

SIMONE KOZCIAK

**ANÁLISE DETERMINÍSTICA DA ESTABILIDADE DE VERTENTES NA
BACIA DO RIO MARUMBI – SERRA DO MAR – PARANÁ**

**Tese apresentada ao curso de Pós
Graduação em Geologia, Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal
do Paraná, como requisito parcial à
obtenção do título de Doutor em
Geologia Ambiental.**

Orientador: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

**CURITIBA
2005**

*Dedico este trabalho a meu pai, que
apesar de ter saído de nossas vidas,
continua vivo em minha memória.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, pela confiança creditada em mim, disponibilidade e direcionamento, fundamentais para realização da presente pesquisa. Agradeço também pela amizade e conselhos que foram além do saber científico.

A professora Chisato Oka Fiori, pela confiança e amizade conquistadas, pelas sugestões e auxílio em trabalhos de campo.

Ao corpo docente da Pós Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, pela contribuição a minha formação acadêmica.

A CAPES pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos, e ao CNPq, pelo oportunidade do conhecimento de novas tecnologias, através da bolsa-sanduíche.

A Nicole Borchardt, pelos anos de amizade e companheirismo. A todos envolvidos no Projeto Serra do Mar, e que de alguma forma contribuíram e incentivaram a realização deste trabalho, em especial a Tânia Lucia Graf de Miranda pela troca de informações e amizade. A Cristiniane do Amaral, pelo apoio nas coletas de amostras em campo. A Jan Hoffman Klim, Fábio Manasses e Eduardo Ruaro, pela contribuição nos trabalhos de campo e análises de laboratório, meu sincero agradecimento. A Fabrícia Gioppo Nunes, pelo fornecimentos de dados e pela amizade cultivada.

A Luigi Carmignani, pela oportunidade de estágio ofertada no Centro de Geotecnologie da Università degli Studi di Siena e em especial a Leonardo Disperati, pela orientação durante a estadia, pela amizade e receptividade calorosa. A Gaia Righini, que sempre mostrou-se prestativa, tanto em questões pessoais como profissionais, pela nossa grande amizade.

Em especial ao Sandro, pelo amor, dedicação e incentivo que sempre me ofereceu, e a todos da minha família, pelo apoio e ajuda durante o desenvolvimento do trabalho, e compreensão durante minha ausência de convívio familiar.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABELAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
Capítulo 1	
INTRODUÇÃO	1
1.2 Objetivos.....	4
2. Aspectos teóricos.....	5
2.1 Movimentos de massa	6
2.1.1 Classificação dos movimentos	7
2.1.2 Variáveis condicionantes ao movimento de massa	14
2.2 Análise de Estabilidade de vertentes.....	26
2.3 Mapeamentos de Áreas Propensas a Escorregamentos.....	28
Capítulo 2	
DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	32
1. Localização	32
2. Aspectos geológicos – geomorfológicos.....	34
3. Aspectos de cobertura vegetal.....	38
4. Clima.....	433
Capítulo 3	
MÉTODOS E MATERIAIS	47
1. Métodos.....	47
1.1 Método de análise da estabilidade de vertentes	50
1.2 Geração e estrutura dos dados em ambiente SIG	60
2. Materiais	622

Capítulo 4

CARACTERIZAÇÃO DOS PARÂMETROS ENVOLVIDOS NA ANÁLISE..... 65

1.	Parâmetros morfológicos.....	66
2.	Parâmetros pedológicos.....	73
2.1	Ajuste do mapa de solos.....	73
2.2	Caracterização dos solos da bacia do Rio Marumbi.....	75
2.3	Parâmetros físico e mecânico do solo.....	79
3.	Parâmetros de cobertura vegetal.....	89
3.1	Peso das árvores (P_a).....	95
3.2	Força do vento atuando na copa das árvores (F_{ve}).....	95
3.3	Contribuição da raiz para coesão do solo (s_r).....	96
3.4	Tensão suportada pelas raízes na resistência do solo à ruptura.....	96

Capítulo 5

INVENTÁRIO DOS ESCORREGAMENTOS 98

Capítulo 6

DISCUSSÃO E RESULTADOS..... 107

1.	Aplicação do método para determinação do fator de segurança.....	107
2.	Análise dos resultados.....	1144

CONCLUSÕES..... 123

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 1288

ANEXO 1411

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 –	ESQUEMA DE RASTEJO (<i>creep</i>).....	11
FIGURA 2 –	ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (<i>slump</i>).....	11
FIGURA 3 –	ESCORREGAMENTO TRANSLACIONAL (<i>translational landslide</i>).....	12
FIGURA 4 –	ESQUEMA DE CORRIDA DE LAMA (<i>earthflow</i>).....	13
FIGURA 5 –	ESQUEMA DE QUEDA (<i>falls</i>).....	13
FIGURA 6 –	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	33
FIGURA 7 –	GEOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO – BACIA DO RIO MARUMBI.....	35
FIGURA 8 –	CARACTERÍSTICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	40
FIGURA 9 –	ÍNDICES PLUVIOMÉTRICOS MULTIANUAIS PARA TRÊS PERÍODOS DIFERENTES	45
FIGURA 10 –	FLUXOGRAMA DOS PROCEDIMENTOS ADOTADOS NO DECORRER DESTE TRABALHO.....	49
FIGURA 11 –	DECOMPOSIÇÃO DA FORÇA (P) EM SUAS COMPONENTES TANGENCIAL E NORMAL E A FORÇA DE RESISTÊNCIA (R)	51
FIGURA 12 –	FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA PARALELA À SUPERFÍCIE DO TALUDE NATURAL	52
FIGURA 13 –	FORÇAS ATUANTES EM UM TALUDE, COM FLUXO DE ÁGUA F_p = FORÇA DE PERCOLAÇÃO	53
FIGURA 14 –	PARÂMETROS ENVOLVIDOS NA ANÁLISE DE UMA VERTENTE INFINITA, COM ALTURA DO LENÇOL FREÁTICO (h_2) E FLUXO PARALELO À VERTENTE	54
FIGURA 15 –	PRINCIPAIS FATORES DA VEGETAÇÃO QUE INFLUEM NA ANÁLISE DE VERTENTES	60
FIGURA 16 –	ESQUEMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS PARA CÁLCULO DO FATOR DE SEGURANÇA	62
FIGURA 17 –	DECLIVIDADE DA ÁREA EM ESTUDO – BACIA DO RIO MARUMBI	67
FIGURA 18 –	MAPA DE FORMA DAS VERTENTES – BACIA DO RIO MARUMBI	69
FIGURA 19 –	ORIENTAÇÃO DAS ENCOSTAS – BACIA DO RIO MARUMBI	71
FIGURA 20 –	HIPSOMETRIA – BACIA DO RIO MARUMBI	72
FIGURA 21 –	SISTEMA DE COORDENADA DE CORES IHS (<i>Intensity, Hue, Saturation</i>)	74
FIGURA 22 –	SOLOS DA BACIA DO RIO MARUMBI	76

FIGURA 23 –	MÉTODO DO PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE	81
FIGURA 24 –	PROCEDIMENTO ADOTADO NA COLETA DE AMOSTRAS INDEFORMADAS	84
FIGURA 25 –	ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO – ESQUEMA DO APARELHO	84
FIGURA 26 –	PERFIL ESQUEMÁTICO DOS PRINCIPAIS TIPOS DE VEGETAÇÃO	90
FIGURA 27 –	VEGETAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO – BACIA DO RIO MARUMBI	91
FIGURA 28 –	PERFIL ESQUEMÁTICO DAS ENCOSTAS FAVORÁVEIS A ESCORREGAMENTOS	99
FIGURA 29 –	DETALHE DOS ESCORREGAMENTOS OBSERVADOS NA ÁREA EM ESTUDO	100
FIGURA 30 –	CARACTERÍSTICAS TÍPICAS DE UM ESCORREGAMENTO	102
FIGURA 31 –	EXEMPLO DE ESCORREGAMENTOS CATALOGADOS	102
FIGURA 32 –	INVENTÁRIO DE ESCORREGAMENTOS NA ÁREA EM ESTUDO	103
FIGURA 33 –	ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 22 – SEM VEGETAÇÃO, SOLO SATURADO)	110
FIGURA 34 –	ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 24 – COM VEGETAÇÃO, SOLO SECO)	111
FIGURA 35 –	ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 19 – COM VEGETAÇÃO, SOLO NÃO SATURADO)	112
FIGURA 36 –	ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 23 – COM VEGETAÇÃO, SOLO SATURADO)	113
FIGURA 37 –	REPRESENTAÇÃO DA VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SEGURANÇA COM APLICAÇÃO DAS EQUAÇÕES 22, 24, 19 e 23.	115
FIGURA 38 –	DETALHE DA ÁREA EM ESTUDO, EVIDENCIANDO A RELAÇÃO DA DECLIVIDADE COM VALORES DE F_s	116
FIGURA 39 –	DETALHE DA ÁREA CONSIDERADA CRÍTICA.	120
FIGURA 40 –	DETALHE DA ÁREA EM ESTUDO EVIDENCIANDO A CORRELAÇÃO ENTRE ESCORREGAMENTOS CATALOGADOS E ÁREAS INSTÁVEIS	121

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 –	CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE ENCOSTA	7
TABELA 2 –	CLASSIFICAÇÃO DOS PROCESSOS DE INSTABILIZAÇÃO DE ENCOSTAS TÍPICAS DA SERRA DO MAR	9
TABELA 3 –	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DOS GRANDES GRUPOS DE PROCESSOS DE ESCORREGAMENTO NO “LATO SENSU”	10
TABELA 4 –	CARACTERÍSTICAS DO PERFIL DAS ENCOSTAS RELACIONADAS A OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA	20
TABELA 5 –	CLASSES DE DECLIVIDADE RELACIONADAS AOS DIFERENTES TIPOS DE MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA	21
TABELA 6 –	CARTAS TOPOGRÁFICAS UTILIZADAS	62
TABELA 7 –	CLASSES DE DECLIVIDADE	66
TABELA 8 –	CLASSES DE SOLOS RELACIONADAS A ROCHA DE ORIGEM E ESPESSURA	79
TABELA 9 –	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E GRANULOMETRIA DOS PONTOS AMOSTRADOS EM CAMPO.....	82
TABELA 10 –	VALORES DE COESÃO E ÂNGULO DE ATRITO DAS AMOSTRAS	86
TABELA 11 –	ÍNDICES FÍSICOS DAS AMOSTRAS DE SOLO OBTIDOS EM ANÁLISE NO LAME	87
TABELA 12 –	VALORES CALCULADOS DE g_{sub} E g_{sat} E O PESO NATURAL (g_{nat}) PARA CADA TIPO DE SOLO DA ÁREA EM ESTUDO	88
TABELA 13 –	PARÂMETROS PEDOLÓGICOS ANALISADOS E INSERIDOS NO MAPA TEMÁTICO	88
TABELA 14 –	VALORES ATRIBUÍDOS AOS PARÂMETROS DE COBERTURA VEGETAL (s_a), (s_e), (s_r) E (T) EM RELAÇÃO A CADA TIPOLOGIA DE VEGETAÇÃO ...	97
TABELA 15 –	CLASSIFICAÇÃO DO VALOR DE FATORES DE SEGURANÇA	109
TABELA 16 –	VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SEGURANÇA COM APLICAÇÃO DAS EQUAÇÕES 22, 24, 19 e 23	114

RESUMO

O principal objetivo do presente estudo foi o desenvolvimento de uma abordagem quantitativa para elaboração de mapeamento de índices de segurança, na Bacia do Rio Marumbi, na Serra do Mar – Paraná. A análise para determinação dos índices de segurança foi efetuada através de método determinístico, baseado no conceito de equilíbrio limite. O modelo matemático adotado teve por base a distribuição das forças atuantes em um talude de extensão infinita e foram consideradas como variantes a inclinação do terreno, os índices físicos e propriedades mecânicas do solo (coesão, ângulo de atrito interno, pesos específicos), a presença da água (peso do solo saturado e altura do lençol freático) e a influência da cobertura vegetal. O inventário dos escorregamentos ocorridos na área em estudo foi realizado através de fotointerpretação e observações de campo. Verificou-se a presença de escorregamentos translacionais planares localizado principalmente em encostas de alta declividade, associados a solos Cambissolos Álicos + Solos Litólicos. Observou-se também que os escorregamentos ocorreram em áreas florestadas, sem interferência humana. Por isso, levou-se em conta, na análise de estabilidade, a força dos ventos atuando nas copas das árvores, quando esse sopra no sentido da inclinação da vertente, a coesão do sistema solo-raiz, o peso das árvores e a tensão a que são submetidas as raízes. O ângulo de atrito interno do solo, a coesão e os pesos específicos do solo foram obtidos em análises de laboratório. As variáveis atuantes no processo de movimentos de massa e que fazem parte do modelo matemático adotado, foram inseridas em mapas temáticos preparados em meio digital: mapa pedológico, com características físicas e mineralógicas; mapa de vegetação, com a caracterização das principais formações vegetais; e mapa geomorfológico, com detalhamento de declividade e de forma da vertente. Como resultado da interação de todos os parâmetros, obteve-se valores de Fator de Segurança para cada vertente. Pôde-se verificar a variação da instabilidade em os solos saturados, após período prolongado de precipitação, ou secos. Pode se ressaltar que a qualidade dos resultados esta intimamente relacionada com a precisão geométrica, o nível de detalhamento dos mapas temáticos e a determinação da importância relativa das variáveis. As técnicas de Sistemas de Informações Geográficas provaram ser altamente indicada para elaboração deste tipo de análise, em virtude da diminuição da subjetividade na elaboração de mapas de prevenção de escorregamentos.

ABSTRACT

The main objective of the present study was the development of a quantitative boarding for elaboration of mapping of security indices, in the Basin of the Marumbi River, in the Serra do Mar - Paraná. The analysis for determination of the security indices was done through the deterministic method, based in the limit balance concept. The adopted mathematical model had for base the distribution of the operating forces in a slope of infinite extension, and had been considered as variant the physical inclination of the land, indices and mechanical properties of the soil (cohesion, angle of internal attrition, specific weights), the presence of water (weight of the ground saturated and height of the freatic sheet) and the influence of the vegetal covering. The inventory of the landslides occurred in the area in study was carried through photo-interpretation and comments of field. It was verified the presence of translational planed landslide located mainly in hillsides of high declivity, associated to the ground Cambisoils alic + Litolic Soils. It was also observed that the landslides had occurred in forested areas, without human interference. Therefore, it was taken in account, in the analysis of stability, the force of the winds acting in the pantries of the trees, when this blows in the direction of the inclination of the source, the cohesion of the system soil-root, the weight of the trees and the tension the roots are submitted to. The angle of the internal attrition of the soil, the cohesion, and the specific weights of the soil had been gotten in laboratory analyses. The operating variables in the process of mass movements and that are part of the adopted mathematical model, were inserted in thematic maps prepared in digital way: pedologic map, with physical and mineralogical characteristics; vegetation map, with the characterization of the main vegetal formations; and geomorphologic map, with detailing of declivity and form of the source. As a result of the interaction of all the parameters, values of Security Factor for each source were gotten. It was possible to verify the variation of the instability in saturated soil, after a period of long precipitation, or dry. It can be standed out that the quality of the results is strictly related with the geometric precision, the level of detailing of the thematic maps and the determination of the relative importance of the variables. The techniques of the Geographic Information Systems had highly proved to be indicated for elaboration of this type of analysis, due to the reduction of the subjectivity in the elaboration of maps of prevention of the landslides.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Estudos desenvolvidos para compreender os processos erosivos são de grande importância e decorrem das consequências que os mesmos podem causar ao homem, ao solo, ao relevo e de forma geral ao meio ambiente.

A Serra do Mar, no Estado do Paraná, possui vários registros de deslizamentos e é considerada um sistema altamente sensível, devido sua própria configuração paisagística e morfológica, onde diversos fatores do meio natural se combinam, como relevo acidentado, densa cobertura florestal e elevado índice pluviométrico. Essas características conferem à área uma geodinâmica de evolução de encostas, cujo processo dominante é o movimento de massa, mais especificamente os escorregamentos.

SELBY (1985) cita que os escorregamentos, de forma geral, são movimentos coletivos de massa (rocha ou solo) sob influência da gravidade sem a ajuda direta de outro meio como água, ar ou gelo. Entretanto, na maioria dos casos, a água, indiretamente, participa do processo diminuindo a resistência dos materiais nas encostas e contribuindo para o comportamento da fluidez e plasticidade do solo.

Os movimentos de massa fazem parte da evolução natural do meio físico e da alteração do relevo. De acordo com RODRIGUES (1998), o primeiro passo para tentar solucionar ou minimizar os problemas relacionados à ocorrência dos movimentos de massa gravitacionais, bem como seus processos associados, deve ser a caracterização desses processos e dos atributos do meio físico que neles influem. A partir desses dados, deve-se verificar a relação entre os tipos de processos e atributos, de modo que seja possível, posteriormente, estabelecer modelos de comportamento e hierarquização das áreas submetidas à ocorrência

desses fenômenos, e assim permitir uma previsão de futuros problemas e intervenções.

No sentido de avaliar as áreas de risco ligadas à fenômenos de deslizamentos, surge a necessidade de desenvolver um método quantitativo, com base em modelos determinísticos, para a cartografia de índices de segurança de vertentes de tal forma que sejam levados em conta os diversos fatores condicionantes à instabilização de encostas, entre eles, os fatores geológicos, geomorfológicos, climáticos, pedológicos e antrópicos.

O índice de segurança tem sido uma forma de representar a maior ou menor suscetibilidade a movimentos de massa catastróficos nas regiões serranas e a metodologia de mapeamento desses fatores envolve o emprego da teoria da estabilidade de taludes. A sua boa adaptação às técnicas de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), permite a avaliação de amplas áreas, fornecendo uma documentação cartográfica extremamente útil e adequada para o planejamento territorial, com baixo custo operacional, e confiabilidade nos resultados.

Um dos aspectos investigados no presente estudo é a importância da vegetação na proteção do solo. Existe consenso generalizado de que as florestas desempenham importante papel na proteção do solo e o desmatamento, ou abertura de clareiras, pode promover não só a erosão, mas também movimentos coletivos de solo. A relação entre escorregamentos e períodos de alta pluviosidade é inegável, mas o desmatamento e outras formas de interferência antrópica também têm sido reconhecidos como processos desencadeadores de tais fenômenos.

Os estudos de CRUZ (1974), realizados na Serra do Mar e no litoral na área de Caraguatatuba-SP, apresentaram resultados que corroboram a ambivalência da vegetação, pois todas as escarpas da serra de Caraguatatuba, no vale do Santo Antônio, estão cobertas pela mata preservada como reserva florestal do Estado. Não obstante, sua pesquisa concluiu que boa parte dessa reserva foi destruída em algumas horas pela ação do escoamento superficial violento, favorecido pelos declives, que provocou escorregamentos, por ocasião das chuvas de 18 de março de 1967.

Entretanto, é difícil avaliar todas as possíveis formas de influência da cobertura vegetal natural na estabilidade das vertentes, mas alguns aspectos importantes podem ser investigados e integrados na análise clássica da estabilidade

de vertentes, quais sejam: resistência do sistema solo-raíz, peso da cobertura vegetal, efeito de "atirantamento" das raízes e força de arrasto do vento atuando nas copas das árvores.

Outros parâmetros importantes que foram levados em conta para o desenvolvimento do trabalho são o ângulo de atrito interno, coesão do solo, nível freático, forma de fluxo da água na vertente, pesos específicos e tipos de solo.

O resultado da pesquisa dará subsídios para a proposição de políticas socioeconômicas e de tecnologias, estas últimas voltadas para o monitoramento e controle preventivo de erosão e estabilidade de vertentes. A adequada identificação e avaliação das áreas de maior risco pode levar à redução de danos físicos e prejuízos nos deslizamentos ocorridos em estradas, como ao longo da BR 277, assim como, a questão do gradual assoreamento por sedimentos oriundos da serra em importantes corpos d'água, tais como nas baías de Paranaguá e Guaratuba. Tal problema afeta o abastecimento das cidades, a geração de energia e a navegabilidade das baías.

O presente trabalho encontra-se dividido em capítulos, como segue:

O primeiro capítulo apresenta uma revisão teórica, onde são discutidos os diferentes tipos de movimentos de massa, e sua classificação, as principais variáveis condicionantes ao movimento e discussão dos principais métodos utilizados na análise de instabilidade de vertentes. O capítulo 2 refere-se à descrição da área.

O capítulo 3, apresenta os materiais e método utilizado no decorrer do trabalho. No capítulo 4, fez-se a caracterização de todos os parâmetros utilizados na análise desenvolvida, com apresentação dos valores atribuídos a cada parâmetro. O capítulo 5 apresenta um inventário dos escorregamentos observados na área em estudo.

O capítulo 6, refere-se à aplicação do método para determinação do fator de segurança e análise dos resultados obtidos. Neste capítulo também são apresentadas as conclusões do trabalho, onde são apontadas algumas considerações sobre o método e técnicas empregadas no trabalho, além das conclusões dos dados obtidos em relação aos objetivos propostos.

1.2 Objetivos

A meta do presente estudo é a aplicação de uma abordagem quantitativa para analisar a estabilidade de vertentes da bacia do Rio Marumbi, na Serra do Mar, e elaboração do mapeamento de índices de segurança, levando-se em conta os efeitos da vegetação, além de outros parâmetros importantes, como ângulo de atrito interno, coesão do solo, nível freático, forma do fluxo da água na vertente, tipos de solos e seus pesos específicos.

Entre os objetivos intermediários, destaca-se :

1. Compilação de mapas bases de geologia, de cobertura vegetal, pedológicos, e elaboração de mapas de declividade, orientação e forma das vertentes.
2. Caracterização dos parâmetros analisados na estabilidade de vertentes;
3. Determinação dos parâmetros físicos do solo, como ângulo de atrito interno, coesão e pesos específicos, e também de granulometria e transmissividade do solo na área.
4. Representação cartográfica de cicatrizes de escorregamento e seus depósitos.
5. Caracterização dos processos atuantes nas encostas, sua dinâmica e consequências.
6. Definição de modelos de escorregamentos de encosta e análise de risco
7. Elaboração de mapa de Índices de Segurança.
8. Análise da estabilidade de vertentes da área em estudo.

2. Aspectos teóricos

A análise de vertentes, visando o estudo da estabilidade de taludes naturais ou escavados, leva em conta o equilíbrio das forças atuantes, que tendem a movimentar uma massa de solo ou de rocha e as forças resistentes a esse movimento. As condições de estabilidade são dadas por um índice de segurança que representa a razão das forças mobilizantes e as forças resistentes. Esse índice tem sido usado para o cálculo da estabilidade de taludes em obras de engenharia.

Há diversas formas de cálculo de índices de segurança, desde a mais simples, envolvendo apenas o ângulo de atrito e a inclinação das vertentes, até as mais complexas, envolvendo o papel da vegetação, propriedades mecânicas e físicas dos solos, presença de água, de planos de fraqueza pré-existentes e formas de superfície de ruptura, entre outros. Diversos autores têm se dedicado ao tema, entretanto tratam basicamente da questão do ponto de vista de sua aplicação a problemas localizados, onde a falta de estabilidade ameaça ou pode ameaçar obras de engenharia, dos mais diferentes tipos e porte.

Grande parte dos métodos propostos, por exemplo, visa a definição de áreas críticas a deslizamentos, ou seja, áreas de maior susceptibilidade à ocorrência do processo (por ex: CARRARA *et al.*, 1991; BARROS, *et al.*, 1992; GUZZETTI *et al.*, 1999). Outros estudos, por sua vez, buscam caracterizar o risco envolvido, englobando tanto a possibilidade de ocorrência do processo quanto os danos recorrentes (por ex: BRAND, 1988; CERRI, 1993; AUGUSTO FILHO e WOLLE, 1996; CRUDEN 1997).

No presente estudo, as análises para determinação do coeficiente de segurança (F_s) são baseadas no conceito de equilíbrio limite, onde o fator de segurança crítico é igual a unidade. Baseado nisso, neste capítulo serão abordados os fundamentos teóricos mais relevantes que embasaram o desenvolvimento do trabalho, relacionados aos tipos de movimentos de massa gravitacionais, principalmente no que se refere à caracterização desses processos quanto aos aspectos conceituais. Foram feitas também referências aos principais métodos para elaboração de cartas de risco e procedimentos para cálculo do fator de segurança.

2.1 Movimentos de massa

A formação e dinâmica do relevo relacionam-se tanto a interação de variáveis endógenas (tipo e estrutura das rochas e as atividades tectônicas), como exógenas, (variáveis climáticas, atuação da fauna e flora, etc.). Como parte dessa dinâmica, ocorrem os processos de vertentes, entre os quais, os movimentos de massa, que envolvem o desprendimento e transporte de solo e/ou material rochoso vertente abaixo. A mobilização de material deve-se à sua condição de instabilidade, devido a atuação da gravidade, podendo ser acelerada pela ação de outros agentes, como água. O deslocamento de material ocorre em diferentes escalas e velocidades, variando de rastejos a movimentos muito rápidos (VARNES, 1978; ZARUBA e MENCL 1982; CHORLEY *et al.*, 1984; HANSEN, 1984; IPT, 1989; FERNANDES e AMARAL, 1996).

De acordo com RODRIGUES (2002), movimentos de massa são os movimentos induzidos pela aceleração gravitacional, exceto aquele nos quais o material é carregado diretamente por meio de agente transportador. São influenciados pela litologia, hidrogeologia, geologia, estrutural, topografia, clima, vegetação, sísmica, antrópicos e erosão.

Segundo FIORI (1995), o movimento de massa representa um importante papel no desenvolvimento de vertentes no Sul do Brasil pelo fato de estar ligado a condições climáticas úmidas e a um intenso processo de intemperismo das rochas. A força da gravidade origina tensões cisalhantes e normais dentro da massa de solo ou de rocha, que atuam principalmente ao longo de planos inclinados. O esforço cisalhante, responsável pela movimentação da massa, aumenta com a inclinação e a altura da vertente, com o peso específico do solo e com a quantidade de água que se infiltra e se acumula no solo.

Os taludes ou encostas naturais são definidos, segundo AUGUSTO FILHO e VIRGILI (1998) como superfícies inclinadas de maciços terrosos, rochosos ou mistos (solo e rocha), originados de processos geológicos e geomorfológicos diversos. A análise e o controle de estabilizações de taludes e encostas têm seu amplo desenvolvimento com as grandes obras civis modernas, em paralelo à consolidação da Engenharia e da geologia de Engenharia.

2.1.1 Classificação dos movimentos

Devido à complexidade dos critérios de análise, surgiram diversas classificações com respeito a movimentos de massa. A classificação proposta por VARNES (1978) é a mais aceita internacionalmente, sendo adotada pelo IAEG (*International Association of Engineering Geology*) e apresentada na tabela 1, a seguir.

TABELA 1 - CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE ENCOSTA

TIPO DE MOVIMENTO			TIPO DE MATERIAL		
			substrato rochoso	solos (engenharia)	
				grossos	finos
Quedas			de rochas	de detritos	de solos
Tombamentos					
Escorregamento	Rotacional	poucas unidades	abatimento de rochas	abatimento de detritos	abatimento de solos
	Translacional	muitas unidades	de blocos rochosos	de blocos de detritos	de blocos de detritos
Expansões laterais			de rochas	de detritos	de solos
Corridas / escoamentos			de rochas (rastejo profundo)	de detritos	de solos
				rastejo de solos	
Complexos			combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

FONTE: VARNES (1978)

De maneira geral, as classificações modernas baseiam-se na combinação dos seguintes critérios básicos (AUGUSTO FILHO, e VIRGILI, 1998):

- Velocidade, direção e recorrência dos deslocamentos;
- Natureza do material instabilizado, solo, rocha, detritos, depósitos, etc. sua textura, estrutura e conteúdo d'água;
- Modalidade de deformação do movimento.

Segundo HUTCHINSON (1988), a diversidade de fatores que interferem no processo de movimentos de massa gravitacionais resulta numa variedade de tipos e processos que impossibilitam uma total discretização de tipos na classificação. O autor propõe uma classificação onde são considerados os movimentos do tipo recuo, rastejo, fraturamento de taludes, escorregamentos, movimentos de detritos em forma de fluxo, tombamentos, quedas e movimentos complexos de taludes.

VARGAS (1977), em estudos na Serra do Mar classificou os escorregamentos observados da seguinte forma:

1. “*creep*” ou rastejo – movimento lento de camadas superficiais de solo, encosta abaixo, com velocidades muito pequenas, de alguns milímetros por ano, que se acelera por ocasião das chuvas e se desacelera em épocas de seca.
2. escorregamentos verdadeiros – referem-se a deslizamentos de volumes de solos ao longo de superfícies de rupturas bem definidas, cilíndricas ou planares. São, a rigor, os únicos que podem ser submetidos à análises estáticas, do tipo métodos de equilíbrio-limite.
3. deslizamentos de tálus – os tálus, detritos de escorregamentos antigos, encontram-se, em geral saturados e podem sofrer deslizamentos, sob a ação conjunta da gravidade e das pressões neutras. A massa de material escoia como se fosse um fluído ou líquido viscoso, sem a existência de uma linha de ruptura bem definida. Os tálus secos, não alimentados por água subterrânea, podem ser estáveis.
4. deslocamentos de blocos de rochas – em algumas encostas naturais ocorrem blocos ou lascas de rocha intactos, resistentes ao intemperismo, que podem sofrer queda livre por ocasião de chuvas intensas e prolongadas, provocam erosão e solapamento do material junto as suas bases.
5. avalanche ou fluxo de detritos (*debris flows*) – são fenômenos classificados como desastres naturais, pelo seu alto poder destrutivo e pelos danos que podem provocar. São movimentos de massa que se desenvolvem em períodos muito curto, e ocorrem, em geral, após longos períodos de chuva.

FREIRE (1965), apresentou a primeira sistemática de classificação em nível nacional. Essa classificação reúne os movimentos de talude em três grandes grupos: escoamentos, escorregamentos e subsidências. Sob a denominação de escoamentos são agrupadas todas as deformações ou movimentos contínuos, com ou sem definição da superfície de ruptura. São distinguidos dois sub grupos: corridas e rastejos. Os escorregamentos tem caráter definido em tempo e espaço, além de superfície nítida de ruptura. Dois subgrupos são individualizados: escorregamentos rotacionais e translacionais. As subsidências podem ser contínuas ou finitas e

possuem sentido vertical de movimento. Três subgrupos são estabelecidos: subsidências propriamente ditas, recalques e desabamentos.

WOLLE (1988) divide os processos de estabilização em classes e subclasses, conforme a tabela 2.

TABELA 2 – CLASSIFICAÇÃO DOS PROCESSOS DE INSTABILIZAÇÃO DE ENCOSTAS TÍPICAS DA SERRA DO MAR

CLASSES	SUBCLASSES	
ESCORREGAMENTO	Escorregamentos translacionais (planares)	Provocados pela elevação de um nível de água preexistente Provocados pela infiltração, sem nível de água
	Escorregamentos rotacionais	
	Escorregamentos provocados por desconfinamento	
	Quedas de blocos	
ESCORREGAMENTO EM ROCHAS E SAPRÓLITOS	Rolamento dos matacões	
	Deslizamentos de blocos e lascas	
	Escorregamentos estruturados	Em rocha fraturada Em saprólitos
ESCOAMENTOS LENTOS E MUITO LENTOS	Rastejamento de massas de tálus (colúvio)	
	Rastejo em solo superficial nas encostas	
	Rastejo profundo em rochas	

FONTE: WOLLE (1988)

AUGUSTO FILHO (1994) apresenta uma sistemática de classificação relativamente genérica, mas que resume os principais grupos de processos de instabilização pesquisados para elaboração de Cartas de risco de Escorregamento no Brasil. Essa classificação apresenta os processos agrupados em quatro grandes classes: rastejo (“creep”), escorregamentos (“slides”) quedas (“falls”) e corridas (“flows”), conforme a tabela 3.

GUIDICINI e NIEBLE (1984) citam que os escorregamentos (*slides*) são movimentos rápidos (m/h a m/s), de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material transportado e o não-transportado.

O processo dá-se em função de um conjunto de fatores, elevadas declividades, altos índices de pluviosidade, antropismo, etc., que contribuem para a desestabilização das encostas. Escorregamentos em encostas produzem cicatrizes côncavas ao lado de partes deposicionais convexas. Estas feições são geralmente

alongadas, podendo apresentar uma relação comprimento-largura de cerca de 10:1 (CHRISTOFOLETTI,1980; FERNANDES e AMARAL, 1996).

Em virtude da massa transportada e da geometria do plano de ruptura, os escorregamentos classificam-se em rotacionais e translacionais (GUIDICINI e NIEBLE, 1993), conforme pode ser observado também na tabela 2, na classificação de WOLLE (1988).

TABELA 3 – CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DOS GRANDES GRUPOS DE PROCESSOS DE ESCORREGAMENTO NO “LATO SENSU”

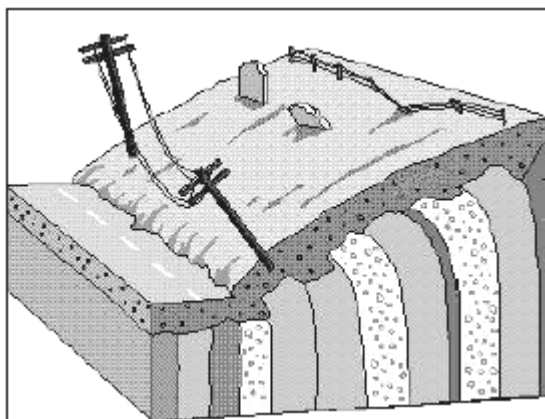
PROCESSOS	CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO/MATERIAL/GEOMETRIA
RASTEJO ("CREEP")	Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas, e decrescentes com a profundidade Solos, depósitos, rocha alterada/ fraturada Geometria indefinida
ESCORREGAMENTOS ("SLIDES")	Poucos planos de deslocamentos (externo) Velocidades médias (m/h) a altas (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e materiais variáveis: Planares ou translacionais: solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza. Circulares ou rotacionais: solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha: solos e rochas com dois planos de fraqueza
QUEDAS ("FALLS")	Sem planos de deslocamento Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado Velocidades muito altas (vários m/s) Material rochoso Pequenos a médios volumes Geometria variável Rolamento de matacão – tombamento
CORRIDAS ("FLOWS")	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimento) Movimento semelhante ao de um líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das drenagens Velocidade média a altas Mobilização de solo, rocha, detritos e água Grandes volumes de material Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

FONTE: AUGUSTO FILHO (1994)

Rastejo (*creep*) é um movimento lento de rochas e solo vertente abaixo, influenciada, principalmente, pela ação da gravidade, segundo MOUSINHO e BIGARELLA (1965). No entanto, CHRISTOFOLETTI (1980) comenta que as variações térmicas e a umidade podem afetar o deslocamento das massas, em função do processo de contração e expansão do manto de intemperismo. Mesmo assim, sua movimentação é praticamente imperceptível (cm/ano), sendo que as

taxas de deslocamento decrescem gradualmente com a profundidade do manto de intemperismo. Este tipo de processo não apresenta uma superfície de ruptura marcante, tanto que sua identificação dá-se pela mudança na verticalidade das árvores, postes, muros, etc. (figura 1).

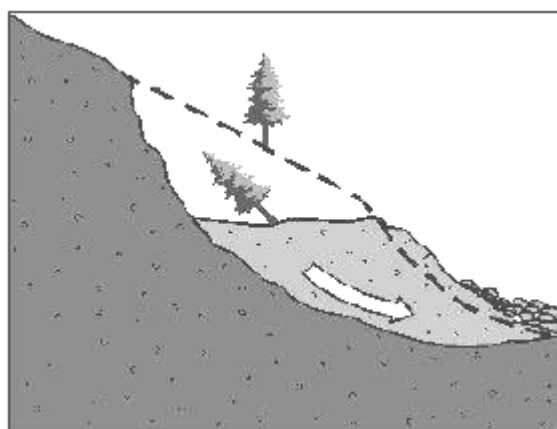
FIGURA 1– ESQUEMA DE RASTEJO (*creep*)



FONTE: ATKINSON (1997)

Os **escorregamentos rotacionais** (*slumps*) apresentam uma superfície de ruptura côncava, ao longo da qual ocorre um movimento rotacional do manto de alteração (figura 2). Basicamente, estão associados a pacotes de solos espessos e homogêneos, de rochas argilosas ou cristalinas intensamente fraturadas. A gênese dos escorregamentos rotacionais está freqüentemente vinculada a cortes na base das vertentes, sejam artificiais (implementação de estradas) ou naturais (erosão fluvial) (FERNANDES e AMARAL, 1996).

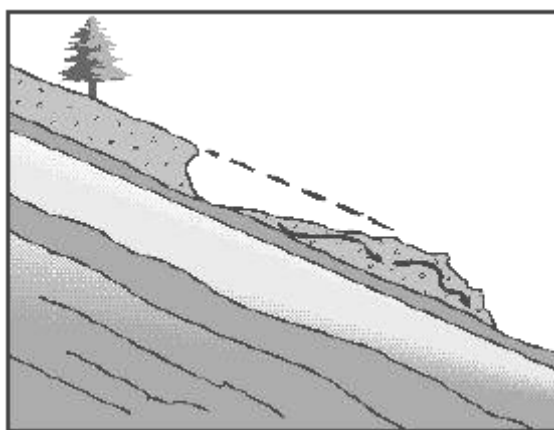
FIGURA 2– ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (*slump*)



FONTE: ATKINSON (1997)

Os **escorregamentos translacionais** ocorrem geralmente em solo pouco desenvolvido, em encostas com elevadas declividades, associados a períodos de pluviosidade intensa ou de longa duração que saturam as camadas de solo, deflagrando a desagregação e o transporte do mesmo (AUGUSTO FILHO, 1994). FERNANDES e AMARAL (1996) citam que estes tipos de movimentos são compridos e rasos, onde o plano de ruptura encontra-se, geralmente, em profundidades rasas que variam entre 0,5 m e 5,0 m (figura 3). Além disso, conforme estes autores, as rupturas tendem a ocorrer rapidamente devido ao aumento da poro-pressão positiva durante os eventos pluviométricos.

FIGURA 3 – ESCORREGAMENTO TRANSLACIONAL (*translational landslide*)

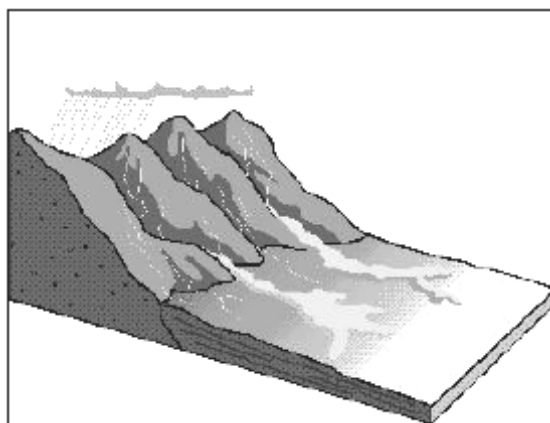


FONTE: ATKINSON (1997)

As **corridas** (*flows*) são movimentos rápidos (m/s), nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos, formados por grandes volumes de rochas, solos e detritos (AUGUSTO FILHO, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1996). As corridas estão geralmente associadas à concentração excessiva dos fluxos de água superficiais, provenientes de precipitações anômalas, que deflagram em algum ponto da encosta um processo de fluxo contínuo de material terroso (figura 4). Apesar de serem mais raras de ocorrer, as corridas produzem estragos maiores que os escorregamentos translacionais. No entanto, a distinção entre os dois nem sempre é fácil, pois, em alguns casos, as corridas iniciam-se sob a forma de um escorregamento e, ao atingir um curso d'água, o material deslocado ganha velocidade e fluidez, passando a se comportar como uma corrida.

Segundo SELBY (1982), outros termos estão associados às corridas, variando conforme a viscosidade (presença de água) e o tipo de material mobilizado, como por exemplo, os fluxos de terra (*earthflows*), os fluxos de lama (*mudflows*) e os fluxos de detritos (*debrisflows*).

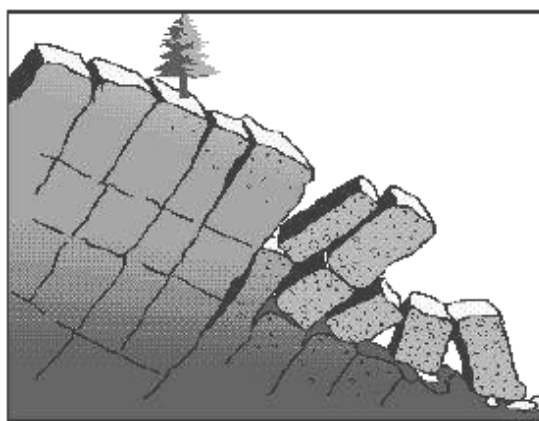
FIGURA 4– ESQUEMA DE CORRIDA DE LAMA (*earthflow*)



FONTE: ATKINSON (1997)

As **quedas e tombamentos** (*falls*) (figura 5), são movimentos desenvolvidos em declives com ângulos próximos a 90°, atingindo velocidades muito altas (m/s). Dá-se pelo desprendimento de blocos e/ou de lascas de rochas caindo em queda livre, rolamento ou tombamento sob efeito da gravidade (AUGUSTO FILHO, 1994). A ocorrência de blocos é favorecida pelas discontinuidades nas rochas (fraturas e bandamentos), associadas à presença de agentes químicos e físicos, que favorecem o intemperismo esferoidal, isolando as rochas e matações na superfície das encostas (FERNANDES e AMARAL, 1996).

FIGURA 5– ESQUEMA DE TOMBAMENTO (*falls*)



FONTE : ATKINSON (1997)

Na verdade não são comuns os movimentos puros de qualquer desses tipos: usualmente há uma mistura deles, com variável dose de importância relativa entre uns e outros e, ainda, uma passagem gradacional em tempo e ou espaço de uns para os outros. A definição dos movimentos é dificultada pela semelhança existente entre os processos, principalmente entre os escorregamentos (*slides*) e os fluxos de detritos (*debrisflows*) oriundos do manto de intemperismo. Ambos os fenômenos apresentam características semelhantes em relação a forma, a velocidade, ao material e ao volume transportado. Além do que, também estão associados à participação intensa da água. Desta forma, alguns autores costumam caracterizar, de forma genérica, estes movimentos de massa como escorregamentos (*landslides*) (CRUDEN, 1991; THOMAS, 1994).

2.1.2 Variáveis condicionantes ao movimento de massa

A deflagração da instabilização de taludes e encostas é condicionada por complexas relações entre fatores geológicos, geomorfológicos, climáticos, antrópicos, entre outros.

AUGUSTO FILHO e VIRGILI (1998) apontam como os principais condicionantes dos escorregamentos e processos correlatos na dinâmica ambiental brasileira, o seguinte:

- características climáticas, com destaque para o regime pluviométrico;
- características e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas / taludes, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas;
- características geomorfológicas, com destaque para inclinação, amplitude e forma do perfil das encostas;
- regime das águas de superfície e sub superfície;
- características de uso do solo e ocupação, incluindo cobertura vegetal e as diferentes formas de intervenção antrópica das encostas, como cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida, etc.

Deve-se salientar que as variáveis relacionadas aos processos de movimentos de massa atuam de forma interativa e, portanto, não devem ser analisadas isoladamente. ZUQUETE (1988) apresenta em seus estudos, uma listagem de atributos que estão diretamente relacionados aos movimentos de massa gravitacionais, e que devem ser considerados, respeitando a escala, as características da região e a finalidade do trabalho. As principais variáveis condicionantes de escorregamentos podem ser agrupadas, de forma geral, em seis grandes fatores: geologia, pedologia, geomorfologia, cobertura vegetal, clima e antropismo.

a) geologia

É de fundamental importância conhecer o tipo litológico, seu grau de alteração e sua resistência mecânica. Quanto ao grau de alteração, pode-se dizer, de modo geral, que quanto mais alterado o material, maior o potencial de ocorrência de movimentos de massa. E quanto à resistência da rocha, esse atributo está diretamente relacionada com o tipo litológico e com o grau de alteração (RODRIGUES, 2002).

Os principais fatores condicionantes estão intimamente vinculados ao tipo de rocha (litologia) e às características estruturais, tais como as falhas, fraturas, foliações e inclinação das camadas. As características estruturais que representam os pontos de menor resistência e descontinuidades desempenham papel fundamental na infiltração e circulação da água, e, conseqüentemente, atuam como caminhos preferenciais de alteração (FIORI, 1995).

LEPSCH (2002) menciona que a litologia, mesmo exercendo um “papel passivo” à ação climática e orgânica, influencia no tipo de solo (material mineral), como também nas suas características intrínsecas (permeabilidade, resistência ao cisalhamento, cor, granulometria, etc.).

A natureza da rocha é importante porque, em função da presença ou ausência de minerais resistentes como o quartzo, determina o comportamento mecânico e mineralógico do regolito. Esta variação de comportamento entre litologias, solos e rochas diversas dão origem a planos potenciais de ruptura no

contato entre os mesmos. Além disso, a inclinação das camadas, fraturas e planos de falhas ou de foliação são importantes fatores no processo de instabilização das vertentes, principalmente quando apresentam o mesmo sentido de inclinação das mesmas formando planos potenciais de escorregamentos (FIORI, 1995).

b) pedologia

Os solos podem influenciar e sofrer a ação dos processos erosivos, em virtude da sua textura, estrutura, permeabilidade e densidade (FIORI e CARMIGNANI, 2001). Uma série de parâmetros e propriedades do solo influenciam direta ou indiretamente sua susceptibilidade aos movimentos de massa e ao tipo de mecanismo da instabilização atuante.

A textura refere-se à proporção relativa das partículas sólidas no solo, influenciando na capacidade de infiltração e absorção de água da chuva (BIGARELLA *et al.*, 1996). Solos mais arenosos são mais porosos, permitindo rápida infiltração da água, e, conseqüentemente, menor capacidade de armazenamento. O arranjo espacial das partículas no solo, que corresponde à sua estrutura, também influencia no direcionamento e na velocidade de infiltração da água. Além disso, pode interferir no aumento ou na diminuição da força de atrito nas camadas detríticas (FIORI, 1995).

A permeabilidade está intimamente ligada à porosidade, ou seja, em geral solos arenosos são mais permeáveis do que solos argilosos, por terem uma porosidade efetiva maior. A porosidade e a permeabilidade são inversamente proporcionais à densidade, que representa a relação entre o volume e a massa total do solo (FIORI, 1995; FIORI e CARMIGNANI, 2001).

A condutividade hidráulica do solo, em termos específicos de deslizamentos, assume importância tanto na recarga de água superficial (velocidade e infiltração), quanto na geração de descontinuidades hidráulicas no interior do perfil de alteração, os quais poderão atuar localmente como camadas de impedimentos ao fluxo vertical, favorecendo, conseqüentemente a geração de elevadas pressões positivas (FERNANDES *et al.*, 2001). A drástica diminuição da condutividade hidráulica favorece a geração de fluxos d'água sub superficiais, com

forte componente lateral, diminuindo a resistência ao cisalhamento nas zonas de contato. Além disso, a presença de grande quantidade de água aumenta o peso específico do solo, favorecendo o deslocamento da massa pela ação da gravidade.

Outros dois parâmetros do solo que devem ser levados em consideração na análise de movimentos de massa são a resistência dos solos os índices físicos.

b.1) Resistência dos solos

A ruptura dos solos é quase sempre um fenômeno de cisalhamento. A resistência ao cisalhamento de um solo pode ser definida como a máxima tensão de cisalhamento que o solo pode suportar sem sofrer ruptura, ou a tensão de cisalhamento do solo no plano em que a ruptura estiver ocorrendo (PINTO, 2002).

O ângulo de atrito e a coesão, parâmetros determinantes da resistência ao cisalhamento, variam bastante, dependendo da gênese e das características dos solos. A coesão possui uma parcela relacionada à capilaridade, denominada coesão aparente, que varia com o grau de saturação do solo, comportamento que tem papel importante no mecanismo dos escorregamentos.

Segundo o critério de Coulomb, a resistência ao cisalhamento (δ_a) do solo ao longo de um plano de deslizamento qualquer se compõe, basicamente de três componentes: a coesão, o atrito entre as partículas constituintes do solo e o esforço normal ao plano de escorregamento (σ_n) e se relacionam entre si segundo a equação:

$$d_a = c + s_n \operatorname{tg} f \quad (1)$$

onde (c) é a coesão e (f) o ângulo de atrito interno do solo.

Sob a denominação genérica de atrito interno de um solo, inclui-se não só o atrito físico entre as partículas, que se pode traduzir como a maior ou menor facilidade de deslizamento de uma partícula em relação a outra, como também o atrito fictício proveniente do entrosamento das partículas (CAPUTO, 1988; BARATA, 1994)

A coesão, por outro lado, é uma característica típica de solos muito finos (argilas e siltes), distinguindo-se a *coesão aparente*, resultante da pressão capilar da

água contida no solo, e que age como se fosse uma pressão externa de sucção, e a *coesão verdadeira*, devido às forças eletroquímicas de atração de partículas de argila (CAPUTO, 1988)

b.2) Índices físicos do solo

Uma massa de solo pode ser considerada como um conjunto de partículas sólidas, encerrando vazios de tamanhos e formas variadas que, por sua vez, podem estar preenchidos com água, ar ou ambos.

Em princípio, as quantidades de água e ar podem variar. A evaporação pode fazer diminuir a quantidade de água, substituindo-a por ar, e a compressão do solo pode provocar a saída de água e ar, reduzindo o volume de vazios. O solo, no que se refere às partículas que o constituem, permanece o mesmo, mas seu estado se altera. As diversas propriedades do solo dependem do estado em que se encontra. Quando diminui o volume de vazios, por exemplo, a resistência aumenta.

Para identificar o estado do solo, empregam-se índices que correlacionam os pesos e os volumes das três fases (PINTO, 2002). Estes índices são os seguintes:

- **Umidade** – relação entre o peso da água e o peso dos sólidos
- **Índice de vazios** – relação entre o volume de vazios e o volume das partículas sólidas.
- **Porosidade** – relação entre o volume de vazios e o volume total.
- **Grau de saturação** – relação entre o volume de água e o volume de vazios.
- **Peso específico dos sólidos** (ou dos grãos) – é uma característica dos sólidos. Relação entre peso das partículas sólidas e seu volume.
- **Peso específico da água** (γ_a) – Embora varie um pouco com a temperatura, adota-se sempre igual a 10 kN/m³.
- **Peso específico natural** (γ_n) – Relação entre o peso total do solo e seu volume total.
- **Peso específico aparente seco** (γ_d) – Relação entre o peso dos sólidos e o volume total.

- **Peso específico aparente saturado** (γ_{sat}) – peso específico do solo se viesse a ficar saturado e se isso ocorresse sem variação de volume.
- **Peso específico submerso** (γ_{sub}) – é o peso específico efetivo do solo quando submerso. É igual ao peso específico natural menos o peso específico da água.

c) geomorfologia

Os atributos de relevo, associados principalmente com a morfologia e a morfometria, interferem diretamente nas atividades erosivas, e são geralmente obtidas por meio das formas das encostas, das diferenças de declividade dos terrenos, da orientação das encostas e da altimetria. Esses atributos atuam principalmente na determinação do volume e velocidade do escoamento superficial.

Com relação à forma das encostas, as seções côncavas (*hollows*), por serem zonas de convergência de sedimentos e de fluxos d'água, são as mais favoráveis para a ocorrência de escorregamentos. Isto acontece devido à concentração de água, tanto em superfície quanto em sub-superfície, favorecendo a condição de saturação dos horizontes pedológicos (FERNANDES *et al.*, 2001). SELBY (1985) destaca também as encostas retilíneas como áreas onde predominam processos erosionais de grande velocidade, como os fluxos rasos de detritos (*shallow debris flows*).

BONUCCELLI (1999) apresenta um estudo baseado na elaboração de uma matriz com variações na forma vertical e longitudinal da forma das encostas, a fim de avaliar quais seriam as situações mais ou menos favoráveis à ocorrência de movimentos de massa, além de analisar a influência da forma longitudinal, composição entre as formas, tanto em perfil quanto longitudinalmente (tabela 4).

TABELA 4 – CARACTERÍSTICAS DO PERFIL DAS ENCOSTAS RELACIONADAS A OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA

PERFIL DA ENCOSTA	CARACTERÍSTICAS DO EVENTO
Encostas côncavas	São geralmente mais evoluídas em termos geomorfológicos e estariam menos sujeitas a ocorrência desses processos
Encostas convexas	Menos evoluídas e portanto, mais sujeitas a ocorrência dos processos
Encostas retilíneas	Estariam na situação intermediária entre os dois casos anteriores
Encostas convexas - côncavas	Nessa ordem do topo para a base, seriam mais propensas
Encostas convexas - retilíneas	Do topo para a base, também seriam mais propensas

FONTE: BONUCCELLI (1999).

A orientação das encostas fornece informações sobre as que se encontram mais expostas às variáveis climatológicas, como por exemplo, vento e insolação (DAI e LEE, 2002).

Estes mesmos autores comentam que a orientação das encostas afeta indiretamente a resistência ao cisalhamento em virtude de estar intimamente relacionada à presença de umidade e de cobertura vegetal. Além disso, as precipitações pluviométricas estão condicionadas à direção predominante dos ventos, ou seja, a quantidade de chuva será maior nas encostas expostas a estes eventos atmosféricos.

A velocidade do deslocamento e, portanto, a capacidade de transporte de material são proporcionais à inclinação e ao comprimento de rampa (LOPES, 1995). A inclinação contribui com o incremento da atuação da força gravitacional sobre a cobertura de solo. Quanto maior a declividade maior será a componente vertical da gravidade.

A declividade fornece a medida de inclinação do relevo em relação ao plano do horizonte. A velocidade de deslocamento de material e, portanto, a capacidade de transporte de massas sólidas e líquidas, é diretamente proporcional à declividade. Esta variável tem grande importância nos processos geomorfológicos, condicionando cursos de água e deslocamento de colúvio. Há relação direta entre erosividade do canal e a declividade. Canais perenes ou temporários encaixados próximos às cabeceiras apresentam maior erosividade, devido à elevada declividade e alto gradiente de energia, como citado por THOMAS (1979); CHRISTOFOLETTI (1981) e IPT (1989). Assim, pode-se deduzir que regiões fortemente dissecadas (ou

seja, com alta densidade de drenagem) e alta declividade apresentam maior número de pontos favoráveis a riscos de escorregamentos, como já indicado por TUTTLE (1970), TRICART (1972) e THOMAS (1979).

A declividade acima de 30° apresenta riscos de deslizamentos mais freqüentes. Acima de 60° o regolito é menos espesso e, teoricamente, diminuiria o risco de escorregamentos, mas fenômenos desse tipo já foram verificados em áreas cujo manto de regolito era pouco espesso (SMA, 1990), principalmente ao redor de cabeceiras de drenagem e em épocas de pluviosidade elevada, tornando exposta a rocha base (IPT, 1989; FERNANDES e AMARAL, 1996)

O atributo declividade, considerado para avaliação da maior ou menor possibilidade de ocorrência de movimentos de massa gravitacionais, deve sempre estar associados aos outros atributos existentes na área.

SIDLE *et al.* (1985) apresentam uma associação de classes de declividade relacionadas a alguns tipos de movimentos de massa gravitacionais (tabela 5).

TABELA 5 – CLASSES DE DECLIVIDADE RELACIONADAS AOS DIFERENTES TIPOS DE MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA

TIPOS DE MOVIMENTOS DE MASSA GRAVITACIONAL	CLASSES DE DECLIVIDADE	
	GRAUS	PERCENTAGEM
Rastejo em solo	1,3 a 25	2,8 a 55,5
Escoamentos rápidos em solos	4 a 20	8,8 a 44,4
Escorregamentos rotacionais	7 a 18	15,5 a 40
Escoamentos rápidos em solos e detritos sobrejacentes a rocha	> 25	> 55,5

FONTE: SIDLE *et al.*, 1985 - modificado por RODRIGUES, 2002.

d) cobertura vegetal

Segundo VARGAS (1999) os efeitos do desflorestamento sobre a estabilidade dos taludes das encostas naturais é questão muito discutida, principalmente devido ao seu caráter interdisciplinar. Não há dúvida que há a evidência da degradação da cobertura vegetal coincidir com escorregamentos generalizados das encostas, mas há também casos observados de grandes escorregamentos, deflagrados de chuvas violentas, em regiões cobertas por

florestas. Nesses casos a terra e os blocos de rochas carregavam consigo enormes troncos de árvores.

Como fator de proteção aos horizontes superficiais de solo, a vegetação age tanto em nível de dossel quanto de solo e de subsolo. Segundo GUERRA (1995) no nível de dossel a cobertura vegetal reduz a quantidade de energia que chega ao solo durante uma chuva. Além do que, retém parte do volume de água precipitada nos diversos componentes do edifício vegetal, liberando-o para a atmosfera por evapotranspiração durante e após as chuvas.

No solo, a serrapilheira tem uma atuação significativa, contribuindo também com a interceptação da chuva, reduzindo o efeito *splash*. Conseqüentemente, também evita a compactação do solo e diminui a velocidade do escoamento superficial (FIORI e BORCHARDT, 1997).

O sistema radicular atua mecanicamente penetrando nas camadas do solo, contribuindo para a sua estruturação. Além disso, ao se decomporem, as raízes deixam diversas cavidades tubulares que aumentam a infiltração e melhoram a aeração do solo (GUERRA, 1995).

RODRIGUES (2002), em sua tese de doutorado apresenta os efeitos da vegetação favoráveis à proteção das encostas:

1- atuação sobre fatores hidrológicos e climáticos no maciço natural:

- intercepta e retém, ainda que temporariamente, parcela da água precipitada nas partes aéreas (folhas, flores, galhos), evitando que atinja rapidamente a superfície do terreno; ou seja, promove a diminuição do escoamento superficial;
- elimina a água retida na forma de vapor, através da absorção e da evapotranspiração, evitando que esse volume de água se infiltre no terreno;
- os detritos vegetais em contínua acumulação na superfície do terreno (serrapilheira), promovem a retenção e imobilização de parte da água que alcança a superfície, diminuindo momentaneamente a infiltração, bem como o refreamento do escoamento superficial em condições de máxima pluviosidade.

2- atuação sobre a mecânica dos movimentos de massa e erosões:

- obstrução e retenção de massas movimentadas à montante e a conseqüente diminuição da área atingida pelos processos;
- raízes e troncos aumentam a rugosidade do terreno, diminuindo a velocidade do escoamento superficial;
- o sistema radicular produz estruturação ou reforço do solo, aumentando sua resistência ao cisalhamento; além disso, retêm as partículas do solo no terreno, diminuindo a susceptibilidade a erosão;
- para raízes mais profundas, que atingem substratos mais resistentes, aparece o efeito de ancoragem das camadas superficiais das encostas.
- A extração (ou absorção) de parcela da água disponível pelas raízes diminui o teor de umidade, podendo reduzir a poro-pressão.

AUGUSTO FILHO (1994) atribui como efeitos favoráveis a redistribuição da água da chuva e o acréscimo da resistência do solo devido à presença das raízes (reforço mecânico e escoramento).

No entanto, é necessário destacar que, com relação aos movimentos coletivos de massa, existem algumas divergências sobre o papel da vegetação na estabilidade das encostas.

PRANDINI *et al.* (1976) citam que o seu efeito frenador e dissipador de energia do material em deslocamento circunscreve a área afetada, minimizando os danos em terrenos situados a jusante do escorregamento. Por outro lado, como efeitos desfavoráveis da vegetação, mencionam o efeito alavanca (ação dos ventos), o efeito cunha (penetração das raízes em fendas) e a sobrecarga vertical (peso da vegetação).

Estes mesmos autores comentam ainda que, a remoção da sobrecarga e, conseqüentemente, a eliminação da ação dos ventos sobre a vegetação, aumentam de imediato a segurança de uma vertente. Mas, ao cabo de um determinado tempo, ocorre novamente o incremento da instabilidade em virtude da deterioração do sistema radicular e da eliminação da redistribuição da água da chuva. Este intervalo

de tempo irá depender da densidade de raízes, tamanho, resistência à tração, forma das mesmas e tipo de vegetação.

Pode-se, então, sintetizar os efeitos desfavoráveis que a cobertura vegetal pode produzir (GRAY e LEISER 1982, GREENWAY 1987, MORGAN e RICKSON, 1995 e CUNHA *et al.*, 1991) em:

- Efeito alavanca – quando atingidas por ventos, as árvores transmitem ao solo uma força cisalhante.
- A ação dos ventos sobre as árvores pode transmitir esforços ou tensões dinâmicas à encosta.
- Efeito cunha – as raízes que penetram nas fendas e fissuras dos solos e rochas podem causar pressão de abertura dessas fendas.
- Sobrecarga vertical - causada pelo peso da vegetação pode ter um efeito benéfico ou não na estabilidade, dependendo da inclinação e das características do material do terreno.
- As raízes e troncos aumentam a rugosidade superficial do terreno, e assim elevando sua capacidade de infiltração.
- A retirada prolongada da água do solo pelas plantas pode gerar um ressecamento excessivo da encosta, com a formação de fendas e fissuras de tração, que podem permanecer no solo e desse modo elevar a sua capacidade de infiltração.
- A quantidade de água retida pelo dossel de folhas, galhos, troncos e também a serrapilheira podem, num segundo momento, aumentar a saturação do substrato através da infiltração dessa água.

FIORI e BORCHARDT (1997), analisando o comportamento e a influência da vegetação na estabilidade das encostas da Serra do Mar no litoral paranaense, verificaram que o efeito da vegetação nos índices de segurança é maior em vertentes pouco inclinadas, diminuindo gradativamente com o aumento da declividade.

e) clima

A intensidade das chuvas é extremamente importante para o entendimento dos processos morfogenéticos, sendo que ela pode variar significativamente durante uma mesma precipitação. Chuvas de mesma intensidade, porém com duração diferentes, terão ações erosivas diferenciadas, e tanto maiores quanto mais longas a precipitação (RODRIGUES, 1982). Tanto as precipitações anômalas quanto as contínuas podem contribuir para deflagrar os escorregamentos, ou seja, ambas produzem o encharcamento do solo. Este encharcamento produz a saturação, diminuindo a coesão no contato rocha-solo e a resistência desse material à erosão, favorecendo o aumento das tensões cisalhantes (FERNANDES e AMARAL, 1996).

FIORI (1995) menciona que, dentre as principais formas de atuação da água no solo, destacam-se: o aumento do grau de saturação, reduzindo a coesão; a elevação da lâmina d'água, facilitando o encontro com a frente de saturação; o estabelecimento de fluxo subterrâneo nas zonas de contatos entre o manto de alteração e a rocha sã; aumento do peso da massa detrítica; incremento de pressões hidrostáticas em planos de descontinuidades estruturais de rochas e solos (fendas e trincas).

GUIDICINI e IWASA (1976) citam que episódios de chuva intensa superiores a aproximadamente 12% da pluviosidade média anual tendem a provocar escorregamentos. Para que tais episódios atinjam o caráter de catástrofe é preciso que superem a 20% da pluviosidade média anual. Segundo os autores, quando os níveis de pluviosidade são muito elevados, podem deflagrar escorregamentos tanto em áreas ocupadas ou alteradas quanto em áreas virgens, ou seja, os demais fatores que atuam nas encostas assumem papel secundário nos episódios de chuvas intensas. Como exemplo, destacam-se as precipitações elevadas que ultrapassam os 12% da média anual, em períodos de 24 ou 72 horas.

No entanto, WOLLE e CARVALHO (1989) comentam que a ação combinada de chuva precedente e de chuva intensa de curta ou média duração são as maiores responsáveis pela deflagração de escorregamentos em meio tropical úmido. Tanto que, se os episódios de chuvas intensas forem precedidos por dias de chuvas contínuas, 8% da pluviosidade média anual já bastam para ocasionar escorregamentos generalizados.

f) antropismo

A evolução natural das encostas e os movimentos de massa gravitacionais ocorrem em função dos fatores naturais, como os discutidos acima. A atuação do homem interfere no ritmo dessa evolução, acelerando-a ou diminuindo-a conforme a interação ocorrida.

A interferência antrópica dá-se principalmente pelo avanço das formas de uso e ocupação em áreas naturalmente susceptíveis aos escorregamentos. CASSETI (1991) cita que, a partir do momento em que o homem apropria-se de uma vertente, tendo-a como suporte ou recurso, o que se dá através dos desmatamentos, cortes e aterros, altera suas relações processuais morfodinâmicas, aumentando a ação dos processos erosivos. WOLLE *et al.* (1977) também citam que os desmatamentos e aberturas de cortes tendem a acelerar fortemente as ocorrências de escorregamentos, desencadeando fenômenos menos superficiais, capazes de atingir o maciço rochoso em maiores profundidades. Além dos efeitos causados pela remoção da cobertura vegetal, como já mencionado, os cortes em encostas, quando mal planejados, geram condições propícias à ocorrência de escorregamentos.

FERNANDES *et al.* (1999), analisando o processo de ocupação em Tijuca (RJ), verificaram que a elevada frequência de escorregamentos está intimamente relacionada com o aumento dos cortes para a construção de barracos e outros fatores (esgoto, fossas, etc.), em encostas íngremes situadas no sopé de afloramentos rochosos.

2.2 **Análise de Estabilidade de vertentes**

Segundo FIORI (1995), do ponto de vista teórico, uma vertente se apresenta como uma massa de solo submetida a três campos de forças distintos: o peso do material, o escoamento de água e à força de atrito. O estudo da instabilidade de vertentes deve levar em conta o equilíbrio entre esses três campos de força.

A análise de estabilidade envolve um conjunto de procedimentos visando a determinação de um índice ou de uma grandeza que permita quantificar o quão próximo da ruptura um determinado talude ou uma encosta se encontra, num determinado conjunto de condicionantes atuantes (AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998).

Os métodos analíticos, empregando a teoria do equilíbrio limite, expressam a estabilidade de um talude ou de uma encosta por um Coeficiente de Segurança.

A análise baseada na teoria de equilíbrio limite é a mais utilizada atualmente e considera que as forças que tendem a induzir a ruptura são exatamente balanceadas pelos esforços resistentes. A fim de comparar a estabilidade de taludes em condições diferentes de equilíbrio, define-se o fator de segurança (F_s) como a relação entre a resultante das forças solicitantes e resistentes ao escorregamento. A condição de equilíbrio-limite corresponderia a um fator de segurança unitário.

Os métodos de equilíbrio-limite para a análise da estabilidade de taludes baseiam-se na hipótese de haver equilíbrio limite numa massa de solo, tomada como um corpo rígido - plástico, na eminência de entrar em um processo de escorregamento.

No estudo da estabilidade de vertentes naturais, o coeficiente de segurança (F_s) é definido como a relação entre resistência ao cisalhamento do solo (t) e a tensão cisalhante atuante ou esforço mobilizante (s), ou seja:

$$F = \frac{t}{s} \quad (2)$$

Os métodos de equilíbrio limite partem dos seguintes pressupostos:

- o solo se comporta como material rígido - plástico, isto é, rompe-se bruscamente sem se deformar;
- as equações de equilíbrio estático são válidas até a eminência da ruptura, quando, na realidade, o processo é dinâmico;
- o coeficiente de segurança (F) é constante ao longo da linha de ruptura, isto é, ignoram-se eventuais fenômenos de ruptura progressiva.

2.3 Mapeamentos de Áreas Propensas a Escorregamentos

Observou-se, nos últimos anos, progressos na investigação e documentação dos escorregamentos, em virtude da necessidade de informações sobre a instabilidade das encostas que pudessem ser usadas por planejadores para amenizar os impactos socioeconômicos ocasionados por estes fenômenos, (GUZZETTI *et al.*, 1999; PARISE, 2001).

Segundo FERNANDES e AMARAL (1996), a documentação, como fruto da investigação, procura gerar dados passíveis de análise visando à prevenção de escorregamentos, como também servir de base à modelagem dos processos, facilitando o entendimento da tipologia, magnitude e frequência dos movimentos. Basicamente, estes mapeamentos podem ser divididos em três tipos principais: mapas de inventário, de susceptibilidade e de risco.

- ✓ **Mapas de Inventário:** Segundo CARRARA *et al.* (1995), WESTEN *et al.* (1997) e PARISE (2001), um mapa de inventário de escorregamentos (*landslide inventory map*) representa a distribuição espacial dos movimentos de massa, podendo incluir informações como tipo, tamanho, forma e estado de atividade. Este mapa normalmente é construído com informações obtidas em campo, com fotografias aéreas e imagens de satélite, onde são identificadas as cicatrizes deixadas nas encostas pelos escorregamentos. O mapa de inventário é a base necessária para a produção de mapas adicionais, como mapas de susceptibilidade e de risco de escorregamento. Também podem ser usados como uma forma primária de mapa de perigo (*hazard map*), pois, conforme CARRARA *et al.* (1995), as condições de terreno em que os escorregamentos antigos e recentes ocorrem, geralmente são as mesmas que poderão deflagrar eventos no futuro.
- ✓ **Mapa de susceptibilidade** - elaboração deste mapa tem como ponto de partida o mapa de inventário, onde são analisadas as condições das áreas em que ocorreram os escorregamentos. Após elaboração do mapa de

inventário, são elaborados mapas temáticos contendo informações sobre geologia, geomorfologia, pedologia, uso da terra, entre outros. Posteriormente, em ambiente SIG, é realizada a sobreposição dos mapas, definindo-se as diferentes zonas de susceptibilidade, onde são identificados graus de propensão à ocorrência de escorregamentos (FERNÁNDEZ et al.; 1999; PARISE, 2001; CLERICI *et al.*, 2002). Segundo FERNANDES E AMARAL (1996), este tipo de mapa constitui-se em uma ferramenta indispensável para a amenização das conseqüências geradas pelos escorregamentos, através da elaboração e implementação de estratégias e medidas estruturais apropriadas. Basicamente, este mapeamento fornece informações que são utilizadas para definir níveis potenciais de ocorrência de escorregamentos para uma determinada área

- ✓ **Mapas de risco** – IUGS (*International Union of Geological Sciences*) *Working Group on Landslides* (1997) define risco como uma medida da probabilidade e severidade de um evento adverso sobre a saúde, propriedade e meio ambiente. Desta forma, um mapa de risco ideal deverá fornecer informações não só da probabilidade temporal e espacial, mas também sobre a tipologia e o comportamento do fenômeno, a vulnerabilidade dos elementos expostos e os prováveis custos dos danos (EINSTEIN, 1997; DAI *et al.*, 2002). Entretanto, a elaboração deste mapa é trabalhosa e dispendiosa, pois requer uma constante atualização de grande quantidade de dados, que em muitos casos são difíceis de serem coletados. Qualquer tipo de avaliação e gerenciamento de risco deve levar em consideração os seguintes pressupostos: probabilidade de ocorrência de um escorregamento, comportamento do provável mecanismo de ruptura, risco e vulnerabilidade das pessoas e propriedades frente ao evento adverso, e gerenciamento de estratégias e decisões preventivas e/ou mitigadoras (análise custo-benefício) (LEROI, 1997, DAI *et al.* 2002)

Os métodos de mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos são classificados, basicamente, em heurístico, determinístico e estatísticos:

- ✓ **Método heurístico** - O método heurístico, segundo WESTEN *et al.* (1997), é o mais subjetivo dos métodos onde um especialista decide o tipo e o grau de risco para a área em análise, utilizando o mapeamento direto ou indireto. No mapeamento direto o grau de risco tem como base os levantamentos em campo e o mapa geomorfológico detalhado do terreno. A partir destas informações, são definidas unidades comuns (polígonos) com base nas prováveis causas e fatores de instabilidade. A vantagem deste método é que cada polígono delineado no mapa pode ser avaliado separadamente, baseado nas suas características únicas (CARRARA *et al.*, 1995). Entretanto, é um método que consome grande quantidade de tempo e depende diretamente da experiência e do conhecimento de quem está avaliando. Devido à grande subjetividade presente, tanto na elaboração do mapa geomorfológico quanto na determinação dos pesos das classes e parâmetros, o mapa de susceptibilidade final apresenta alto grau de incerteza. Além disso, a reprodução do mesmo fica comprometida em função das regras de decisões que podem variar amplamente entre pesquisadores (CARRARA *et al.*, 1992; ARDIZZONE *et al.*, 2002).

- ✓ **Método determinístico** - O método determinístico, conforme WESTEN *et al.* (1997) e DAI *et al.* (2002), tem como base os modelos hidrológicos e de estabilidade, que levam em consideração informações detalhadas das encostas baseadas nos princípios de mecânica de solos. Este método busca eliminar a subjetividade quantificando os graus de risco em valores absolutos, como por exemplo, através do fator de segurança (*Safety Factor*) (BARREDO *et al.*, 2000). Este fator é definido, basicamente, pela relação entre as forças de resistência ao cisalhamento e as de tensão cisalhante, onde são mensurados parâmetros como coesão, ângulo de atrito interno, profundidade das camadas de solo, poro-pressão e altura do nível freático. Na verdade, a maioria dos parâmetros que integram os modelos de estabilidades são obtidos com mensurações em campo e em laboratório. Os modelos de estabilidade são bem aplicados em mapeamentos de grande escala, principalmente com o objetivo de direcionar obras de engenharia em planos de contenção de encostas (WESTEN *et al.*, 1997).

A grande desvantagem deste método está no alto grau de simplificação, principalmente para mapeamentos em escala média e regional, devido à grande variabilidade dos parâmetros geotécnicos. Desta forma, o desempenho do método depende totalmente da quantidade e da qualidade dos dados coletados (FERNANDES *et al.*, 2001).

- ✓ **Método Estatístico** - O método estatístico, segundo CARRARA *et al.* (1995), WESTEN *et al.* (1997) e GUZZETTI *et al.* (1999), tem como princípio a existência de relações entre os fatores condicionantes de instabilização (litotipos, cobertura vegetal, uso do solo, formas das encostas, declividade, etc.) e a distribuição dos escorregamentos antigos e recentes na paisagem. A partir da combinação estatística destes fatores são determinados os graus de risco para as áreas livres de escorregamentos, ou seja, assume-se que os fatores que causaram a instabilidade para determinadas áreas correspondam aos mesmos que poderão gerar escorregamentos futuros em outros pontos nas encostas. Pode-se dizer que este método divide-se em duas análises estatísticas principais: a bivariada e a multivariada. Ambas as análises utilizam a frequência ou a densidade de escorregamento por classe para a determinação dos pesos. A diferença básica entre as duas análises resume-se no fato de que a bivariada considera o peso de cada classe e de cada parâmetro de análise utilizando técnicas de inferência. Enquanto que a multivariada considera para cada unidade amostral (polígono ou pixel) a presença ou ausência de escorregamento, gerando uma matriz de dados que é exportada e analisada em um pacote estatístico (regressão múltipla, análise discriminante, etc.). Segundo os autores acima citados, a confiabilidade do método também depende da quantidade e da qualidade dos dados. Outros agravantes, como a definição errônea das variáveis independentes (parâmetros geoambientais), podem comprometer a relação custo/benefício do mapa de susceptibilidade final.

CAPÍTULO 2

DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1. Localização

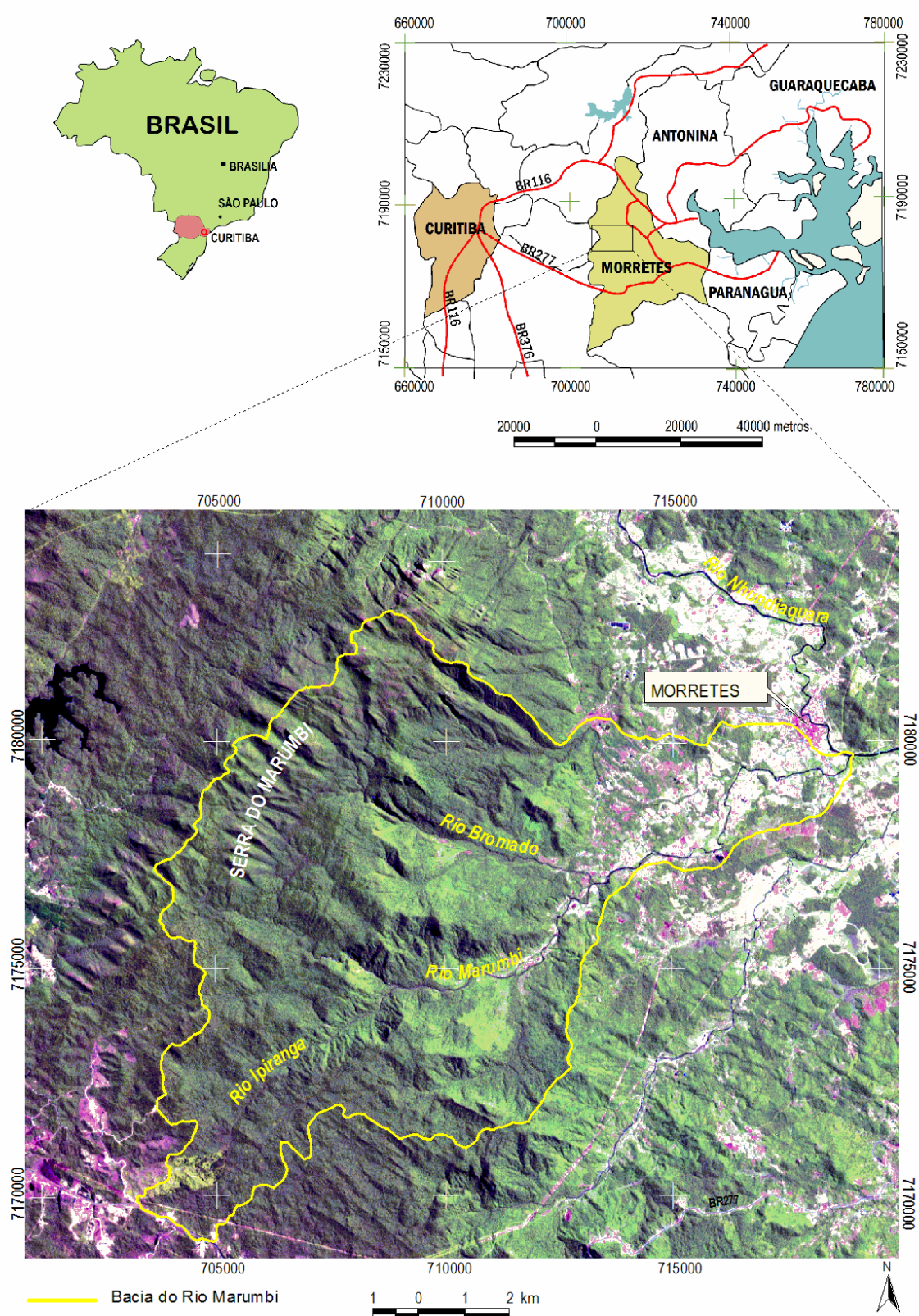
A bacia do Rio Marumbi localiza-se no Município de Morretes, distante cerca de 70 Km de Curitiba, entre as coordenadas 25°27' - 25°36' de latitude sul e 48°58' - 48°48' de longitude oeste. Possui uma área de abrangência de 102,8 km² e faz parte do Parque Estadual do Marumbi, uma área de proteção ambiental. O rio principal tem suas nascentes na Serra do Marumbi e deságua no Rio Nhundiaquara, importante rio para a cidade de Morretes (figura 6).

Os principais acessos à área se fazem pela rodovia BR-277 e pela estadual PR 408. Ou então pela BR-116, Curitiba São Paulo, seguindo pela estrada da Graciosa (PR-411). O acesso também é possível pela Ferrovia Curitiba – Paranaguá.

Pode-se identificar na área de abrangência da bacia do Rio Marumbi duas unidades morfológicas bem distintas: a Serra do Mar e a Planície Litorânea.

A Serra do Mar, no Estado do Paraná, constitui a zona limítrofe entre o Primeiro Planalto e a Planície Costeira. Representa o principal divisor de águas entre os cursos d'água que drenam para o litoral e aqueles que correm para o interior como formadores dos tributários do Rio Iguaçu. A planície litorânea apresenta relevo plano e suave ondulado, com declividades pouco acentuadas, entre 0 e 5% e altitudes inferiores a 40 metros, formadas por sedimentos recentes do Quaternário.

FIGURA 6 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO



2. Aspectos geológicos – geomorfológicos

O complexo sistema montanhoso da Serra do Mar se caracteriza por um relevo muito acidentado, com fortes declividades, geralmente superior a 30% e elevada amplitude altimétrica, variando de 200 a 1500 metros (OKA FIORI & CANALLI, 1987).

Segundo CORDANI e GIRANDI (1967), a Serra do Mar é uma serra marginal de borda de planalto, com um desnível acentuadamente maior para o lado do oceano do que para o lado continental, mas possuindo taludes e vertentes abruptas nos dois flancos. O relevo no domínio dessa unidade é bastante acidentado, com vales profundos, estreitos e vertentes rochosas muito íngremes. Os cursos d'água principais estão encaixados em linhas de falha e de fraturas, conferindo à drenagem subsequente um padrão retangular, às vezes, angular. Os blocos graníticos formam espigões alongados, salientes a topografia, orientados principalmente na direção NE-SW, exibindo um fraturamento característico. As partes mais baixas da Serra do Mar são ocupadas por rochas gnáissicas-migmatíticas na forma de morros sub-arredondados, muito recortados e com uma drenagem pouco subordinada às linhas tectônicas.

Na Serra do Mar, os granitos e os migmatitos são os dois tipos litológicos predominantes (figura 7). Em menor proporção são encontrados seqüências vulcânicas ácidas e seqüências sedimentares do Eo-Paleozóico, quartzitos, diques de diabásio e depósitos colúvio-aluvionares do Quaternário. Com exceção destes últimos, toda a seqüência litológica tem sua gênese associada aos ciclos tectônicos-orogênicos antigos que orientaram as principais direções em que se dispõe o conjunto morfo-estrutural nesta porção da Serra do Mar. As direções estruturais de foliações nos gnaisses e migmatitos são dominantes NE-SW (FUCK, *et al.*, 1969). Ainda segundo estes autores, a tectônica rígida contribui para os alinhamentos estruturais no rumo N50W, com um cerrado sistema de fendas que em sua maior parte foram preenchidas com diques de diabásio do Jurássico-Cretáceo. Em períodos subsequentes, a tectônica rígida continuou sua ação no sentido de reativação de falhas antigas, com a elevação e afundamento de blocos, dando origem à configuração das principais linhas da paisagem morfoestrutural atual.



Ocorrem também rochas graníticas componentes de consideráveis extensões da Serra do Mar, e na área em estudo é representada pela Serra do Marumbi.

Durante os períodos Jurássico-Cretáceo produziu-se, ainda, a intrusão de numerosos diques básicos (diabásio, diorito pórfiro, microdiorito), os quais aproveitaram um sistema de fraturas profundas e paralelas, com orientação geral N40-60W, para se alojar. Os fenômenos de erosão e deposição passaram a produzir um efeito significativo no modelado do relevo, sob o condicionamento das flutuações climáticas, pelas oscilações do nível do mar além das forças tectônicas atuantes, resultando na paisagem atual.

Com influência dessas tipologias encontradas na área em estudo, na Serra do Mar, predominam os solos cambisolos álicos, desenvolvidos em relevos montanhosos, em remanescentes de pediplano e em campos de alta altitude. Ocorrem associações de cambisolos, solos litólicos álicos e os afloramentos de rocha com predominância da influência de rochas graníticas. Nas áreas onde são encontrados exclusivamente solos cambissolos álicos, há a predominância de migmatitos e outras rochas do embasamento. A textura destes solos é argilosa (EMBRAPA & IAPAR, 1984).

Os solos de natureza variada desenvolvidos sobre os maciços respondem a características do substrato e a fatores mutuamente interativos definidos pela vertente e pela drenagem do maciço, pela proteção e interação com a floresta, pelas condições de umidade e insolação e pelo tempo de residência. Também a presença de solos remanescentes de paisagens pretéritas, testemunhos de condições fisiográficas e bióticas diversas, afetam a presente distribuição dos solos.

Na Planície Litorânea, o relevo é muito suave, com pequenas ondulações e altitudes, que somam alguns metros acima do nível do mar. São comuns os morros isolados e espigões, que se destacam na topografia ou formando pequenos maciços na planície sedimentar. Estes corpos são constituídos de rochas pré-cambrianas ou de diques de diabásio. Entre pequenos maciços ou blocos isolados existem níveis de sedimentos embutidos em largos alvéolos irregulares, refletindo a sedimentação intermontana em certas fases do Quaternário (figura 7).

Os depósitos de colúvio aparecem no sopé das vertentes da Serra do mar, e os depósitos aluvionares ao longo dos vales dos principais fluxos d'água e sobre a

planície aluvial do Rio Nhundiaquara, situada a noroeste da área de estudo. Ambas as formações são constituídas por sedimentos não consolidados, de origem predominantemente terrígena. Em grande parte, trata-se de siltes e argilas que formaram depósitos coluviais caracteristicamente sem estrutura sedimentar, oriundos de deslizamentos de materiais em grande escala, provenientes do profundo manto de decomposição das rochas do substrato. Por vezes, aparecem aluviões fluviais de caráter mais arenoso e leito de cascalho. Tal fenômeno ocorre principalmente ao longo dos rios (CORDANI & GIRARDI, 1967). Sob a denominação coluviões incluem-se sedimentos associados às vertentes da serra, nos quais não se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade.

Aos aluviões associam-se depósitos de várzea e de talude. Os primeiros são depósitos de sedimentos inconsolidados, de pequena espessura, aparecendo em áreas restritas ao longo de alguns rios, sendo constituídos por siltes e argilas, em parte turfosos e com areias de diversas granulações, aparecendo também leitos de cascalho, onde predominam seixos de quartzo e quartzito, bem selecionados e arredondados, indicando transporte efetivo. Os aluviões cobrem extensas áreas da planície litorânea, e na área em estudo encontra-se ao longo das encostas inferiores da Serra do Marumbi. São constituídos por sedimentos de deposição fluvial, predominando termos arenosos e leitos de cascalho.

Na Planície Litorânea os solos ocorrem sob relevo plano e com alto grau de umidade, sendo observado na bacia do Rio Marumbi, os solos hidromórficos gleyzados indiscriminados, desenvolvido a partir da meteorização de sedimentos aluviais ou colúvio aluviais do Quaternário, ocorrendo nas partes baixas e abaciadas do relevo plano.

Intrusões de diques de diabásio associados ao vulcanismo mesozóico, estão presentes em toda a área da bacia em estudo, cortando tanto os granitos como os migmatitos. Essas intrusões apresentam disposição vertical ou quase vertical com relação às rochas encaixantes, preenchendo fraturas de direção preferencialmente noroeste.

Em decorrência de sua maior resistência em relação principalmente aos migmatitos encaixantes, os diques constituem cristas alongadas que ressaltam na topografia, porém formando vales nos maciços graníticos. Possuem cor variada de cinza a preto, granulação média a fina.

3. Aspectos de cobertura vegetal

A região em estudo apresenta diversas tipologias vegetacionais sob influência atlântica, definidas pela ação combinada dos fatores ambientais, clima, geologia, relevo e solos.

Segundo MAACK (1961), a floresta que conquistou a maior parte do território do Estado do Paraná, o fez sob fatores climáticos predominantes no Quaternário recente. Este período, que se estende até a atualidade, caracteriza-se pelas grandes flutuações climáticas e pela ocorrência de glaciações, que interferiram significativamente na distribuição da vegetação em todo o planeta.

O clima sub-tropical úmido mesotérmico com verão quente, sujeito a geadas pouco freqüentes, característico da região, favorece a uma formação florestal tropical, chamada Floresta Ombrófila Densa.

Denomina-se Floresta Ombrófila Densa a vegetação perenifólia que ocupa as regiões costeiras do Brasil (planícies e Serras) e amazônica, caracterizadas pelas elevadas temperaturas (médias de 25°C) e chuvas bem distribuídas ao longo do ano (0 a 60 dias seco), sem períodos secos. O período vegetativo é ininterrupto. Este tipo de vegetação, que apresenta brotos foliares sem proteção contra secas e baixas temperaturas, é caracterizado por macro e médios fanerófitos, além de lianas lenhosas e epífitas em abundância que o diferencia das outras formações. Os indivíduos arbóreos de altura média, entre 25 e 30m, estão densamente dispostos (IBGE, 1992; RODERJAN, 1994; LACERDA, 1999).

A vegetação da Serra do Mar, no Estado do Paraná, e por conseguinte, na área em estudo, pode ser caracterizada seguinte da maneira:

- floresta ombrófila submontana ou do início da encosta (a partir da planície litorânea até aproximadamente 650 m de altitude): vegetação exuberante, diversificadas, sobre solos mais profundos e influenciada pelas massas de ar quentes e úmidas vindas do oceano Atlântico, onde a ocorrência de geadas é praticamente inexistente.

- floresta ombrófila montana ou do meio das encostas (entre 650 e 1200 m de altitude): ainda exuberante, porém levemente mais empobrecida e sujeita à ocorrência de geadas inverniais e aos maiores índices de precipitação do sul do Brasil. Encontra-se, contudo, melhor conservada que o nível submontano.
- floresta ombrófila altomontana ou do alto das encostas (entre 1200 e 1500 m de altitude): mais conhecida como “matinhas nebulares”, apresentam acentuada redução em porte e diversidade, cujas árvores são características por serem baixas e retorcidas com troncos cobertos de musgos, em função da pouca espessura de seus solos e da elevada umidade do ar.
- campos de altitude e vegetação rasteira (acima de 1500 m de altitude): acima do limite das florestas altomontanas predominam formações herbáceas muito características e igualmente bem conservadas, onde só sobrevivem plantas extremamente adaptadas às rígidas condições ambientais (solos muito rasos, ventos constantes, radiação intensa e baixas temperaturas inverniais).

Para RODERJAN *et al* (2002), atualmente as formações florestais da planície litorânea e das encostas menos elevadas da Serra do Mar (ate 600 m de altitude) são predominantemente secundarias. Já a Floresta Ombrófila Densa Montana (600 a 1200m de altitude) foi submetida quase exclusivamente à extração seletiva, estando relativamente bem conservada. Os autores consideram que somente as florestas alto-montanas, os campos e a vegetação rupestre do alto das serras encontram-se integras. Na atualidade, portanto, a Floresta Ombrófila Densa se caracteriza como uma formação aparentemente homogênea, mas que na verdade é encontrada por inúmeras comunidades secundarias em diferentes fases sucessivas, fruto do uso antrópico e de catástrofes naturais a que o ambiente é submetido, formando um mosaico.

FIGURA 8 – CARACTERÍSTICAS DA ÁREA EM ESTUDO



a) Região da Serra do Mar – aspecto das cristas angulosas e elevada amplitude altimétrica.



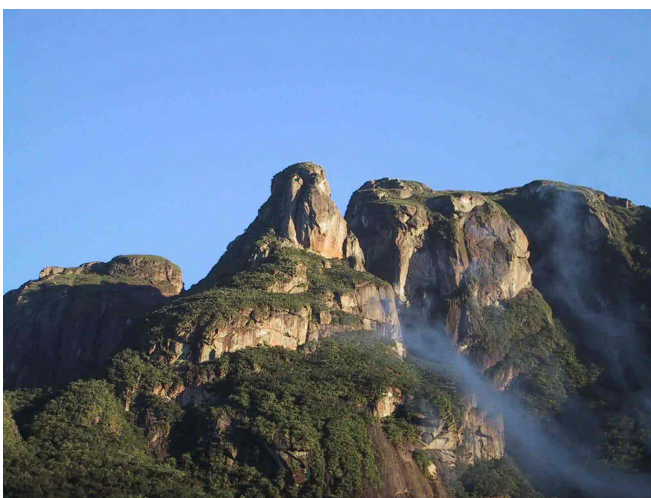
b) Região de Planície – relevo plano e suave ondulado e altitudes inferiores a 40m.



c) Rio Marumbi – a montante. Observa-se a formação de corredeiras.



d) Rio Marumbi – a jusante, na planície, onde verifica-se um menor gradiente hidráulico.



e) Pico do Marumbi, acima de 1500m de altitude. Maciço granítico, onde se observa também a vegetação rasteira, desenvolvida em solo muito raso.



f) Floresta Ombrófila Densa Altomontana – formações florestais em altitudes acima de 1200m, com porte arbóreo reduzido (de 3 a 7 metros).



g) Floresta Ombrófila Densa Submontana – formações florestais que ocupam o início das encostas, de 20 a 600m de altitude, com árvores de até 30 m.



h) Campos de altitude e vegetação rasteira, geralmente acima de 1200m no topo da Serra do Mar, em afloramentos rochosos.

4. Clima

A região da Serra do Mar apresenta um zoneamento climático fortemente influenciado pela compartimentação regional do relevo e pelo desnivelamento altimétrico, que produz descontinuidades no padrão de distribuição espacial e temporal dos regimes de precipitação e de temperatura. Isto se deve, principalmente, ao efeito “orográfico”, ou seja, relativo à grande variação topográfica do relevo da Serra do Mar (desde o nível do mar até mais de 2.000 m), que atua sobre o comportamento dos sistemas frontais, principais responsáveis pela pluviosidade regional (BIGARELLA, 1978).

Além disso, ocorre o impacto direto dos sistemas frontais (“frentes frias”) provenientes do Atlântico Sul/Antártica sobre a região litorânea, na qual as íngremes escarpas e as montanhas funcionam como barreiras que dificultam a passagem deste fenômeno climático. Decorre, então, regionalmente, uma forte sazonalidade do regime das precipitações devido ao impacto das “frentes frias” ser mais intenso durante os meses quentes de verão (novembro a março), quando se concentra a estação chuvosa provocada pelo contraste térmico, e gerar, por outro lado, uma estação um pouco mais seca durante os meses de inverno - maio a agosto. Outro fenômeno comum durante os meses de verão é a marcante atuação das chuvas convectivas, que se precipitam durante à tarde e/ou à noite, a partir da forte evaporação gerada pelo aquecimento diurno.

A classificação climática regional corresponde ao tipo de clima subtropical úmido mesotérmico, nas partes elevadas, acima dos 800-1.000 m s.n.m., o clima regional, Cfa da Serra do Mar, passa a ser do tipo Cfb, em razão da diminuição da temperatura média do mês mais quente para menos que 22°C.

Nas partes altas da serra registra-se também um aumento muito significativo na velocidade dos ventos (MAACK, 1968; RODERJAN, 1994).

A escarpa da Serra do Mar constitui uma barreira natural para os ventos alíseos úmidos vindos do SE que, em razão dessa interceptação, condensam-se e formam uma cobertura nebulosa freqüente, tendo como precipitação total valores superiores a 3.000 mm anuais para as encostas elevadas e os cumes (RODERJAN, 1994).

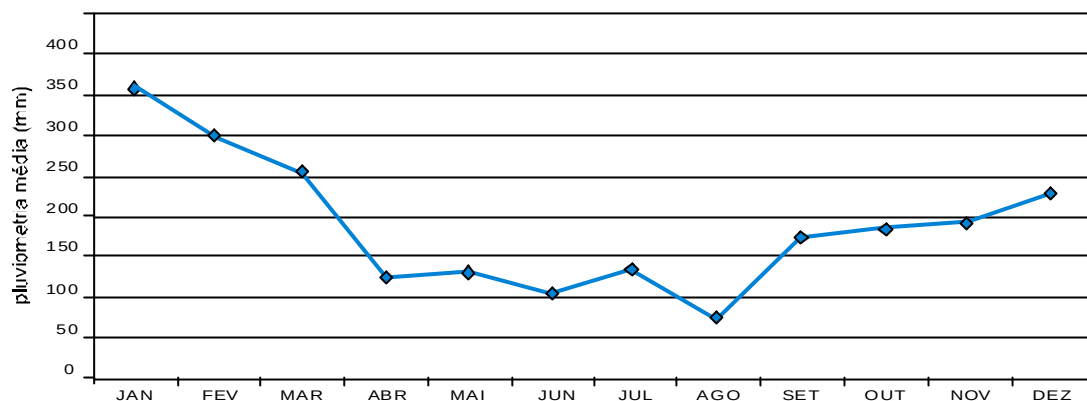
A temperatura média anual na região varia entre 20,8 e 22° C. Conforme já mencionado, a grande variação topográfica do relevo da Serra do Mar gera uma marcada variação na intensidade de precipitação da região produzindo intensidades médias anuais relativamente inferiores na zona limite entre a Serra do Mar e o Primeiro Planalto (1500 a 2.000mm) e nas regiões baixas de planície (2.000mm), e valores mais elevados na zona montanhosa litorânea (2.000 à >2.500mm), sendo esta variabilidade aguçada no verão, conforme registros apresentados em SUDERHSA (1998).

A maior média anual de precipitação (período 1975 - 1994), superior a 3.400mm, tem sido reportada para região próxima ao Pico Marumbi (MANTOVANELLI, 1999). As maiores precipitações ocorrem nos meses de verão e as menores no inverno. Aproximadamente 40% da chuva anual ocorre nos três meses mais chuvosos (janeiro, fevereiro, março) e somente 15% nos meses secos (junho a agosto). Além disso, no verão, a precipitação média diária é cerca de três vezes superior à verificada no inverno e a ocorrência de dias sem chuva reduzida (<40% do total), enquanto que no inverno representa mais do que 60% do período.

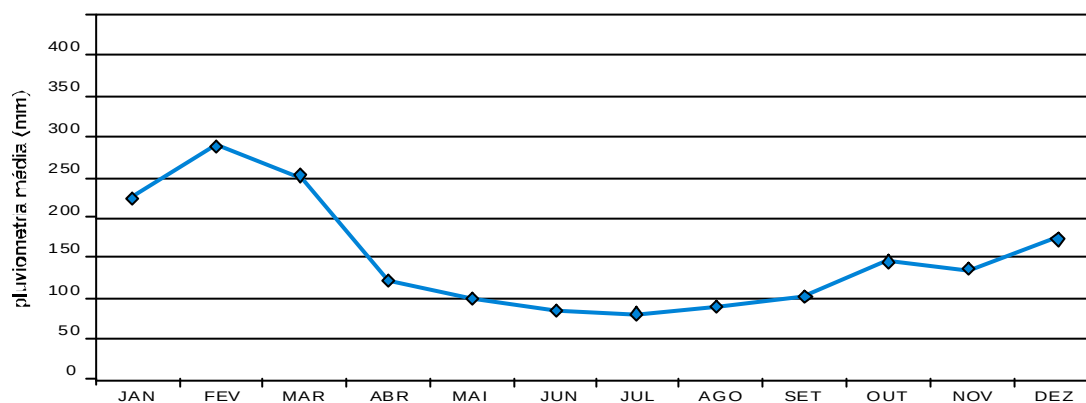
Segundo dados pluviométricos fornecidos pela SUDERHSA, a média de precipitação anual para o período de 1940 a 2004 é de 1978mm/ano (estação Morretes - código ANEEL 02548000 - ponto de coordenadas 25°28'00" e 48°49'59" altitude 8m – município de Morretes). O mês mais chuvoso, para as décadas de 40 a 80 foi fevereiro, e para o período entre 1981 e 2004, o mês de maior índice pluviométrico foi janeiro, conforme pode ser observado nos gráficos da figura 9.

A maior evaporação direta ocorre nos meses mais quentes, de novembro a março, sendo reduzida nos meses de inverno. As menores razões E/Pm (evaporação/precipitação) médias mensais, determinadas a partir das séries históricas, ocorrem nos meses de verão, sendo incrementadas em 2,8 a 4,5 vezes no inverno, quando apresentam uma maior variabilidade inter-anual. Embora a evaporação seja de 25 a 30% inferior no inverno com relação ao verão, períodos de seca prolongados, verificados em alguns anos, acarretaram altas razões E/Pm (MANTOVANELLI, 1999).

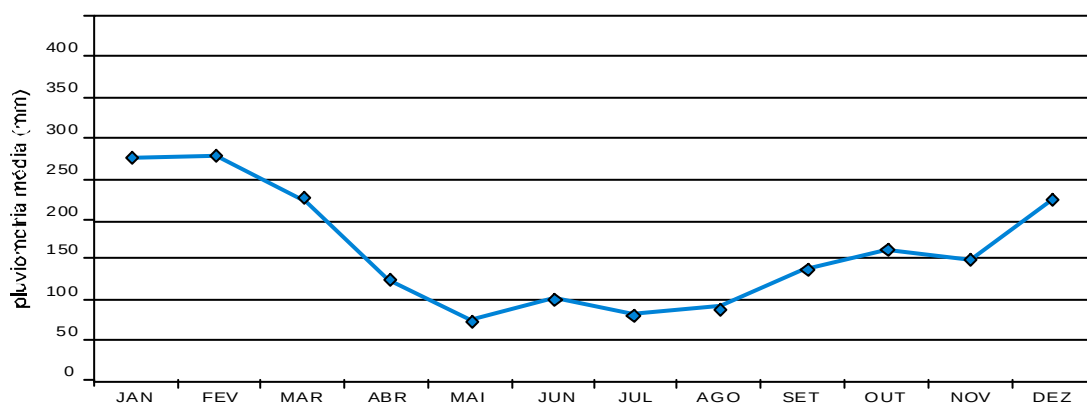
FIGURA 9 – ÍNDICES PLUVIOMÉTRICOS MULTIANUAIS PARA TRÊS PERÍODOS DIFERENTES



Período: 1940 a 1960



Período: 1961 a 1980



Período: 1981 a 2004

FONTE: ELABORADOS À PARTIR DE DADOS FORNECIDOS PELA SUDERSHA, ESTAÇÃO MORRETES, CÓDIGO ANEEL 02548000.

Ainda segundo dados de MANTOVANELLI (*op cit.*), nos três meses mais chuvosos de verão (janeiro a março) a evaporação média representa de 10 a 40% da precipitação média, enquanto nos meses mais secos perfaz de 60 a 150%. Desta forma, a importância relativa da evaporação na redução do escoamento superficial é maior nos meses secos.

Certamente a verificação das diferenças na distribuição das chuvas e temperaturas permitiriam distinguir áreas distintas para uma melhor avaliação qualitativa da região.

CAPÍTULO 3

MÉTODOS E MATERIAIS

1. Métodos

O procedimento metodológico adotado neste trabalho consistiu em trabalho de escritório, de laboratório e de campo, podendo ser agrupados da seguinte forma:

- ✓ Estudos bibliográficos e compilação de dados existentes;
- ✓ Preparação de bases cartográfica em meio digital;
- ✓ Processamento, análise e interpretação de imagens de satélite, fotografias aéreas e modelos digitais;
- ✓ Coleta e análise em laboratório de dados de campo;
- ✓ Aplicação da equação em ambientes SIG para cálculos do fator de segurança;
- ✓ Validação dos resultados obtidos através de análises estatísticas.
- ✓ Discussão da proposta metodológica desenvolvida no trabalho.

Para a cartografia dos índices de segurança de uma vertente, foram considerados os diversos mapas temáticos preparados em meio digital: base topográfica, modelo digital de elevação, mapa geológico; mapa geomorfológico, com detalhamento da declividade e tipos de vertente; mapas de solos, características físicas e mineralógicas, mapa de vegetação, com a caracterização das principais

formações vegetais, e mapa de uso e ocupação atual do terreno.

Os parâmetros considerados foram analisados em conjunto e integrados em ambiente SIG, para o cálculo do fator de segurança de uma vertente, visando como resultado dados cartografados.

Atividades de escritório e de campo, que se interligam, foram realizadas com o objetivo de levantamento das características gerais da área de estudo e realização de trabalhos sistemáticos de campo.

Os trabalhos de campo foram realizados primeiramente para um reconhecimento geral da área, com atualização e complementação das informações já existentes. Foram identificadas e caracterizadas as feições de movimentos de massa e os processos erosivos.

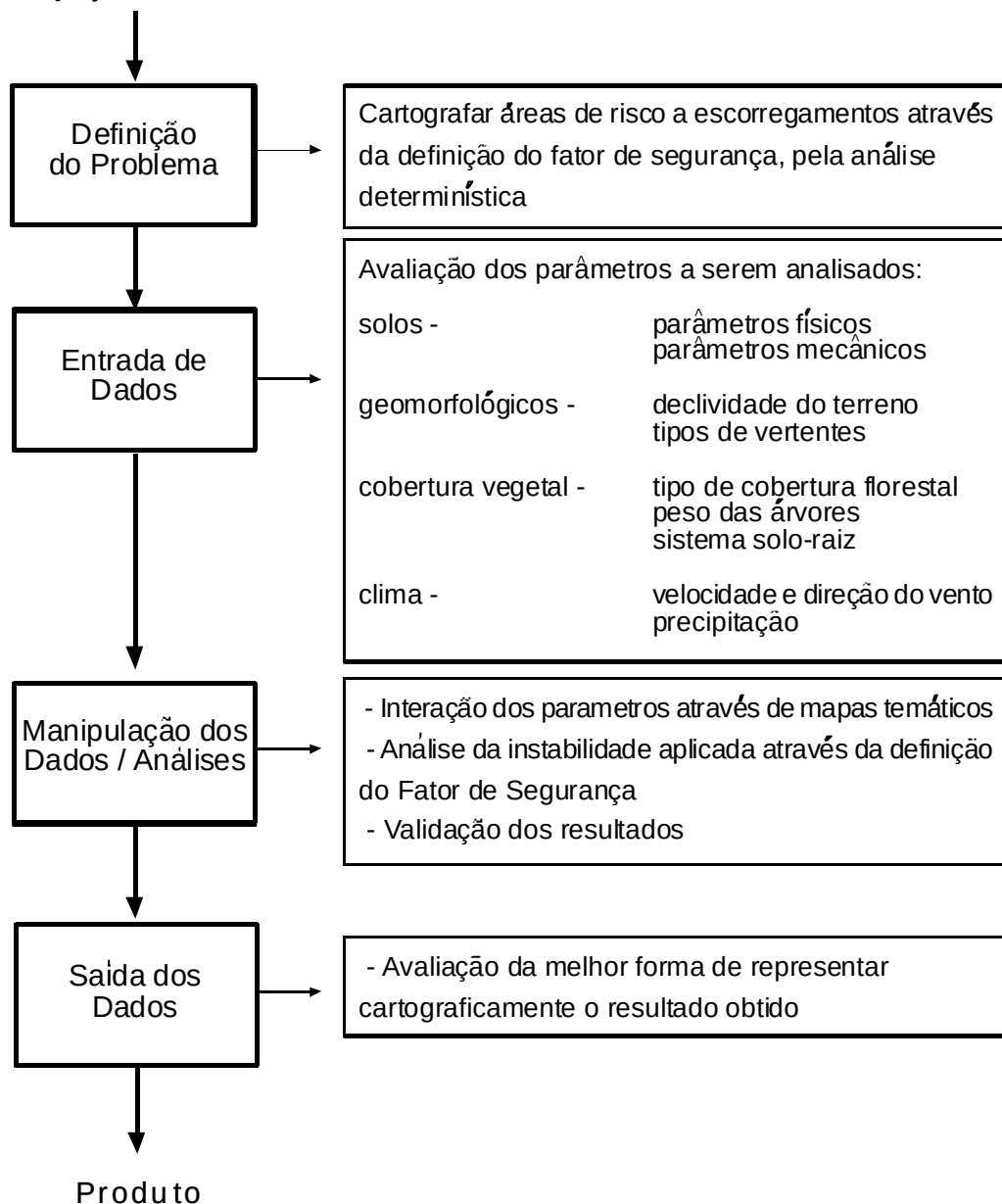
Em uma outra etapa de trabalho de campo foram coletados amostras de solo para ensaios de laboratório, segundo prévia programação, em função dos tipos de solo. Por meio de ensaios de laboratório foi determinado parâmetro físico e mecânico dos solos, como ângulo de atrito interno e da coesão, levando-se em conta o equilíbrio entre campos de força.

A análise para determinação do fator de segurança (F_s) foi efetuada através do método determinístico, baseado no conceito de equilíbrio-limite.

Considerando a existência de uma meta a ser atingida por intermédio da apresentação de um produto, NYERGES (1993) propõe que os sistemas SIG sejam visualizados através de um diagrama de fluxo seqüencial cujo processo consiste em 4 fases. Com base nesse diagrama de fluxo seqüencial foi criado um fluxograma contemplando os procedimentos adotados no decorrer deste trabalho, apresentado na figura 10.

FIGURA 10 - FLUXOGRAMA DOS PROCEDIMENTOS ADOTADOS NO DECORRER DESTE TRABALHO.

Projeção da Meta



FONTE: MODIFICADO DE NYERGES (1993).

1.1 Método de análise da estabilidade de vertentes

Para atingir o principal objetivo proposto, o desenvolvimento de uma abordagem quantitativa para analisar a estabilidade de vertentes e elaboração do mapeamento de índices de segurança, utilizou-se de métodos determinísticos baseados na teoria do equilíbrio-limite.

A teoria do equilíbrio-limite se baseia na hipótese de haver equilíbrio numa massa de solo, considerada um corpo rígido plástico, estando a mesma na eminência de entrar em um processo de escorregamento (MASSAD, 2003). A teoria considera que as forças que tendem a induzir à ruptura ou o movimento, são balanceadas pelas forças resistentes.

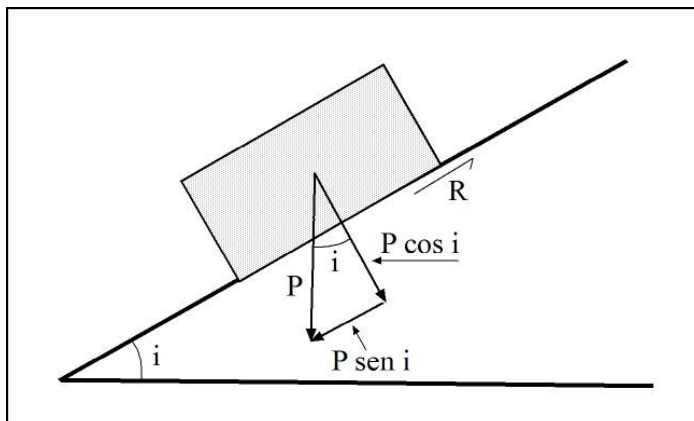
As condições de estabilidade são dadas por um fator de segurança que representa a razão das forças favoráveis e as forças resistentes. Enquanto as forças favoráveis ao movimento não ultrapassarem as forças de resistência ao movimento, o solo não se moverá. A razão entre essas duas forças é o Fator de Segurança (F_s), ou seja:

$$F_s = \text{Forças resistentes} / \text{Forças favoráveis}$$

A teoria do equilíbrio-limite considera que as forças que tendem a induzir à ruptura, ou o movimento, são balanceadas pelas forças resistentes. Em um bloco apoiado sobre um plano inclinado de um ângulo (i) (como exemplificado na figura 11), identificam-se os vetores que atuam em prol do movimento, sendo a componente tangencial ($P \cdot \sin i$) e a componente normal, atuante perpendicularmente à base do bloco ou a superfície de escorregamento, é igual a ($P \cdot \cos i$).

A força resistente à movimentação (R) é dada por $R = \tau A$, onde (τ) é a resistência ao cisalhamento do contato bloco-plano e, pela lei de Coulomb, $\tau = c + \sigma_n \cdot \tan f$, onde (A) é a área da base do bloco, (c) a coesão e (f) o ângulo de atrito interno, no contato bloco/superfície de apoio.

FIGURA 11 – DECOMPOSIÇÃO DA FORÇA (P) EM SUAS COMPONENTES TANGENCIAL E NORMAL E A FORÇA DE RESISTÊNCIA (R) FONTE: FIORI & CARMIGNANI, 2001



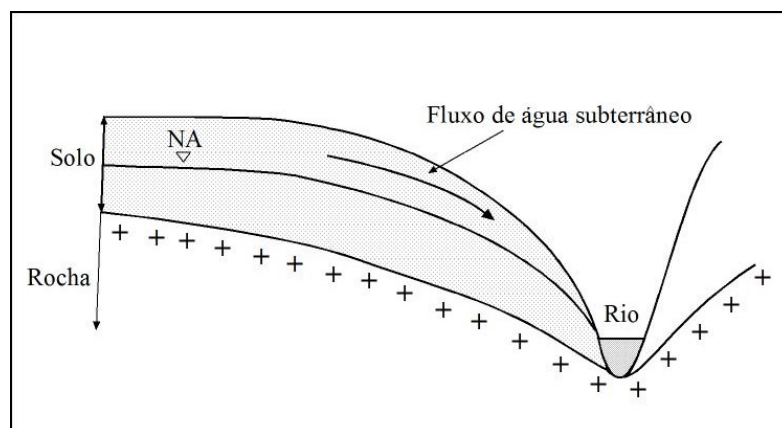
Na condição de equilíbrio limite e, para $c = 0$, o fator de segurança (F_s) é igual a unidade, pois $i = f$. Valores de (F_s) maiores que a unidade, e portanto, com $i < f$, indicam que as forças resistentes são maiores que as forças solicitantes, e com isso, o talude está em equilíbrio. Por outro lado, valores de (F_s) menores que a unidade, e portanto com $i > f$, indicam que as forças solicitantes são maiores que as resistentes, e assim, o maciço estará em desequilíbrio. Em resumo, para o maciço estar em condições de equilíbrio, deve ter $i = f$, ou seja:

$$F_s = \frac{tgf}{tgi} \quad (3)$$

Para análise em questão, considerou-se que os taludes são de extensão ilimitada, com percolação de água paralela à vertente. Do ponto de vista prático, qualquer talude de grande extensão, e com perfis de solo essencialmente do mesmo tipo, pode ser considerados como um talude de extensão ilimitada (DUNN, ANDERSON e KIEFER, 1980).

Levando-se em consideração os efeitos da água dentro do talude, que induz ao surgimento da força de percolação e da pressão neutra, admite-se que as linhas de fluxo são paralelas à superfície do talude, como é representado, de forma esquemática, na figura 12, situação que ocorre na parte inferior de taludes naturais.

FIGURA 12– FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA PARALELA À SUPERFÍCIE DO TALUDE NATURAL



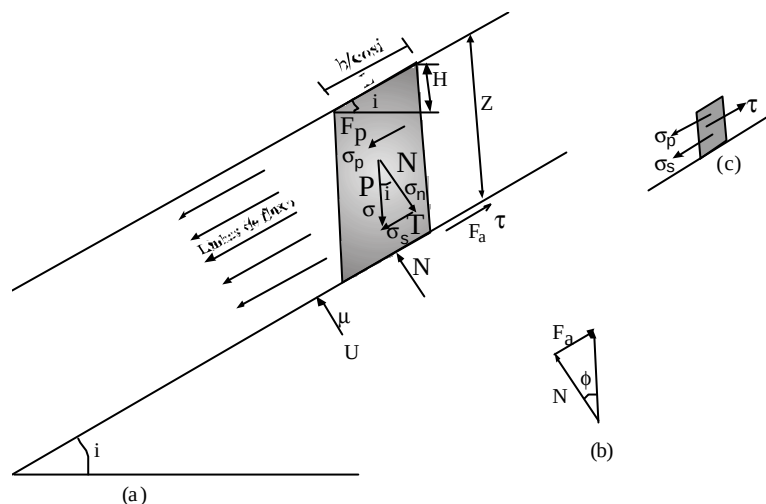
FONTE: FIORI & CARMIGNANI, 2001

Nesta situação, considera-se que a rede de fluxo da água corre paralela a encosta, com linhas equipotenciais perpendiculares à mesma. A água que precipita sobre a bacia (ou setor da bacia) de drenagem, se infiltra no solo e, quando este atinge o grau de saturação, inicia-se o processo de escoamento superficial. Admite-se que o fluxo é direcionado paralelamente a declividade, e a espessura e a condutividade hidráulica do solo determinam a capacidade do mesmo para conduzir a água a jusante através da encosta.

A pressão de percolação resulta da ação da água infiltrada no solo, que ao se movimentar induz, por atrito viscoso, pressões de arraste nos grãos do solo, na direção do movimento. Essa pressão depende da altura do nível da água do solo e, portanto, atingirá um valor máximo no final de um período chuvoso, devido ao acúmulo de infiltrações de várias chuvas, e um valor mínimo, no final do período seco, quando o nível freático alcança valores mínimos.

A figura 13 representa a decomposição das forças atuantes sobre um talude de espessura (Z), inclinação (i), e com rede de fluxo de água em toda sua profundidade. Por este esquema é possível identificar as forças que induzem ao movimento, que são: a tensão cisalhante (σ_s), derivada da decomposição da pressão vertical (σ_v) exercida pelo próprio peso do solo (P); e a pressão de percolação (σ_p). A tensão normal (σ_m) é anulada por uma força de sentido contrário e de igual intensidade, conforme enunciado pela 3ª Lei de Newton. A força se opõe ao movimento, definida por Coulomb (τ), resulta da força de atrito (F_a).

FIGURA 13 – FORÇAS ATUANTES EM UM TALUDE, COM FLUXO DE ÁGUA
 F_p = FORÇA DE PERCOLAÇÃO



NOTA: Em (a) distribuição das forças que atuam em um talude com percolação de água; em (b) decomposição da pressão τ resultante do atrito; e em (c) decomposição da pressão vertical σ_v .
 FONTE: FIORI & CARMIGNANI (2001)

Em se tratando de um sistema com presença de água, é necessário ajustar os valores das tensões atuantes eliminando de cada uma delas a força exercida pela pressão neutra (μ). Assim, a força (P) é reduzida a um valor efetivo (P_e) quando eliminado dela o peso exercido pela coluna de água, como rege o Empuxo de Arquimedes. Uma vez que a força (P) determina as tensões (σ_v) e (σ_n), essas também são modificadas pela ação da água, assumindo valores efetivos (σ_{ev}) e (σ_{en}) e conseqüentemente, a tensão cisalhante também se torna efetiva (σ_{ev}).

A força exercida pela rede de fluxo de água (F_p) considera a inclinação da vertente (i), o volume de solo percolado e o peso específico da água (γ_a). A tensão de percolação (σ_p) resulta da distribuição desta força pela área. Uma vez que esta pressão esta diretamente relacionada com a altura do nível de água no solo, seu valor máximo será atingido geralmente no final de períodos chuvosos, quando do acúmulo de infiltração de várias chuvas, e seu valor mínimo será estabelecido ao final de períodos secos, quando o nível freático alcança seus menores valores.

No caso da vertente não estar saturada e o nível do lençol freático atingir uma altura (h^2) acima do plano de escorregamento, como mostra a figura 14, tem-se que:

$$s_{ve} = (h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub}) \cos i \quad (4)$$

$$s_{en} = (h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub}) \cos^2 i \quad (5)$$

$$s_{es} = (h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub}) \text{seni} \cos i \quad (6)$$

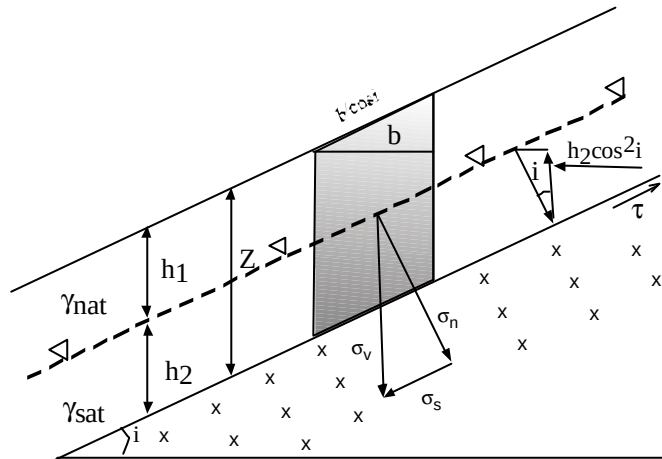
a pressão de percolação é dada por:

$$s_p = h_2 g_a \text{seni} \cos i \quad (7)$$

A equação de Coulomb é igual a:

$$t = c + s_{en} \text{tg} f \quad (8)$$

FIGURA 14– PARÂMETROS ENVOLVIDOS NA ANÁLISE DE UMA VERTENTE INFINITA, COM ALTURA DO LENÇOL FREÁTICO (h_2) E FLUXO PARALELO À VERTENTE



FONTE: FIORI & CARMIGNANI (2001).

Com estas definições, e conhecendo que o fator de segurança é dado pela razão das tensões que atuam no sentido de impedir o movimento e as tensões favoráveis a ele (FIORI e CARMIGNANI, 2001), pode-se reajustar a relação para a seguinte equação:

$$F_s = \frac{t}{s_p + s_s} \quad (9)$$

Substituindo-se esses valores pelas equações (6) (7) e (8), obtém-se:

$$F_s = \frac{c + (h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub}) \cos^2 i \tan f}{(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + h_2 g_a) \sin i \cos i} \quad (10)$$

Este modelo matemático tem por base a distribuição das forças atuantes em um talude de extensão infinita, e foram considerados como variantes a inclinação do terreno, os índices físicos e propriedades mecânicas do solo (coesão, ângulo de atrito interno, pesos específicos), a presença da água (peso do solo saturado e altura do lençol freático).

1.1.2 - Influência da vegetação na análise da estabilidade de vertentes

Quando a influência da cobertura vegetal é levado em consideração na avaliação da estabilidade de encostas, alguns aspectos podem ser quantificados e inseridos no modelo matemático apresentado acima. Deve-se levar em conta na análise a força dos ventos atuando nas copas das árvores, quando esse sopra no sentido da inclinação da vertente, a coesão do sistema solo raiz, o peso das árvores e a tensão suportada pelas raízes na resistência do solo à ruptura.

a) Pressão exercida pelo vento sobre as árvores

A força exercida pelo vento sobre as árvores (F_{ve}) é transmitida ao solo, e a pior situação é quando o vento sopra no mesmo sentido da inclinação das encostas, devendo esta força ser adicionada às forças favoráveis ao movimento. É determinada através da razão entre a pressão exercida pelo vento (σ_{ve}), nas copas das árvores, com a área da vertente ($1/\cos i$), tendo-se:

$$F_{ve} = \frac{s_{ve}}{\cos i} \quad (11)$$

A pressão de arrasto do vento nas árvores foi investigada através de experimentos com florestas modelos, em túneis de vento (HSI & NATH, 1970). Os dados obtidos pelos experimentos foram então submetidos em uma equação que determina o valor da σ_{ve} , sendo a pressão de arrasto do vento dada por:

$$s_{ve} = C \left(\frac{\rho m_a^2}{2} \right) \quad (12)$$

Onde: C é o coeficiente de arrasto, possuindo valores de 0,30 e 0,15 kPa;
 ρ é a densidade do ar (0,00123 g/cm³);
 μ é a velocidade do vento em Km/h.

Segundo STYCZEN e MORGAN (1995), a força do vento só tem significado quando atua em árvores e quando sua velocidade é superior a 40 km/h.

b) Contribuição da raiz para a coesão do solo (S_r)

WU *et al.* (1979), verificaram que o comprimento da raiz perpendicular a zona de cisalhamento, poderá alcançar um comprimento de cerca de 15 cm a mais que a espessura da zona de cisalhamento, antes de ocorrer a ruptura da raiz. Os autores consideram ainda que a espessura de uma zona de cisalhamento, em escorregamento de solo, deverá se situar entre 7,5 e 30 cm. Desta forma o cisalhamento angular no momento da ruptura da raiz deverá variar entre 71° e 48°, respectivamente.

A partir de relações trigonométricas extraídas de modelo de um sistema solo/raiz, sujeito a cisalhamento simples, (FIORI & CARMIGNANI, 2001), tem-se que:

$$s_r = t_r \cos y \quad (13)$$

$$t_r = s_r \tan y \quad (14)$$

Onde: σ_r é o esforço normal;
 τ_r é o esforço tangencial;
 t_r é resistência a tração da raiz;
 ψ é cisalhamento angular.

A contribuição da raiz na resistência ao cisalhamento do solo foi estimada a partir da equação de COULOMB descrita em FIORI & CARMIGNANI (2001), onde:

$$S_r = \tau_r + \sigma_r \cdot \operatorname{tg} f \quad (15)$$

Substituindo nesta equação as equações 13 e 14, tem-se que:

$$S_r = t_r (\cos \psi \operatorname{tg} f + \operatorname{sen} \psi) \quad (16)$$

Uma vez que o valor da relação de $(\cos \psi \operatorname{tg} f + \operatorname{sen} \psi)$ é praticamente insensível para valores de cisalhamento angular entre 48° e 71° , o seu valor estará próximo a 1,2 para os ângulos de cisalhamento entre 48° e 71° . Logo: $S_r = 1,2 t_r$

Segundo WU *et al.* (1979), o valor de t_r deverá se situar entre 4,2 e 5,5 kPa com uma média de 4,9 kPa. A partir da substituição do valor médio na equação acima, obtém-se:

$$S_r = 5,9 \text{ kPa}$$

c) Peso das árvores

O peso das árvores pode ser obtido a partir do número de árvores por unidade da área da vertente. A pressão σ_a exercida sobre a vertente pelo peso das árvores é obtido dividindo o peso das árvores P_a pela área de abrangência das raízes. Sendo $1/\cos i$ a área da seção da vertente, o peso das árvores será dado por:

$$P_a = \frac{S_a}{\cos i} \quad (17)$$

A sobrecarga advinda do peso das árvores aumenta as forças mobilizantes em uma vertente, mas ao mesmo tempo, aumenta a resistência do solo devido às raízes.

d) Tensão das raízes

Sabendo que a vegetação exerce sua maior influência junto à superfície do solo, onde a densidade das raízes é geralmente maior, e o solo é relativamente mais fraco, e considerando o aumento de coesão do solo como uma função da densidade das raízes, pode-se analisar a influência da tensão suportada pelas raízes na resistência do solo à ruptura.

O efeito máximo na resistência a ruptura ocorre quando a resistência à tensão das raízes é totalmente mobilizada e, quando sob deformação, o comportamento das raízes e do solo são compatíveis. Isto requer raízes com elevada rigidez ou modulo de tensão para mobilizar uma resistência suficiente do solo contra a ruptura. A ruptura das raízes ocorre quando sua resistência à tensão é exercida (FIORI & CARMIGNANI, 2001).

O efeito da resistência à tensão é limitado em vegetação que apresenta raízes pouco profundas, pois estas podem ser facilmente arrancadas do solo pela perda de ligação entre raiz e solo, antes que o pico de resistência à tensão seja atingido (WALDRON e DAKESSIAN, 1981). O efeito da tensão é mais pronunciado em árvores, cujas raízes penetram diversos metros no solo e, especialmente se percorrem caminhos tortuosos em torno de pedras e outras raízes, que fornece um bom ancoramento. Por outro lado, o efeito da resistência das raízes é minimizado em locais onde o solo está sob compressão, em vez de tensão, como acontece no sopé das vertentes. Nesse caso, a ruptura das raízes pode ocorrer por flexão.

Assim, considerando – se a tensão (T ; kN/m) das raízes atuando na base do plano de deslocamento, **Erro! A origem da referência não foi encontrada.** o esforço resistente total (τ_t) ao movimento é igual a:

$$\tau_t = \tau + T \cos \alpha \quad (18)$$

As forças atuantes em um talude de extensão infinita, e discutidas nesse capítulo, podem ser observados na figura 15. Levando em consideração esses parâmetros, o Fator de Segurança pode ser obtido pela equação:

$$F_s = \frac{(c_s + s_r) + [(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + P_a) \cos^2 i + T \sin q] \operatorname{tg} f + T \cos q}{[(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + h_2 g_a + P_a) \operatorname{sen} i + F_{ve}] \cos i} \quad (19)$$

onde:

F_s = Fator de segurança;

c_s = coesão do solo;

s_r = contribuição da raiz para coesão do solo;

h₁ = distância do topo da vertente até o lençol freático;

h₂ = altura do lençol freático, a partir da superfície potencial de escorregamento;

g_{sub} = peso específico do solo submerso;

g_{nat} = peso específico do solo natural;

g_a = peso específico da água;

P_a = peso das árvores;

F_{ve} = força de arrasto do vento;

f = ângulo de atrito interno do solo;

i = inclinação da vertente;

T = tensão das raízes;

Segundo FERNANDES E AMARAL (1996), de forma simplificada, os SIGs funcionam como um conjunto de facilidades e de instrumentos computacionais para arquivo, recuperação, transformação e apresentação de dados para análise de um determinado fenômeno geográfico.

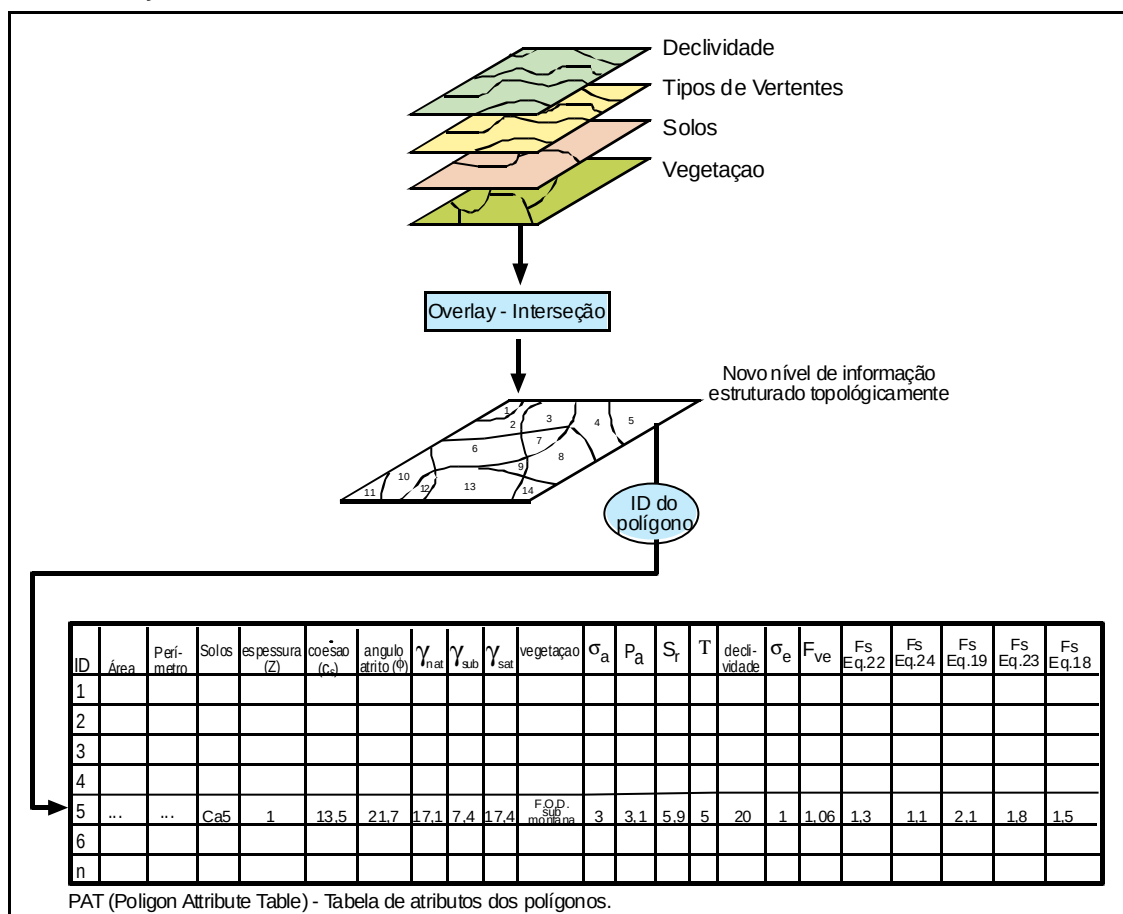
Para construção do banco de dados do presente estudo foi utilizado o software Arc/Info (ESRI, 1997) que armazena os dados em uma estrutura de dados topológica, como uma coleção de *coverages* – coberturas. As *coverages* são unidades básicas de armazenamento e podem representar uma série de características geográficas. As características ou feições colocadas em *coverages* individuais correspondem a um aspecto temático do mapa (*layer* ou camada). A *coverage* inclui um arquivo ou tabela de feições (FAT – *Feature Attribute Table*) que podem ser polígonos, arcos ou pontos.

Os mapas temáticos utilizados no presente estudo, para análise do índice de fator de segurança foram: Solos, Vegetação, Declividade e Tipos de Vertentes. Organizados como *coverages* poligonais foram sobrepostos com operação de análise espacial (*Intersect – overlay – poly on poly*), é criado então um novo nível de informação, onde cada polígono é o resultado da intersecção de todos os polígonos de input.

Um aspecto fundamental de tal operação é a possibilidade de conservar todos os atributos informativos da FAT (*Feature Attribute Table*) da *coverage* original (mapas temáticos) na tabela de *coverage* resultante, onde são recalculados somente os atributos específicos de área e perímetro dos novos polígonos criados na intersecção.

Nesta nova *coverage* criada, foi atribuídos novos *items* (colunas) onde cada polígono passou a ter o resultado das equações aplicadas. Trabalhou-se diretamente com o *tool standard* de cálculo da ArcView *Spatial Analyst* (ESRI, 1997). Foi utilizada a sintaxe compatível com o *map calculator* para aplicação da equação. A ferramenta consiste em aplicar a equação e obter como *output* um novo item com valores de **F_s**, que pode ser reclassificado ou rearranjado da forma que melhor convém. A Figura 16 apresenta um esquema de todo o trabalho realizado para o cálculo dos índices de Fator de Segurança.

FIGURA 16– ESQUEMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS PARA CÁLCULO DO FATOR DE SEGURANÇA



2. Materiais

A documentação cartográfica utilizada na obtenção dos dados para formulação deste trabalho foram:

- **Base cartográfica** - Cartas topográficas do DSG - Diretoria de Serviço Geográfico – (2002 a,b,c,d), na escala 1:25.000, conforme tabela abaixo:

TABELA 6 – CARTAS TOPOGRÁFICAS UTILIZADAS

CARTA	FOLHA
Morretes	MI 2843-3 SE
Serra do Marumbi	MI 2843-3 SO
Rio Marumbi	MI 2858-1 NO
Rio Sagrado	MI 2858-1 NE

As cartas topográficas utilizadas possuem Projeção Universal Transversa de Mercator, Datum Vertical – IMBITUBA – SC, e Datum Horizontal – SAD69 – MG. Foram cedidas pela SEMA (Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Paraná) em arquivo digital.

- **Pedologia** - Levantamento e Reconhecimento dos Solos do Estado do Paraná – EMBRAPA & IAPAR, 1984. Mapa na escala 1:600.000.
- **Cobertura Vegetal** - Mapeamento da Floresta Atlântica do Paraná – SEMA Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos – IAP Instituto Ambiental do Paraná – (2002a). Deste projeto foram utilizados os mapas digitais, na escala 1:50.000, folhas Morretes, MI 2843-3 (SEMA, 2002b) e Novo Mundo, MI 2858-1 (SEMA, 2002c). Possuem Projeção Universal Transversa de Mercator, Datum Vertical – IMBITUBA – SC, e Datum Horizontal – SAD69 – MG.
- **Geologia** - Caracterização da Atividade Ambiental Mineral – Programa de Proteção da Floresta Atlântica do Paraná - SEMA Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos – IAP Instituto Ambiental do Paraná – (2002d). Deste projeto foram utilizados os mapas digitais, na escala 1:50.000, folhas Morretes, MI 2843-3 (SEMA, 2002e) e Novo Mundo, MI 2858-1 (SEMA, 2002f). Possuem Projeção Universal Transversa de Mercator, Datum Vertical – IMBITUBA – SC e Datum Horizontal – SAD69 – MG.
- Fotografias aéreas pancromáticas da Cobertura Aerofotogramétrica, do Instituto de Terras, Cartografia e Florestas (ITCF - PR), de 30-06-1980. Escala de vôo - 1:25.000.

Faixas 51428 a 51443
 51430 a 51432
 51383 a 51388
 51422 a 51432
 51442 a 51334

- Fotografias aéreas coloridas da Cobertura Aerofotogramétrica de parte da área de Abrangência do Pró-Atlântica, SUDERHSA (Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) de 07-06-2000. Escala - 1:30.000.
Faixas 007 – 0031 a 0036
 008 – 0001 a 0004
- Subset da Imagem do satélite *Landsat ETM*, com 30 metros de resolução espacial - cena órbita 220 ponto 78, tomada em 26/08/99.
- Dados Climáticos – SIMEPAR (2003) – Tecnologia e Informações Ambientais. Médias mensais de precipitação, velocidade e direção do vento.

CAPÍTULO 4

CARACTERIZAÇÃO DOS PARÂMETROS ENVOLVIDOS NA ANÁLISE

Para obtenção dos valores de fator de segurança da área em estudo, a fim de mapear os índices de estabilidade, primeiramente foi analisado individualmente cada parâmetro da equação de fator de segurança (19), ou seja:

Parâmetros morfológicos:

- inclinação da vertente (ι);
- tipos de vertentes.

Parâmetros pedológicos:

- coesão do solo (c_s);
- ângulo de atrito interno do solo (ϕ);
- pesos específicos do solo (γ_{sub} , γ_{sat} , γ_{nat}).

Parâmetros da cobertura vegetal:

- contribuição da raiz para coesão do solo (S_r);
- peso das árvores (P_a);
- força de arrasto do vento (F_{ve});
- tensão das raízes (T).

1. Parâmetros morfológicos

A geomorfologia condiciona a ocorrência de escorregamentos em função dos parâmetros morfométricos, com destaque para a declividade, forma e orientação das vertentes.

A inclinação da vertente contribui com o incremento da atuação da força gravitacional sobre a cobertura do solo, quanto maior a declividade, maior será a componente vertical da gravidade.

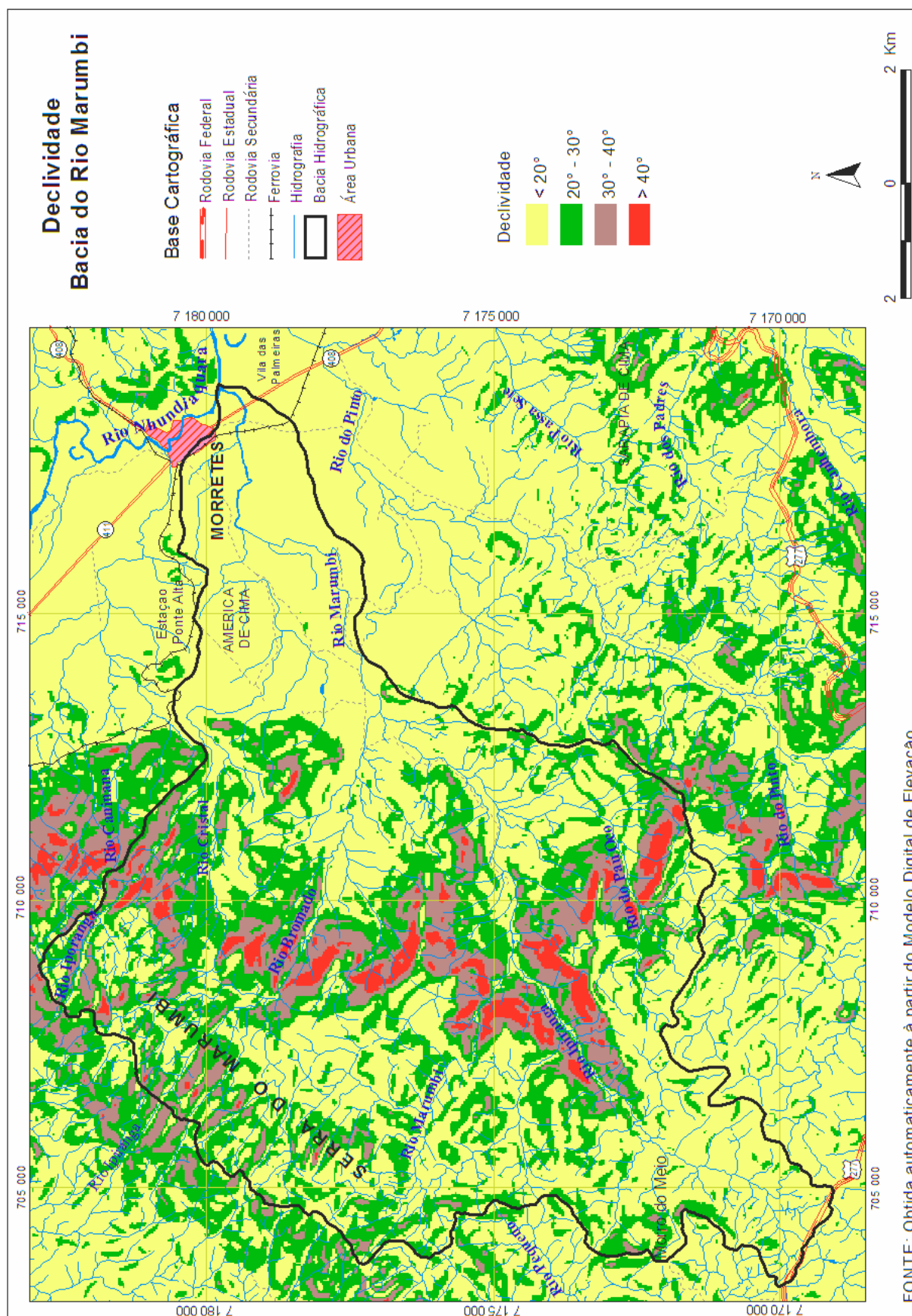
Para abordar esse parâmetro, foi gerado o mapa de declividade da área em estudo, à partir do MDE (Modelo Digital de Elevação), que foi gerado pelo TOPOGRID do Arc/Info, através dos dados topográficos (curvas de nível, pontos cotados e hidrografia). O TOPOGRID utiliza um método de interpolação especificamente projetado para criar modelos digitais do terreno hidrologicamente corretos, o IQD (Método do inverso do Quadrado da Distância), como discutido em KOZCIAK *et al* (1999). O mapa obtido foi reclassificado, (para uma melhor visualização) de forma a gerar quatro classes de declividade, segundo intervalos utilizados pelo IPT (1985).

De acordo com a tabela 7, e o mapa na figura 17, observa-se que mais de 50% da área apresenta declividades inferiores a 20°, e que as maiores declividades, de 30° a 40° e acima de 40° apresentam-se no centro da bacia, e referem-se à escarpa da serra. A declividade apresenta-se maior também na área designada Serra do Marumbi, onde encontra-se o divisor de águas da bacia.

TABELA 7- CLASSES DE DECLIVIDADE PARA BACIA DO RIO MARUMBI

CLASSES	DECLIVIDADE	ÁREA (km ²)
1	< 20°	57,09
2	20° à 30°	30,06
3	30° à 40°	11,65
4	> 40°	3,54

FIGURA 17 – DECLIVIDADE DA ÁREA EM ESTUDO – BACIA DO RIO MARUMBI



FONTE: Obtida automaticamente à partir do Modelo Digital de Elevação.

A forma da encosta se relaciona diretamente com a concentração dos fluxos d'água e com a conseqüente saturação dos solos. Está intimamente relacionada também com a variação de espessura do solo.

Segundo AUGUSTO FILHO *et al* (1988), as encostas retilíneas são associadas à menor profundidade de solo, enquanto que as encostas côncavas são associadas a solos de espessura mediana. Já as encostas convexas, por sua vez, são ligadas a solos de maior espessura, ou seja, mais profundos.

Com base nesta citação, e no sentido de avaliar a importância da afirmação do autor acima citado, atribuiu-se um aumento na espessura do solo de 50% para áreas que apresentam vertentes convexas. Para áreas com vertentes retilíneas foi atribuído um decréscimo de 50% na espessura do solo, e para as vertentes côncavas não foi atribuída alguma correção na espessura do solo.

Esses valores foram atribuídos tentativamente, sendo que não há informações a cerca do valor real da espessura do solo em relação ao tipo de vertente

O mapa de tipos da vertente foi gerado a partir do Modelo Digital Elevação, no *ArcInfo*, utilizando o comando *CURVATURE* do grid, que calcula a curvatura do terreno em cada célula do grid. Para cada célula um polinômio de quarta ordem é ajustado de acordo com a curvatura do terreno, baseado nas células vizinhas.

Uma curva positiva indica que a superfície do terreno está tendendo a convexo naquela célula. Uma curvatura negativa indica que a superfície está tendendo a côncavo naquela célula. Um valor de zero indica que a superfície é retilínea. O método de análise da curvatura da superfície utilizado pelo *ArcInfo* é baseado em ZEVEBERGEN e THORNE (1987).

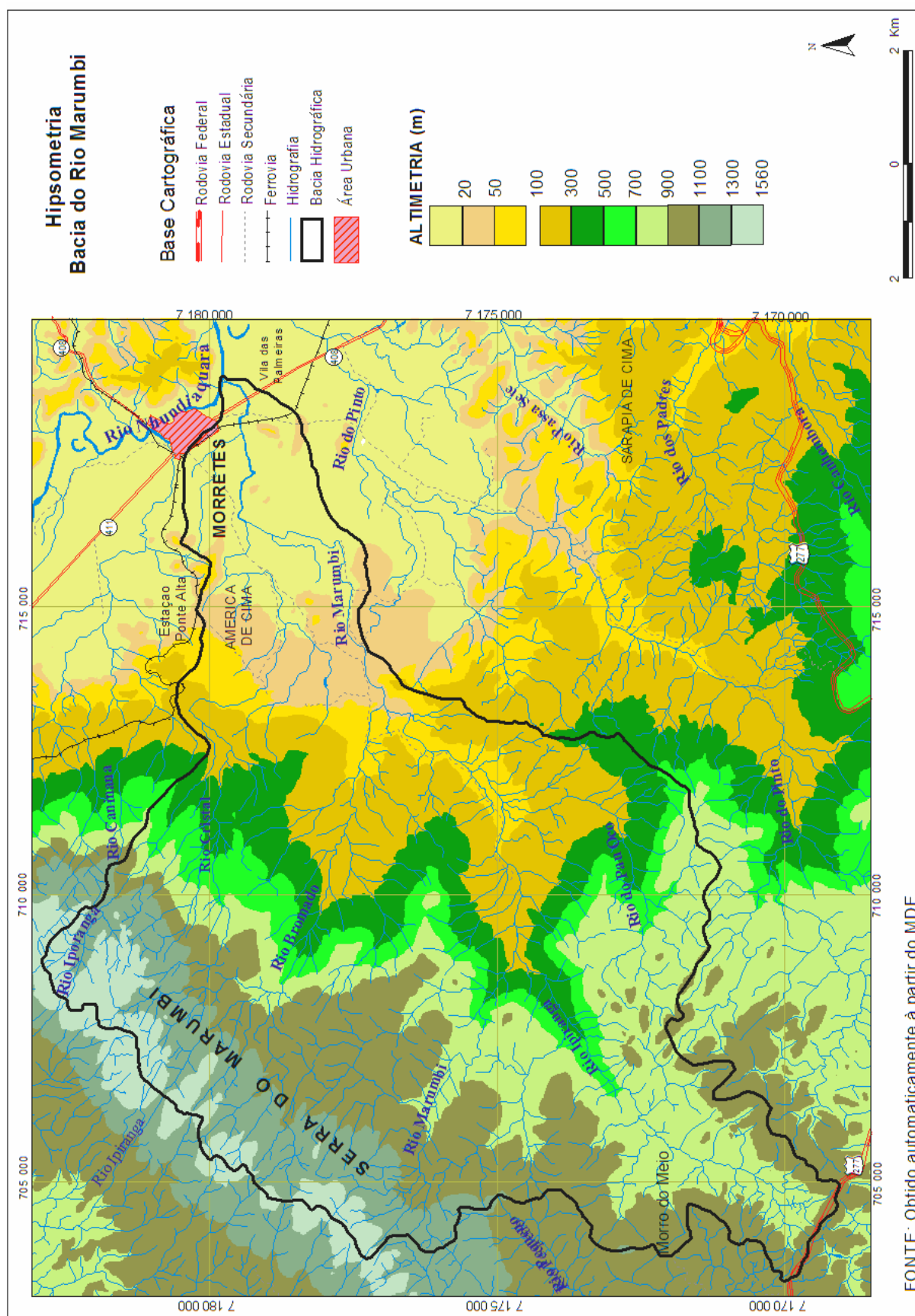
A representação espacial das formas de vertentes é apresentado na figura 18. Deve-se levar em consideração, que a área próxima à cidade de Morretes, pelo sistema *ArcInfo* é classificado como retilínea, porém é uma área plana, com declividades inferiores a 5%. Exclusivamente pra essa área não foi atribuído um decréscimo de 50% na espessura do solo, considerando-se que nessa área é onde o solo mais se desenvolve, apresentando maiores espessuras.



A altimetria e a orientação das encostas, embora não sejam abordadas literalmente pela equação, foram utilizados como parâmetros na análise do mapa de inventários dos escorregamentos observados na área. Ambos também foram derivados do MDE, utilizando processos do ArcInfo.

A direção da encosta foi gerado através do *ASPECT*, que identifica a direção da encosta através do valor máximo de mudança do valor cada célula com seus vizinhos. Os valores de cada célula do grid gerado é a direção de bússola do aspecto. A orientação das encostas fornece informações sobre as que se encontram mais expostas às variáveis climatológicas, como por exemplo, vento e insolação. O mapa de orientação das encostas é apresentado na figura 19.

Para a hipsometria da área adotou-se o fatiamento efetuado por FLORENZANO (1993). Este fatiamento está de acordo também com os trabalhos referentes a riscos de deslizamentos, como o de MCKEAN et al (1991) e GUIMARÃES et al (1998). A partir da cota 100 foram estabelecidas as demais classes, com o intuito de correlacioná-las com as cicatrizes de escorregamentos e comparar as classes entre si. Entretanto, abaixo desta cota foram criadas três novas classes: 0-20, 20-50 e 50-100 m. A primeira classe (0-20 m) foi criada com o intuito de separar a planície litorânea das áreas com maior declividade. Na segunda classe (20-50 m) buscou-se separar, principalmente, as áreas de deposição coluvionar, marcadas pelo acúmulo de detritos no sopé das encostas, transportados pela ação da gravidade. E a terceira classe (50-100 m) corresponde à transição entre as áreas de depósitos coluvionais e as de depósitos eluvionais (detritos provenientes da rocha matriz *in situ*), também chamada de baixa encosta. Obteve-se então os seguintes intervalos, em metros: 0-20, 20-50, 50-100, 100-300, 300-500, 500-700, 700-900, 900-1200, e acima de 1200m. O mapa segue como figura 20.



2. Parâmetros pedológicos

Uma série de parâmetros e propriedades do solo influenciam direta ou indiretamente sua susceptibilidade aos movimentos de massa. Para analisar os parâmetros e propriedades dos solos da área em estudo, primeiramente fez-se uma caracterização da tipologia do solo da área.

Para isso utilizou-se o mapa de solos da EMBRAPA & IAPAR (1984), em escala 1:600.000. Após a compilação do mapa de solos, foi verificado que apresentava erros grosseiros no ajuste cartográfico, devido a grande diferença de escalas. A correção das feições poligonais foi realizada através de interpretação sobre imagem de satélite e de sobreposição com outras feições, como geologia, declividade, altimetria, tipos das encostas e direção das vertentes.

2.1 Ajuste do mapa de solos

Os usos de sensores remotos multiespectrais em conjunto com técnicas de SIG são de grande valia para este tipo de ajuste. Todos os mapas temáticos foram trabalhados em ambiente SIG, o que permite a integração entre eles.

A forma fisiográfica é considerada o elemento mais importante na fotointerpretação dos solos (RAY, 1963 apud JACOBS, 2000) e a rede de drenagem assume grande destaque, tendo em vista que a sua gênese esta ligada a certas condições que também determinam as unidades de solo. Juntamente com a drenagem, o relevo é outro elemento importante na fotointerpretação para estudo de solos, muitas vezes as mudanças de relevo coincidem com os limites de grupos de solos. A partir do Modelo Digital de Elevação foi possível a obtenção de informações importantes como a declividade do terreno, a orientação das vertentes e a extração de padrões (vales, divisores, formas de vertente). Todas essas informações foram integradas para utilização no ajuste do mapa de solos. Um outro fator importante do MDE é a sua possibilidade de interação com a imagem de satélite.

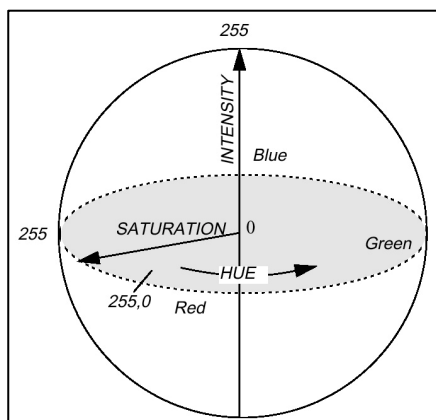
Um subset da imagem Landsat 7 TM+, ponto órbita 220-079, de 02/09/2002, referente à área, foi interagida com o MDE, a fim de produzir uma imagem cuja composição colorida mantém os aspectos originais de brilho e textura e

as cores variam de acordo com a mudança de altitude. Isso foi possível através da interação da imagem Landsat em RGB e transformação do IHS.

O espaço de cores conhecido por IHS (*Intensity, Hue, Saturation*) é uma forma alternativa ao espaço RGB de representação de cores. No espaço IHS as cores são definidas por três atributos, ao invés de três entidades de cores primárias. Esses atributos são (I) Intensidade, (H) Matiz e (S) Saturação (Figura 21), e podem ser analisados e manipulados individualmente, ao contrário do sistema RGB, onde estão intrinsecamente interligados.

Matiz de um objeto é a medida do comprimento de onda médio da luz que ele reflete ou emite, definindo, portanto, a cor do objeto. Tem uma dimensão circular e varia de 0° a 360°. **Intensidade** representa a luminosidade geral da cena e varia de 0 (preto) a 1 (branco). É a medida da energia total envolvida em todos os comprimentos de onda sendo, portanto, responsável pela sensação de brilho dessa energia incidente sobre o olho. **Saturação**, ou pureza expressa o intervalo de comprimento de onda ao redor do comprimento de onda médio, no qual a energia é refletida ou transmitida, variando linearmente de 0 a 1 (BUCHANAN, 1979).

FIGURA 21– SISTEMA DE COORDENADA DE CORES IHS (*Intensity, Hue, Saturation*)



FONTE: BUCHANAN (1979).

Para gerar uma imagem que integrasse os dados de satélite com o relevo foi utilizada a técnica de transformação do IHS–RGB e RGB–IHS no módulo *Image Interpreter* do software Erdas Imagine 8.3.

O processo de transformação IHS-RGB e RGB-IHS (CONRAC, 1980), é iniciado pela transformação de uma composição colorida de três bandas RGB em

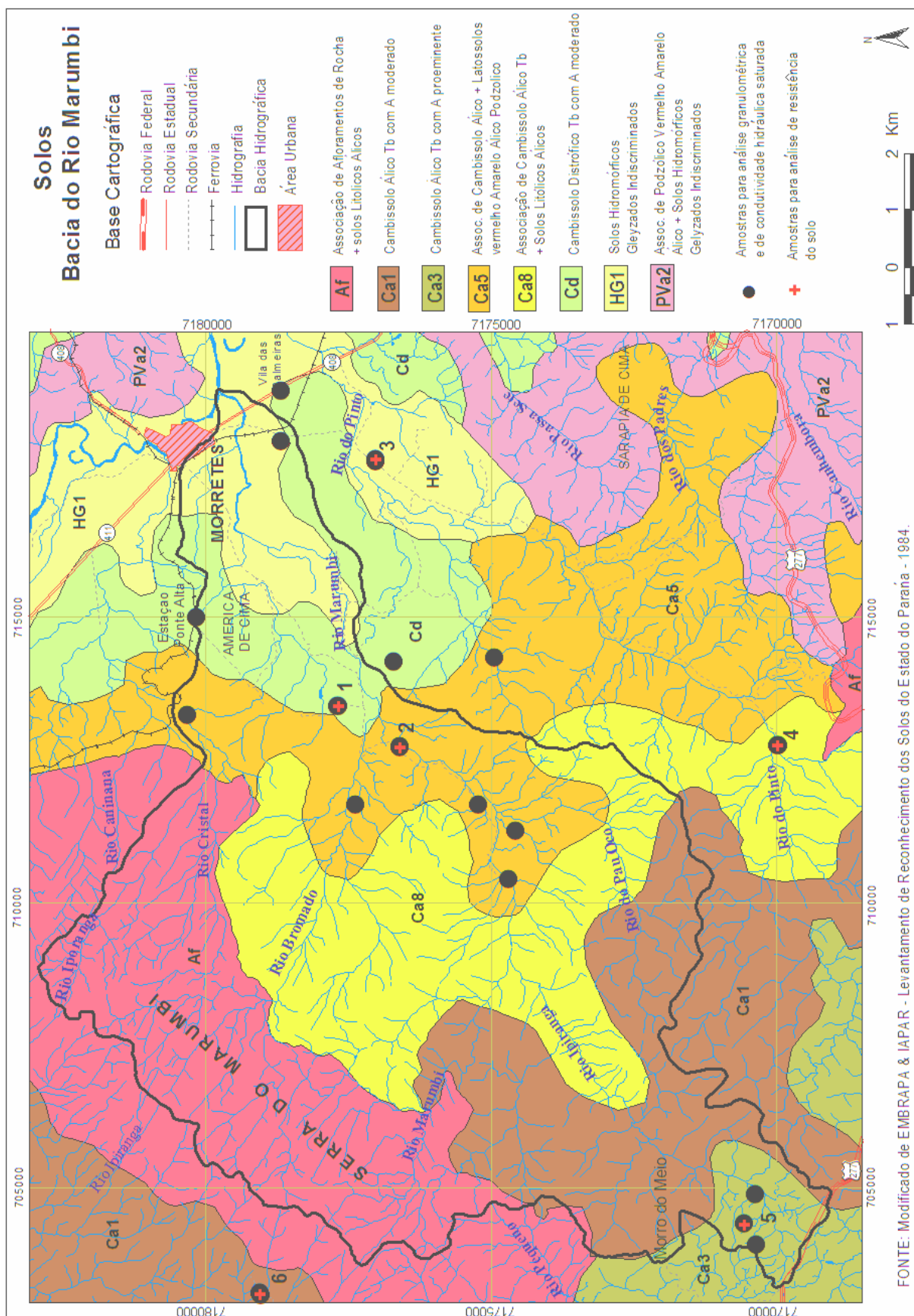
uma composição colorida de três bandas IHS, sendo que, posteriormente, duas destas bandas (I e S) sofrem um tratamento de realce linear de contraste, produzindo duas novas bandas tratadas (It e St) e a terceira banda, H é substituída pela imagem MDE. Nesta fase, a composição das bandas (It – MDE - St), é novamente transformada para uma composição colorida RGB.

A imagem obtida através dessa transformação, permitiu avaliar a área em seus aspectos originais (imagem original) juntamente com a variação da altitude, representada com uma variação de cores. A sobreposição dessa imagem com a geologia, e as feições morfológicas, permitiu que se fizesse o ajuste das linhas poligonais dos solos. A figura 22 representa a distribuição dos solos na bacia do rio Marumbi.

2.2 Caracterização dos solos da bacia do Rio Marumbi, segundo EMBRAPA & IAPAR (1984)

Basicamente, a bacia do rio Marumbi apresenta três tipologias diferentes de solos: Cambissolos, Solos Hidromórficos e Solos Litólicos.

Cambissolos - Esta classe compreende solos minerais não hidromórficos, com horizonte B câmbico. Os Cambissolos são moderadamente a bem drenados, com seqüência de horizontes A, B e C com transição clara entre eles. Quanto ao desenvolvimento pedogenético, são solos com certo grau de evolução, mas não o suficiente para a meteorização completa de minerais primários, de fácil intemperização. São pouco profundos, de 50 a 100 cm. A textura ao longo do perfil é muito uniforme, embora entre um perfil e outro da mesma classe possa ocorrer uma grande variação na textura em função do substrato rochoso. Na área de Morretes predominam as classes texturais argila, franco argiloso e muito argiloso. Os Cambissolos são solos naturalmente pouco estáveis aos problemas geotécnicos. Quando expostos em cortes e taludes, tornam-se extremamente erodíveis e friáveis, desenvolvendo sulcos, ravinas e solapamentos. Como principais unidades de solos pertencentes a esta classe na área em estudo foram identificados os seguintes tipos:



- CAMBISSOLO ÁLICO Tb com A moderado (Ca1) - Compreende a porção sudoeste da área da bacia do Marumbi, e é formado por um substrato predominantemente de rochas migmatíticas, pertencentes ao Complexo Cristalino. Ocorre geralmente em relevo ondulado, com topos arredondados, vertentes e vales em v. Podem ser encontrados também em relevo forte ondulado, derivados da decomposição de rochas migmatíticas, com influência de material retrabalhado. Dentro da bacia do Marumbi, cobrem 19,2% da área, e esta associado a declividades inferiores a 20° e a altitude superiores a 800m.
- CAMBISSOLO ÁLICO Tb com A proeminente (Ca3) - Situada no extremo sudeste da área de estudo, esta unidade é desenvolvida a partir dos produtos da meteorização de rochas do Complexo Granítico Gnáissico. Aparece sobre uma morfologia de relevo ondulado, com declives superiores a 15%, cobrindo uma área de apenas 3%.
- Associação de CAMBISSOLOS ÁLICOS Tb + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS (Ca8) - Esta associação de solos também é desenvolvida a partir da meteorização de rochas migmatíticas, pertencentes ao Complexo Gnáissico Migmatítico. Ocorrendo na parte central da bacia, esta associada a superfícies de topografia muito movimentada, com declive alta, geralmente entre 30° a 40° e vertentes íngremes. Abrange 27,2% da bacia, sendo a classe de maior expressão areal.
- Associação de CAMBISSOLOS ÁLICOS Tb + LATOSSOLOS VERMELHO – AMARELO ÁLICO podzólico (Ca5) - Associada a um relevo regional montanhoso de vertentes íngremes, essa unidade de solo é desenvolvida nas baixas encostas da Serra do Marumbi, a uma altitude máxima de 300m. Aparece como uma faixa que se estende de norte a sul na porção central da bacia. É formada a partir da decomposição de rochas migmatíticas e graníticas, com influência de material retrabalhado. Embora de baixa fertilidade natural, essa associação de solos é mais profunda (150cm) do que o Ca1 e o Ca8, nas regiões de declive moderado.

- CAMBISSOLOS DISTRÓFICOS (Cd) - Encontrada na área sobre a planície do Rio Nhundiaquara, esta unidade de solos é desenvolvida a partir dos produtos provenientes da intemperização de sedimentos recentes do Quaternário. Ocorre em relevo plano, ao longo dos rios, situando-se em áreas menos alagadiças que os solos Hidromórficos, com drenagem imperfeita ou restrita. O solo desta unidade caracteriza-se por possuir horizonte A moderadamente desenvolvido, com textura fina, ocupa as planícies aluviais dos rios onde a pedogênese foi suficientemente ativa e demorada para desenvolver um horizonte B câmbico nos sedimentos quaternário. Quanto à erosão, são menos susceptíveis, visto que ocorrem em relevo plano, onde o escoamento das águas superficiais é praticamente nulo. Apresenta muitos seixos centimétricos em meio a uma matriz silto argilosa. Somente 6,4% da área da bacia apresenta este tipo de solo.

Solos Hidromórficos - São solos mal drenados ou muito mal drenados, formados em terrenos de relevo baixo (planícies), com grande influência do lençol freático à superfície ou próximo dela. A má drenagem pode ser verificada pela presença de cores cinzentas e mosqueadas nos horizontes subsuperficiais, devido ao fenômeno de oxi-redução. Em alguns casos, pode apresentar ainda acúmulo superficial de matéria orgânica.

- SOLOS HIDROMÓRFICOS GLEYZADOS INDISCRIMINADOS (HGI) - Na área, esta unidade encontra-se margeando o rio Nhundiaquara e seus afluentes, em forma de uma pequena mancha na porção centro-leste da bacia em estudo. Este solo é desenvolvido a partir da meteorização de sedimentos aluviais ou colúvio aluviais do Quaternário, ocorrendo nas partes baixas e abaciadas do relevo plano.

Solos Litólicos – Compreendem solo minerais, pouco desenvolvidos, que a partir de mais ou menos 20 a 40 cm de profundidade apresentam rochas consolidadas, pouco ou nada meteorizadas. Em alguns casos, não apresentam rochas consolidadas próximas a superfície, porém a quantidade de cascalho, calhaus e matacões, pouco ou nada decompostos, é maior do que a de terra.

- Associação de AFLORAMENTO DE ROCHAS + SOLOS LITÓLICOS – (Af)
Ocorre nas partes de relevo mais acidentado, à noroeste da área em estudo. Essa associação de solo desenvolve-se sobre um substrato predominantemente granítico, mais precisamente sobre o granito Marumbi. Sendo solos rasos, muito pouco evoluídos, aparecem com exposições de rochas nuas, ou com reduzidas proporções de materiais detríticos, grosseiros. São constituídos por largas porções de fragmentos, provenientes da degradação das rochas locais com algum material terroso. Pela alta susceptibilidade à erosão, onde as forças erosivas impedem a acumulação dos produtos, essa área deve ficar restrita apenas à preservação da vegetação natural.

A origem de cada classe de solo e sua espessura considerada, é apresentada na tabela a seguir.

TABELA 8 - CLASSES DE SOLOS PREDOMINANTES RELACIONADAS À ROCHA DE ORIGEM E ESPESSURA

CLASSE	UNIDADE	ROCHA DE ORIGEM	ESPESSURA
Solos Cambissolos	Ca1	Decomposição do migmatito	1 m
	Ca3		1 m
	Ca5		1 m
	Ca8		1 m
Solos Hidromórficos	Cd	Aluviões recentes, sedimentos arenosos, siltosos e argilosos (Sedimentos recentes do Quaternário)	2 m
	HG1		2 m
Solos Litólicos	Af	Granito e migmatito	0,5 m

2.3 Parâmetros físico e mecânico do solo

a) condutividade hidráulica saturada e granulometria

A determinação das propriedades geotécnicas dos solos é de fundamental importância para se conhecer o comportamento dos solos no seu estado natural ou

indeformado (com estrutura preservada) ou no estado deformado (com estrutura destruída). Em laboratório, estas propriedades podem ser determinadas diretamente por meio de ensaios específicos.

Foi realizada análise textural, que revela a percentagem dos diferentes tamanhos das partículas que compõem o solo, ou seja, sua granulometria e análise de condutividade hidráulica, que é a propriedade do solo que descreve sua capacidade em transmitir água. A condutividade hidráulica do solo, em termos específicos de escoamentos, assume importância tanto na recarga da água superficial (velocidade de infiltração) quanto na regeneração de descontinuidades hidráulicas no interior do perfil de alteração, as quais poderão atuar localmente como camadas de impedimento ao fluxo vertical favorecendo, conseqüentemente a geração de elevadas poro-pressões positiva.

Para estas análises foram coletadas amostras de solo em 17 pontos diferentes, conforme mostra o mapa de solos na figura 22. A distribuição dos pontos visou a representação de cada tipologia do solo presente na área em estudo, sendo que para classe Af (Associação de Afloramento de Rochas + Solos Litólicos) não foi possível a coleta, devido a dificuldade de acesso, e para sua caracterização foram usados dados da literatura.

A análise foi realizada no Laboratório de Física dos Solos, no setor de Ciências Agrárias da UFPR. O procedimento de coleta das amostras indeformadas para análise de condutividade hidráulica obedeceu as normas descritas no Manual de Ensaios de Laboratório de Campo para IRRIGAÇÃO e DRENAGEM (CANDUARO e DORFMAM (s.d.), e a condutividade hidráulica determinada pelo método do permeâmetro constante (figura 23).

O valor de K é calculado pela expressão: $K = 60 \cdot V \cdot L / A \cdot t \cdot h$

Onde :

K= condutividade hidráulica (cm/h);

V= média dos volumes de água "constantes" coletados em cada intervalo de tempo t (cm³);

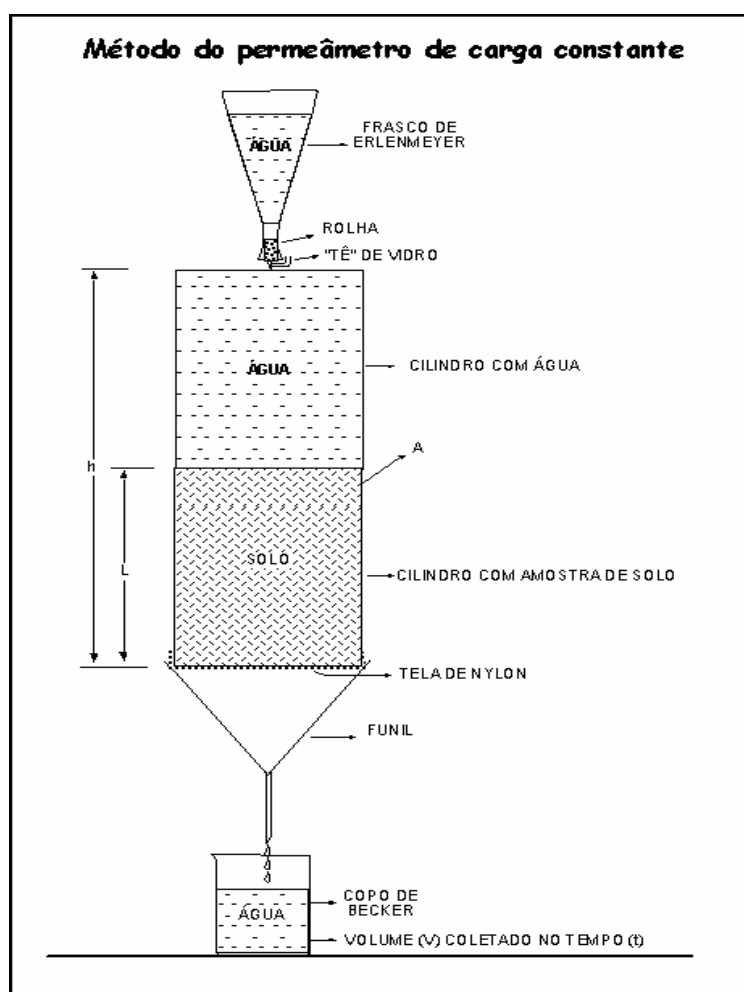
A= área da seção transversal da amostra (cm²);

t= tempo em minutos;

L= altura da amostra (cm);

h= altura da carga (cm).

FIGURA 23– MÉTODO DO PERMEÂMETRO DE CARGA CONSTANTE.



FONTE: CANDURO e DORFMAN (s.d.)

As mesmas amostras utilizadas na análise de condutividade hidráulica, após secas e desestruturadas, foram utilizadas na análise granulométrica, o qual foi realizado no LABSED (Laboratório de Estudos Sedimentológicos do Departamento de Geologia da UFPR). Para os ensaios, seguiu-se as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT, 1984).

A condutividade hidráulica saturada e a porcentagem de areia silte e argila obtidos para cada amostra de solo pode ser observado na tabela 9.

TABELA 9 – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E GRANULOMETRIA DOS PONTOS AMOSTRADOS EM CAMPO

ID	solo	UTM	Amostra	prof. (cm)	Condutividade Hidráulica (cm/h)	Textura do solo	% areia	% silte	% argila
1	Ca8	712428 7170021	C1C	25	0,035	argiloso	25,0	27,0	48,0
			C2C	50	0,000	argiloso	22,0	16,0	62,0
			C3C	75	0,003	argiloso	16,0	16,0	68,0
2	HG1	718984 7178672	E1C	25	0,032	franco arenoso	58,0	30,0	12,0
			E2C	53	0,066	franco argilo-arenoso	57,0	21,0	22,0
3	Ca3	704013 7170356	BR1C	25	0,130	siltoso	12,0	80,0	8,0
			BR2C	50	0,068	franco-siltoso	23,0	53,0	24,0
			BR3C	100	0,792	franco argilo-siltoso	10,0	60,0	30,0
4	HG1	718087 7178695	CA1C	27	0,000	franco argiloso	40,0	28,0	32,0
			CA2C	50	0,000	argiloso	35,0	21,0	44,0
			CA3C	85	0,000	argiloso	40,0	18,0	42,0
5	Ca1	703163 7179040	1B	35	0,198	argiloso	35,2	21,94	42,87
			2B	60	0,005	argiloso	43,67	40,1	16,23
			3B	100	0,142	argiloso	39,82	15,61	44,58
6	Cd	715005 7180163	1C	30	0,361	franco arenoso	56,71	23,04	20,25
			2C	60	1,087	franco argilo-arenoso	61,9	11,16	26,94
			3C	100	0,058	argilo arenoso	59,55	5,29	35,15
7	Ca5	711728 7177370	1D	20	0,081	argilo arenoso	52,25	11,49	36,27
			2D	40	0,000	argiloso	38,32	11,08	50,6
			3D	70	0,272	franco argiloso	29,74	40,99	29,27
8	Ca3	704388 7170569	1E	25	0,025	franco arenoso	63,33	25,57	11,11
			2E	60	0,057	argilo arenoso	49,11	10,67	40,21
			3E	100	0,013	franco arenoso	71,57	20,46	7,97
9	Ca3	704892 7170382	1F	30	2,022	franco arenoso	71,23	21,31	7,47
			2F	60	1,220	franco arenoso	74,63	13,99	11,65
			3F	100	0,337	franco argilo arenoso	61,32	17,49	21,19
10	Ca5	710370 7174748	1H	25	0,006	franco argilo arenoso	58,76	20,96	20,29
			2H	40	0,168	franco argilo arenoso	60,69	15,41	23,91
			3H	60	0,006	franco argilo arenoso	48,7	21,46	29,84
11	Ca5	711741 7177558	1J	30	0,087	argilo arenoso	45,13	11,91	42,97
			2J	50	0,003	argilo arenoso	47,81	11,16	41,03
			3J	75	0,006	franco siltoso	34,92	62,7	2,38
12	Cd	713468 7177690	1K	30	0,245	franco arenoso	57	29,94	13,06
			2K	50	0,026	argilo arenoso	48,47	13,47	38,06
			3K	90	0,003	argilo arenoso	45,95	9	45,06
13	Ca5	713315 7180321	1L	25	0,565	franco arenoso	66	14,17	19,83
			2L	50	0,091	franco argilo-arenoso	72,68	4,01	23,3
			3L	80	0,162	franco argilo-arenoso	65,3	8,84	25,87
14	Cd	714217 7176717	1M	30	0,024	franco argilo-arenoso	50,74	19,08	30,18
			2M	50	0,056	franco argilo-arenoso	53,36	15,17	31,46
			3M	75	0,000	franco argilo-arenoso	45,12	27,71	27,17
15	Ca5	714296 7174957	1N	30	0,099	argiloso	34,68	20,02	45,3
			2N	60	1,083	argiloso	17,36	15,43	67,21
			3N	90	0,014	argiloso	20,11	23,4	56,49
16	Ca5	711732 7175234	1O	30	0,006	argiloso	42,29	10,19	47,52
			2O	50	0,005	franco argiloso	43,76	19,98	36,26
			3O	80	0,000	franco argiloso	54,37	17,19	28,44
17	Ca5	711282 7174585	1P	30	0,663	franco argiloso	45,64	20,19	34,16
			2P	60	0,020	argiloso	30,34	23,35	46,31
			3P	90	0,008	franco argiloso	40,16	31,29	28,56

b) ensaios de cisalhamento direto

Dos 17 pontos amostrados, em 6 pontos foram coletados amostras específicas para ensaios de cisalhamento direto, para obtenção dos parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno, visando a determinação da resistência do solo. As amostras 3, 4 e 5, (figura 22) apesar de terem sido coletadas fora da área da bacia, são representativas por estarem em áreas de solos da mesma tipologia apresentada na bacia em estudo, com as mesmas características de relevo.

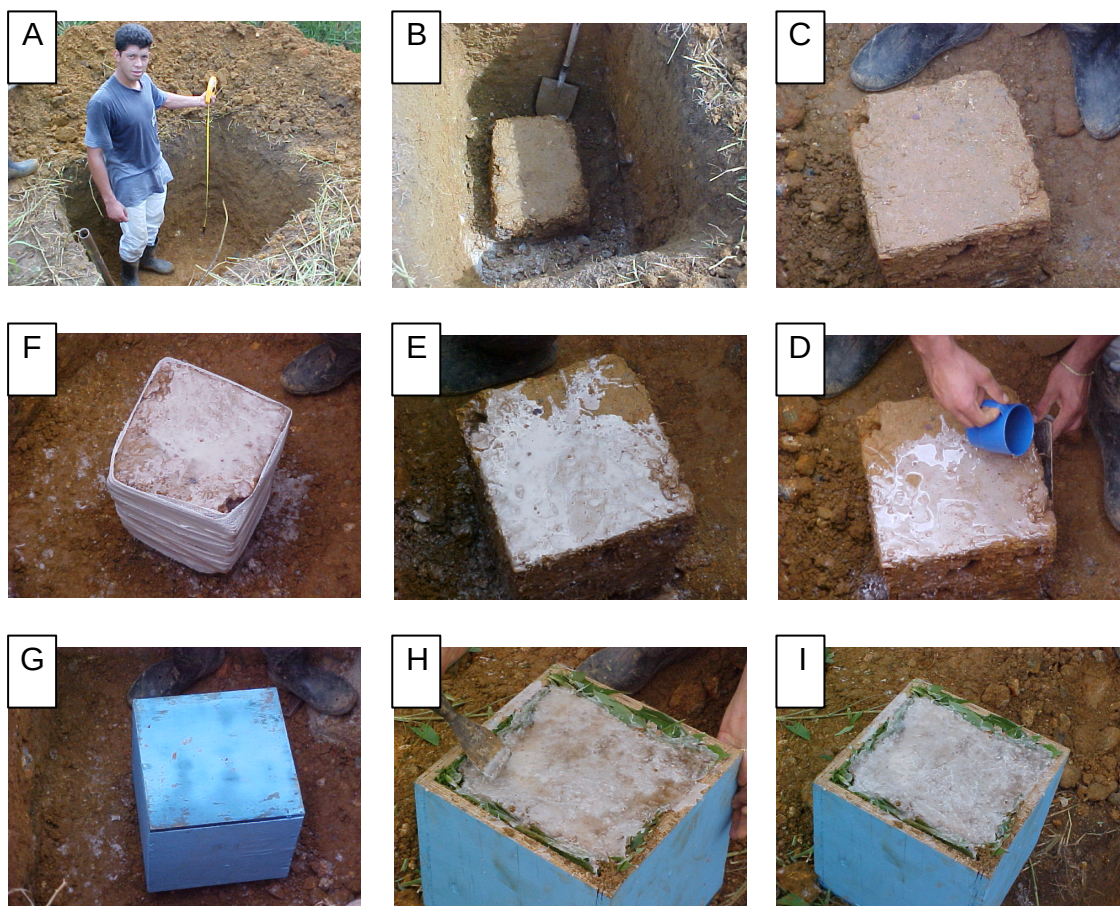
A resistência ao cisalhamento de um solo pode ser definida como a máxima tensão ao cisalhamento que o solo pode suportar sem sofrer ruptura, ou a tensão de cisalhamento do solo no plano em que a ruptura estiver acontecendo. Determinar a resistência de um solo é traçar sua envoltória de resistência, ou seja, os parâmetros c e ϕ da equação de resistência.

Para a retirada de amostras indeformadas, executou-se a abertura de um poço com 1,00 x 1,00 x 1,00 m. Dentro desse poço coletou-se uma amostra de aresta cúbica igual a 30 cm, retirando-a da parte central a uma profundidade de 1,00 m. A amostra assim retirada é dita indeformada, sendo em seguida envolta em camadas de parafina e bandagem para que não perca suas características de umidade, e ainda, acomodada em caixa de madeira e transportada cuidadosamente ao laboratório, para que não sofra deformações (Figura 24). A coleta das amostras foi realizada conforme norma NBR-9604, segundo manual de procedimento LAME (Laboratório de Materiais e Estruturas) 2.01.01.

Dois tipos de ensaios são empregados com maior frequência: ensaio de cisalhamento direto e ensaio de compressão triaxial. No presente estudo, optou-se pelo método do cisalhamento direto, utilizando-se diferentes tensões normais de acordo com as especificações da norma, tendo-se em vista, que para o traçado da envoltória são necessários pelo menos três pontos.

O ensaio de cisalhamento direto é o mais antigo procedimento para a determinação da resistência e se baseia diretamente no critério de Coulomb. Aplica-se uma tensão normal num plano e verifica-se a tensão cisalhante que provoca a ruptura.

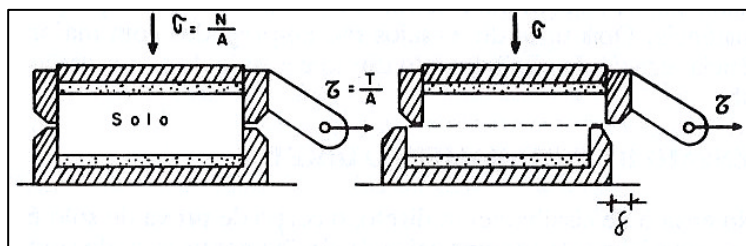
FIGURA 24– PROCEDIMENTO ADOTADO NA COLETA DE AMOSTRAS INDEFORMADAS



Legenda: A – abertura do poço (1m de profundidade); B – amostra de aresta cúbica de 30 X 30 cm, retirada da parte central do poço; C – amostra de solo; D e E – amostra sendo envolta em camadas de parafina e bandagem (F), para manter umidade; G, H e I – amostra acomodada em caixa de madeira, para manter estruturas originais até a chegada ao laboratório.

Para o ensaio, um corpo de prova de solo é colocado parcialmente numa caixa de cisalhamento, ficando com sua metade superior dentro do anel (figura 25). Aplica-se inicialmente, uma força vertical na amostra, a caixa de cisalhamento é movida com velocidade constante em relação ao anel, medindo-se a força suportada pelo corpo de prova (tensão de ruptura e tensão residual) e o deslocamento vertical (que indica se houve variação do volume durante o ensaio).

FIGURA 25– ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO – ESQUEMA DO APARELHO.



Durante o ensaio, os deslocamentos horizontais são medidos e a variação da tensão cisalhante durante o deslocamento é determinada, sendo obtida a máxima tensão cisalhante. É possível também, determinar a resistência ao cisalhamento residual do solo, ou seja, aquela que o solo continua a apresentar após a ruptura

As máximas tensões cisalhantes de ensaios feitos com diferentes tensões normais aplicadas permitem determinar a envoltória de resistência.

A envoltória de Mohr é obtida através dos pontos (σ_n , $\tau_{máx}$) de cada tensão vertical aplicada. A tensão σ_n deve ser a tensão correspondente ao $\tau_{máx}$ obtido através da curva $\sigma_n \times \delta_{HOR}$. Ajustando-se uma reta a estes pontos, pode-se definir o ângulo de atrito (f) e a coesão do solo. Sendo a coesão definida pelo ponto em que a reta ajustada toca o eixo τ e, o ângulo de atrito por sua vez, definido pelo ângulo formado entre a reta ajustada e o eixo horizontal (LAME 2.01.14, MP-002, 2000).

Os ensaios de cisalhamento foram realizados em prensas automatizadas, com tensões normais nominais de 50, 100 e 150 kPa, a uma velocidade 0,03 mm/minuto, considerando uma deformação máxima de 20%. Foram ensaiados corpos de prova com dimensão de 50 mm de lado por 20 mm de altura.

O resultado dos ensaios representado por gráficos de tensão cisalhante versus deslocamento, na forma de envoltórias de resistência, consta em anexo (anexo 1) e os valores médios de coesão e ângulo de atrito esta representada na tabela 10.

O Cambissolo distrófico (Cd) foi o que apresentou a menor coesão (7,1kPa), e o maior ângulo de atrito 30,1°. A baixa coesão revela uma alta concentração de partículas da fração areia, o que é confirmado com a análise granulométrica deste ponto (tabela 9, ID 12). A maior valor de coesão foi encontrado para o solo Ca8 (Associação de Cambissolos Álicos Tb + Solos Litólicos álicos), que ao contrário da do solo Cd, apresenta-se com um alta concentração de argila na análise granulométrica (tabela 9, ID1) .

A envoltória de resistência determinada para a amostra do Cambissolo Álico (Ca3) também apresenta coesão baixa, de 9,6 kPa, o que indica uma alta concentração de partículas da fração areia, é e concordante com a análise granulométrica, que para este solo é representado pelas amostras ID3, ID8 e ID9 (tabela 9).

TABELA 10– VALORES DE COESÃO E ÂNGULO DE ATRITO DAS AMOSTRAS.

AMOSTRA	REGISTRO LAME	CLASSE	COESÃO (kPa)	ÂNGULO DE ATRITO (°)
Amostra 01	2.0006.03	Cd	7,1	30,1
Amostra 02	2.0007.03	Ca5	13,5	21,7
Amostra 03	2.0008.03	HG1	10,9	25,5
Amostra 04	2.0009.03	Ca8	17,0	23,5
Amostra 05	2.0011.03	Ca3	9,6	17,0
Amostra 06	2.0004.04	Ca1	14,8	23,2

c) determinação da massa específica dos grãos

Juntamente com os ensaios de cisalhamento direto foram obtidos os índices físicos do solo. Para identificar o estado do solo, empregam-se índices que correlacionam os pesos e os volumes das três fases (sólido + líquidos + gases) que compõe o solo. O peso específico dos grãos é uma característica dos sólidos, é a relação entre o peso das partículas sólidas e o seu volume.

É determinado em laboratório para cada solo. Coloca-se um peso seco conhecido do solo num picnômetro e, completando-o com água, determina-se o peso total. O peso do picnômetro completado só com água, mais o peso do solo, menos o peso do picnômetro com solo e água, é o peso da água que foi substituída pelo solo. Deste peso, calcula-se o volume de água que foi substituído pelo solo e que é o volume do solo. Com o peso e o volume, tem-se o peso específico.

Razões entre pesos e volumes são denominados pesos específicos, e expressos geralmente em kN/m^3 . Razões entre quantidade de matéria (massa) e volume são denominadas massas específicas, e expressas em ton/m^3 , kg/dm^3 ou g/cm^3 .

A relação entre os valores numéricos que expressam as duas grandezas é constante. Se um solo tem uma massa específica de $1,8 \text{ ton/m}^3$, por exemplo, seu peso específico é o produto deste valor pela aceleração da gravidade, que varia conforme a posição do globo terrestre, e que vale entorno de $9,81 \text{ m/s}^2$ (em problemas de engenharia prática adota-se, simplificada, 10 m/s^2). O peso específico é portanto de 18 kN/m^3 .

Os valores de índices físicos obtidos nos ensaios são apresentados na tabela a seguir:

TABELA 11 - ÍNDICES FÍSICOS DAS AMOSTRAS DE SOLO OBTIDOS EM ANÁLISE NO LAME.

Ensaio	Amostra 01	Amostra 02	Amostra 03	Amostra 04	Amostra 05	Amostra 06
Amostra	2.0006.03	2.0007.03	2.0008.03	2.0009.03	2.0011.03	2.0004.04
Massa específica (g/cm³)	2,746	2,721	2,696	2,682	2,557	3,055
Massa específica seca (g/cm³)	1,231	1,175	1,375	1,203	1,111	1,128
Massa específica natural (g/cm³)	1,692	1,716	1,845	1,729	1,482	1,638
Índice de vazios inicial (e0)	1,233	1,315	0,961	1,230	1,305	1,712

Estes valores de índices físicos foram usados para determinação dos pesos específicos do solo, abordados na equação de fator de segurança:

- Peso específico do solo natural (g_{nat})** - é definido como sendo a razão entre o peso da amostra de solo pelo volume da mesma, como coletada no campo.
- Peso específico do solo saturado (g_{sat})** - é o peso da amostra de solo depois de ficar saturada com água, ou seja, quando todos os vazios cheios de água. Pode ser definido pela equação:

$$g_{sat} = \frac{g_g + eg_a}{1 + e} \quad (20)$$

utilizando os valores de massa específica (γ_g) e os índices de vazios (e), obtidos no ensaio, pode-se calcular o peso específico do solo saturado.

- Peso específico do solo submerso (g_{sub})** É igual ao peso específico natural menos o peso da água. É o peso específico do solo *in situ* quando este se encontra submerso na água e submetido ao empuxo de Arquimedes, não sendo possível sua medida por via direta. Equivale, por definição, à seguinte expressão:

$$g_{sub} = g_{nat} - g_a \quad (21)$$

Os valores obtidos de peso específico natural, saturado e submerso, para cada tipo de solo da área em estudo é apresentado na tabela 12.

TABELA 12 - VALORES CALCULADOS DE γ_{sub} E γ_{sat} E O PESO NATURAL (γ_{nat}) PARA CADA TIPO DE SOLO DA ÁREA EM ESTUDO.

TIPO DE SOLO	PESO SUBMERSO γ_{sub} (kN/m ³)	PESO SATURADO γ_{sat} (kN/m ³)	PESO NATURAL γ_{nat} (kN/m ³)
Ca1	7,58	17,58	16,38
Ca3	6,75	16,75	14,82
Ca5	7,43	17,43	17,16
Ca8	7,54	17,54	17,29
Cd	7,82	17,82	16,92
HG1	8,65	18,65	18,45

Os pesos específicos do solo (γ_{nat} , γ_{sub} , γ_{sat}) e os parâmetros de resistência do solo (coesão e ângulo de atrito) foram inseridos no mapa temático, como *items* na Tabela de Atributos (*attribute table*), sendo que cada tipologia de solo possui valores específicos, como mostra a tabela 13.

TABELA 13 – PARÂMETROS PEDOLÓGICOS ANALISADOS E INSERIDOS NO MAPA TEMÁTICO.

CLASSE	UNIDADE	ESPESSURA	COESÃO (cs)	ÂNGULO DE ATRITO (f)	γ_{nat}	γ_{sub}	γ_{sat}
Solos Cambissolo	Ca1	100 cm	14,8	23,2	17,79	7,58	17,58
	Ca3	100 cm	9,6	17,0	14,82	6,75	16,75
	Ca5	150 cm	13,5	21,7	17,16	7,43	17,43
	Ca8	100 cm	17,0	25,5	17,29	7,54	17,54
	Cd	200 cm	7,1	30,1	16,92	7,82	17,82
Solos Hidromórficos	HG1	200 cm	10,9	25,5	18,45	8,65	18,65
Solos Litólicos	Af	50 cm	17	23	15,5	5,54	15,54

NOTA: os valores de Af, por não ter sido amostrado em campo, foram obtidos da literatura (NUNES, 2000)

3. Parâmetros de cobertura vegetal

Para analisar a influência da cobertura vegetal na estabilidade de vertentes, primeiramente é necessário distinguir as várias tipologias vegetacionais presentes na área. Para isso, fez-se a compilação do Mapeamento da Floresta Atlântica do Paraná – SEMA (2002).

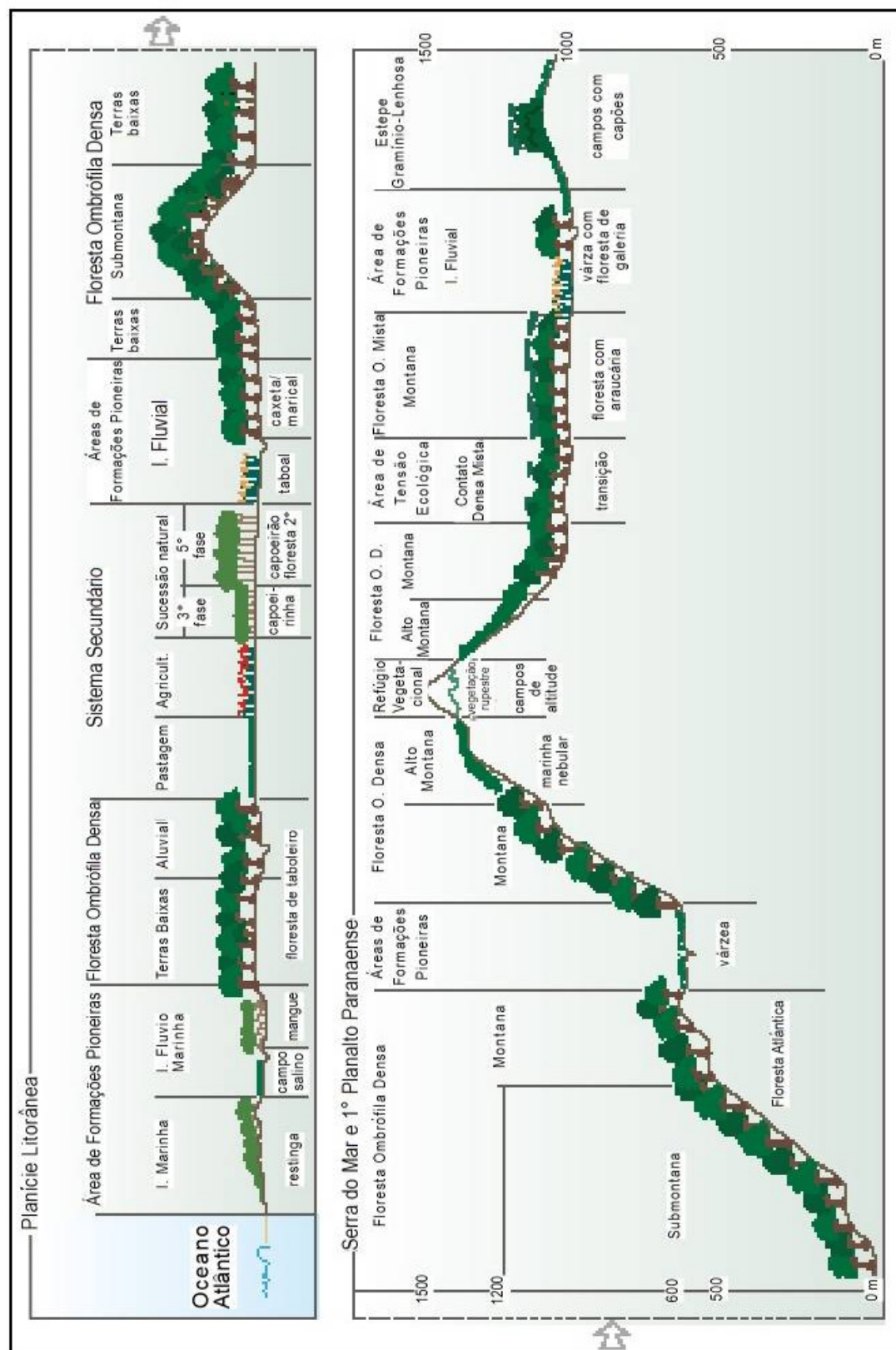
A figura 26 apresenta o perfil esquemático da vegetação que ocupa a Serra do Mar, a Planície Litorânea e o Primeiro Planalto paranaense, onde são consideradas as informações de Floresta Ombrófila Densa, as subformações da Floresta Ombrófila Mista, formação do sistema secundário e áreas de transição entre as unidades fitogeográficas chamadas de áreas de tensão ecológica. A área em estudo pode ser enquadrada neste perfil, sendo que é formada por uma área de planície, onde é encontrado o sistema secundário da vegetação, com áreas de agricultura, capoeira e capoeirão. No início das encostas, até 600 m de altitude é encontrada a Floresta Ombrófila Densa (F.O.D.) Submontana. Acima de 600 m, até 1200, a Floresta Ombrófila Densa Montana e acima de 1200, a Floresta Ombrófila Densa Altomontana. Acima de 1500m são encontrados os refúgios vegetacionais, com vegetação rupestre e campos de altitude.

As tipologias vegetacionais que são encontradas na área em estudo, segundo RODERJAN, 1998 apud SEMA (2002) são descritas a seguir, e apresentadas na figura 27:

Sistema Primário da vegetação:

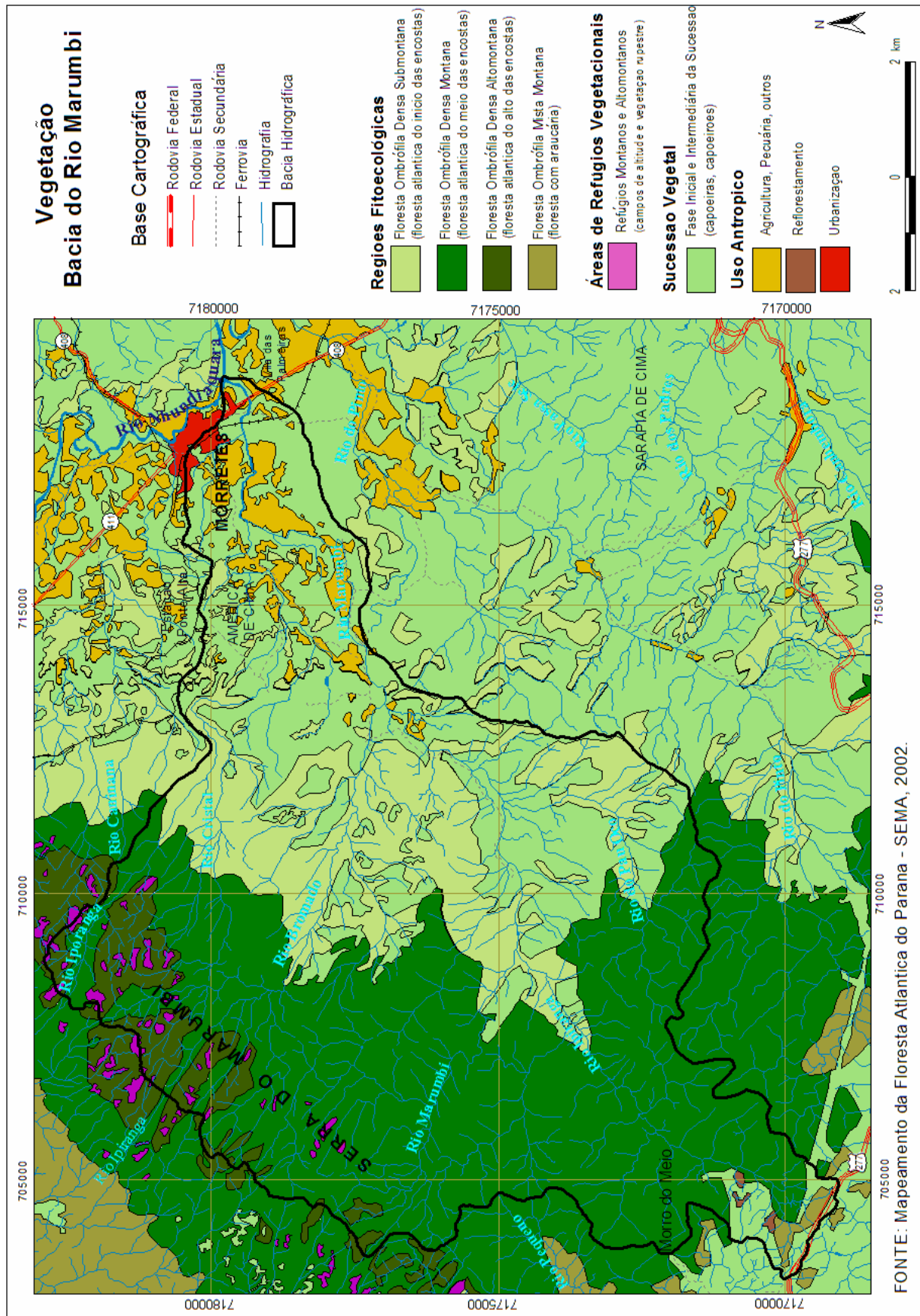
- **Floresta Ombrófila Densa Submontana** (floresta atlântica de início das encostas) – compreende as formações florestais que ocupam a planície Litorânea com sedimentos quaternários de origem continental (depósitos coluviais) e o início das encostas da Serra do Mar. Na área em estudo estão situadas numa altitude de 20 a 600 metros, aproximadamente, não enfrentando baixas térmicas inverniais (geadas). Ocupa 19,3 % da área da bacia. Nesta região a formação submontana apresenta maior diversidade vegetal, não estando sujeita às limitações por excesso de umidade. A cobertura típica é florestal, multiestratificada, cujo dossel pode atingir até 30 metros de altura.

FIGURA 26 – PERFIL ESQUEMÁTICO DOS PRINCIPAIS TIPOS DE VEGETAÇÃO



Fonte: RODERJAN (1998) apud SEMA, 2002.

FIGURA 27 – VEGETAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO – BACIA DO RIO MARUMBI



As espécies mais comuns são canela preta, laranjeira do mato, bocuva, tanheiro, jequitibá, estopeira, caovi, canjerana, cedro brasileiro e guaricica. Nos extremos inferiores distingue-se Maria-mole, erva-de-macuco, pasto-de-anta, casca d'anta, palmito juçara.

- **Floresta Ombrófila Densa Montana** (floresta atlântica do meio das encostas) – são as formações florestais que ocupam a porção intermediária da Serra do Mar, situadas entre 600 e 1200 metros. Ocupa uma área de 47,9 km² dentro da bacia do Marumbi, representando a maior expressão areal. Embora com fisionomia semelhante a submontana, sua florística é diferenciada, com diminuição e até ausência de espécies tropicais, em função das baixas temperaturas impostas pela altitude, podendo ocorrer geadas. Os solos são de menor profundidade. Ocorrem em relevo de maior declividade e sob temperaturas mais amenas, influenciadas pelo escoamento do ar frio planáltico. Nestes ambientes podem ocorrer canela-preta, canela-sassafrás, pau-óleo, guatumbu, guapema, açoita-cavalos, canjerama, cedro-brasileiro. Nos estratos inferiores capororoca, ingá-macaco, erva-mate, além de *Myrtaceae* e *Rubiaceae*.
- **Floresta Ombrófila Densa Alto Montana** (floresta atlântica do alto das encostas) - compreende as formações florestais que ocupam as porções mais elevadas da Serra do Mar que, no Paraná, ocorrem em altitudes acima de 1200 metros. A linha divisória entre a Floresta Ombrófila Densa Montana e Alto Montana de 1200m, ao contrário da que divide a Submontana da Montana, não é assim tão nítida, existindo na verdade uma zona de transição onde associações vegetais de cada uma se entrelaçam formando, às vezes, uma ondulação alongada entre as duas subformações. As baixas temperaturas, os ventos fortes e constantes, a elevada nebulosidade e os solos progressivamente mais rasos e de menor fertilidade, como os Litólicos, condicionam o desenvolvimento dessa cobertura vegetal, que é constituída por associações arbóreas simplificadas e de porte reduzido (3 a 7 metros). Na bacia do Marumbi, cobrem uma pequena porção de 4,7% da área, localizando-se no extremo norte da área. São denominadas regionalmente de “matinhas nebulares” e nelas epitifismo vascular é reduzido, sendo abundante o avascular de musgo e hepáticas, que recobrem integralmente troncos e ramificações das árvores (RODERJAN, 1994). Nestas situações são típicas pinheiro bravo,

capororoca, canela-preta e as exclusivas *Tabebuia catharinensis*, *Weinmannia humilis*, *Clethra uleana* (RODERJAN 1998 *apud* SEMA, 2002).

- **Floresta Ombrófila Mista Montana** (florestas ripárias ou florestas ciliares)
Compreende as formações florestais onde é dominante *Araucária angustifolia* (Pinheiro – do - Paraná), ocupando uma área extremamente pequena na bacia, apenas 0,4% da área, estando localizada no extremo sudoeste da bacia, nas nascentes do Rio Ipiranga. Tendo igualmente sofrido intensa transformação, observam-se atualmente apenas fragmentos profundamente alterados pela exploração seletiva. A *Araucária*, contudo, é sempre presente, formando um estrato acima de 15 a 20 metros de altura, podendo ocorrer indivíduos emergentes acima de 25 metros. Na fase inicial forma povoamentos puros de *bracatinga*, sucedidos por formações com a presença característica de *vassourão-branco*, *vassourão-preto* e *canela-guaicá*. São espécies companheiras da *Araucaria angustifolia* na fase madura; *imbuia*, *canelasassafrás*, *ipê-amarelo*, *cedro*, *canjerana*, *erva-mate*, *caúna*, *miguel pintado*, *camboatá*, *cataia*, *guabirova*, *pitangueira* e muitas outras.
- **Áreas de refúgios vegetacionais** – (campos de altitude e vegetação rupestre) - Os refúgios vegetacionais são as vegetações das cimeiras das serras, situadas acima do limite da Floresta Ombrófila Densa Altomontana ou a ela entremeada. Inclui formações campestres (campos de altitude), geralmente acima de 1200m e a vegetação dos afloramentos rochosos (vegetação rupestre) dos topos das montanhas, em paredões rochosos já acima de 1000m. São predominantes os representantes do *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Asteraceae*, *Euphorbiaceae*, *Ericaceae*, *Euriocauleaceae*, *Mimosaceae* e *Melastomaceae*. Sobre os afloramentos rochosos predominam *Bromeliaceae*, *Apocynaceae* e líquens dos gêneros *Rhizocarpus*, *Parmelia* e *Cladonia* (RODERJAN, 1998, *apud* SEMA, 2002).

Sistema secundário da vegetação

- **Fase inicial (capoeirinhas)** - Estão incluídas nesta tipologia as três primeiras fases da sucessão natural e que constituem o denominado “estágio inicial da sucessão vegetal”, conforme a legislação vigente. Popularmente denominadas “capoeirinhas”, correspondem a áreas onde houve supressão total da vegetação, seguida de um período mais ou menos longo de utilização pela agricultura. Depois de abandonados, regeneram-se naturalmente por diferentes vias, dependentes do tipo e da intensidade do uso do solo que lhes antecedeu. Predominam representantes de Asteraceae (vassouras), Pteridaceae (samambaias), e Poacea (gramíneas).
- **Fase intermediária (capoeirão)** - Esta incluída nesta tipologia a quarta fase da sucessão vegetal e que constitui o denominado “estágio médio da sucessão vegetal”, conforme a legislação vigente. Popularmente denominada “capoeirão”, corresponde a áreas onde houve supressão total da vegetação, seguida de um período mais ou menos longo de utilização pela agricultura. Após abandonadas, regeneram-se naturalmente por vias dependentes do tipo e da intensidade do uso do solo que lhes antecedeu. Sucede a fase anterior (inicial), através da colonização por espécies arbóreas de crescimento rápido, em geral das famílias Melastomataceae, Asteraceae, Vochysiaceae, Myrsinaceae e Mimosaceae.

Estas duas tipologias foram apresentadas em uma única classe no mapa de vegetação da área em estudo.

As tipologias Agropecuária, Reflorestamento e Uso Urbano, consideradas uso do solo, estão incorporados ao mapa de vegetação.

- **Agropecuária** - Constitui a somatória dos sistemas agrícolas produtivos do homem. Como principais cultivos da região, destaca-se o da banana, mandioca, maracujá, cana de açúcar e chuchu. Cobrem 3,4% da área, e como localizam-se em relevo plano, não apresentam risco de escorregamentos.
- **Reflorestamento** - Constitui as áreas ocupadas por povoamentos comerciais, implantados com espécies arbóreas predominantemente dos gêneros Pinus e Eucalyptus. Uma área muito pequena é encontrada na bacia em estudo, nas nascentes do rio Ipiranga, extremamente sudoeste da área, próximo a BR-277.

Conforme discutido nos métodos (capítulo 3), a influência da vegetação na análise da estabilidade de vertentes pode ser avaliada e quantificada considerando os seguintes parâmetros:

3.1 Peso das árvores (P_a)

A pressão (σ_a) exercida sobre a vertente pelo peso das árvores, é resultante do peso das mesmas (P_a) dividida pela área de abrangência das raízes.

Diversos valores de σ_a foram estimados por alguns pesquisadores, sendo estes valores encontrados em torno de 2,5 kPa (BISHOP & STEVES, 1964); 5,2 kPa (WU *et al.*, 1979) e de 3,0 kPa na Serra do Mar (WOLLE & PEDROSA, 1981). O efeito do aumento do peso é considerado somente para árvores, uma vez que o peso de gramíneas e arbustos é comparativamente muito menor. A sobrecarga advinda do peso das árvores aumenta as forças mobilizantes em uma vertente, mas ao mesmo tempo, aumenta a resistência do solo devido às raízes.

Uma média desse valor foi atribuído a cada tipologia de cobertura vegetal, de acordo com o porte das árvores de cada tipologia, como é apresentado na tabela 12, lembrando que este valor varia conforme a inclinação da vertente.

3.2 Força do vento atuando na copa das árvores (F_{ve})

A tensão de tração provocada pela ação do vento sobre as árvores pode atuar como uma força favorável ao escorregamento.

FENDRICH & FERREIRA (1995) realizaram levantamento de dados da velocidade do vento na estação climatológica de Morretes, revelando uma velocidade de 50,4 km/h, sendo muito freqüente picos de velocidade de 90 km/h. Simulando-se uma das piores situações, considerou-se aqui essa velocidade do vento, de 90 km/h, na aplicação da equação que determina a pressão de arrasto do vento, obtendo-se o valor de $\sigma_{ve} = 1$ kPa, lembrando que esse valor varia conforme a inclinação do terreno. Este valor foi atribuído nas áreas cujas tipologias de vegetação são constituída por árvores altas (superiores a 20 metros), conforme visto na tabela 12.

3.3 Contribuição da raiz para coesão do solo (s_r)

A contribuição da raiz na resistência ao cisalhamento do solo atua como uma força resistente na equação de fator de segurança. Segundo WU *et al* (1979), o valor de S_r pode ser estimado em 5,9 kPa.

Estudos desenvolvidos por O'LOUGHLIN (1984), indicam que gramíneas, legumes e pequenos arbustos podem exercer um efeito significativo de reforço do solo até uma profundidade de 0,75 – 1,5 m, enquanto as árvores podem aumentar a resistência do solo a profundidades de 3 metros ou mais, dependendo da morfologia das raízes. Os sistemas de raízes levam a um aumento da resistência do solo, não só pelo aumento da coesão, devido à ação de ligamento nas fibras que compõem o solo, como também pela adesão das partículas de solo nas raízes.

Com base nesta citação, atribuiu-se o valor de 5,9 kPa nas tipologias F.O.D. Submontana, F.O.D. Montana, F.O.D. Altomontana, F.O.Mista Montana, Capoeiras e Reflorestamentos, quando estas apresentam-se em solos com profundidade de até 3 metros e nas áreas de Vegetação rupestre e Campos de altitude, quando este apresentava-se em solos com profundidades até 1,50m (tabela 12). Esses valores não devem ser levados em conta se o plano potencial de escorregamento se situar em profundidades superiores dos valores acima citados.

3.4 Tensão suportada pelas raízes na resistência do solo à ruptura (T)

Como já visto, os sistemas de raízes levam a um aumento da resistência do solo, não só pelo aumento da coesão devido a ação de ligamento nas fibras que compõem o solo, como também pela adesão das partículas de solo nas raízes.

O efeito da resistência à tensão é limitado em vegetação que apresenta raízes pouco profundas, pois estas podem ser facilmente arrancadas do solo pela perda de ligação entre raiz e solo, antes que o pico de resistência à tensão seja atingido (WALDRON e DAKESSIAN, 1981). O efeito da tensão é mais pronunciado em árvores, cujas raízes penetram diversos metros no solo e especialmente se percorrem caminhos tortuosos em torno de pedras e outras raízes, o que fornece um bom ancoramento. Por outro lado, o efeito da resistência das raízes é

minimizado em locais onde o solo está sob compressão, em vez de tensão, como acontece no sopé das vertentes. Nesse caso, a ruptura das raízes pode ocorrer por flexão.

E segundo STYCZEM e MORGAN (1995), o valor médio de T gira em torno de 5 kN/m. Assim, esse valor foi atribuído às tipologias constituídas por árvores altas, como segue na tabela 12.

TABELA 14 – VALORES ATRIBUÍDOS AOS PARÂMETROS DE COBERTURA VEGETAL (s_a), (s_e), (s_r) E (T) EM RELAÇÃO A CADA TIPOLOGIA DE VEGETAÇÃO.

TIPO DE VEGETAÇÃO	s_a (kPa)	s_e (kPa)	s_r (kPa)	T (kN/m)
Floresta Ombrófila Densa Altomontana	2,5	0		-
Floresta Ombrófila Densa Montana	3,0	1	quando prof. do solo < 3,00m = 5,9	5
Floresta Ombrófila Densa Submontana	3,0	1		5
Floresta Ombrófila Mista Montana	3,0	1		5
Refugio Montanos (campos de altitude)	-	0	quando prof. do solo < 1,50m = 5,9	-
Capoeiras e Capoeirões	2,0	0	quando prof. do solo < 3,00m = 5,9	-
Reflorestamento	-	1		-
Agricultura	-	0	quando prof. do solo < 0,75m = 5,9	-

CAPÍTULO 5

INVENTÁRIO DOS ESCORREGAMENTOS

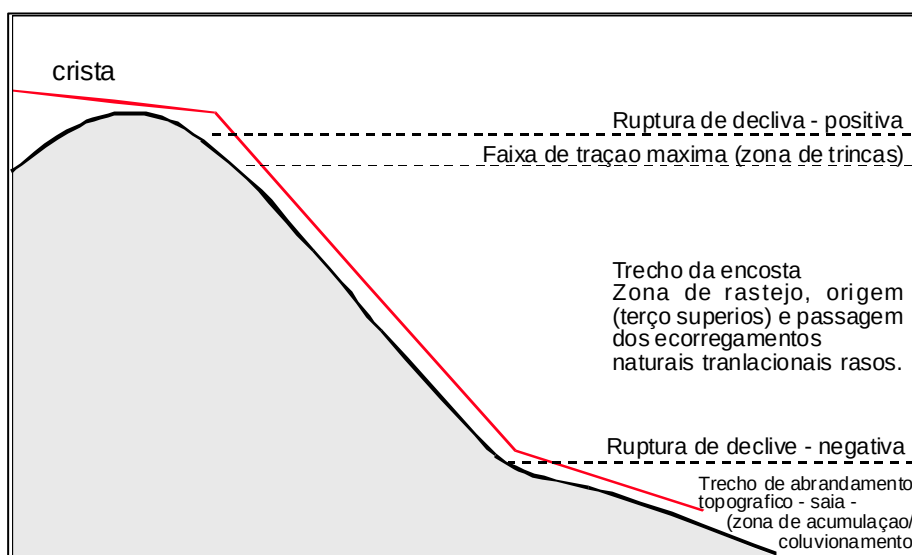
A Serra do Mar tem suas encostas caracterizadas por uma grande susceptibilidade a escorregamentos (movimentos de massa), envolvendo solos e rochas. A susceptibilidade é maior quando maior for a pluviosidade local, quanto mais acidentado for o relevo, e quanto maior for a inclinação da encosta. Essa susceptibilidade às vezes chega a ser tão acentuada, que em alguns casos, esses fenômenos ocorrem naturalmente, sem nenhum tipo de interferência humana. Ou podem vir a ocorrer por cortes em estradas, edificações ou desmatamentos.

Segundo SANTOS (2004), os escorregamentos naturais que ocorrem em solos na Serra do Mar são translacionais rasos sem superfície de ruptura definida. Esses escorregamentos são notadamente associados ao terço superior das encostas retilíneas com inclinações superiores a 30° e limitadas a montante por rupturas de declive positivas (figura 28). A ocorrência generalizada desses escorregamentos está comprovadamente relacionada a históricos pluviométricos caracterizados por prolongadas chuvas de saturação culminada com episódios de alta pluviosidade concentrada.

O autor considera ainda que, a dinâmica desses escorregamentos é associada às trincas de tração, normalmente ocorrentes logo abaixo das rupturas de declive, em uma zona de tração máxima promovida pelas diferenças de intensidade do rastejo dos solos superficiais a montante e a jusante da ruptura de declive. Essas trincas, permitem uma entrada de água no horizonte imediatamente inferior aos solos superficiais formando aí bolsões instantâneos de água (fornecimento, maior que capacidade de drenagem) que, a depender da relação de esforços resistentes e atuantes, podem “explodir” provocando um verdadeiro desmonte hidráulico na “raiz”

do escorregamento. Isto ocorre quando há episódios de alta pluviosidade concentrada. O material a jusante da raiz é mobilizado por arraste ou sobrecarregamento.

FIGURA 28 – PERFIL ESQUEMÁTICO DAS ENCOSTAS FAVORÁVEIS A ESCORREGAMENTOS

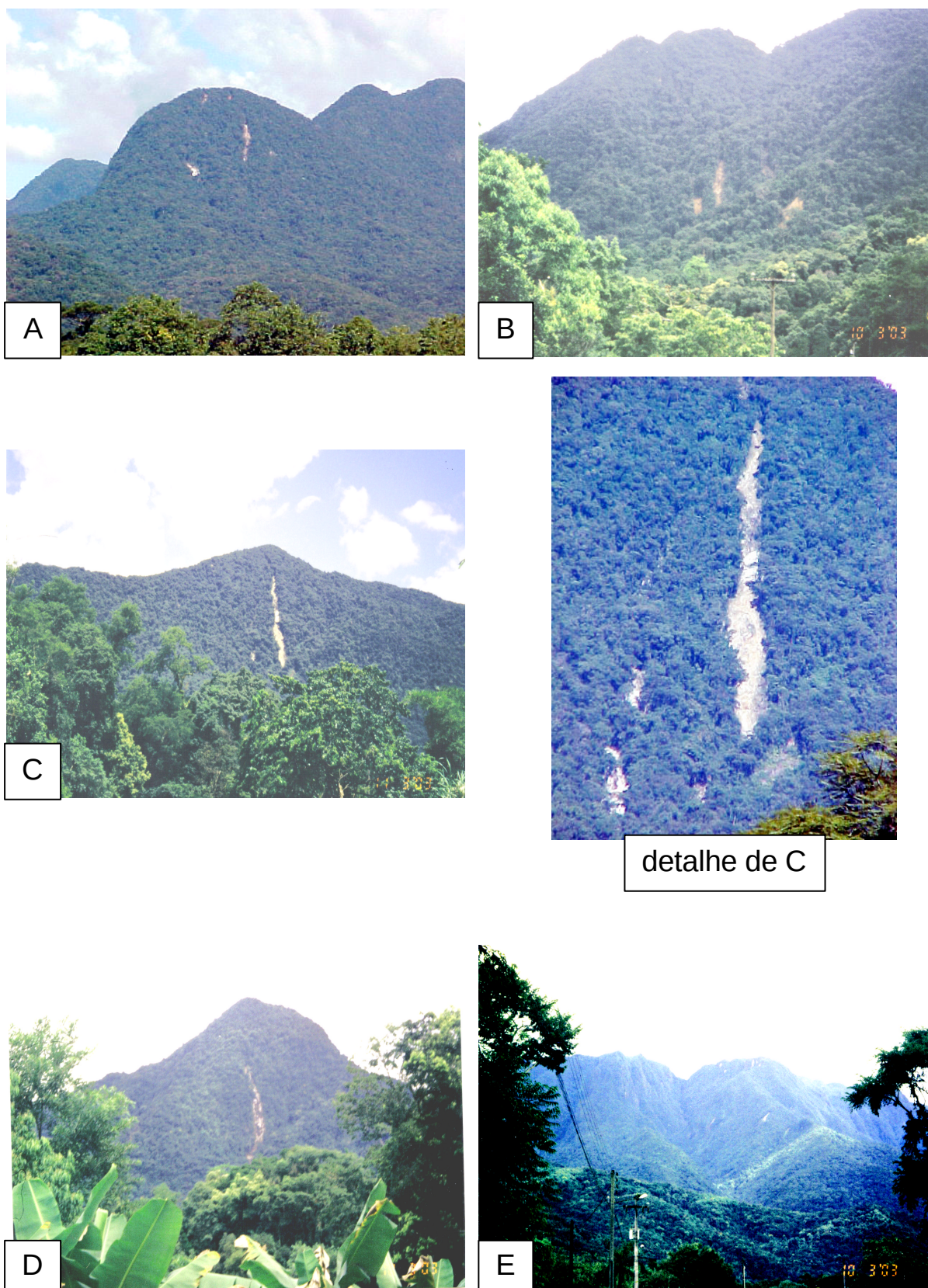


FONTE: SANTOS (2004).

Na área em estudo, onde pôde-se observar que a grande maioria dos escorregamentos estão associados a inclinações superiores a 25% e são também limitados a montante por rupturas de declives positivos.

Os escorregamentos observados na área em estudo podem ser classificados como translacionais planares, ocorrem geralmente em solos desenvolvidos em encostas com elevadas declividades e associados a períodos de pluviosidade intensa, como é o caso dos escorregamentos observados na figura 29. Estas cicatrizes ocorreram após um período de alta pluviosidade, em janeiro de 2003. Este mês apresentou uma média de pluviosidade de 369mm (SIMEPAR, 2003), que provocou uma série de escorregamentos na Serra do Mar, principalmente na BR277, o que veio a causar a interrupção parcial da rodovia. Em trabalho de campo realizado em março de 2003, observou-se que várias cicatrizes haviam surgido após esse período chuvoso, que não constavam em campo realizado em novembro de 2002.

FIGURA 29 – DETALHE DOS ESCORREGAMENTOS OBSERVADOS NA ÁREA EM ESTUDO



NOTA: As letras correspondem às anotações do mapa (figura 32)

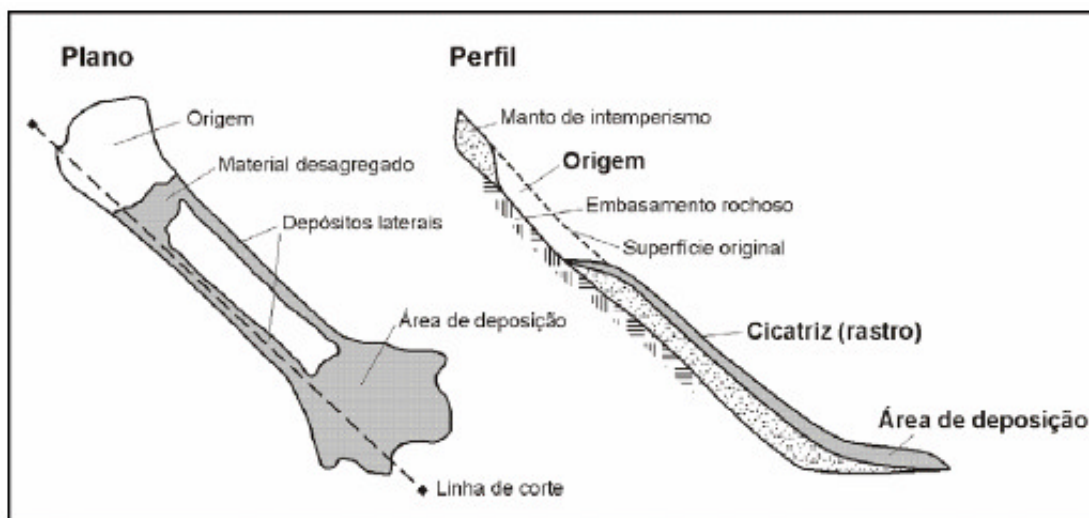
O mapa de inventário de escorregamentos representa a distribuição espacial dos movimentos de massa. O Sensoriamento Remoto possui excelente aplicabilidade para estudos de detecção e monitoramento das atividades de escorregamentos (os quais são informações fundamentais para prevenção deste fenômeno), porém imagens de satélite tem sido pouco usada em função da baixa resolução espacial dos sensores existentes. Com isso, o uso de fotografias aéreas tem predominado em estudos onde constam a elaboração dos mapas de inventário. Segundo MANTOVANI et al (1996), a escala adequada para que se reconheça os tipos e as causas dos escorregamentos devera ser igual ou superior a 1:25000.

O mapa de inventário da área em estudo foi realizado a partir da fotointerpretação das fotografias aéreas em meio digital, utilizando *Estereoscopia Digital* da ERDAS *Stereo Analyst*, que é um dos vários programas que suportam a fotogrametria digital, e portanto uma visão estereoscópica digital. Fazendo-se um *Orientamento Absoluto* é possível obter uma estereoscopia, ou uma série de estereoscopias adjacente (como uma faixa), na qual são associadas informações relativas a uma particular projeção cartográfica, e que portanto, cada ponto sobre a foto será definido por uma coordenada geográfica.

A identificação das cicatrizes de escorregamento foi possível observando características comuns e passíveis de serem observadas visualmente, como um ponto de origem definido pela superfície de ruptura e um rastro de destruição deixado na encosta. Em alguns casos, observa-se um leque de deposição onde grande parte da massa transportada é depositada, como apresentado no esquema da figura 30.

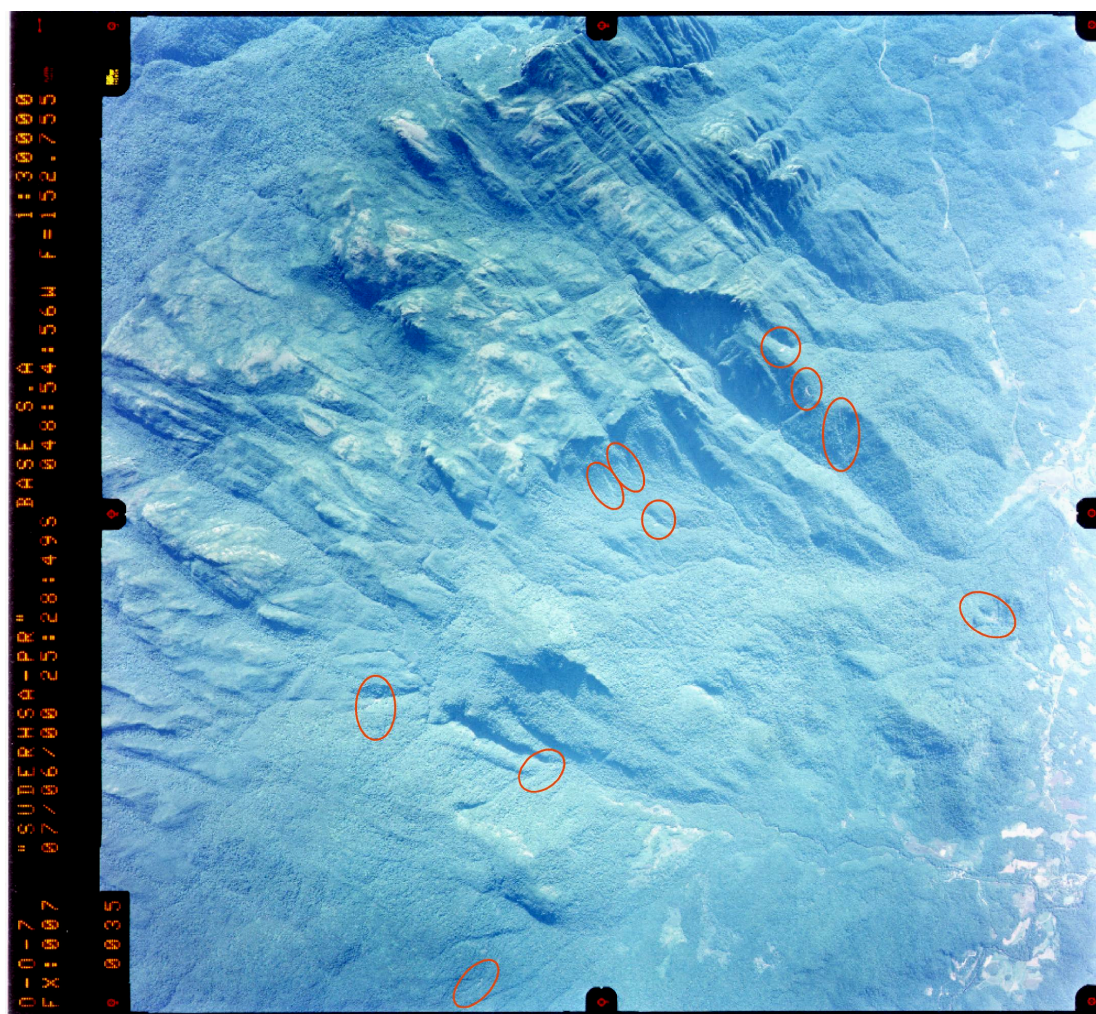
Na fotografia aérea, (figura 31), observa-se alguns exemplos dessas características. Os escorregamentos observados e catalogados são apresentados no mapa da figura 32.

FIGURA 30– CARACTERÍSTICAS TÍPICAS DE UM ESCORREGAMENTO.



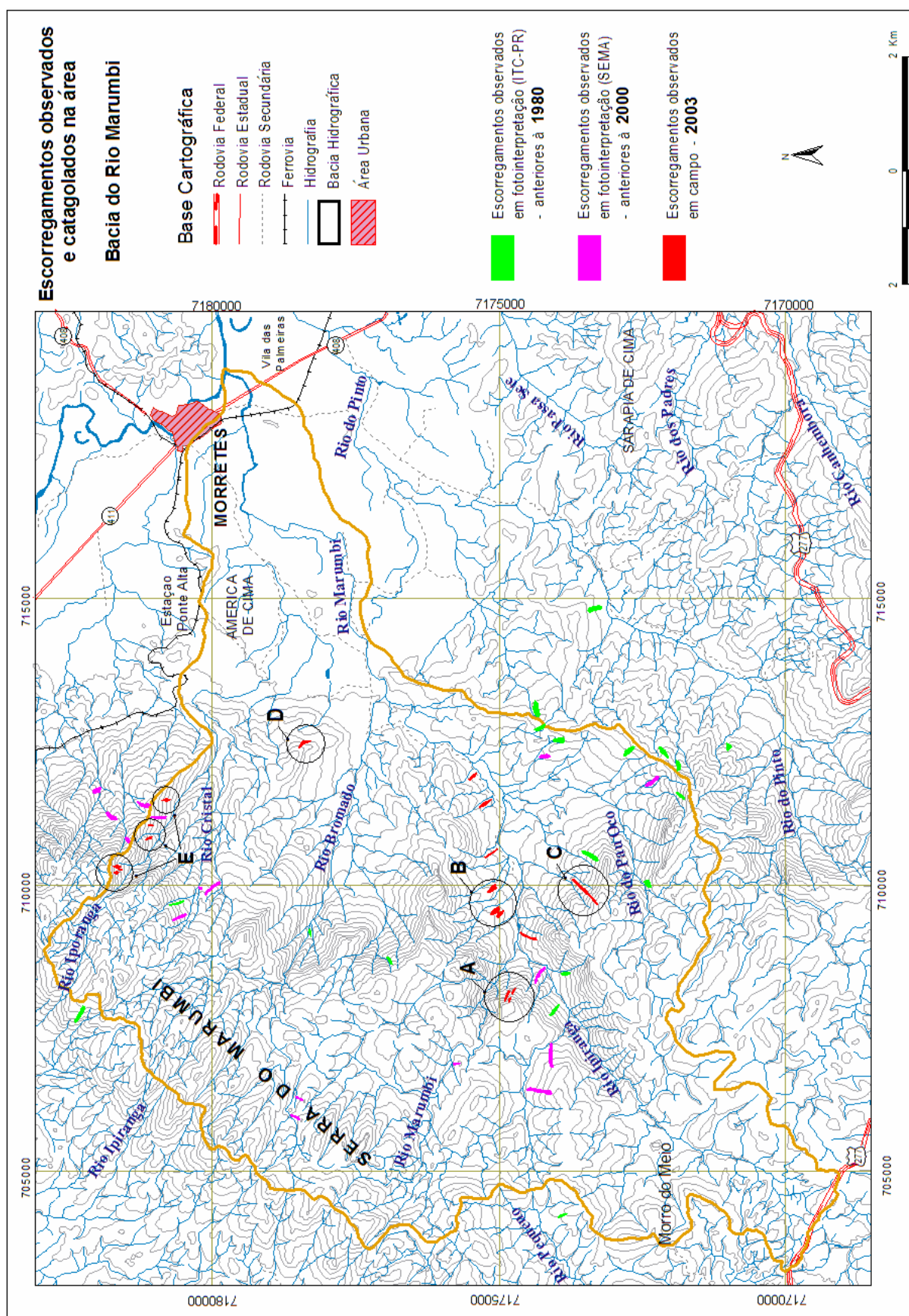
FONTE: DAÍ e LEE (2002)

FIGURA 31 – EXEMPLOS DE ESCORREGAMENTOS CATALOGADOS



NOTA: ESCALA ORIGINAL 1:30.000 – FAIXA 007 - FOTO 0035 – ANO 2000.

FIGURA 32– INVENTÁRIO DE ESCORREGAMENTOS NA ÁREA EM ESTUDO



Foram catalogadas 52 cicatrizes de escorregamentos na área em estudo, e verificou-se que há uma predominância destes nas áreas de solos Ca8 (Associação de Cambissolos Álicos Tb + Solos Litólicos Álicos) e os Af (Associação de Afloramento de Rochas + Solos Litólicos). Estes solos ocorrem associados a relevos intensamente movimentados, com altas declividades, superiores a 30°. Os Cambissolos constituem-se solos com horizonte B, parcialmente evoluídos, mas não o suficiente para alterar completamente os constituintes da fácil intemperização, como feldspatos e micas, e os solos Litólicos associados a Afloramentos de rochas são solos muito pouco desenvolvidos, com espessuras inferiores a 1m.

As áreas com declividades de 20° a 40° foram as que apresentaram o maior número de escorregamentos. A declividade alta potencializa a atuação da força de gravidade sobre o manto de intemperismo, diminuindo a resistência ao escorregamento do solo.

Em altas declividades (acima de 40°) a pouca profundidade do manto de intemperismo diminui a ocorrência de escorregamentos em função da pouca capacidade de retenção da água. Entretanto, na área em estudo, foram verificados alguns escorregamentos associados a essa declividade, como o exemplificado na figura 29 A e figura 32 A, ocasionados por chuvas intensas ocorridas no período de janeiro de 2003.

A maior frequência de cicatrizes de escorregamentos observadas ocorreram na faixa de 200 a 800 m de altitude, considerada média encosta. Acima de 800 m, verifica-se um menor número de cicatrizes, como a sudoeste da área, nas nascentes do Rio Ipiranga, onde o relevo apresenta-se em forma de colinas e morrotes e possui declividade até 20°, e onde não foram identificadas cicatrizes de escorregamentos.

Das 52 cicatrizes catalogadas, 25 encontram-se nas encostas voltadas para Leste, Sudeste e Sul. Estas são as direções predominantes das vertentes na área, correspondendo a 53% do total. SESTINI (1999), analisando as encostas na Serra do Mar, no município de Caraguatatuba, verificou este mesmo comportamento. Ele identificou que as encostas com maior frequência de escorregamentos eram voltadas para a direção SE.

Isto vem a confirmar as observações citadas por DAÍ e LEE (2002) onde destacam que a orientação das encostas afeta indiretamente a resistência ao

cisalhamento, em função da precipitação e de umidade, que esta vinculada à direção dos ventos e à insolação.

Na Serra do Mar, segundo GUTJAHR et al (2000), o elevado índice de precipitação ocorre principalmente devido ao efeito orográfico, relativo à grande variação topográfica do relevo, representada pelas escarpas da serra, e aos ventos oriundos do quadrante Sul. A umidade provinda do oceano pela brisa marítima (com ventos alísios de direção SE) favorece a umidade maior do solo nas vertentes voltadas para a direção E, S e SE.

Conseqüentemente, quando associados a precipitações intensas, o encharcamento dos solos nestas vertentes ocorre mais rápido, o que favorece aos escorregamentos.

As áreas de ocorrência do Granito Marumbi, e as áreas do Complexo Gnáissico Migmatítico, foram as que apresentaram o maior número de cicatrizes de escorregamentos. Nas áreas de depósito de colúvio foram observados 7 escorregamentos, no vale do Rio Ipiranga, a sudoeste da área. Estes, apesar de encontrarem-se em áreas de depósito de colúvio, encontram-se associados a altas declividades, como é o caso do escorregamento assinalado como B nas fotos da figura 29. Outros, relacionados a área de depósito, são pequenos escorregamentos que ocorreram em pequenos cortes de estradas.

Com a sobreposição das cicatrizes catalogadas e o mapa de cobertura vegetal, verifica-se uma grande incidência de escorregamentos nas áreas das tipologias de Floresta Ombrófila Densa Submontana e Montana, sendo que 33 dos 52 escorregamentos catalogados encontram-se em áreas com essas tipologias vegetacionais. E uma menor incidência nas áreas de Capoeiras, correspondendo a 19 escorregamentos.

Nas tipologias de Floresta Ombrófila Densa Altomontana e nas áreas de campo de altitude e vegetação rupestre não foram observados cicatrizes de escorregamento.

Existe consenso generalizado entre diversos especialistas de que as florestas desempenham um importante papel na proteção do solo, e que a retirada da cobertura vegetal de porte arbóreo pode ocasionar, não só o aparecimento de erosão, mas também movimentos coletivos de massas. Porém há casos observados

de grandes escorregamentos deflagrados em regiões cobertas por vegetação arbórea (VARGAS, 1999).

Muitas pesquisas realizadas na Serra do Mar, em geral, citam casos de movimentos de massa ocorridos em áreas com florestadas (CRUZ, 1974; SESTINI, 1999; AUGUSTO FILHO, 1994). Na área em estudo, verifica-se que os escorregamentos que ocorreram em áreas florestadas, estão associados a declividades altas, e podem ter sido causados, entre outros fatores, pela sobrecarga vertical, causada pelo peso da vegetação. A força atribuída ao solo pelo peso das árvores varia com a inclinação do terreno.

No caso dos escorregamentos observados na figura 29, foram deflagrados também pelo encharcamento do solo, que saturou-se após chuvas intensas, ocasionadas no mês de janeiro de 2003, como já citado.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO E RESULTADOS

1. Aplicação do método para determinação do fator de segurança

A partir da determinação de todas as variáveis atuantes no processo de estabilidade de vertentes, e com base no modelo matemático referente a equação 10, pode-se simular situações que apresentam como resultado diferentes valores de fator de segurança.

A equação 10, repetida abaixo, nos fornece o fator de segurança de um talude de extensão infinita, sem levar em consideração os parâmetros de cobertura vegetal. E considera-se que a vertente não está totalmente saturada, que o nível do lençol freático tem a mesma espessura do solo, $h_1 = h_2$, ou seja, $Z/2$.

$$F_s = \frac{c + (h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub}) \cos^2 \alpha \tan \phi}{(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + h_2 g_a) \sin \alpha \cos i} \quad (10)$$

Para simularmos uma situação extrema, considera-se que o solo encontra-se saturado até a superfície, ou seja, $h_1 = 0$ e $h_2 = Z$, e lembrando ainda que $\gamma_{sub} = \gamma_{sat} - \gamma_a$, tem-se que:

$$F_s = \frac{c_s + Z g_{sub} \cos^2 \alpha \tan \phi}{Z g_{sat} \sin \alpha \cos i} \quad (22)$$

Com a equação 19, repetida abaixo, o fator de segurança é definido pelos parâmetros abordados na equação 10, mais os parâmetros de cobertura vegetal, quais sejam: a) a **contribuição da raiz** para coesão do solo, e a **tensão** a que são submetidas as raízes como **forças resistentes** ao movimento; b) **força do vento** atuando sobre a copa das árvores, como **força solicitante**; c) o **peso das árvores** tanto como **força resistente** como **solicitante**.

$$F_s = \frac{(c_s + s_r) + [(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + P_a) \cos^2 i + T \sin q] \operatorname{tg} f + T \cos q}{[(h_1 g_{nat} + h_2 g_{sub} + h_2 g_a + P_a) \operatorname{sen} i + F_{ve}] \cos i} \quad (19)$$

Com esta equação considera-se que a vertente não esta totalmente saturada, e que o nível do lençol freático tem a mesma espessura do solo, ou seja $h_1 = h_2$, ou $Z/2$.

No caso de chuva intensa, onde o solo encontra-se saturado, tem-se $h_1 = 0$ e $h_2 = Z$, ou seja, o nível do lençol freático atinge toda a espessura do solo. Assim, a equação (19) pode ser rearranjada:

$$F_s = \frac{(c_s + s_r) + [(Z g_{sub} + P_a) \cos^2 i + T \sin q] \operatorname{tg} f + T \cos q}{[(Z g_{sub} + Z g_a + P_a) \operatorname{sen} i + F_{ve}] \cos i} \quad (23)$$

E se considerando a vertente totalmente seca, após um longo período sem chuvas, tem-se $h_1 = Z$ e $h_2 = 0$, e assim:

$$F_s = \frac{(c_s + s_r) + [(Z g_{nat} + P_a) \cos^2 i + T \sin q] \operatorname{tg} f + T \cos q}{[(Z g_{nat} + P_a) \operatorname{sen} i + F_{ve}] \cos i} \quad (24)$$

Aplicando as equações 22, 19, 23 e 24 no mapa gerado a partir do cruzamento dos mapas temáticos (declividade, forma da vertente, solos e vegetação) que contém os valores de todos os parâmetros abordados, obtém-se como resultado um valor de Fator de Segurança para cada polígono criado.

Como já citado, teoricamente os valores de F_s maiores que 1 indicam que as forças resistentes são maiores que as solicitantes, e com isso o talude está em equilíbrio. E valores de F_s menores que 1 indicam que as forças solicitantes são maiores que as resistentes, e assim o talude estará em desequilíbrio. Considerou-se neste trabalho que as vertentes encontram-se instáveis com valores de F_s menores que 1,5. Este valor é uma margem de segurança considerado também pelo DNER (Departamento Nacional de Estradas e Rodagem), para cortes de taludes em estradas.

Para uma melhor visualização dos resultados obtidos, o mapa gerado foi reclassificado em 4 classes, como segue:

TABELA 15– CLASSIFICAÇÃO DO VALOR DE FATORES DE SEGURANÇA

CLASSE	F_s	CLASSIFICAÇÃO
1	$< 1,0$	muito instável
2	$1,0 - 1,5$	instável
3	$1,5 - 2,0$	estável
4	$> 2,0$	muito estável

E os mapas obtidos pelas simulações feitas através das equações 22, 24, 19 e 23 estão apresentados nas figuras 33, 34, 35 e 36.

FIGURA 33 – ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 22 – SEM VEGETAÇÃO, SOLO SATURADO)

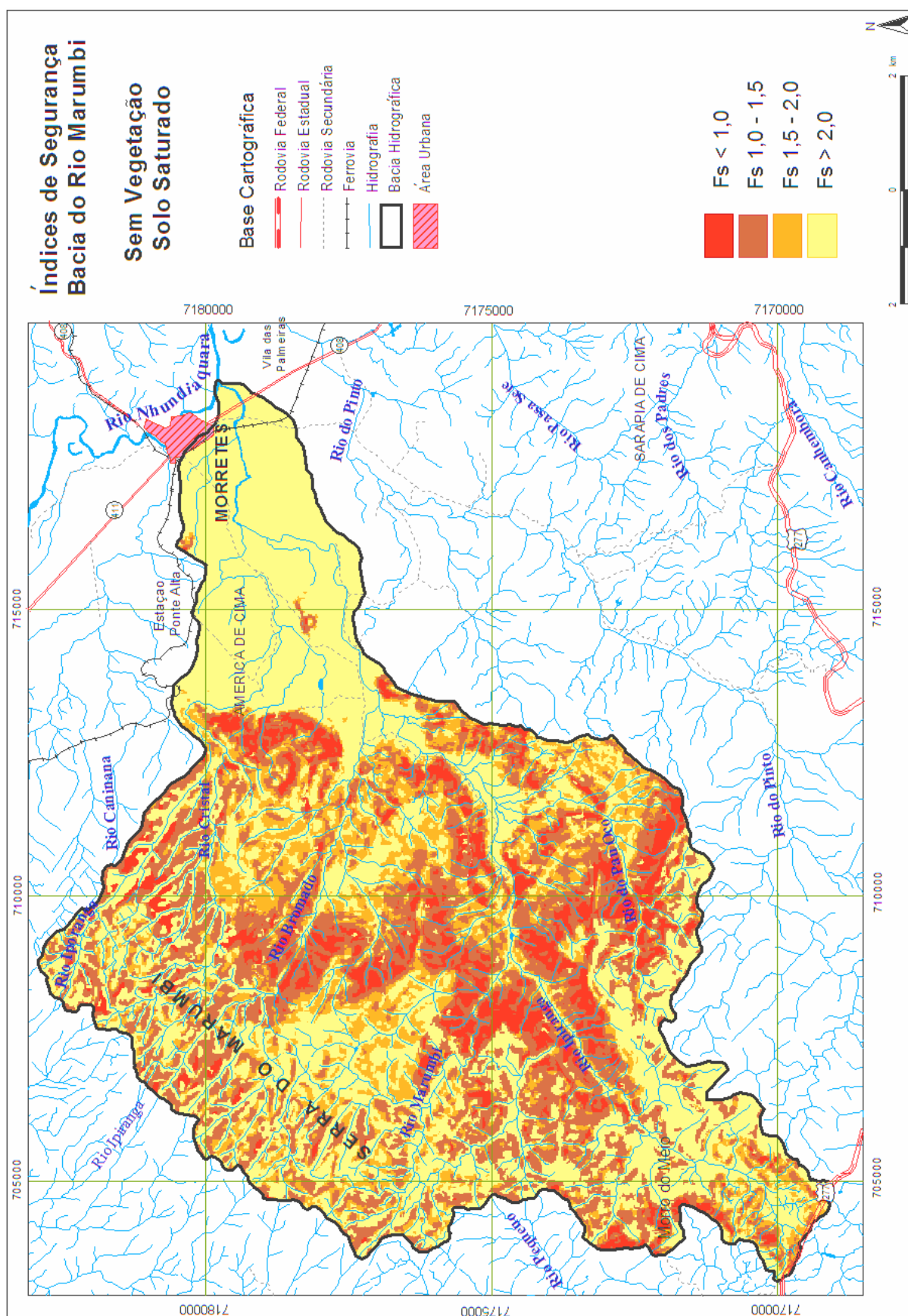


FIGURA 34 – ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 24 – COM VEGETAÇÃO, SOLO SECO)

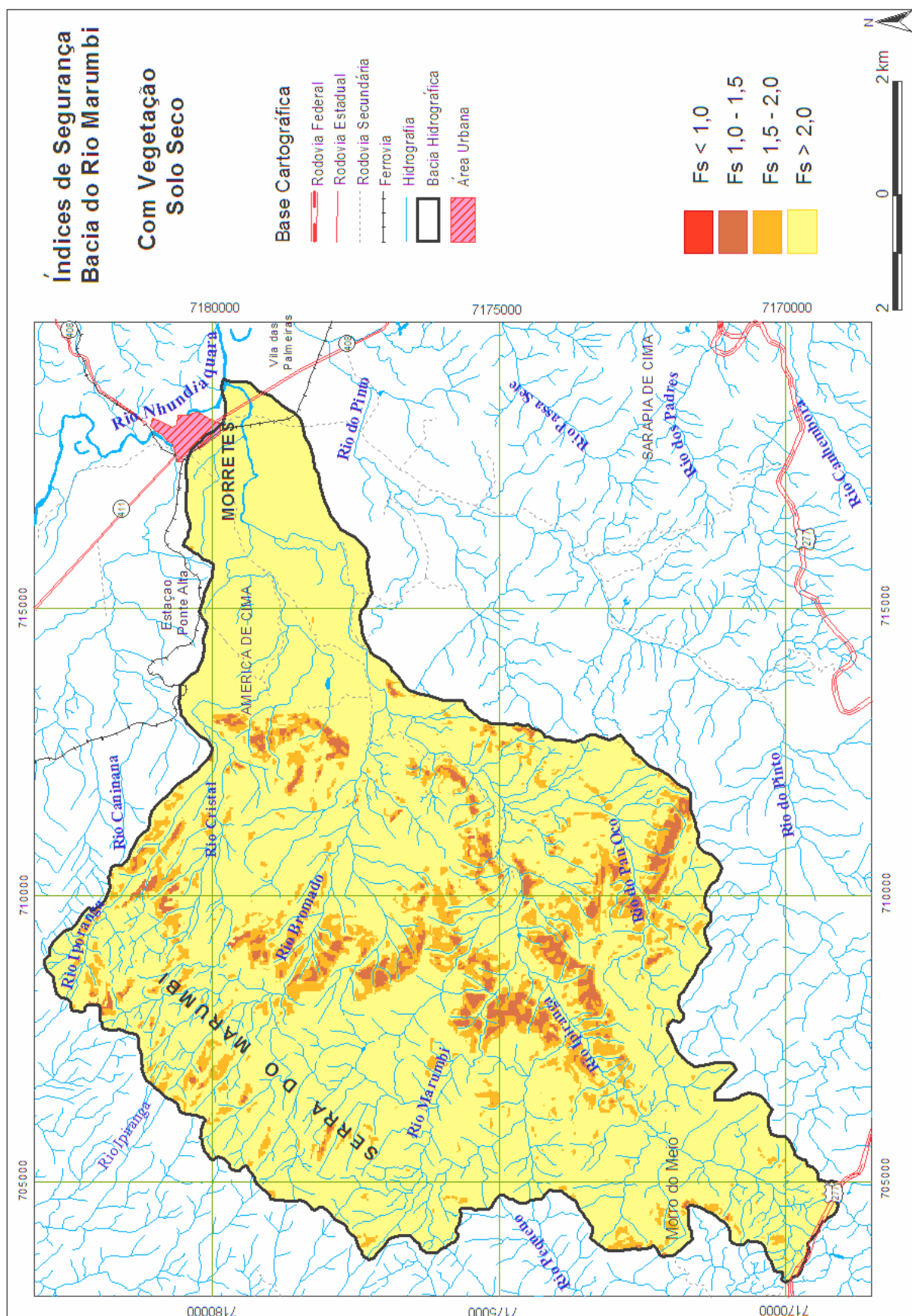
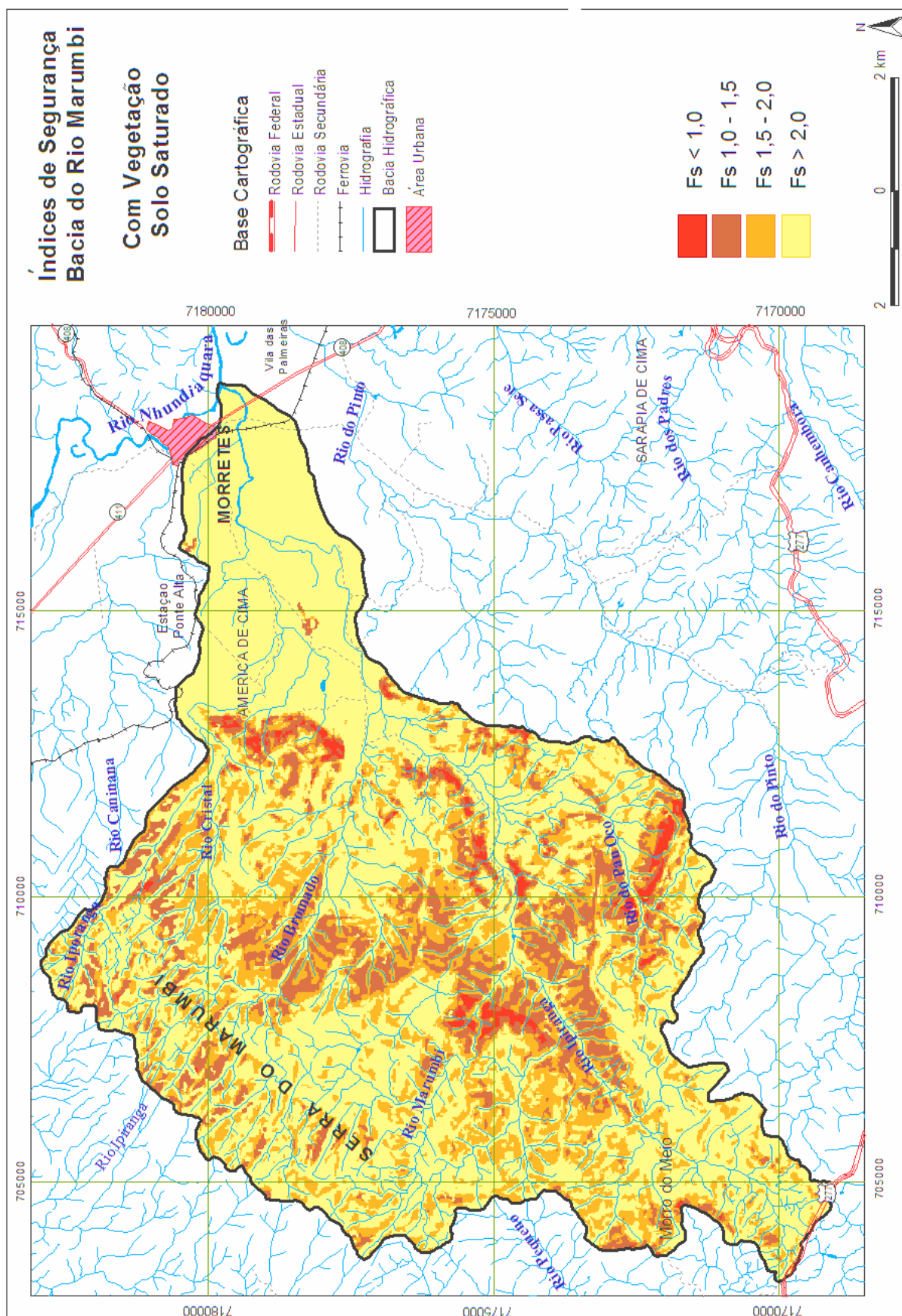




FIGURA 36 – ÍNDICES DE SEGURANÇA – BACIA DO RIO MARUMBI (EQUAÇÃO 23 – COM VEGETAÇÃO, SOLO SATURADO)



2. Análise dos resultados

Observa-se claramente nos 4 mapas gerados que quando não se leva-se em consideração os parâmetros da cobertura vegetal, mais de 35% da área apresenta-se com valores de segurança menores que 1,5. Sendo que desses 35%, 8% correspondem a valores de F_s inferiores a 1, ou seja, áreas muito instáveis, equivalendo a 8,42 Km².

Na aplicação das equações 24, 19 e 23, onde são incluídos os parâmetros da cobertura vegetal na análise, as áreas instáveis aumentam à medida que é simulado a saturação do solo. O mapa de figura 34 representa situação de solo seco, a figura 35 representa situação de solo não saturado e a figura 36, solo saturado. À medida que o solo vai se saturando, após eventos de chuvas intensas, ocorre uma gradativa diminuição da resistência do solo à erosão, pelo aumento da pressão neutra.

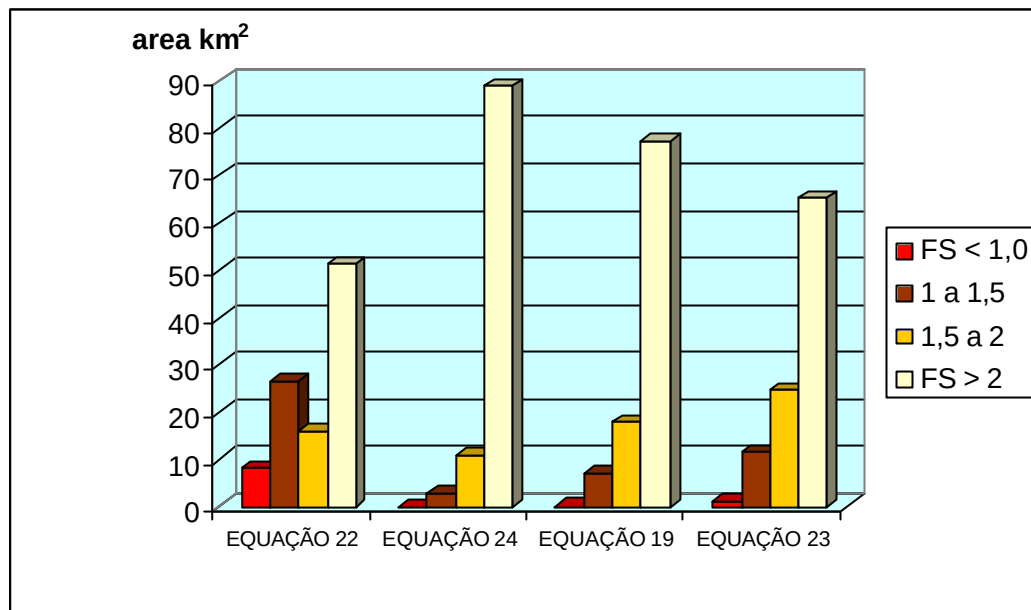
Considerando o solo seco (equação 23), menos de 3% da área da bacia apresenta-se em condições instáveis. Com a saturação do solo (equação 23), observa-se que mais de 12% da área da bacia apresenta-se instável, com valores de F_s inferiores a 1,5.

A quantificação dos resultados pode ser analisada observando-se a tabela 16 e o gráfico na figura 37.

TABELA 16- VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SEGURANÇA COM APLICAÇÃO DAS EQUAÇÕES 22, 24, 19 e 23.

CLASSE	EQUAÇÃO 22	EQUAÇÃO 24	EQUAÇÃO 19	EQUAÇÃO 23
	SEM VEGETAÇÃO		COM VEGETAÇÃO	
	SOLO SATURADO	SOLO SECO	SOLO NÃO SATURADO	SOLO SATURADO
	ÁREA (Km ²)	ÁREA (Km ²)	ÁREA (Km ²)	ÁREA (Km ²)
FS < 1	8,42	0,00	0,21	1,33
FS 1 a 1,5	26,68	2,96	7,17	11,57
FS 1,5 a 2	16,29	10,96	18,08	24,72
FS > 2	51,48	88,96	77,42	65,26
TOTAL	102,88	102,88	102,88	102,88

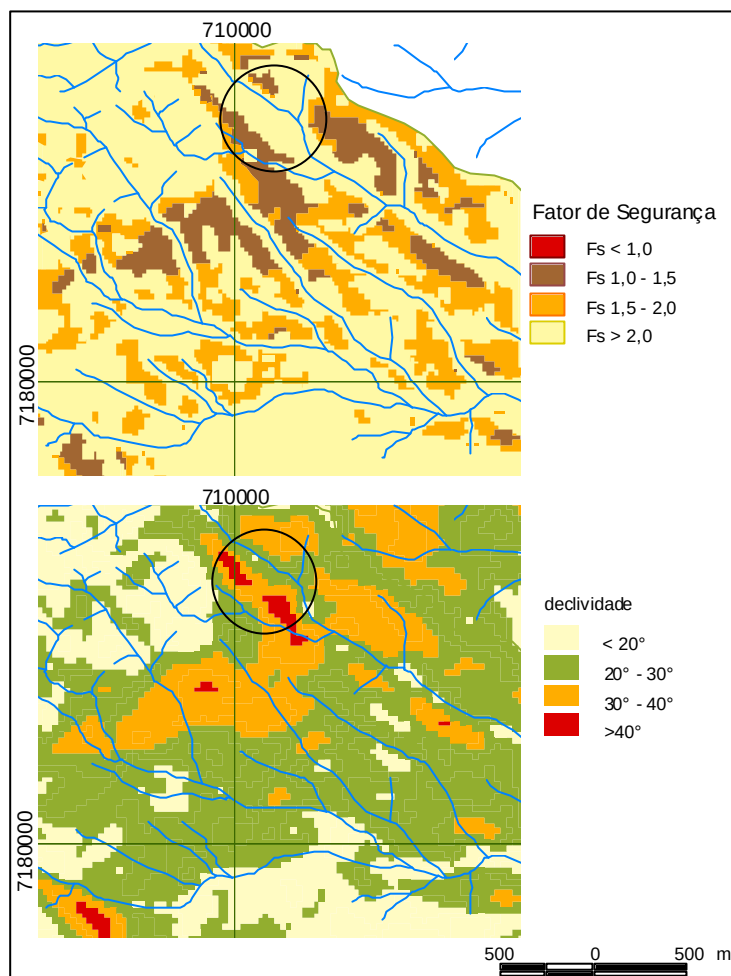
FIGURA 37- REPRESENTAÇÃO DA VARIAÇÃO DO ÍNDICE DE SEGURANÇA COM APLICAÇÃO DAS EQUAÇÕES 22, 24, 19 e 23.



Quanto à inclinação do terreno, as áreas com valores de F_s maiores que 1,5 coincidem com declividades baixas, onde o perigo de ocorrência de deslizamento é praticamente nulo. Estas áreas correspondem a setores de rampas, colúvio e encostas com declividades menores que 20° . Áreas instáveis coincidem com declividade acima de 20° ou 30° . Estes valores de declividade potencializam a atuação da força de gravidade sobre a vertente, diminuindo a resistência ao cisalhamento do solo. Porém observa-se áreas em que a declividade é maior que 40° , próximo ao rio Ipiranga, ao norte da área, e que apresenta valores de F_s maiores que 1,5 (estáveis à muito estáveis), como evidenciado na figura 38. Esta área encontra-se em solos Litólicos (Af) e devido sua pouca profundidade, há uma diminuição da capacidade de retenção da água e, conseqüentemente, uma diminuição da pressão neutra.

Outro fator que influenciou no resultado da aplicação das equações é o das formas de vertente. Foi atribuído um acréscimo de 50% na espessura de cada tipologia de solo, quando estes apresentam-se em vertentes convexas, e um decréscimo de 50% quando em vertentes retilíneas. Nas vertentes côncavas, não houve necessidade de correção dos valores de espessura do solo.

FIGURA 38– DETALHE DA ÁREA EM ESTUDO, EVIDENCIANDO A RELAÇÃO DA DECLIVIDADE COM VALORES DE F_s .



Comparando os mapas de formas de vertente e os obtidos com o resultados das análises, percebe-se que as áreas com vertentes convexas apresentam-se mais instáveis que as côncavas e as retilíneas. Este fato vai contra as afirmações de outros autores (GUERRA, 1995; FERNANDES E AMARAL, 1996) de que as seções côncavas (*hollows*), por serem zonas de convergência de sedimentos e de fluxos d'água, são mais favoráveis para a ocorrência de escorregamentos. Também é destacado por SELBY (1985), que as encostas retilíneas são áreas onde predominam processos erosivos de grande velocidade, como fluxos rasos de detritos (*debris flows*).

No entanto, verifica-se neste trabalho que a espessura do solo é um parâmetro importante na análise da estabilidade de vertentes. As vertentes convexas, devido a maior espessura do solo acumulado, principalmente nas suas áreas de baixa e media vertente mostraram índices de segurança menores que as vertentes côncavas e retilíneas. Tanto é verdade que 89,2% das áreas instáveis correspondem a vertentes convexas, 9,4% correspondem a vertentes côncavas e 1,4% a vertentes retilíneas. Considerando, no entanto, 60,2% das vertentes da bacia em estudo, apresentam perfil convexo, 34,3% a perfil côncavo e somente 8,3% a perfil retilíneo.

Quanto à geologia, áreas de ocorrência do Granito Marumbi (PEg6 – no mapa de geologia, figura 7) e nas áreas do Complexo Gnáissico Migmatítico (APImge) e apresentam-se instáveis nas áreas com declividades acima de 30°. Áreas de depósito de colúvio apresentam-se instáveis somente no vale do Rio Ipiranga, também quando associados a declividades altas, acima de 35°. Não foram observadas relações entre os escorregamentos e as estruturas geológicas, como diques e falhas representadas no mapa geológico.

Comparando o mapa de solos da área com os mapas de índices de segurança, observa-se que é nas áreas de ocorrência da Associação de Cambissolos Álicos + Solos Litólicos álicos (Ca8), que se encontra a maior concentração de áreas instáveis, representando 41% de toda área instável da bacia. Apesar de seu alto valor de coesão, está associado a declividade elevadas, e também a vertentes convexas, o que aumenta a espessura do solo.

A área ocupada pelos solos Litólicos (Af - Associação de Afloramento de rochas + Solos Litólicos) apresenta-se instável também quando associados a declividades altas e à forma da vertentes convexas, com um total de 19% de toda área instável da bacia.

A área correspondente aos solos Cambissolos Álico Ca1 e Ca5 apresentam, respectivamente 19% e 17% das áreas instáveis da bacia. O solo Ca1 (Cambissolo Álico Tb com A moderado) é formado a partir da meteorização de gnaisses e migmatitos, e os solos formadas a partir dessa tipologia são, via de regra, muito argilosos, com alta capacidade de armazenamento de água, mas de baixa transmissividade, (observado na tabela 9 - ID5, de resultados das análises de condutividade hidráulica) ou sejam, retém água, o que provoca rápida saturação do

solo. Porém, a área está associada a baixas declividades, com predominância de vertentes côncavas e retilíneas, e conseqüentemente com menos espessura de solo.

O solo Ca5 (Associação de Cambissolos álicos Tb + Latossolos vermelho – amarelo) apresenta uma espessura maior do que o Ca1 e Ca8 e quando associados com vertentes convexas e declividades altas (comparando-se os mapas temáticos), o valor de instabilidade aumenta.

A área ocupada pelo solo Cambissolos Distróficos (Cd) apresenta-se totalmente estável, por encontrarem-se relevo plano.

Fazendo-se a correlação entre a cobertura vegetal e os índices de segurança, verifica-se que 8,5% das áreas com valores de F_s menores que 1 estão associadas a áreas das tipologias Floresta Ombrófila Densa (Montana, Altomontana e Submontana), e que 3,8% está associada às áreas de Capoeiras. Áreas com agriculturas não apresentam índices de segurança instáveis, por estarem associados a áreas de declividade baixas. Áreas de campos de altitude e vegetação rupestre apresentam 0,3% de áreas instáveis.

As áreas instáveis observadas nas tipologias que compreende as Floresta Ombrófila Densa encontram-se associadas à declividades altas. A sobrecarga advinda do peso das árvores aumenta em relação a inclinação do terreno, aumentando assim as forças mobilizantes. Ao mesmo tempo, a presença das árvores aumenta a resistência do solo, devido aos efeitos das raízes. Foi verificado que as áreas com as tipologias acima citadas, quando associados aos solos Associação de Cambissolos Álicos + Solos Litólicos álicos (Ca8), com valor de coesão de 17 kPa, apresentam mais áreas instáveis do que quando associados aos solos Ca1, que mostram valores de coesão menor, ou seja de 14,8 kPa.

No mapa gerado a partir da equação 22 (figura 33 - sem vegetação e solo saturado), verifica-se o aumento das áreas instáveis quando comparado com o mapa da equação 23, que simula a mesma situação de solo saturado, porém com vegetação, correspondendo, respectivamente à 35,10% e 12,90%. Pode-se dizer então que áreas consideradas estáveis, mesmo com o solo saturado, quando desprovidos de vegetação, estariam em condições eminentes de escorregamento. Este fato mostra a importância da vegetação no aumento da estabilidade de vertentes por efeito do peso das árvores e na agregação do solo pelas raízes das plantas. Conceitualmente, as áreas cobertas por vegetação reduzem as taxas de

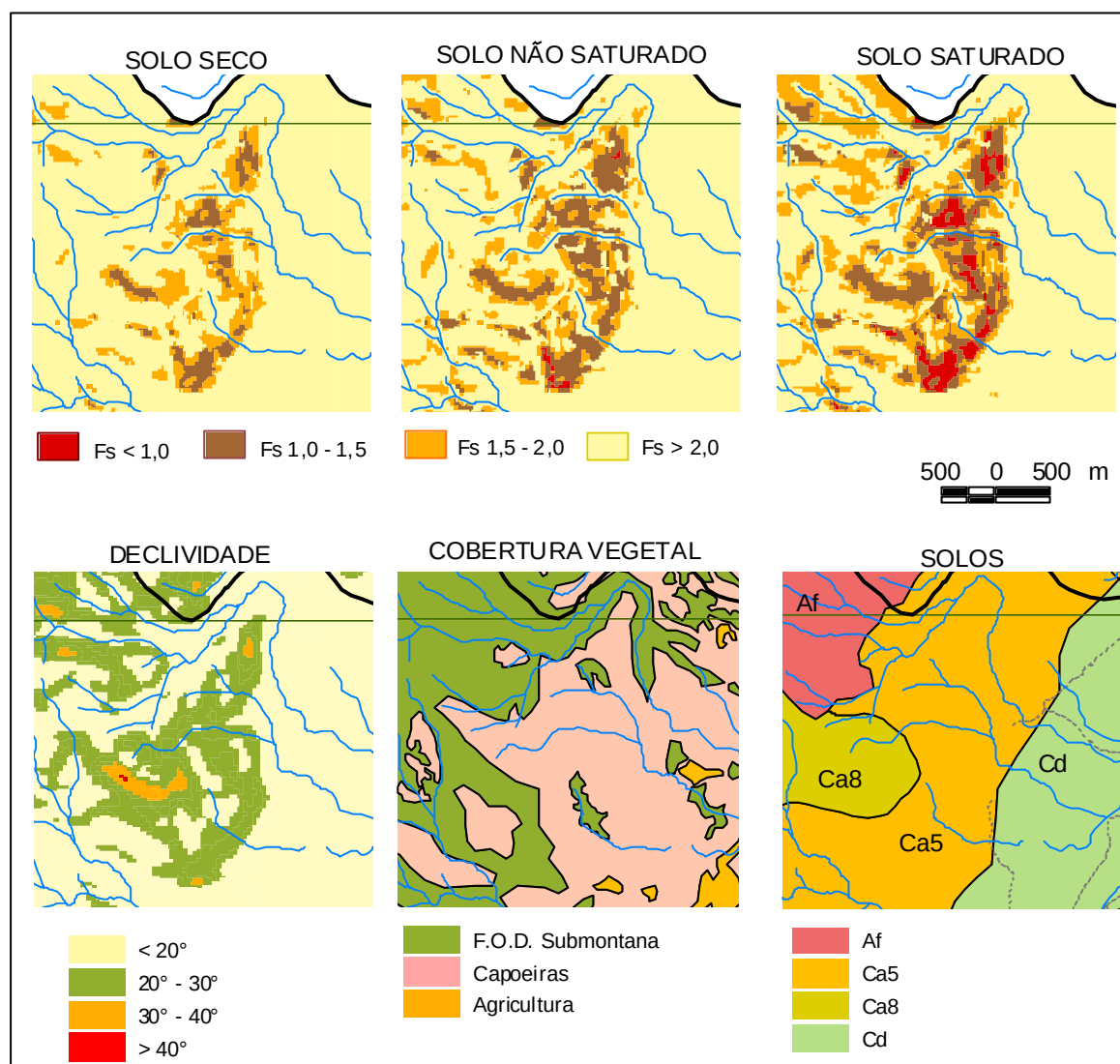
perdas de solo por erosão devido a interceptação da chuva pela copa das árvores e a atuação do sistema radicular que favorece o processo de infiltração e redução do escoamento superficial.

A área representada pela figura 39 apresenta instabilidade alta, mesmo quando é simulado a situação de solo não saturado, que pode ser considerada como a área mais crítica da bacia e deve ser restringida ao uso.

Esta área apresenta-se com declividade mediana, de 20° a 30°, solo do tipo Associação de Cambissolos álicos tb + Latossolos vermelho – amarelo (Ca5), considerado pouco coesivo devido a grande fração de areia em sua composição (tabela 9, que apresenta os resultados da análise granulométrica) e ocupadas por vegetação de Capoeira. Esta tipologia é constituída por árvores com raízes pouco profundas, onde o efeito da resistência à tensão das raízes é limitado, pois os planos potenciais de escorregamento podem se situar abaixo do alcance das raízes. Este fato, associado à baixa coesão do solo, podem ter sido condicionantes à instabilidade observada nesta área.

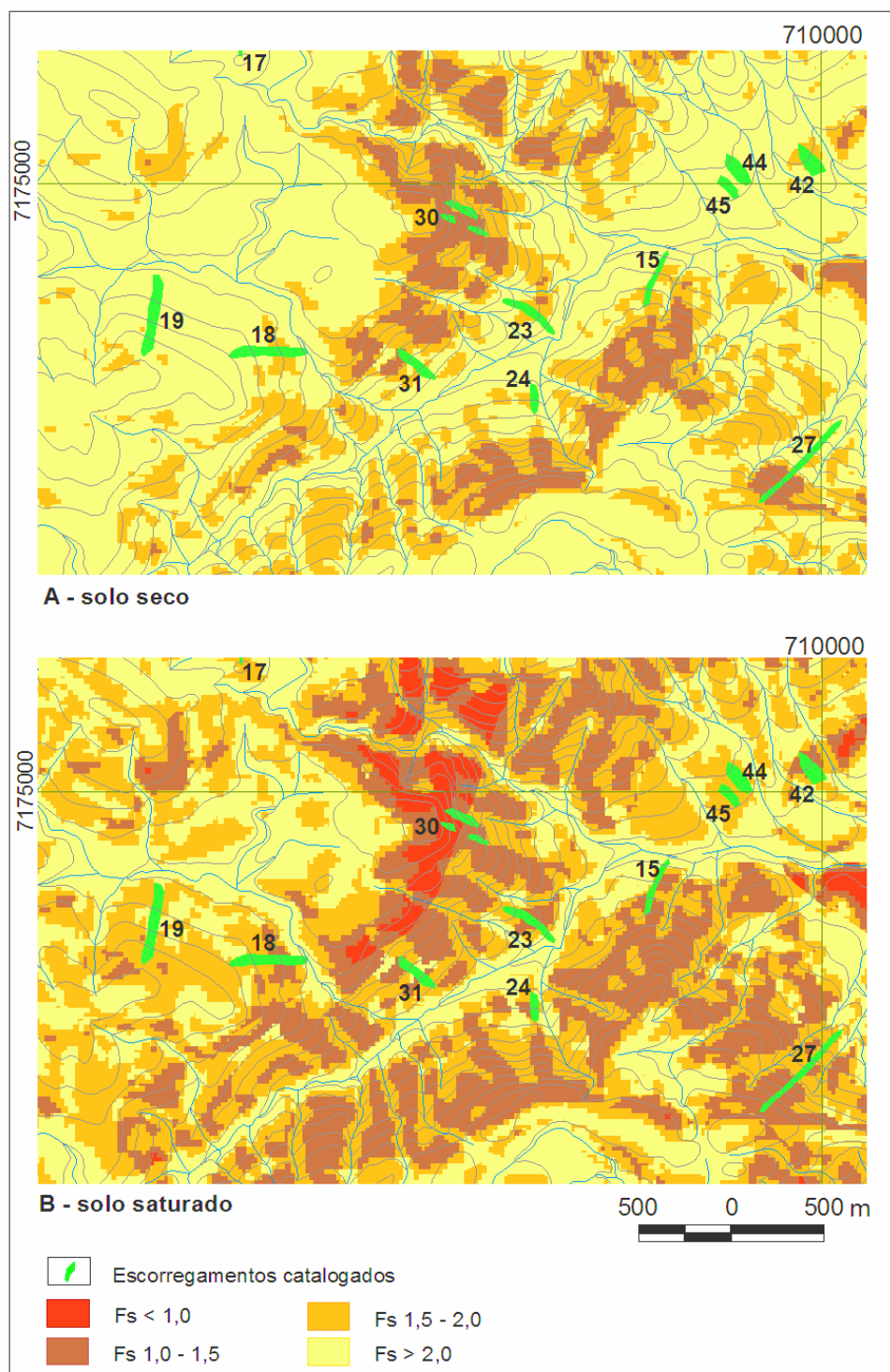
Nesta área específica, a instabilidade ocorre associado à declividade não tão acentuadas quanto nas outras áreas instáveis observadas na bacia. E esta declividade não tão acentuada facilitaria, de certa forma, seu uso e ocupação. O fato de estar próximo a vias de acesso e estradas vicinais também potencializa seu uso. Por isso é considerada uma área crítica, e não favorável ao uso ou qualquer forma de ocupação sem medidas mitigadoras.

FIGURA 39– DETALHE DA ÁREA, CONSIDERADA CRÍTICA.



Quanto aos escorregamentos observados e catalogados, 75% encontram-se nas áreas com índices de segurança inferiores a 2, ou seja, em áreas instáveis, quando há a saturação do solo. Em áreas estáveis, encontram-se 25% dos escorregamentos catalogados e 5% em áreas muito estáveis. Observa-se no exemplo apresentado na figura 40, que em situação de terreno seco, ($h_1=Z$ e $h_2=0$), as áreas onde ocorreram os escorregamentos apresentam-se estáveis e que se simulamos a saturação do solo, estas mesmas áreas passam a ser instáveis. O que vem a demonstrar que as piores situações de escorregamentos ocorrem em períodos de alta pluviosidade, com capacidade de saturação do solo.

FIGURA 40– DETALHE DA ÁREA EM ESTUDO EVIDENCIANDO A CORRELAÇÃO ENTRE ESCORREGAMENTOS CATALOGADOS E ÁREAS INSTÁVEIS



Há porém o caso do escorregamento identificado com o número 19, que se encontra em uma área em que, mesmo simulando-se a saturação do solo, o fator de segurança diminui, mas mesmo assim apresenta-se estável ($F_s 1,5 - 2,0$). Nesse

caso específico, o movimento de massa pode ter ocorrido por um atributo não analisado pelas equações aqui aplicadas. Os escorregamentos poderão ocorrer em pontos específicos da vertente, influenciados por detalhes locais, como interação de fluxo em solos coluviais e rochas fraturadas próximo á superfície do terreno, uma maior espessura local de solo ou então, a maiores alturas da zona saturada. Os escorregamentos ocorrerão nos locais em que a pressão de poros reduz a componente normal do peso do solo a tal ponto que as forças cisalhantes, ou favoráveis ao movimento, superem a resistência ao cisalhamento, e essas condições fortuitas escapam a análises mais generalizadas como aqui elaboradas.

CONCLUSÕES

De acordo com os resultados obtidos no presente estudo, verifica-se que a bacia do Rio Marumbi apresenta um elevado grau de instabilidade, sendo altamente susceptível a escorregamentos translacionais, como conseqüências das condições ambientais que a integram, especialmente a alta declividade, os elevados índices pluviométricos e os tipos de solos.

Através da distribuição espacial dos escorregamentos observados e catalogados, verificou-se que as áreas de maior ocorrência estão associadas às médias encostas, entre 200 e 800 metros de altitude e a declividades altas, de 25 a 40°. Acima de 800 metros de altitude, o número de escorregamentos diminui e os que ocorrem, estão associados a declividades muito altas. Verificou-se uma maior incidência dos escorregamentos nas áreas com solo do tipo Associação de Cambissolos Álicos + Solos Litólicos álicos (Ca8), encontrados justamente nas áreas de médias encostas, entre 300 e 800 metros de altitude.

As encostas voltadas para direção Leste, Sudeste e Sul são predominantes na área e apresentam uma maior incidência de escorregamentos. A umidade provinda do oceano pela brisa marítima, freqüente na região, com ventos alísios de direção SE, tende a saturar mais rápido essas vertentes do que aquelas voltadas pra outras direções, devido à umidade acumulada.

Não foi observada correlação entre os escorregamentos e estruturas geológicas como diques de diabásio e falhas representadas nos mapa geológico.

Vários escorregamentos foram identificados em áreas florestadas (Floresta Ombrófila Densa Submontana e Montana e em áreas de Capoeiras), sem evidências de qualquer interferência humana, o que mostra o processo de evolução natural das

encostas da Serra do Mar. Esses escorregamentos ocorreram em períodos de precipitação elevada, como bem atesta seu tipo morfológico, envolvendo liquefação parcial do solo.

A utilização da estereoscopia digital para o inventário dos escorregamentos permitiu que as cicatrizes fossem catalogadas de forma mais precisa, pois a possibilidade de aumentar a imagem na tela, através do *zoom*, facilita a identificação das características e seu correto posicionamento cartográfico.

A avaliação da estabilidade de vertentes pelo método determinístico permitiu quantificar os graus de risco com valores absolutos, através do cálculo de índices de segurança. Levou-se em consideração informações detalhadas das encostas, baseadas em princípios da mecânica dos solos e através do modelo matemático adotado, pode-se também avaliar parâmetros importantes da cobertura vegetal e da influência da água na estabilidade das vertentes.

A atribuição dos parâmetros envolvidos nos modelos matemáticos adotados permitiu a espacialização de informações atribuídas às vertentes pelo emprego de técnicas de geoprocessamento. A caracterização do tipo de cobertura vegetal da área forneceu informações importantes, como a altura das árvores encontradas em cada tipologia de vegetação, estimativas da contribuição das raízes na resistência ao cisalhamento do solo e efeitos da força do vento nas copas das árvores por efeitos de tempestades.

A determinação de parâmetros físicos mecânicos dos solos em laboratório, com pesos específicos, ângulo de atrito interno e coesão, além de simulações do nível de água na vertente, juntamente com análises de transmissividade do solo, para avaliação das áreas com maior ou menor grau de percolação de água, e análises granulométricas, com vistas à determinação das porcentagens de areia, silte e argila nos solos, levaram a uma melhor caracterização geotécnica dos solos e a uma determinação mais precisa da resistência dos mesmos aos escorregamentos.

A análise da resistência ao cisalhamento mostrou que o Cambissolo distróficos (Cd) e o Cambissolo álico com A proeminente (Ca3) apresentam a menor coesão, por apresentarem uma grande quantidade de partículas na fração areia.

A partir da definição de todos os parâmetros envolvidos na análise de estabilidade foram aplicados 4 modelos para avaliação dos índices de segurança da

área em estudo, em função da presença ou não de água na vertente e da presença ou não da vegetação.

Os mapas obtidos permitem uma visualização das áreas críticas em relação à instabilização das encostas. A avaliação dos índices de segurança da área da bacia do Rio Marumbi permite concluir que a vegetação apresenta um papel importante na estabilidade das vertentes por efeito do peso das árvores e agregação do solo pelas raízes. Quando os parâmetros da vegetação não são levados em consideração, mais de 35% da área apresenta-se instável, com valores de $F_s < 1,5$.

Quando é simulada a situação de solo saturado, que pode ocorrer em períodos de chuvas intensas e prolongadas, os efeitos da pressão neutra e da força de percolação são potencializadas à sua situação máxima, levando a uma drástica diminuição da resistência do solo aos escorregamentos. Considerando-se condições de tempo bom, a vertente foi considerada drenada e, assim, os efeitos da pressão de percolação e da força neutra são anulados. Nesta última situação, constata-se que menos de 3% da área apresenta-se instável. As áreas instáveis aumentam à medida que o solo vai se saturando, até que quando os solos da área apresentam-se totalmente saturados, mais de 12% da área torna-se instável.

A partir da correlação dos índices de segurança obtidos e das características geoambientais da área, pode-se concluir que:

- Áreas estáveis coincidem com declividades baixas, onde o perigo de ocorrência de deslizamento é praticamente nulo. Declividades acima de 20° ou 30° potencializam a atuação da força de gravidade sobre a vertente, tornando essas áreas instáveis;
- As vertentes convexas, devido a maior espessura do solo acumulado, principalmente nas suas áreas de baixa e media vertente mostram índices de segurança menores que as vertentes côncavas e retilíneas. Verifica-se neste trabalho que a espessura do solo é um parâmetro importante na análise da estabilidade de vertentes;
- Não foram observadas relações entre os escorregamentos e as estruturas geológicas, como diques de diabásio e falhas representadas no mapa geológico;
- Apesar dos altos valores de coesão obtido para amostras do solo Associação de Cambissolos Álicos + Solos Litólicos álicos (Ca8), as áreas

de ocorrência deste solo foram as que se apresentaram mais instáveis, com 41% de toda área instável da bacia. Isto deve-se ao fato de estarem associados a vertentes com declividades elevadas e de perfil convexo. O Cambissolo Álico Tb com A moderado (Ca1) é muito argiloso e com elevada capacidade de armazenamento de água, mas de baixa transmissividade, o que provoca a sua rápida saturação. Entretanto, nas áreas em que se encontra, esta associado à predominância de vertentes côncavas e retilíneas com declividades baixas, apresentando-se assim, estável.

- Nas áreas cobertas pela Floresta Ombrófila Densa (Montana, Altomontana e Submontana) encontram-se 8,5% das áreas instáveis da bacia. Estas áreas apresentam-se instáveis, mesmo com cobertura arbórea, devido a sobrecarga advinda do peso das árvores, levando a um aumento das forças mobilizantes à medida que aumenta a declividade do terreno. Pode-se concluir também que áreas consideradas estáveis, quando desprovidos de vegetação, estariam em condições eminentes de escorregamento. Este fato bem demonstra a importância da vegetação no aumento da estabilidade de vertentes.
- Houve boa correlação entre os escorregamentos catalogados no mapa de inventário e as áreas consideradas instáveis. Foi demonstrado que os escorregamentos não aconteceriam se em condições de solo seco e que foram deflagrados pela saturação do solo.

Enfim, pode-se concluir que a metodologia aqui apresentada mostrou-se satisfatória, apresentando resultados coerentes com a realidade. Porém, não pode-se deixar de citar que a generalização, na atribuição dos parâmetros envolvidos na análise, como os parâmetros físicos e mecânicos do solo, que de dados pontuais passou-se a uma distribuição homogênea ao longo de cada unidade de solo, simplifica as condições reais de cada vertente.

Com isso, a qualidade dos resultados esta intimamente relacionada com a precisão da determinação do parâmetros físicos dos solos, na representatividade dos dados amostrais e o nível de detalhamento dos mapas temáticos. A utilização de

bases de dados cartográficos confiáveis e o uso de mapas temáticos na mesma escala de detalhamento evita generalizações efetivas.

As técnicas de Sensoriamento Remoto e Sistemas de Informações Geográficas apresentaram-se eficientes na elaboração dos mapas de índices de segurança e bastante precisos, em virtude da diminuição da subjetividade na elaboração de mapas de inventários de escorregamentos, e na combinação de dados espaciais, sendo que esta integração dos dados contribui para a redução da ambigüidade das interpretações que ocorrem nas análises qualitativas dos dados. Essas técnicas mostraram-se eficientes também na apresentação dos resultados para análise. Os mapas temáticos permitem uma rápida visualização espacial das áreas críticas.

Os mapas de índices de segurança tornam-se ferramentas indispensáveis para o planejamento territorial e amenização das conseqüências geradas pelos escorregamentos. São de fundamental importância para os planejadores, pois permitem elaborar medidas de prevenção e mitigação dos riscos direcionando as políticas públicas nas políticas de uso e ocupação de terras.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARC/INFO 8.3 On line Help. ESRI, British Library. Environmental Systems Research Institute, Inc. 2002.

ARDIZZONE, F.; Cardinali, M.; CARRARA, A.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (2002) .Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 2, n. 1-2, p. 3-14,

ATKINSON, J. (1997) **Geotecnica Meccanica delle Terre e Fondazioni** – serie de ingeneri civile. McGraw Hill, edizione 06/1997 – Italia – SRL.

AUGUSTO FILHO , O.; CERRI, L.E.S. (1988) **Programa Serra do Mar**: Carta geotécnica da Serra do Mar nas folhas de Santos e Riacho Grande. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas.1988. 49p.

AUGUSTO FILHO, O. (1994) **Cartas de risco de escorregamento**: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP. São Paulo. 172 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

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

AUGUSTO FILHO, O.; WOLLE, C.M. (1996) – **Cartas de Risco de escorregamento**: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP. Solos e Rochas, 19: 45-62.

BARATA, F.E. (1994) **Propriedades Mecânicas dos solos**: Uma introdução ao projeto de Fundações. Rio de Janeiro, Livro Técnico e Científico.

BARREDO, J. I.; BENAVIDES, A.; HERVÁS, J.; WESTEN, C. J. (2000) Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. **JAG: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 2, n. 1, p. 9-23

BARROS, W.T.; AMARAL, C.P.; D'ORSI, R.N. (1992) **Landslide susceptibility map of Rio de Janeiro**. In Bell (ed) Landslides. Balkema, Rotterdam: 869-871.

BIGARELLA, J. J. *et al* (1978) A Serra do mar e a porçã o oriental do estado do Paraná: contribuiçã o à geografia, geologia e ecologia regional. Curitiba: Paraná,, 248p.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. (1996) **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 875 p.

BISHOP, A. W.; STEVENS, M. E. (1964) **Landslide on logged areas in southeast Alaska**. United States Department of Agriculture, Forest Service, Northern Forest Experiment Station, Juneau, AK, Research paper NOR-1,

BONUCCELLI, T. J. (1999) Estudo dos movimentos gravitacionais de massa e processos erosionais com aplicação na área urbana de Ouro Preto (MG) – escala 1:10000. **Tese de Doutorado** – São Carlos – EESC, USP. 3v. 497 pag.

BRAND, E. W. (1988) Landslide risk assesment in Hong Kong. In: **5th International Symp. On landslides**, Balkema, Lousanne: 1059-1074.

BUCHANAN, M. D. (1979) "Effective Utilization of Color in Multidimensional Data Presentation." **Proceedings of the Society of Photo-Optical Engineers**, Vol. 199: 9-19.

CANALI, N.E. & OKA FIORI, C. (1987) Análise Morfométrica da Rede de Drenagem da Área do Parque Marumbi - Serra do Mar (PR). **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, V.1:21-40, Curitiba.

CANDURO, F. A., DORFMAN, P. (s.d.) **Manual de ensaio de laboratório e de campo para irrigação e drenagem** – Programa Nacional de Irrigação PRONI – Instituto de Pesquisas Hidráulicas IPH.

CAPUTO, H.P. (1988) **Mecânica dos solos e suas aplicações**. 6 ed. Rio de janeiro, Livros Técnicos e Cientifico, v.2.

CARRARA, A., CARDINALI, M., DETTI, R., GUZZETTI, F., PASQUI, V. & REICHENBACH, P., (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard, **Earth Surface Processes and Landforms**, Vol. 20, Nb. 5, pp. 427-445.

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F. (1992) Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. **ITC-Journal**, v. 2, p. 172-183

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (1995) GIS technology in mapping landslide hazard. In: Carrara, A.; Guzzetti, F. (Ed.) **Geographical information systems in assessing natural hazards**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers,. Cap. 8, p. 135-175.

CASSETI, V. (1991) **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 136 p.

CERRI, L.E.S. (1993) Riscos geológicos associados a escorregamentos: uma proposta para a prevenção a acidentes. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, SP.

CHISTOFOLETTI, A. (1981) Geomorfologia fluvial: o canal fluvial. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p, volume 1.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. (1984) **Geomorphology**. Cambridge: Methuen, 606 p.

CHRISTOFOLETTI, A. (1980) **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher,. 188 p.

CLERICI, A.; PEREGO, S.; TELLINI, C.; VESCOVI, P (2002). A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. **Geomorphology**, v. 48, n. 4, p. 349-364.

CRUDEN, D. M. (1991) A simple definition of a landslide. **Bulletin International Association for Engineering Geology**, v. 43, p. 27-29.

CRUDEN, D. M. (1997) Estimating the risks from landslides using historical data. In Cruden, D.M. e Fell, R. (eds) **Landslide Risk Assessment**. Balkema, Rotterdam: 177-184.

CRUZ, O. (1974) **Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba – SP: contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. São Paulo, 181 p., tese de Doutorado, USP.

CUNHA, M.A. *et al.* (1991). **Manual de ocupação de Encostas**. IPT, São Paulo. 216p.

DAI, F. C.; LEE, C. F. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. **Geomorphology**, v. 42, n. 3-4, p. 213-228, Jan. 2002.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico (2002)a – **Folha topográfica MI2843-3 SE**, Morretes – escala – 1:25000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico (2002)b – **Folha topográfica MI2843-3 SO**, Serra do Marumbi – escala – 1:25000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico (2002)c – **Folha topográfica MI2858-1 NO**, Rio Marumbi – escala – 1:25000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico (2002)d – **Folha topográfica MI2858-1 NE**, Rio Sagrado – escala – 1:25000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico (2002)d – **Folha topográfica MI2858-1 NE**, Rio Sagrado – escala – 1:25000.

DUN, I. S.; ANDERSON, L.R.; KIEFFER, F.W. (1980) **Fundamentals of geotechnical analysis**. New York: Jnh Willy & Sons, 414 p.

EINSTEIN, H. H. (1997) Landslide risk - systematic approaches to assessment and management. In: Cruden, D. M.; Fell, R. (Ed.) **Landslide risk assessment**. Rotterdam: Balkema, p. 25-50.

EMBRAPA & IAPAR (1984) **Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Paraná** Tomo II. Convênio EMBRAPA/SUDESUL/ Governo do Estado do Paraná/IAPAR, Londrina., 1984.

ERDAS Inc **Erdas Field Guide**. Erdas Imagine. Atlanta, Georgia - Fourth Edition, 1997.

FRENDRICH, R. & FERREIRA, M. A. 1995. Rosa de frequência dos ventos no estado do Paraná. *Revista Acadêmica da Puc/PR*, **11**: 49-57.

FERNANDES, M. C.; LAGÜÉNS, J. V. M.; COELHO NETTO, A. L. (1999) O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de escorregamentos no maciço da Tijuca/RJ. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 22, p. 45-59.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. (1996) Movimentos de massa: uma abordagem geológicogeomorfológica. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. (Ed.) **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil,. Cap. 3, p. 123-194.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H (2001) Condicionantes geomorfológicos dos escorregamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 51-71.

FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. (1996) Movimentos de massa: uma abordagem geológico - geomorfológico. In Guerra, A.J.T. e Cunha, S.B. (org) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Bertrand, Rio de janeiro: 123-194.

FERNÁNDEZ, C. I.; CASTILLO, T. F; HAMDOUNI, R.; MONTERO, J. C (1999) Verification of landslide susceptibility mapping: a case study. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 24, n. 6, p. 537-544.

FIORI, A. P. (1995) Fatores que influenciam na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas – **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 43, p.7-24. Ed. da UFPR.

FIORI, A. P.; BORCHARDT, N. (1997) Influência da vegetação na estabilidade de taludes naturais. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 45, p. 43-58,.

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. (2001) **Fundamentos de Mecânica dos solos e das rochas: aplicação na estabilidade de taludes** – Ed. UFPR – Curitiba, PR.

FIORI, A.P. & BORCHARDT, N. (1997) Influencia da Vegetação na Estabilidade de Taludes naturais. **Boletim Paranaense de Geociências**, Editora da UFPR, n.45, p.43-58,.

FLORENZANO, T. G.; CSORDAS, S. M (1993) **Mapa geomorfológico da região do vale do Paraíba e litoral norte do Estado de São Paulo**. São José dos Campos: INPE. 14p. (INPE-5531-PRP/179).

FREIRE, E.S.M. (1965) **Movimentos coletivos de solos e Rochas e sua moderna sistemática**. Construção:Rio de Janeiro, 8 (95) 10-18.

FRENDRICH, R. & FERREIRA, M. A. (1995) Rosa de frequência dos ventos no Estado do Paraná. **Revista acadêmica da PUC/PR**, 11, p.49-57,.

FUCK, *et al.* (1969) Mapa geológico preliminar do Litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 27, p. 123-152,.

GRAY, G.L. e LEISER, A.J. (1982) Role of Vegetation in Stability and Protection of Slopes. In: **Biotechnical Slope protection and Erosion Control**. P.37-65. New York. Van Nostrand Reinhold Company.

GREENWAY, D.R. (1987) Vegetation and slope stability. In ANDERSON, M.G. & RICHARDS, K.S. ed. **Slope Stability: geotechnical engineering and geomorphology**. Cap 6, p.187-230. Wiley & sons.

GUERRA, A. J. T. (1995) Processos erosivos nas encostas. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. (Ed.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 4, p. 149-209.

GUERRA, A. J. T.; BOTELHO, R. G. M. (1998) Erosão dos Solos. In: Cunha, S. B.; Guerra, A. J. T. (Ed.) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 5, p. 181- 228.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. (1976) **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. São Paulo: IPT, 48 p. (Relatório n. 1080)

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. (1984) **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blücher, 196 p.

GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T. , FERNANDES, N. F. (1998) Avaliação de parâmetros morfológicos das cicatrizes dos escorregamentos da bacia do Rio Quitite (RJ). In: **Simpósio Nacional Geo** BUCHANAN, M. D. 1979. "Effective Utilization of Color in Multidimensional Data Presentation." *Proceedings of the Society of Photo-Optical Engineers*, Vol. 199: 9-19.

GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. (1999) Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. **Geomorphology**, 31: 181-216.

HANSEN, M. J. (1984) Strategies for classification of landslides. In: Brunsden, D.; Prior, D. B.ed. **Slope instability**. Salisbury: John Wiley & Sons, Cap. 1, p. 1-25.

HUTCHINSON, J. N. (1988) General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. **5th International Symposium on Landslides**. A. A. Balkema, Lousanne: 3-35.

IAP-PR (1996) **Plano de Manejo do Parque Estadual Pico do Marumbi**. Secretaria do Estado do Meio Ambiente, Governo do Paraná, Curitiba, 128 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE) (1992) **Manual de classificação da vegetação brasileira**. Série Manuais Técnicos em Geociências, n. 1. Rio de Janeiro.

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

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

IPARDES. (1989) **Zoneamento do Litoral Paranaense**. Convenio SEPL/IPARDES. Curitiba.

ITCF – PR (1980) Instituto de Terras, Cartografia e Florestas – **Levantamento aerofotogramétrico do PR**. Fotos aéreas – escala 1:25000.

IUGS (International Union of Geological Sciences) WORKING GROUP ON LANDSLIDES. (1997) Quantitative risk assessment for slopes and landslides - The state of the art. In: Cruden, D. M.; Fell, R. (Ed.) **Landslide risk assessment**. Rotterdam: Balkema,. p. 3-12.

JACOBS, G. A. (2002) **Dinâmica de uso e ocupação do solo na região metropolitana de Curitiba – PR**. Tese de Doutorado – Engenharia Florestal – Setor de Ciências Agrárias – UFPR – Curitiba.

KOZCIAK, S. ; ROSTIROLLA, S. P. ; FIORI, A. P. (1999) Análise comparativa entre Métodos de Interpolação para construção de Modelos Digitais do Terreno. **Boletim Paranaense de Geociências**.

LACERDA, A. E. B. de (1999) Levantamentos Florística e estrutural de vegetação secundária em área de contato das florestas Ombrófila Densa Mista – PR. **Dissertação (Mestrado em Botânica)** Setor de Ciências Biológicas, UFPR-Curitiba, PR.

LEPSCH, I. F. (2002) **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 178p.

LEROI, E. (1997) Landslide risk mapping: problems, limitations and developments. In: Cruden, D. M.; Fell, R. (Ed.) **Landslide risk assessment**. Rotterdam: Balkema,. p. 239- 250.

LOPES, J. A. U. (1995) Os movimentos coletivos dos solos e a evolução das encostas naturais nas regiões tropicais e subtropicais úmidas. Curitiba. 157p. **Dissertação (Mestrado em Geologia)** - Universidade Federal do Paraná - UFPR.

MAACK, R. (1968) **Geografia Física do Estado do Paraná**, Codipar, Curitiba.

MAACK, R. (1961) Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do paraná e sua porção dentro das fases orogenéticas algonquianas. **Boletim UFPR – Geologia**, n. 4 p.1-52.

MANTOVANELLI, A. (1999) Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. **Dissertação de Mestrado** do curso de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da UFPR. Curitiba,.

MCKEAN, J., BUECHEL, S.; GAYDOS, L (1991) Remote sensing and landslide hazard assessment. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 57, n. 9, p. 1185 – 1193.

MORGAN, R.P.C. & RICKSON, R.J. (1995) **Slope stabilization and erosion control**. E & PN Spon Chapman & Hall. 274p.

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

NUNES, F. Levantamento de áreas de risco a partir da dinâmica geoambiental das encostas da Serra do Mar no Paraná – **Dissertação de Mestrado** – Departamento de geologia – UFPR – Curitiba, PR.

NYERGES, T.L. (1993) Understanding the scope of GIS: Its relationship to environmental modeling. In: **Environmental modeling with GIS**, Goodchild, M. F.: Parks, B. O.: Steyart, L. T. Organizers. Oxford University Press, pp.75-93.

O'LOUGHLIN, C. L. (1984) Effectiveness of induced Forest vegetation for protecting against landslides and erosion in New Zealand's steep lands. Paper presented to **Symposium on effects of forest land use on erosion and slope stability**. Honolulu, Hawaii.

OKA FIORI C. & CANALI, N.E., (1987) Análise Geomorfológica da Área do Parque Marumbi - Serra do Mar (PR). **Atas do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, V.1: 41-58, Curitiba.

PARISE, M. (2001) Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. **Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science**, v. 26, n. 9, p. 697-703

PINTO, C de S. (2002) **Curso básico de mecânica dos solos em 16 aulas - 2ª edição** – São Paulo: Oficina de textos.

PRANDINI, F. L.; GUIDICINI, G.; BOTTURA, J. A.; PONÇANO, W. L.; SANTOS, A. R. (1976) **Atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas: uma resenha crítica**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, 38 p. (Relatório n. 1.074)

RODERJAN, C. V. (1994) A floresta Ombrófila Densa Altomontana do Morro do Anhangava, Quatro Barras, PR – Aspectos climáticos, pedológicos e fitossociológicos. Curitiba, **Tese (Doutorado em Ciências Florestais)** – Setor de Ciências Agrárias, UFPR.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSH, Y.S.; HATSCHBACH, G.G. (2002) **As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná, Brasil**. UFMS.

RODRIGUES, B.B. (1998) Inventário e análise de susceptibilidade aos escorregamentos de massa gravitacionais e erosão na região de Águas de Lindóia – SP – Escala 1:10.000. **Dissertação de Mestrado**. EESC/USP.

RODRIGUES, B.B. (2002) Proposta de sistemática para tomada de decisão relativa a movimentos de massa gravitacionais: Aplicação em Ouro Preto (MG) – **Tese de Doutorado** – Escola Estadual paulista – Instituto de geociencias e Ciências exatas – Campus de Rio Claro, SP.

RODRIGUES, J.E (1982) Estudo de fenômenos erosivos acelerados – Boçorocas. **Tese de Doutorado**. Escola de engenharia de São Carlos – EESC – Departamento de vias de transportes e Topografia. 160p.

SANTOS A. R. dos (2004) **A grande barreira da Serra do Mar: da Trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes**. Ed.: O Nome da Rosa, São Paulo, 128 pág.

SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE - SMA (1990) Governo do Estado de SP -. Instabilidade da Serra do Mar no Estado de São Paulo.: **Conceitos básicos**. São Paulo, v. 3.

SELBY, M. J (1982) **Hillslope materials and process**. Oxford: Oxford University Press,. 264p.

SELBY, M. J. (1985) **Earth's changing surface**. Oxford: Clarendon Press.

SEMA – (2002)a Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica – **Mapeamento da Floresta Atlântica do Estado do Paraná**. Curitiba, – CD-ROM.

SEMA – (2002)b Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica - **Mapeamento da Floresta Atlântica do Estado do Paraná – Carta de Vegetação: folha Morretes SG.22-X-D-II-3 (MI2843-3), escala 1:50.000**. Curitiba, – CD-ROM.

SEMA – (2002)c Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica - **Mapeamento da Floresta Atlântica do Estado do Paraná – Carta de Vegetação: folha Novo Mundo SG.22-X-D-V-1 (MI2858-1), escala 1:50.000**. Curitiba, – CD-ROM.

SEMA – (2002)d Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica – **Mapeamento geológico da região de ocorrência da Floresta Atlântica do Estado do Paraná**. Curitiba: SEMA / MINEROPAR – CD-ROM.

SEMA – (2002)e Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica – **Mapeamento geológico da região de ocorrência da Floresta Atlântica do Estado do Paraná. Carta Geológica: folha Morretes SG.22-X-D-II-3 (MI2843-3), escala 1:50.000.**Curitiba: SEMA / MINEROPAR – CD-ROM.

SEMA – (2002)f Secretaria do Estado do Meio Ambiente e dos recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica – **Mapeamento geológico da região de ocorrência da Floresta Atlântica do Estado do Paraná. Carta Geológica: folha Novo Mundo SG.22-X-D-V-1 (MI2858-1), escala 1:50000.**Curitiba: SEMA / MINEROPAR – CD-ROM.

SESTINI, M. F. (1999) **Variáveis geomorfológicas no estudo de deslizamentos em Caraguatatuba-SP utilizando imagens TM-Landsat e SIG.** São José dos Campos. 140p. (INPE-7511-TDI/724). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) -Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

SIDLE, R.C.; PEARCE, A.J. E O'LOUGHLIN, C.L. (1985) **Hillslope Stability and Land use.** American Geophysical Union. Washington DC. 140p.

SIGA Jr *et al.* (1990) A evolução Geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. **Jornadas Científicas do Instituto de Geociências – USP**, Boletim especial, São Paulo, p. 116-118.

SIMEPAR – Tecnologia e informações Ambientais. disponível em www.simepar.br – acesso em out. 2003.

STYCZEN, M.; MORGAN, R. P. C. (1995) **Engineering properties of vegetation.** Morgan, R.P.C., Rickson, R.J. (eds.), E&FN SPON, London, 274p. Cap. 2, p.2-58, 1995.

SUDERHSA - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. (1998) Atlas de Recursos Hídricos do Estado do Paraná Governo do Estado do Paraná.

SUDERSHA– Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (2000) **Cobertura aerofotogramétrica.** Projeto Floresta Atlântica – Pro Atlântica -. Escala 1:30000.

THOMAS, M. F. (1979) **Tropical geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates.** 2 ed. London: MacMillan,. 332 p.

THOMAS, M. F. (1994) **Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes**. New York: John Wiley & Sons, 460 p.

TRICART, J. (1972) **The landforms of the humid tropics, forests and savannas**. London: Longman. 306 p.

TUTTLE, S. D. (1970) **Landforms and landscapes**. Iowa: Ed Brown, 136 p.

VARGAS, M. (1999) **Revisão histórico-conceitual dos escorregamentos na Serra do Mar**. Boletim Solos e Rochas (ABMS e ABGE), v 22, n 1, São Paulo.

VARGAS, M. (1977) **Introdução à mecânica dos solos**. São Paulo McGraw Hill, 509p.

VARNES, D. J. (1978) **Slope movements: types and processes - landslides analysis and control**. Washington: Nacional Academy of Sciences, p. 11-13.

WALDRON, L. J. & DAKESSIAN, S. – 1981 - **Soil reinforcement by roots: calculation of increased shear resistance from root properties**. Soil Science, 132: 427-435

WESTEN, C. J.; RENGERS, N.; TERLIEN, M. T. J.; SOETERS, R (1997). Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. **Geologische Rundschau**, v. 86, n. 2, p. 404-414, Set..

WOLLE, C. M (1988) **Análise de escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encostas**. São Paulo, 800 p. Tese (Doutorado em Engenharia - Universidade de São Paulo, Escola Politécnica.

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

WOLLE, C. M.; GUIDICINI, G.; ARAÚJO, J. S.; PEDROSA, J. A. B. A. (1977) **Caracterização de um mecanismo de escorregamentos nas encostas da Serra do Mar**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT,. 23 p. (Relatório n. 1.079)

WOLLE, C.M.; PEDROSA, J.A.B. (1981) Horizontes de transição condicionam mecanismos de estabilização de encostas na Serra do Mar, In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA** (3.: : Itapema, SC) Anais. v.2, p. 121-135.

WU, T. H.; McKINNELL, W. P. III & SWANSTON, D. N. (1979) **Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska.** Canadian Geotechnical J., 16: 19-33.

ZARUBA, Q.; MENCL, V. (1982) Landslides and their control: development in geotechnicalengineering. Amsterdam: Elsevier, 324 p.

ZEVEBERGEN, L. W., AND C. R. THORNE (1987). 'Quantitative Analysis of Land Surface Topography', **Earth Surface Processes and Landforms**, Vol. 12, pp 47 - 56.

ANEXO

RELATÓRIO DE ENSAIOS DE CISALHAMENTO