento geomorfológico nos processos de planejamento. IN: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma Atualização de Bases e Conceitos**. 5ª. ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2003, p. 415 - 440.

CRISTO, S. S. V. 2002. **Análise de susceptibilidade a riscos naturais relacionados às enchentes e deslizamentos do setor Leste da Bacia Hidrográfica do Rio Itacorubi, Florianópolis – SC**. Dissertação (mestrado em geografia). Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis – SC, 211p.

COELHO, NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J, T e CUNHA, S. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 5ª. Ed., 2003, p. 93-144.

DAI, F. C.; LEE, C.F.; NGAI, Y.Y. Landslide risk assesment and management: an overview. **Engineering Geology**, n º 64, 2002, p. 65-87.

DAL’ASTA, A. P.; RECKZIEGEL, B. W.; ROBAINA, L. E. de S. Análise de áreas de risco geomorfológico em Santa Maria-RS: o caso do morro Cechela. In: **Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, USP, São Paulo, 2005, p.10.

DIAS, F. P. DIAS, F. P. 2000. **Análise da susceptibilidade a Escorregamentos no bairro Saco Grande, Florianópolis-SC**. Florianópolis. Dissertação (mestrado em Geografia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, 96p.

DIAS, F. P.; HERRMANN, M. L de P. Susceptibilidade a deslizamentos: estudo de caso no bairro Saco Grande, Florianópolis – SC. IN: **Caminhos de Geografia** – Revista On Line do Programa de Pós-Graduação em Geografia 3(6), jun/2002, p. 57-73.

ENDO, E & MENDES, J. C. **Mapeamento geológico de detalhe bloco SG. 22-N (ACS78)**. Pato Branco: PAULIPETRO – Consórcio CESP/IPT e Hidroservice - Relatório Final, 1982 (RT – 262).

FERNANDES, C. E. M.; TEIXEIRA, H. A. DOS S.; CADMAN, J. D.; BARROSO, J. A. **Estudos geológicos-geotécnicos para estabilização de taludes de cortes na BR**

**277 – Serra da Esperança – PR.** Instituto de Geociências: Universidade Federal do Rio de Janeiro e Departamento Nacional de Estradas de Rodagem do Ministério dos Transportes, 1974, 21p.

FERNANDES, N. F. e AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológica-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T e CUNHA, S. B. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996, p. 123-186.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R. e GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 2, nº 1, 2001, p. 51-71.

FIORI, A. P. Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. IN: **Boletim Paranaense de Geociências**. Ed. UFPR (Universidade Federal do Paraná), 1995a, n. 43, p. 07-24.

\_\_\_\_\_. Estudo da Estabilidade de vertentes da área de Guaraqueçaba, Paraná. IN: **Boletim Paranaense de Geociências**. Ed. UFPR (Universidade Federal do Paraná), 1995a, n. 43, p. 25-40.

FRANZINELLI, E. Estratigrafia e ambiente de sedimentação do arenito Pirambóia (Estado de São Paulo). IN: **Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia**. Aracaju, SE, 1973, p. 229-235.

GARCÍA-TORNEL, F. C. Algunas cuestiones sobre Geografía de los Riesgos. IN: **Scripta Nova**. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales. Universidad de Barcelona, 15 novembro de 1997, vol. 01, nº 10, 11p.

GONÇALVES, L.F. H e GUERRA, Movimentos de massa na cidade de Petrópolis (Rio de Janeiro). IN: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (org). **Impactos ambientais urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005, 3º ed, p. 189-248.

GRANELL, Perez. M. Del C. **Trabalhar geografia com as cartas topográficas**. Ijuí. Ed. Unijuí, 2001, p.45-82.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico – Geomorfológico**. Rio de Janeiro: Biblioteca Geográfica Brasileira, 1966, p. 47; 129; 130; 212;158; 361 e 362.

\_\_\_\_\_; CUNHA, S. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 5º. Ed., 2003, p. 472.

GUERRA, J. T.; CORATO, R. M. S.; MARASCHIN, T. e NOGUEIRA, G. F. Proposta metodológica para diagnóstico e prognóstico de movimentos de massa, no município de

Petrópolis – RJ. IN: **V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**. UFSM-RS, 2004, p.1-10.

GUIDICINI, G. IWASA O.Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. São Paulo, 1976, nº. 1080. p.18-28.

GUIDICINI, G e NIEBLE, C. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. 2ª edição. São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda, 1984, p. 01 – 88.

HERRMANN, M. L. de P. 1999. **Problemas geoambientais na faixa central do litoral catarinense**. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo, 307 p.

ITAME, O. Y. 2001. **Controle de qualidade aplicado na modelagem digital do terreno**. Dissertação (mestrado) UNESP, Faculdade de Ciências Tecnologia, Presidente Prudente-SP, 106p.

JOLY, F. La Carte géomorphologique et la connaissance du milieu naturel. IN: DRESCH, J. **Mémoires et Documents, Cartographie Géomorphologique**. Paris, 1972, p. 159-163.

KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D. A.; MARCELINO, I. P. V. DE. O.; MARCELINO, E. V.; GONÇALVES, E. F.; BRAZETTI, L. L. P.; GOERL, R. F.; MOLLERI, G. S. F. e RUDORFF, F. DE. **Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos**. Curitiba: Ed. Organic Trading, 2006, 109p.

LAVELL, A. Degradación ambiental, riesgo y desastre urbano. Problema y conceptos: hacia la definición de una agenda de investigacion. IN: FERNÁNDEZ, M. A. **Ciudades en Riesgo: Degradación ambiental, Riesgos Urbanos Y Desastres**. LA RED Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, 1996, p. 12-42.

LAVINA, E. L & FACCINI, U. F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: Episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? IN: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**. Rio Claro (SP): 1993, p.94.

LEINZ, V & AMARAL, S. E do. **Geologia Geral**. 14ª edição da revista. Editora Nacional: São Paulo, 2003, p. 250-290.

LEINZ, V. & LEONARDOS, O.H. **Glossário de Geologia**. 2ª ed. São Paulo: Companhia Editora do Livro, 1977. 239p.

LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1980, p. 76; 463.

LUIZ, E. L. 1996. **Estudo dos movimentos de massa na bacia do rio Inferninho e sua influência na evolução das vertentes - Sorocaba de Dentro (Biguaçu-SC)**.

Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 125p.

MAACK. R. **Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, 1947, p. 169 - 288.

\_\_\_\_\_. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: José Olympio, 1981.

MARANDOLA, E. Jr. e HOGAN, D.J. *Natural hazards*: o estudo geográfico dos riscos e perigos. IN: **Ambiente e sociedade**, Campinas, jul./dez. 2004, v.7, n.2, 16p.

MARANDOLA, E. Jr. **Vulnerabilidade e riscos: entre geografia e demografia**. IN: Revista Brasileira da População, v. 22, n.1, p. 29 - 53, jan/jun/2005.

MARCELINIO E.V.; FORMAGIO, A. R. Análise comparativa entre métodos heurísticos de mapeamento de áreas suscetíveis a escorregamento. IN: **Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais**, Florianópolis. Anais (CD-ROM): GEDN/ UFSC, 2004. p. 392 - 407.

MARQUES, L. S. e ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. IN: **Geologia do Continente Sul-Americano**. Editora Beca: São Paulo, 2004, p. 241-263.

MENDES, J. C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: Ed. EDUSP, 1984 p. 169-183.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. IN: **Geologia do Continente Sul-Americano**. Editora Beca: São Paulo, 2004, p. 265-279.

MINEROPAR, (Minerais do Paraná S/A). Gerência de fomento e economia mineral. **Levantamento das potencialidades minerais dos municípios – Guarapuava**. Curitiba, 1988.

\_\_\_\_\_. **Atlas geológico do Estado do Paraná**. Curitiba, 2001, p.125.

\_\_\_\_\_. **Projeto de Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral - Folha de Guarapuava escala 1:250.000 (Relatório final)**. Curitiba, 2007, p. 64.

MIRANDOLA. F. A. 2003. **Zoneamento de risco geológico na área da favela Real Parque, São Paulo**. Monografia (trabalho de formatura em Geologia). São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 64p.

MIRANDOLA. F. A.; MACEDO, E. S.; SOARES, L. Zoneamento de risco geológico na área da favela Real Parque, São Paulo. IN: **Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais**, Florianópolis. Anais (CD-ROM): GEDN/ UFSC, 2004. p. 277-287.

NARDY, A. J. R. 1995. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região Central da Bacia do Paraná**. Tese de Doutorado. IGCE- UNESP. Rio Claro, p. 41-252.

OLIVATTI, O; SOUZA, J. O; MORAES FILHO, J. C. **Projeto Rio Segredo**. PauliPetro – Consórcio CESP/IPT, Relatório Final. Janeiro 1982, RT – 123.

OLIVEIRA, M.A.T de. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. IN: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S. Da.; BOTELHO, R. G. M. **Erosão e Conservação dos solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2<sup>o</sup> Edição, 2005, p. 57-100.

ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. **Coluna White: Excursão Virtual pela Serra do Rio do Rastro, Seção Padrão das Unidades do Gondwana no Sul do Brasil**. CPRM: Porto Alegre, 2002, 61p.

PELLERIN, J.; OLIVEIRA, M. A. T. de; SCHEIBE, L. F.; BUSS, M. D.; HERRMANN, M. L. P & PONTELLI, M. E. Les crues et laves torrentielles catastrophiques du 23 décembre 1995 dans l' Etat de Santa Catarina (Brésil subtropical). IN: **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, 2002, p. 51 – 60.

PETRI, S; & FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Ed. EDUSP, 1983. p.209-219.

PISANI, M. A. J. **Características naturais e antrópicas agravantes nos processos de escorregamentos em encostas urbanas**. São Paulo, CEFET. S/D

**RADAM BRASIL**. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA, SECRETARIA GERAL. **Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto Radam Brasil**. Boletim Técnico Projeto RADAMBRASIL. Série Geomorfologia, Salvador, n<sup>o</sup> 1.187, outubro de 1984.

RAIMUNDO, H. A. 1998. **Aspectos Geotécnicos e Pluviométricos Associados à Instabilidade de Encostas em Florianópolis - SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis - SC, 325p.

RAMOS, V.M.; GUIMARÃES, R. F.; REDIVO, A. L.; CARVALHO JUNIOR, O. A. de. Mapeamento das áreas suscetíveis a escorregamentos rasos no subúrbio ferroviário de Salvador (BA), utilizando os parâmetros físicos diferenciados para cada classe de solo. IN: **XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, 2005, USP, São Paulo, p. 01-10.

RIBEIRO, A. G. 1989. **Paisagem e Organização Espacial na região de Palmas e Guarapuava**. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. SP.

RICCI, M. & PETRI, S. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. Ed. Nacional, São Paulo, 1965, p 87-143.

ROCHA, G.; A. O grande manancial do Cone Sul. IN: **MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO**. Estudos Avançados, São Paulo, Vol.11, nº. 30, Maio/Agosto, 1997.

RODRÍGUEZ, M. A. F. L. Cual es el Problema? Introducción a la temática. IN: FERNÁNDEZ, M. A. **Ciudades en Riesgo: Degradación ambiental, Riesgos Urbanos Y Desastres**. LA RED Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, 1996, p. 07-11.

RODRIGUES, S. C. 1998. **Análise Empírico-Experimental da Fragilidade do Relevo Solo no Cristalino do Planalto Paulistano: Sub-bacia do Reservatório Billings**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, FFLCH. São Paulo, 267p.

RODRIGUES, S. C. e BRITO, J. L. S. Mapeamento geomorfológico de detalhe – uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas técnicas em geoprocessamento. **Caminhos de Geografia**, set/20001, (1) p. 1-7.

SAITO, S. 2004. **Estudo analítico da suscetibilidade a escorregamentos e quedas de blocos no maciço central de Florianópolis-SC**. Dissertação (mestrado em Geografia). Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis-SC, 133p.

SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Oxford University Press, New York, 1982, p. 45-116.

SILVA, T. P; SALGADO, C. M.; GONTIJO, A. H. F. e MOURA, J. R. S. A influência de aspectos geológicos na erosão linear médio-baixo vale do Ribeirão do Secretário, Paty do Alferes (RJ). IN: **Geosul**, Florianópolis, UFSC/ Depto. de Geociências, jul/dez. 2003, v. 18, n.36, p. 131-150.

SILVEIRA BUENO, F da. **Minidicionário Inglês-Português e Verbos**. São Paulo: Editora FTD S.A, 1996, p.242.

SOARES, L. GUIDICINI, G. VERDE, J. A. L. **Considerações sobre os movimentos de massa ocorridos na Serra de Maranguape – CE**. Fortaleza, 1976, S/N. Publicação nº. 1073.

SOBREIRA, F. G. **Suscetibilidade a processos geológicos e suas conseqüências na área urbana de Mariana, MG**. Universidade Federal de Ouro Preto. Geo.Br 1, 2001, p. 43-60.

SZABÓ, G.A.J.; BABINSKI, M.; TEIXEIRA, W. Rochas Ígneas. IN: TEIXEIRA, W; TOLEDO, M. C. M; FAIRCHID, T. R; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p. 327-345.

TANDEL, R. Y. O arenito da Formação Pirambóia e sua distinção do Cenozóico. IN: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**. Rio Claro (SP): 1993, p.95.

TEIXEIRA, W. Vulcanismo. IN: TEIXEIRA, W; TOLEDO, M. C. M; FAIRCHID, T. R; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p. 348-379.

TOLEDO, M.C. OLIVEIRA, S. M. B. MELFI, A.J. Intemperismo e Formação do Solo. IN: TEIXEIRA, W; TOLEDO, M. C. M; FAIRCHID, T. R; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p. 140-166.

THOMAZ, E, L. & VESTENA, L, R. **Aspectos Climáticos de Guarapuava**. Guarapuava: Editora UNICENTRO, 2003, 2. ed., v. 200, 106p.

TOMAZZOLI, E.R. PELLERIN, J.R.M. O mapeamento geológico-geomorfológico como procedimento básico na caracterização de risco: o caso da área central da cidade de Florianópolis-SC. IN: **Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais**, Florianópolis. Anais (CD-ROM): GEDN/ UFSC, 2004. p. 277-287.

TRICART, J. Carte géomorphologique et description du milieu naturel. IN: DRESCH, J. **Mémoires et Documents, Cartographie Géomorphologique**. Paris, 1972, p. 165-180.

TRICART, J. Cartographie géomorphologique et classement des terres pour la conservation. IN: DRESCH, J. **Mémoires et Documents, Cartographie Géomorphologique**. Paris, 1972, p. 215-222.

VAN WESTEN, C.J.; SEIJMONSBERGEN, A.C.; MANTOVANI, F. Comparing landslide hazards maps. **Natural Hazards**, 1999, 20 (2/3), p. 137-158.

VELÁSQUEZ, A. ROSALES, C. **Escudriñando en los desastres a todas las escalas**. Concepción, metodología y análisis de desastres en América Latina utilizando DesInventar. Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina – LA RED. Colômbia, maio de 1999, 36p.

VIEIRA, R. 2004. **Um olhar sobre a paisagem e o lugar como expressão do comportamento frente ao risco de deslizamento**. Tese (Doutorado). Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis-SC, 198p.

VIEIRA, S. F 2005. **Fatores condicionantes de Movimentos de Massa na Escarpa da Esperança – Guarapuava (PR), destaque as propriedades texturais e estruturais, morfológicas e climáticas**. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Estadual do Centro Oeste, Guarapuava – PR, 96p.



XAVIER DA SILVA, J. Geomorfologia e geoprocessamento. IN: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma Atualização de Bases e Conceitos**. 5ª. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2003, p.393-414.

ZUQUETTE, L. V.; PEJON, O. J. Eventos perigosos geológico-geotécnicos no Brasil. IN: **Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais**, Florianópolis. Anais (CD-ROM): GEDN/ UFSC, 2004. p. 312-336.

WERLANG, M. K.; REICHERT, J. M.; RAFFAELI, J. A.; CAMPONOGARA, I. Modelado do relevo do setor sudeste do município de São Pedro do Sul – RS. IN: **Ciência e Natura**, UFSM, 2005, 27 (1), p. 29-44.

## **Anexo 01 - Posição coletada em campo com GPS dos processos**

### **Deslizamentos e Quedas de bloco nas margens da Rodovia BR 277**

Processo 01 – Cicatriz de deslizamento de 1998.

Coordenada – 479681 E            7200281 N

Processo 02 – Deslizamento translacional raso (em 20/02/2007).

Coordenada – 479767 E            7200211 N

Processo 03 – Deslizamento translacional raso.

Coordenadas - 479180 E            7200670 N

Obs: a aproximadamente 115 a 120m desta coordenada, acima, nas margens da rodovia em direção a Guarapuava.

Processo 04 e 05 - Deslizamento raso e queda de bloco.

Coordenada – 479476 E            7200437 N

Processo 06 – Queda de Bloco

Há 15m da coordena do ponto anterior (Coordenada – 479476 E 7200437 N)

Processo 07 – Deslizamento - ao lado da cicatriz de 1998

(Coordenada – 479681 E 7200281 N)

Processo 08 – Queda de Bloco

Coordenada – 480321 E            7199595 N

Processo 09 - Queda de bloco

Coordenada – 480492 E            7199164 N

Processo 10 - Deslizamento

Coordenada – 480492 E            7199164 N

Processo 11 – Quedas de bloco.

Coordenadas - 480830 E            7198756 N

Processos 12 e 13 - Quedas de bloco e deslizamentos.

Coordenadas - 480654 E            7198626 N

Processo 14 - Quedas de bloco.

Coordenada: 25°19'568" S            51°11'404"W    e    25°19'360" S 51°11'196"W

Processo 15 – Deslizamento rotacional

Coordenadas: 481029 E            7199741 N

Processo 16 - Deslizamento translacional raso

Coordenada - 480997E            7199873 N

**Processos mapeados nas margens da Rodovia antiga (ao Norte e abaixo da atual)**

Processo 17 – Deslizamento rotacional

Coordenadas - 479732 E          7200921 N

Processo 18 – Deslizamento rotacional

Coordenadas - 479768 E          7201031 N

Processo 19 – Deslizamento raso

Coordenadas - 479580 E          7200966 N

Processo 20 – Cicatriz de deslizamento translacional

Coordenadas - 479845 E          7201935 N

Processo 21 - Deslizamento translacional

Coordenadas - 479935 E 7200450 N / 0479898 E 7200400 N / 0479905 E 7200419 N

Processo 22 – Cicatriz deslizamento translacional

Coordenadas - 479769 E          7200302 N

Processo 23 - Cicatriz deslizamento translacional

Coordenadas - 0479807 E          7200325 N

Processo 24 – Escorregamento translacional

Coordenadas - 0480469 E          7199799 N

Processo 25 – Escorregamento translacional

Coordenadas - 480429 E          7199975 N

**Processos Mapeados nas margens da Rodovia Antiga (ao Sul e acima da atual)**

Processo 26 – Deslizamento translacional raso

Coordenada - 0483634 E          7200256 N

Processo 27 – Deslizamento raso

Coordenada - 25°19'906" S          51°09'447"W

Processo 28 – Queda de bloco

Coordenada - 25°20'378" S          51°09'672"W

Processo 29 – Deslizamento translacional raso

Coordenada - 25°20'378" S          51°09'672"W

Processo 30 - Deslizamento translacional e queda de bloco

Coordenada – 481200 E          7204788 N