UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas

Departamento de Geografia

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Rodrigo Ferreira da Silva

ANÁLISE DE MAGNITUDE E FREQUENCIA ESPACIAL DE MOVIMENTOS DE MASSA EM CARAGUATATUBA-SP

(Versão Revisada)

São Paulo, 2013

Rodrigo Ferreira da Silva

ANÁLISE DE MAGNITUDE E FREQUENCIA ESPACIAL DE MOVIMENTOS DE MASSA EM CARAGUATATUBA-SP

(Versão Revisada)

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

Orientador: Professor Livre-Docente Antônio Carlos Colângelo

Área de Concentração: Geografia Física

Linha de Pesquisa: Estudos Interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia

São Paulo, 2013

Rodrigo Ferreira da Silva

ANÁLISE DE MAGNITUDE E FREQUENCIA ESPACIAL DE MOVIMENTOS DE MASSA EM CARAGUATATUBA-SP

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

Banca Examinadora:

Professor Livre-Docente: **Antônio Carlos Colângelo** (Orientador)

Departamento de Geografia – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

---

Professor Livre-Docente: **Jurandyr Luciano Sanches Ross**

Departamento de Geografia – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

---

Professora Doutora: **Diana Sarita Hamburger**

Centro de Engenharia, Modelagem e Ciências Sociais Aplicadas – Universidade Federal do ABC

AGRADECIMENTOS

Na longa caminhada que trilhei para concluir este trabalho pude contar com a colaboração de pessoas inestimáveis que me apoiaram em inúmeros momentos e de forma incondicional. Sinto não poder reconhecer à altura a contribuição que cada pessoa teve para que o resultado dessa trajetória fosse alcançado. Peço licença para agradecer em poucas palavras aos que tornaram isso possível.

Agradeço ao meu orientador, Professor Antônio Carlos Colângelo, por ter norteado minha pesquisa, servindo como um farol em meio à névoa, pelos diálogos enriquecedores, pela atenção, pela paciência e por ter me acolhido como seu orientando.

Agradeço ao Professor Jurandyr Luciano Sanches Ross, que desde a época da escola aprendi a admirar, por ter sido meu orientador no Trabalho de Graduação Individual (TGI) durante a graduação, por ter participado de minha banca de qualificação me alertando sobre pontos importantes a serem aprofundados e melhor desenvolvidos, e agora por participar de minha defesa.

Agradeço ao Professor Ailton Luchiari por suas valiosas indicações durante a banca de qualificação que me ajudaram a lapidar e dar maior consistência ao trabalho.

Agradeço à Professora Diana Sarita Hamburger por participar da defesa enobrecendo a discussão.

Agradeço aos meus queridos amigos que me ajudaram enormemente nessa jornada. Agradeço à Carolina Norgueira por ter revisado o texto com todo cuidado e dedicação. Agradeço à Luci Goshima da Costa por me ajudar na redação em inglês, especialmente por ter sido extremamente prestativa na escrita do resumo, pelas aulas de inglês, pelo carinho e pelos incentivos. Agradeço ao meu irmão Ed Washington Ferreira da Silva não somente por ter me auxiliado e construído comigo parte deste trabalho mas também pelos anos de convivência como irmãos e amigos.

Agradeço à minha noiva Helen Keiko Yamada com quem dividi inúmeros momentos difíceis e maravilhosos durante esses mais de 6 anos juntos e com quem agora vou dividir toda a minha vida.

Agradeço ao meu mestre da vida, Daisaku Ikeda que me despertou para uma vida de profundo significado e que mesmo distante fisicamente me envia incentivos que não me deixam esmorecer.

Agradeço aos meus pais, Inês e Edmilson, por terem sido tudo aquilo que um filho precisou para crescer e se desenvolver. Agradeço sobretudo à minha mãe, Inês, por ter trabalhado a vida inteira em dois empregos para que nada nos faltasse, inclusive amor, carinho e proteção, por ter me ensinado desde cedo a ser honesto e gentil com as pessoas, por não desistir apesar de todos os sofrimentos e mesmo triste me abraçar e me fazer sentir melhor.

As falhas e equívocos encontrados durante a leitura da dissertação são de inteira responsabilidade do autor.

Aos meus pais Inês e Edmilson

RESUMO

A partir da metodologia de Ahnert (1987) e De Ploey et al. (1991), adaptada para a análise espacial dos processos de movimento de massa conforme Colângelo & Cruz (1997 e 2000), Crozier & Glade (1997) e Colângelo (2005 e 2007), este trabalho apresenta um modelo de magnitude e frequência espacial dos eventos de movimento de massa nas bacias dos rios Santo Antônio, Guaxinduba e córrego Canivetal.

Foram recuperadas informações cartográficas do trabalho de Cruz (1974), que a partir de fotos aéreas e trabalhos de campo, mapeou os deslizamentos de 1967, seus respectivos colúvios, além dos entulhamentos ocasionados pelas corridas de detritos. Também foram utilizadas fotos aéreas e imagens de satélite existentes. Com base nestes dados espaciais, além de dados climáticos, meteorológicos, geotécnicos e morfológicos, buscou-se chegar ao modelo de magnitude e frequência espacial.

Para operacionalizar o estudo foram utilizadas ferramentas de SIG, na vetorização, compilação, modelagem de dados e realização de cálculos espaciais.

Palavras-chave: movimento de massa, magnitude e frequência espacial, geomorfologia

ABSTRACT

This work presents a model of spatial magnitude and frequency of the events of mass movement at the basin of Santo Antônio river, Guaxinduba river and Canivetal stream based on the methodology of Ahnert (1987) and De Ploey et al. (1991), which was adapted to the spacial analysis of the mass movement processes according to Colângelo & Cruz (1997 and 2000), Crozier & Glade (1997) and Colângelo (2005 and 2007).

Cartography information was taken from the work of Cruz (1974), who, using aerial photos and fieldwork, mapped the landslides in 1967, their respective colluvium, and also the rubble caused by the debris flow. Extant aereal photos and satellite were also used. Based on these spatial data, and also on climatic, meteorological, geothecnical and morphologic data, the aim was to find out the model of spatial magnitud and frequency.

For operationalizing the study, GIS tools were applied in the vetorization, compilation and modelling of data, and also spatial calculation.

Key-words: mass moviment, spatial magnitud

LISTA DE FIGURAS

FIGURA1: Unidades Taxonômicas do Relevo 14

FIGURA 2: Velocidade X Tipo de Movimento Lento 28

FIGURA 3: Rastejos 28

FIGURA 4: Corridas de Massa 29

FIGURA 5: Elementos de uma Massa Escorregada 31

FIGURA6: Escorregamento Translacional 32

FIGURA7: Escorregamento Rotacional 33

FIGURA 8: Queda de Blocos 34

FIGURA 9: Modelo Matricial 50

FIGURA 10: Modelo Vetorial 51

FIGURA 11: Principais feições apresentadas pelas corridas de detritos 66

FIGURA 12: Principais feições apresentadas pelas corridas de detritos 66

FIGURA 13: Detalhes dos movimentos de massa em Caraguatatuba 67

FIGURA 14: Detalhes dos movimentos de massa em Caraguatatuba 67

FIGURA 15: Declividade Bacia do Rio Santo Antônio 76

FIGURA 16: Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial Bacia do Rio Santo Antônio ...78

FIGURA 17: Declividade Bacia do Rio Guaxinduba 81

FIGURA 18: Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial Bacia do Rio Guaxinduba 82

FIGURA 19: Declividade Bacia do córrego Canivetal 84

FIGURA 20: Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial Bacia do córrego Canivetal.....86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classificação de Movimentos de Massa e Fenômenos Associados (Shape, 1938)...21

Tabela 2: Tipos de movimentos de massa, versão abreviada de Varnes (1978).....22

Tabela 3: Classificações nacionais de Movimentos de Massa 24

Tabela 4: Características dos principais movimentos de encosta da dinâmica ambiental brasileira. (Filho e Wolle, 1996 25

Tabela 5: Classificação dos movimentos de massa (Santos, 2004) 26

Tabela 6: Agentes e causas dos escorregamentos e processos correlatos (Guidicini&Nieble, 1976, apud Augusto Filho, 1995) 36

Tabela 7: Síntese das Fases do Evento Catastrófico de 1967 68

Tabela 8: Declividade Bacia do Rio Santo Antônio 76

Tabela 9: Declividade Bacia do Rio Guaxinduba 79

Tabela 10: Declividade Bacia do córrego Canivetal 83

LISTA DE MAPAS

MAPA 1: Localização da Área de Estudo 55

MAPA 2: Ortofotocarta da Área de Estudo 56

MAPA 3: Mapa geológico regional na escala 1:50.000 60

MAPA 4: Mapa geomorfológico regional na escala 1:50.000 63

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 01

2. OBJETIVO.....02

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO METODOLÓGICA 03

3.1. Fundamentos da Geomorfologia 03

3.2. Estudo das Vertentes: Processos e Morfogênese 07

3.3. Representação Cartográfica 10

3.4. Processos de Vertente 15

3.5. Movimentos de Massa 17

3.5.1. Definições..... 18

3.5.2. Classificação dos Movimentos de Massa 19

3.5.2.1. Classificações Internacionais 20

3.5.2.2. Classificações Nacionais 23

3.5.3. Tipos de Movimentos de Massa 26

3.5.3.1 Rastejos 27

3.5.3.2. Corridas..... 29

3.5.3.3. Escorregamentos 30

3.5.3.4. Quedas 33

3.5.3.5. Condicionantes dos Movimentos de Massa 34

3.6. Magnitude e Frquência 37

3.7. Magnitude e Frequência Espacial Aplicado aos Movimentos de Massa..... 43

4. PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS 47

4.1. Procedimentos Técnicos de Análise Cartográfica 48

4.1.1. Sistemas de Informações Geográficas (SIG) 48

4.2. Procedimentos Operacionais Utilizando SIG.....52

4.2.1. Base Cartográfica 52

4.2.2. Classificação das Áreas Mapeadas 53

5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... 54

5.1. Características Gerais 54

5.2. Clima 57

5.3. Geologia 58

5.4. Geomorfologia 61

5.5. Pedologia 64

6. APLICAÇÃO DA METODOLOGIA DE MAGNITUDE E FREQUÊNCIA ESPACIAL AOS EVENTOS CATASTRÓFICOS DE 18 DE MARÇO DE 1967 65

6.1. Análise do Eventos 65

6.2. Análise da Magnitude e Frequência Espacial 74

6.2.1. Bacia do Rio Santo Antônio 74
6.2.2. Bacia do rio Guaxinduba 79
6.2.3. Bacia do córrego Canivetal 83

7. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS..... 87

8. BIBLIOGRAFIA.....88

1 – INTRODUÇÃO

O termo popularmente conhecido por deslizamento ou escorregamento de terra, representa uma das denominações mais utilizadas para movimentos gravitacionais de massa de dimensões significativas e que anualmente provocam impactos sobre a infraestrutura de diversos municípios brasileiros. Estes eventos fazem parte de um tipo de fenômeno natural denominado movimentos gravitacionais de massa. Esses movimentos caracterizam-se pela dissipação de significativa quantidade de energia, por vezes em curto espaço de tempo, e pelo deslocamento de grandes massas de materiais terrestres, como rochas, solo, podendo também envolver materiais não-terrígenos como troncos de arvores e elementos de construções humanas, sob a ação da gravidade. Tratam-se de movimentos que apresentam geometrias, volumes e velocidades muito distintas entre si.

As áreas serranas brasileiras, sobretudo, as porções escarpadas da Serra do Mar são lócus de inúmeros eventos de movimento de massa, que são parte constituinte dos jogos de forças responsáveis pela modelagem do relevo destas áreas. Dentre estes eventos, as áreas escarpadas no entorno da cidade de Caraguatatuba sofreram no dia 18 de março de 1967 um que pode ser classificado como catastrófico, quando um grande número de deslizamentos de terra que consequentemente geraram extensas e destrutivas corridas de detritos ao longo dos cursos d'água, atingiram a área urbana do município, deixando cerca de 120 mortos e milhares de desabrigados. As bacias hidrográficas mais afetadas encontram-se nas cercanias do sítio urbano de Caraguatatuba e mesmo dentro dele, são elas, a bacia do rio Santo Antônio e a bacia do córrego Camburu, porém foram observados deslizamentos em um raio de até 15 Km da cidade.

Os escorregamentos ocorridos em 18 de março de 1967 mobilizaram grandes quantidades de materiais das vertentes da serra de Caraguatatuba, ao passo que seus produtos foram depositados nos pés das vertentes e nas planícies subjacentes.

Segundo Cruz (1974), estes eventos mostraram os mecanismos dos processos atuais destas áreas. Trata-se de uma situação de equilíbrio bioestático precário, altamente suscetível a mudanças rítmicas.

2 – OBJETIVO

A partir da metodologia de Ahnert (1987) e De Ploey et al. (1991), adaptada para a análise espacial dos processos de movimento de massa conforme Colângelo & Cruz (1997 e 2000), Crozier & Glade (1997) e Colângelo (2005 e 2007), este trabalho objetivou chegar a um modelo de magnitude e frequência espacial dos eventos de movimento de massa nas bacias dos rios Santo Antônio, Guaxinduba e córrego Canivetal. O modelo foi aplicado com vistas a contribuir para a compreensão da evolução das vertentes da Serra do Mar, focando o movimento de massa como um fator de evolução do relevo.

Foram recuperadas informações cartográficas do trabalho de Cruz (1974), que a partir de fotos aéreas e trabalhos de campo, mapeou os deslizamentos de 1967, seus respectivos colúvios, além dos entulhamentos ocasionados pelas corridas de detritos. Também foram utilizadas fotos aéreas e imagens de satélite existentes. Com base nestes dados espaciais, além de dados climáticos, meteorológicos, geotécnicos e morfológicos, buscou-se chegar ao modelo de magnitude e frequência espacial.

Para operacionalizar o estudo foram utilizadas ferramentas de SIG, na vetorização, compilação, modelagem de dados e realização de cálculos espaciais.

3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO METODOLÓGICA

3.1 – Fundamentos da Geomorfologia

Os fundamentos da Geologia e da Geografia Física estão ligados à influência da *Theory of the Earth* de J. Hutton, publicado originalmente em 1788 e reformulado após sua morte por John Playfair em 1804, que deu inicio à escola do Uniformitarismo, que pressupunha a contínua uniformidade dos processos como chave para compreensão da história da Terra. Charles Lyell em *Principles of Geology* (1830), consolida esta escola e firma o Princípio do Atualismo, que defende o presente como a chave para compreender o passado, sendo este igual ao presente em gênero e intensidade dos processo atuantes interna e externamente (TEIXEIRA et.al., 2003).

A análise da ação das torrentes no Alpes realizada por Surrell no trabalho intitulado *Etude sur lês torrents dês Hautes Alpes* publicado em Paris no ano de 1841 é considerada o primeiro estudo geomorfológico, este trabalho deu origem as primeiras leis da geomorfologia referentes à morfologia fluvial. (Abreu, 1983; Ross, 1990; Monteiro, 2001).

O livro de Charles Darwin “A Origem da Espécies” de 1859 é considerada uma obra revolucionária do século 19 e também influenciou a geomorfologia. Gregory (1992) considera sua publicação como responsável pela total transformação do conjunto da geografia física e afirma que idéia de evolução extrapolou a esfera biológica para a física, social e mental. O principal exemplo desta influência é o trabalho *The Geographical Cycle* de Davis (1899), que utilizando a idéia de “mudança através do tempo”, propõe o enunciado do ciclo de erosão. O impacto da teoria de Darwin na Geografia é analisada por Stoddart (1966, apud Gregory, 1992).

Ao longo do último quartel do século XIX e primeira metade do século XX a geomorfologia se desenvolveu a partir de duas linhagens epistemológicas distintas,

conforme apresenta Abreu (1983): "... uma (linhagem) de raízes norte-americanas e incorporando o grosso da produção em língua inglesa e francesa até a II Guerra Mundial e outra de raízes germânicas, exprimindo-se basicamente de início em alemão (espécie de língua franca da Europa Centro-Oriental), mas que incorpora também, posteriormente, grande parte da produção publicada em russo e polonês". Estas linhas epistemológicas concentraram a produção intelectual no período.

Gilbert foi precursor da Geomorfologia na América do Norte com *Report on the Gology on the Henry Montains* de 1877. Ele lançou três leis geomorfológicas relacionadas à declividade, estrutura e divisores.

A linha epistemológica anglo-franco-americana, até o período da 2ª Guerra Mundial foi fundamentado, basicamente, na Teoria do Ciclo de Erosão de Davis (1899). No modelo de Davis, de concepção finalista, o relevo passa por três estágios evolutivos: juvenil, maduro e senil. Sua proposta foi um passo decisivo à sistematização do estudo do relevo terrestre e influenciou fortemente os países anglofónos e francófonos até pelo menos meados do século passado. Abreu (1982) chama a atenção para o fato de que na França e consequentemente no Brasil, as idéias de Davis perduraram por mais tempo em uma posição central do que nos Estados Unidos e Inglaterra.

Nos países germanófonos e de do leste europeu a teoria de Davis encontrou resistência diante da produção de uma linha eipistemológica local, que teve sua primeira referência na publicação de *Führer für Forschungsreisende* por von Richthofen em Berlim no ano de 1886. A. Penck foi outro importante autor da linha germânica, ao sistematizar teorias e formas de relevo em seu trabalho intitulado *Morphologie der Erdoberfläche* de 1894. Por suas origens e influências de naturalistas, esses autores tiveram um direcionamento focado na observação e análise dos processos, utilizando a cartografia com um dos instrumentos fundamentais (Abreu, 1982, 1983 e 1986).

O trabalho póstumo de W. Penck, *Die morphologische Analyse*, de 1924 estabelece que a base, a natureza e o principio da análise geomorfológica devem-se apoiar em três elementos: os processos exogenéticos, os processos endogenéticos e os que resultam destes dois, e que podem ser chamados de feições atuais da morfologia. Contrapondo-se a teoria de Davis, o autor procura demonstrar que a relação entre entalhamento e denudação não é estável, podendo variar, apresentando-se de forma intermitente e variável. De acordo com Abreu (1983), esta obra foi elaborada com o objetivo de contribuir com a Geologia na elucidação dos movimentos crustais, por meio da geomorfologia, principalmente pela formalização do conceito de depósito correlativo.

O trabalho de W. Penck foi apresentado aos americanos durante um Simpósio em Chicago ocorrido em 1939. Contudo é somente após a publicação em inglês, no ano de 1953, que trabalho de W. Penck alcança o reconhecimento entre os países de linha anglo-franco-americana, contribuindo para o entendimento da evolução geomorfológica, aproximando-os de conceitos já difundidos entre acadêmicos do leste europeu e da então URSS.

Segundo Abreu (1983), apesar de ter sido extremamente criticado por Davis e principalmente por seus seguidores, a publicação do trabalho W. Penck em inglês iniciou um processo de revisão conceitual, tendo o mérito de levar alguns autores norte-americanos, interessados nos estudos de vertentes e processos, a reverem suas opiniões em relação à proposta penckiana. Desta forma, a concepção de que as formas do relevo são o resultado da ação de forças antagônicas, sendo os processos endógenos provenientes do interior da crosta terrestre e os processos exógenos causados pela ação do clima, atingiu grande repercussão a partir da década de 50.

Ross (1992 e 1996) expõe que os processos endógenos podem ser ativos ou passivos, de acordo com sua natureza. Os ativos se referem às atividades geotectônicas e se manifesta na superfície terrestre como fenômenos diretamente

ligados a dinâmica da crosta terrestre, por exemplo, falhamentos, terremotos, atividades vulcânicas, movimentos de subsidência e soerguimento (Clark Jr., 1973 apud Ross, 1996). Já os processos passivos estão ligados a ações constantes, porém, desiguais, da resistência oferecida pelas rochas e de seus arranjos estruturais (Ross, 1992).

Os processos exógenos, de ação constante e diferencial, apresentam dinâmica ativa, no tempo e no espaço, de acordo com as características climáticas atuais e mudanças de longa duração. Movido pela energia solar, os processos de intemperização, erosão, transporte e deposição dos materiais, exercida por ação da água, do vento e pela variação térmica, que simultaneamente transformam os materiais e esculpem as formas do relevo. Essa ação é progressiva e permanente (Ross, 1992).

Baseados nos princípios de forças endógenas e exógenas como geradoras das formas do relevo, Guerasimov (1946, apud Mescerjakov, 1968) e Mescerjakov (1968) propuseram os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, que apresentam situações estáticas de ações dinâmicas. Segundo os autores estes processos geram as grandes, médias e pequenas formas do relevo. Desta forma, o relevo está vinculado a uma morfoestrutura que o sustenta e apresenta uma ou mais morfoesculturas gerada pela ação climática atual e pretérita (ROSS, op.cit.).

Segundo Colângelo (1995) as chamadas Ciências Ambientais incorporaram uma série de campos abordados tradicionalmente pelas Ciências da Terra, entre elas a geomorfologia e a pedologia. Apesar de seus objetos de estudo distintos, o suporte material de ambos são as formações superficiais, sendo que os processos que atuam sobre elas possuem, simultaneamente, caráter morfogênico e pedogênico.

Neste sentido, o estudo das vertentes pressupõe uma análise simultânea da geomorfologia e da pedologia, já que uma área em que ocorram processos erosivos de natureza mecânica, necessariamente está sujeita a processos de morfogênese e pedogênese.

3.2 – Estudo das Vertentes: Processos e Morfogênese

A vertente pode ser basicamente definida como uma forma da superfície terrestre que apresenta uma determinada inclinação e consequentemente um gradiente com uma direção. Engendrado por uma série de forças, as vertentes são locais onde ocorrem o intemperismo, o transporte e deposição de materiais. Dentre as forças que agem sobre a vertente, a gravidade é a principal delas, exemplificado pela ação da água sobre e sob a superfície.

Esta visão é corroborada por Tricart (1968) que aponta a relevância do fato de que muitas superfícies terrestres sejam inclinadas. O autor afirma que o estudo das vertentes encontra uma posição central dentre as preocupações dos geomorfólogos, isto porque o relevo representa o elemento mais importante para o homem, já que sua evolução repercute em suas atividades, por exemplo, na agricultura e nas obras de engenharia civil.

No mesmo sentido, Carson & Kirkby (1972) frisam a importância do estudo das vertentes, não só como um elemento da paisagem, mas como um subsídio para o controle da erosão e sedimentação de origem antrópica, que devido a praticas agropastoris intensivas provocam uma aceleração nas taxas de erosão.

O estudo dos processos de vertentes ganha destaque na década de 1950, inicialmente os trabalhos eram voltados, sobretudo, para a análise dos processos de evolução das vertentes. Atualmente, segundo Rodrigues (1997), estes estudos estão mais focados nos processos atuais.

Os processos de vertente, basicamente, podem ser divididos em dois grandes grupos: os de superfície e de subsuperficie. Seu funcionamento, de acordo com Christofoletti (1981), está ligado à distribuição, frequência e intensidade dos processos, tipo de material de superfície e subsuperficie, além da influência morfoclimática.

A água exerce grande influência nos processos de vertente, sendo de grande importância para a modelagem do relevo, sobretudo, no meio tropical úmido, onde a água exerce um papel central no processo morfogenético. Em relação ao fluxo hídrico, Colângelo (1995) apresenta os sistemas de vertentes como dipolos e identifica três diferentes domínios: o de dispersão de fluxos no setor convexo, o de concentração de fluxos no setor côncavo e um intermediário no setor retilíneo das vertentes. Em superfície, a água pode gerar o processo morfogenético pluvial, subdividido entre a ação mecânica da água (*splash*) e o escoamento superficial, enquanto em subsuperfície engendra movimentos de massa associados à dinâmica hidrológica subsuperficial.

Para Selby (1982), a vertente é considerada como um sistema aberto, recebendo energia, transformando o material rochoso em partículas transportáveis e transferindo esses materiais para fora do sistema. Esta energia é proveniente de três fontes: radiação solar, gravidade e forças endogenéticas. A energia solar atua diretamente no intemperismo, mas sua ação mais efetiva é como “força motriz” da circulação da água entre a atmosfera, pedosfera, litosfera e a hidrosfera. Por sua vez, a gravidade atua de forma a possibilitar a chegada das gotas de chuva, gerando o fluxo de água superficial e subsuperficial, além de ser responsável pela queda e o rolamento de blocos. As forças endogenéticas são fornecidas, sobretudo, pela atividade vulcânica e terremotos, sendo de ação localizada. Pode-se considerar que a radiação solar e gravidade são responsáveis por fornecer a energia necessária para engendrar quase a totalidade dos processos superficiais.

O intemperismo e o transporte de rocha e solo na vertente não são processos uniformes no tempo e espaço, são episódicos e dependem da disponibilidade de energia e do meio de transporte. O afloramento de rochas maciças e resistentes levam longos períodos para produzir materiais, já vertentes em clima tropical úmido fornecem solutos quase que continuamente, enquanto o deslocamento de sólidos por movimentos de massa são eventos raros, porém com poder de mobilização muito mais elevado. Desta forma, cada processo apresenta sua magnitude e

frequência de operação, que é controlada pela declividade, resistência da rocha e do solo na vertente, além da intensidade dos processos denudacionais.

Tentativas para compensar a falta de observações nas mudanças das vertentes, que é um processo geralmente lento para a escala humana, levaram a duas possibilidades de procedimentos. Na primeira, em raras situações, o espaço pode ser substituído pelo tempo, como as medidas de Savigear (1952, apud Selby, 1982). A segunda é o modelo de processos-respostas, base da moderna geomorfologia de vertente. Ele envolve a análise das medidas de resistência das rochas e solos às mudanças, bem como a força e o modo de ação de um processo causar mudanças, e a variação da taxa de mudança através do tempo e do espaço. Este modelo procura relacionar variações nas taxas de mudança de toda a vertente para desenvolver perfis, envolvendo o estabelecimento de uma relação estatística entre as mudanças da vertente e as propriedades dos solos e rochas para um determinado processo. Portanto, de acordo com este procedimento, os estudos da evolução das vertentes passam necessariamente pela caracterização dos materiais quanto à resistência, à intensidade e efetividade dos processos que atuam sobre estes materiais.

Colângelo (2005) aponta que a dinâmica das vertentes é comandada por um jogo de tensões que interage diretamente com os processos geomórficos. Desta forma, existe um permanente confronto entre as tensões passivas, de sustentação dos materiais superficiais não consolidados e tensões ativas de cisalhamento.

3.3 – Representação Cartográfica

Tricart (1965) enfatizou que a gama de escalas temporo-espaciais com as quais o geomorfólogo deve se familiarizar é muito ampla. Partindo da escala métrica, deve ser capaz de explorar dimensões milimétricas a micrométricas (10^{-6}), mas sem perder de vista a configuração do globo terrestre, dos continentes, das bacias oceânicas e cadeias montanhosas, ou seja, de grandezas da ordem de 1.000 a 10.000 km^2.

Para Demek (1967), a maiorias dos geomorfólogos concorda que o mapa geomorfológico deve representar caracteristicas morfográficas e morfométricas das formas de relevo, suas gênese e idade. Porém, ocorrem divergências quanto à forma de ser tratar e apresentar estes dados. Demeck propõe três unidades taxonômicas básicas: superfícies geneticamente homogêneas (SGH), formas de relevo e tipos de relevo.

- Superfícies geneticamente homogêneas: consideram-se áreas de geometria aproximadamente plana, sem apresentar quebras de relevo. Resultam de curtos estágios na evolução do relevo decorrentes de um ou mais processos, agindo em certa direção. Varia de algumas dezenas de m^2 a alguns km^2, delimitada por bordas e quebras de relevo causadas pela mudança na direção dos processos. Constituem unidades concretas de relevo.
- Formas de Relevo: são constituídas pela junção de superfícies geneticamente homogêneas, resultantes de um mesmo processo, mas correspondendo a estágios mais longos de desenvolvimento do relevo. Suas dimensões podem alcançar algumas centenas de m^2 a centenas de Km^2. Constituem unidades concretas de relevo.

- Tipos de relevo: composto por um complexo de formas, em uma área limitada de uma forma mais ou menos distinta, com mesma cota absoluta, mesma gênese, dependendo da mesma morfoestrutura, resultantes dos mesmos agentes morfogenéticos e da mesma história evolutiva. Ao contrário das unidades anteriores, esta unidade é abstrata, sendo estabelecida de modo dedutivo.

Quanto aos princípios metodológicos para realização do mapeamento geomorfológico, Ab´Saber (1969), considera como essenciais três níveis de tratamento.

No primeiro nível deve-se tratar da compartimentação regional, bem como da caracterização e descrição minuciosa das formas de relevo de cada compartimento.

No segundo nível deve-se obter informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens referentes a todos os compartimentos e formas de relevo observadas, visando conhecer a cronogeomorfologia e os processos morfoclimáticos pretéritos e atuais.

Em um terceiro nível, procura-se analisar os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais, conforme o autor, trata-se de compreender a fisiologia da paisagem, ou seja, a funcionalidade atual e global desta paisagem (dinâmica climática e hidrodinâmica). Inclui-se também nesse nível as alterações na paisagem provenientes da intervenção do homem.

Ab´Saber (1969) contribuiu com a sistematização de diversas tendências metodológicas adotadas até então, nas pesquisas geomorfológicas. O autor considerou o modelado do relevo como resultante quase que exclusivamente dos processos morfoclimáticos, enquanto o substrato rochoso responderia apenas por uma “ossatura” topográfica.

A concepção de Tricart (1965) em relação ao mapeamento geomorfológico de detalhe é que além da descrição razoável de todos os elementos do relevo, ela deve também mostrar as relações no espaço e tempo das unidades representadas. Deve ainda, ressaltar os laços genéticos entre formas vizinhas e gerações de formas que se sucederam numa região e que tenham deixado alguma evidência. Ou seja, distinguir as formas vivas, herdadas, estabilizadas ou desaparecidas num processo de degradação, diferenciando as diversas gerações. Portanto a carta deve comportar dados de quatro naturezas diferentes.

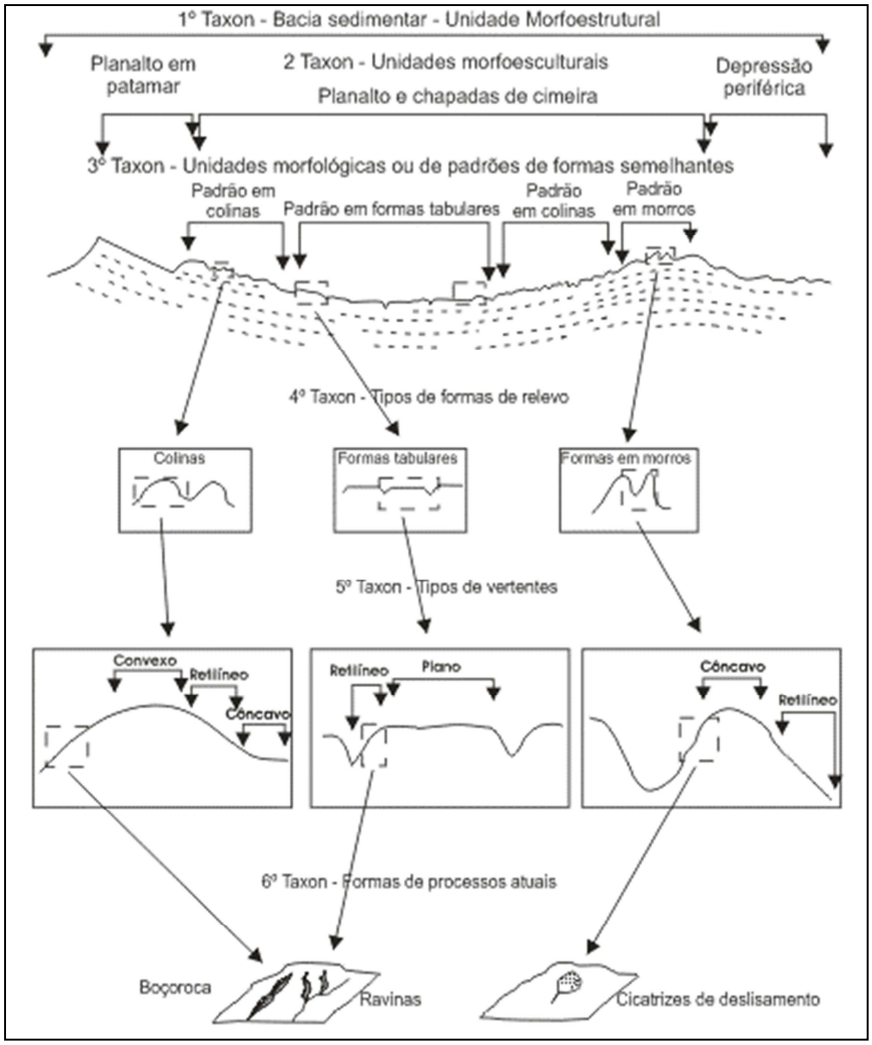
- Morfométricos: A impressão da carta geomorfológica deve ser sobre um fundo topográfico limitado a dados orohidrográficos e complementados com outros elementos que podem ser incorporados na simbologia utilizada para representar as feições do relevo. Para não sobrecarregar a carta dificultando sua leitura, os dados puramente morfométricos como as declividades das vertentes e a hierarquização da rede hidrográfica podem ser apresentadas a parte, em uma carta especifica.
- Morfográficos: As formas representadas devem estar identificadas do ponto de vista geomorfológico indicando sua gênese.
- Morfogenéticos: Indicam a gênese das formas representadas. Os processos responsáveis pela forma devem ser identificados. Por exemplo, os processos de deposição de uma formação detrítica devem ser considerados no mesmo nível que a natureza litológica do seu material. Muitas vezes é necessário associar análises de amostras em laboratório a estudos do terreno.
- Cronológicos: Identificar as associações de formas desenvolvidas em certos momentos da evolução da região, as representativas de oscilações paleoclimáticas e as gerações de formas sucessivas, e, principalmente as novas formas desenvolvidas a partir das anteriores. Considera-se importante identificar as formas vivas, resultantes dos processos em atividade e as paleoformas, formas herdadas de processos pretéritos.

Ross (1992) discute a dificuldade de tratar da questão taxionômica e da representação cartográfica do relevo, uma vez que as formas são tridimensionais. Além disso apresentam diferentes formatos, tamanhos, gêneses e idades. De acordo com estes pressupostos, o autor, propôs uma classificação do relevo, baseado na cartografia geomorfológica, em seis táxons, ou ordens de grandeza, que vão das grandes unidades morfoestruturais até as formas de geradas por processos atuais que possuem, relativamente, pequenas dimensões (Figura 1):

- Primeiro táxon (Unidades Morfoestruturais): Tratam-se das macroestruturas do relevo, as maiores formas que podem ser identificadas. São mais antigas do que as unidades morfoesculturais no seu interior. Exemplo: bacia sedimentar do Paraná.
- Segundo táxon (Unidades Morfoesculturais): São compartimentos do relevo que pertencem a uma unidade morfoestrutural. Suas dimensões e idade são menores que a do primeiro táxon. Exemplo: Depressão Periférica Paulista.
- Terceiro táxon (Unidades Morfológicas, Unidades de Tipos de Relevo ou Padrões de Formas Semelhantes): São formas do relevo que apresentam um mesmo aspecto fisionômico. São menores, mais jovens, estão inseridas no segundo táxon e apresentam processos que favorecem a dissecação. Eles são definidos pelo agrupamento das formas de agradação e formas de denudação. Esta unidade pode ser relacionada com “Tipos de Relevo” de Demek (1967). Exemplos: Padrão em Colinas e Padrão em Formas Tabulares.
- Quarto táxon (Formas de relevo): Trata-se da individualização das formas de relevo contidas no terceiro táxon. Apresentam a diferenciação de certos aspectos da fisionomia, especificando as formas. Este nível requer maior detalhe na cartografação, pois evidencia detalhes que são de difícil representação em pequenas e médias escalas. Exemplos: Colinas e formas tabulares.

- Quinto táxon (Tipos de Vertentes): refere-se aos setores de vertentes contidas em cada forma de relevo. Esta unidade apresenta o resultado atual da atuação dos processos criadores do relevo. Exemplos: Vertentes côncavas e vertentes convexas.
- Sexto táxon (Formas de Processos Atuais): São formas menores do relevo, geradas por processos geomórficos atuais e principalmente pela ação humana, neste caso, desestabilizando o ambiente do ponto de vista morfodinâmico. Exemplos: Voçorocas e cicatrizes de deslizamentos.

Figura 1 – Unidades Taxonômicas do Relevo



Fonte: Ross (1992)

Assumiremos as formas das vertentes como o principal aspecto do modelado do relevo, devido à escala adotada, englobando, portanto, os quinto e sexto táxons. O estudo das vertentes, conforme já foi discutido, pressupõe uma análise simultânea da geomorfologia e da pedologia, já que uma área em que ocorram processos erosivos de natureza mecânica, necessariamente estará sujeita a processos de morfogênese e pedogênese.

3.4 – Processos de Vertente

A paisagem está em constante modificação, ou seja, nosso planeta apresenta uma dinâmica que é caracterizada pela constante mudança de suas formas. Estas mudanças ocorrem em ciclos de tempo e intensidades variáveis ao longo da superfície terrestre, podendo variar deste a escala tempo geológica até a escala de tempo humana. A vertente representa o compartimento mais básico da ação dessas forças externas e internas, além de fatores biológicos, incluindo o homem.

A Serra do Mar está inserida, genericamente, no meio tropical úmido, desta forma, os movimentos de massa, o intemperismo, a pedogênese e a erosão, são alguns dos processos que agem nas vertentes sob essa condição climática, submetendo-as a um processo de evolução relativamente acelerado. Devido a sua localização geográfica e extensa cobertura vegetal, a ação da água na vertente ganha destaque como principal agente a engendrar processos.

Selby (1982) expõe que a ação da água e as suas modificações através da vegetação, do solo, da declividade, e da superfície do relevo constituem os pontos tratados pelos estudos de processos de vertentes. Argumenta também que na maior parte do globo, o escoamento superficial e a ação mecânica direta das gotas de chuva sobre o solo (*splash*), são os processos de vertentes predominantes. Desta forma, Selby (op.cit) declara que a pluviosidade tem destacada influência sobre os processos de vertentes.

O escoamento superficial mobiliza a maior parte dos materiais em vertentes, podendo ser difuso ou concentrado, de acordo com a existência ou não de hierarquia e fixação dos leitos. No escoamento concentrado há a formação de leitos, o que acarreta em maior poder erosivo, podendo imprimir na vertente desde suaves marcas até ravinas que podem evoluir para voçorocas. O escoamento difuso não possui os atributos supracitados, apresentando característica anastomótica, ou seja, os canais não apresentam um leito definido, juntam-se e separam-se com frequência (Colângelo, 1995).

O *splash* se refere ao deslocamento das partículas do solo pela ação mecânica da água, ele ocorre de acordo com o tamanho da gota e das características de erodibilidade do solo, sua participação no carreamento e a realocação de materiais são restritas (Colâmgelo, op. cit).

A associação entre clima e pedologia é um importante fator que influi na erosão, pois as características do solo e da vegetação dependem de ambos e da interrelação entre os mesmos. A erosão pode ser considerada uma função do potencial erosivo das chuvas (erosividade), do escoamento superficial, dos deslizamentos ou fluxos de massas terrosas, e da erodibilidade do solo.

A erosividade é o potencial de um processo em causar erosão, para uma determinada condição de solo e vegetação. Já a erodibilidade é a vulnerabilidade à erosão de um solo um determinada condição de chuva.

A erodibilidade do solo depende, sobretudo, da composição físico-química e seu manejo sob um determinado uso e gestão. A intervenção do homem pode ocorrer no sentido de desproteger o solo e ou no oposto, de protegê-lo. Estes fatores operados em conjunto são expressos na Equação Universal de Perdas de Solos de Wischmeier & Smith (1962).

Entre os fatores climáticos que influenciam o escoamento e a erosão estão a precipitação, a temperatura e o vento, sendo a precipitação a mais importante. A

temperatura afeta a variação da umidade do solo entre as chuvas e a forma da precipitação, também pode causar o congelamento do solo. O vento influência o ângulo e impacto das gotas de chuva, move finos e, mais raramente, pode derrubar árvores. A erosão causada pela chuva é determinada pela quantidade, intensidade e duração da precipitação.

Nos processos subsuperficiais a ação da água está ligada, sobretudo, conforme Colângelo (1995), ao limiar de resistência ao cisalhamento, que por sua vez dependem das características dos materiais que a compõem.

A força de cisalhamento apresenta duas componentes, uma de natureza química, ligada à coesão dos agregados e outra de natureza mecânica, vinculada ao atrito interno dos grãos. A ocorrência de alterações no equilíbrio entre as forças de cisalhamento e de resistência engendra movimentos de massa que podem ser de diversos tipos entre dois extremos: do fluxo de lama, quando há um colapso coesivo generalizado e o material escoa como um fluído viscoso, ao escorregamento, quando o material sofre apenas uma queda relativa na coesão que consegue superar a ação da força cisalhante (Colângelo, op.cit.).

As regiões escarpadas do litoral sudeste brasileiro apresentam uma convergência de fatores que contribuem para sua instabilização. Conforme afirma Colângelo (2007), a Serra do Mar combina declives abruptos (escarpas) com uma intensa e frequente ocorrência de chuvas, isto favorece o comportamento mecânico e a desestabilização dos materiais superficiais e sua descida por movimentos de massa.

3.5 – Movimentos de Massa

Os movimentos de massa são processos que fazem parte do conjunto que compõem o sistema de vertente. Trata-se de processos muito frequentes nas áreas serranas e atuam diretamente sobre a esculturação do relevo, solo e vegetação, atualmente o fator antrópico é um importante catalisador destes eventos.

Os movimentos de massa podem envolver a mobilização material superficial inconsolidado (solos e materiais de alteração), rochas e vegetação, consequentemente estruturas construídas pelo homem também podem ser atingidas, podendo trazer consequências econômicas e sociais.

A interrupção de alguns processos pedogeoquímicos nas superfícies de ruptura dos materiais, a abertura de clareiras em áreas florestadas, a destruição de vegetação permitindo a entrada de luz e o favorecimento de espécies de sub-bosque de floresta tropical, a inumação dos solos pelos depósitos, além do desenvolvimento de sulcos erosivos e ravinas nas superfícies expostas, são algumas das consequencias destes eventos no meio tropical úmido, descritas por Colângelo (1992).

3.5.1 – Definições

Nos trabalhos produzidos em língua portuguesa, os termos mais utilizados para definir movimentos de materiais em vertentes são: movimento de massa e deslizamento. Em língua inglesa há um maior número de termos utilizados, os mais comuns são *mass moviment* (movimento de massa) e *landslide* (deslizamento de terra), porém há outros termos encontrados com menor frequência como *mass wasting*, *e slope movement*.

Sharpe em seu trabalho *Landslides and related phenomena* de 1938, definiu deslizamento como sendo a queda perceptível ou movimento descendente de uma massa relativamente seca de solo, rocha ou ambas.

Skempton & Hutchinson (1969), definem *landslides* como um termo genérico que envolve todos os movimentos de solo ou rocha, ou ambos, resultantes de uma ruptura por cisalhamento ao longo de um plano ou superfície.

De acordo com Selby (1982), os movimentos de massa são movimentos de solo ou material rochoso vertente abaixo sob a influência da gravidade, sem contribuição direta de outros fatores. Entretanto, por exemplo, a água geralmente age no sentido

de reduzir a resistência dos materiais, interferindo em sua plasticidade e fluidez. Os movimentos do material pedológico ou material rochoso ao longo da vertente, desta forma, apesar de estarem sob a influência direta da gravidade, são viabilizados pela presença da água.

Crozier (1986) afirma que *landslides* e *mass movements* caracterizam-se pelo movimento gravitacional, descendente e para fora da encosta, de solos e rochas sem a ajuda da água corrente como um agente de transporte.

De acordo com Rahn (1986), o termo *mass wasting* representa o termo genérico para os movimentos de detritos induzidos pela gravidade, constituindo os mais importantes processos que atuam na evolução das vertentes e, por conseguinte, na evolução geomorfológica. O autor aponta que estes movimentos são mais importantes que os processos fluviais, em termos do total de material mobilizado e no “trabalho geomorfológico” de erosão do planeta.

3.5.2 – Classificação dos Movimentos de Massa

Os movimentos de massa, também conhecidos como movimentos coletivos de solos e rochas, são objeto de estudo de diversas áreas do conhecimento, entre elas, a geografia, entretanto a maior parte da produção cientifica sobre o tema concentra-se na engenharia e geologia. Por este caráter multidisciplinar, diversas classificações já foram apresentas, dentre elas, pode-se destacar quatro aspectos básicos para sua diferenciação: tipo de ruptura, velocidade do movimento (cinemática), conteúdo de água e natureza do material mobilizado. (Carson & Kirkby, 1972; Varnes, 1978; Selby, 1982; Guidicini & Nieble, 1984; Crozier, 1986; Gerscovich, 2012).

A importância das classificações, sob o ponto de vista da aplicação, corresponde à possibilidade de se associar cada tipo de movimento de encosta a um conjunto de características, como profundidade, raio de alcance, material instabilizado, potencial destrutivo, etc. Estas características, em conjunto com o entendimento dos

condicionantes permitem formular modelos, fundamentais para orientar a proposição de medidas preventivas e corretivas (Augusto Filho & Virgili, 1998).

A aplicação direta desses sistemas de classificação aos movimentos observados na natureza não é tarefa simples e sua possibilidade de aplicação é limitada. De acordo com Gerscovich (2012) a maioria das classificações tem aplicabilidade regional e baseia-se nas condições geológicas e climáticas locais. Fernandes et al. (2001) aponta que há outros tipos de peculiaridades que podem dificultar a aplicação das classificações, por exemplo, aquelas derivadas das atividades antrópicas e das rápidas transformações que ocorrem nas cicatrizes dos deslizamentos, há problemas associados à própria complexidade dos fenômenos, onde muitos movimentos são deflagrados como escorregamentos translacionais e se transformam gradativamente em corridas de massa devido ao excesso de água.

3.5.2.1 – Classificações Internacionais

Sharpe apresentou seu sistema de classificação em 1938, e foi base para diversos trabalhos, sobretudo nos Estados Unidos, e propostas de classificação posteriores, desta forma, pode-se considerá-la a primeira classificação de movimentos de massa com ampla aceitação. Sua proposta baseia-se em fatores como a natureza e velocidade do movimento, quantidade de água e gelo atuantes no processo e tipo de material (Tabela 1).

Tabela 1 – Classificação de Movimentos de Massa e Fenômenos Associados (Shape, 1938)

Natureza e Taxa de Movimento			Com aumento do conteúdo de gelo	Rocha ou solo ⟷	Com aumento do conteúdo de água	
Corridas	Imperceptível	Transporte glacial	Solifluxão ↓	Rastejo (solo ou rocha) ↓	Solifluxão ↓	Transporte Fluvial
	Lento e rápido		Avalanche de detritos ↓	↓	Fluxo de terra Fluxo de lama Avalanche de detritos ↓	
Escorregamento	Lento e rápido		↓	Escorregamento Escorregamento de detritos Queda de detritos Escorregamento de rocha Queda de rocha	↓	

Dentre as propostas de classificação dos movimentos de massa, a de Varnes (1978) é a mais utilizada internacionalmente (Gerscovich, 2012). Sua proposta, utilizada como base para a classificação oficial da Associação Internacional de Geologia de Engenharia (IAEG), é aplicável tanto para solos como rochas. Varnes (op.cit) subdivide sua classificação em seis tipos de movimentos: queda, tombamento, escorregamento, expansão lateral, escoamento e complexo (Tabela 2).

Tabela 2 – Tipos de movimentos de massa, versão abreviada de Varnes (1978)

<table>
<tr><th colspan="2" rowspan="3">Tipo de Movimento</th><th colspan="3">Tipo de Material</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Rocha</td><td colspan="2">Solos</td></tr>
<tr><td>Predominantemente Grosso</td><td>Predominantemente Fino</td></tr>
<tr><td colspan="2">Quedas</td><td>Queda de Blocos</td><td>Queda de detritos</td><td>Queda de solo</td></tr>
<tr><td colspan="2">Tombamentos</td><td>De rocha</td><td>De detritos</td><td>De solo</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Deslizamentos</td><td>Rotacionais</td><td rowspan="2">De rocha</td><td rowspan="2">De detritos</td><td rowspan="2">De solo</td></tr>
<tr><td>Translacionais</td></tr>
<tr><td colspan="2">Expansões Laterais</td><td>De rocha</td><td>De detritos</td><td>De solo</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Corridas ou Fluxos</td><td rowspan="2">De rochas</td><td>De detritos</td><td>De solo</td></tr>
<tr><td colspan="2">Rastejo</td></tr>
<tr><td colspan="2">Complexos</td><td colspan="3">Combinação de dois ou mais tipos de movimentos</td></tr>
</table>

Fonte: Fernandes & Amaral (2003)

De acordo com Selby (1982), a grande variedade de materiais e processos envolvidos nos movimentos de massa produz uma grande variedade de tipos de movimentos, na sua classificação deve-se atentar a pelo menos os seguintes critérios: velocidade e mecanismo do movimento; material; modo de deformação; geometria da massa mobilizada; e o conteúdo de água.

Hunt (1984) define o tipo de movimento baseado em sua forma e características, divide os movimentos de massa em sete tipos básicos: quedas, escorregamentos, avalanches, corridas, rastejos, solifluxão e movimentos complexos.

A proposta de Hutchinson (1988) fundamenta-se, sobretudo, no tipo de movimento e buscou abarcar um maior número de critérios. A morfologia da massa em movimento, tipo de material, mecanismo de ruptura, condições de poro-pressão, velocidade do movimento e às características do solo são elementos elencados pelo autor na elaboração sua classificação.

Cruden (1991), em seu trabalho realizado com a UNESCO para a construção de um inventário mundial para estudos de movimentos gravitacionais de massa (World Landslide Inventory), utiliza o termo escorregamento e o define como um movimento de rocha, solo e detritos encosta abaixo. A classificação da Associação Internacional

de Geologia de Engenharia, também realizada em conjunto com a UNESCO (WP/WLI, 1994), separou estes movimentos em rastejo, corridas, escorregamentos e quedas de blocos.

A classificação de Corominas e Garcia (1997) tem como base os trabalhos de Varnes (1978) e Hutchinson (1988), porém, os autores definem a tipologia dos movimentos a partir de deformações sem ruptura, ou, antes dessa.

3.5.2.2 – Classificações Nacionais

Em busca de uma classificação dos movimentos de massa mais adequados a nossa realidade, pesquisadores brasileiros elaboraram modelos adaptados ao clima tropical e subtropical úmido. O primeiro trabalho com essas características foi apresentado por Freire (1965), influenciado por Sharpe (1938), sua proposta divide os movimentos em escoamentos, escorregamentos, subsidências e desabamentos.

Guidicini & Nieble (1984) elaboraram uma classificação baseada na sistematização de Freire (1965) que julgam ser a mais adequada ao meio tropical e subtropical úmido, portanto, com maior aplicabilidade no território brasileiro. Os autores classificam os movimentos de massa como de três tipos básicos: escoamentos, escorregamentos e subsidências. Estas classes possuem diferenças básicas, pois são, respectivamente, movimentos contínuos envolvendo diversas velocidades; movimentos rápidos e de duração relativamente curta, além de geralmente ser bem definida quanto ao volume de material mobilizado; e deslocamentos verticais com uma componente nula ou praticamente nula.

O Instituto de Pesquisas Tecnológicas, (IPT 1991) elaborou uma classificação simplificada, baseada nos trabalhos de Freire (1965) e Guidicini & Nieble (1984). Fernandes & Amaral (2003), apresentou um quadro comparativo entre os três trabalhos supracitados (Tabela 3).

Tabela 3 – Classificações nacionais de Movimentos de Massa

Freire (1965)	Guidicini e Nieble (1984)	IPT(1991)
Escoamentos: Rastejo e corridas	**Escoamentos:** Rastejo e corridas	**Rastejos** **Corridas de Massa**
Escorregamentos: Rotacionais e Translacionais	**Escorregamentos:** Rotacionais, Tradicionais, Quedas de Blocos e Quedas de Detritos	**Escorregamentos**
Subsidência e Desabamentos	**Subsidências:** Subsidências, Recalques e Desabamentos	**Quedas/Tombamentos**
	Formas de Transição **Movimentos Complexos**	

Fonte: Fernandes e Amaral (2003)

A classificação elaborada por Augusto Filho & Wolle (1996) também busca se alinhar à dinâmica ambiental tropical e aponta que entre os tipos genéricos de movimentos de massa presentes na maioria das classificações, os processos de rastejo, escorregamento, movimento de blocos rochosos e corridas são os mais freqüentes no Brasil (Tabela 4).

Tabela 4 – Características dos principais movimentos de encosta da dinâmica ambiental brasileira. (Augusto Filho e Wolle, 1996)

Processos	Características do Movimento, Material e Geometria
Rastejo	Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes Solo, depósito, rocha alterada/fraturada Geometria indefinida
Escorregamentos	Poucos planos de deslocamentos (externos) Velocidades médias (m/h) a altas (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e material variáveis Planares- solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza Circulares- solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha- solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas	Sem planos de deslocamento Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado Velocidades muito altas (vários m/s) Material rochoso Pequenos e médios volumes Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. Rolamento de matacão Tombamento
Corridas	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimento) Movimento semelhante ao de um líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das drenagens Velocidades médias e altas Mobilização do solo, rochas, detritos e água Grandes volumes de material Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

Fonte: Vanacôr (2006)

A classificação apresentada por Santos (2004) tem como base a Geologia de Engenharia, dividindo os movimentos em dois grupos: naturais e induzidos, baseando-se em fatores como velocidade dos movimentos, geometria e tipo de material. Sua proposta se baseia em estudos da Serra do Mar (Tabela 5).

Tabela 5 – Classificação dos movimentos de massa (Santos, 2004)

Tipos		Características
Naturais	Rastejo, solifluxão	Movimentos de grande lentidão e intermitência no horizonte superior de solos superficiais.
	Escorregamentos translacionais rasos ou planares	Desmonte hidráulico de solos superficiais especialmente associados a encostas retilíneas com inclinação acima de 30º e rupturas positivas de declive.
	Corridas de lama	Violenta torrente fluida de massa de solo e rocha ao longo dos talvegues de vales encaixados, originada da confluência do material de inúmeros escorregamentos planares ocorridos nas vertentes desses vales.
	Desprendimentos em rocha	Queda de blocos e lascas de superfícies rochosas naturais expostas; rolamento de matacões superficiais
Induzidos	Movimentação de tálus e corpos coluvionares	Movimentação de grandes massas coluvionares quando cortadas ou sobrecarregadas por algum tipo de intervenção humana.
	Escorregamentos rotacionais profundos	Escorregamentos de grandes massas de solo devido especialmente a escavações de pé de talude, sobrepeso, alterações de drenagem, desmatamento, etc.
	Escorregamentos translacionais rasos ou planares	Por cortes de terreno, concentração de águas superficiais, desmatamento, sobrepesos de aterro ou lixo, etc.
	Desprendimentos em rocha	Queda de blocos individualizados ou desmoronamento em conjunto de blocos por combinação desfavorável de planos estruturais da rocha com plano do talude de corte, vibrações no terreno, descalçamento erosivo de matacões, etc.
	Colapso em saprólito fraturado	Desmoronamento de grandes massas de rocha alterada fraturada pela combinação desfavorável de orientações espaciais de estrutura da rocha, diferentes graus de alteração, inclinação do plano do talude de corte e direção da estrada.

Fonte: Vanacôr (2006)

3.5.3 – Tipos de Movimentos de Massa

Conforme apresentado acima há diversas classificações possíveis para os movimentos gravitacionais de massa, dentre eles, a divisão para fins de classificação mais comum são as seguintes: rastejos (velocidade baixa, envolvendo solos), corridas (velocidade média a alta, envolvendo solos, rochas e detritos), escorregamentos (velocidade média a alta, envolvendo solos e rochas) e Quedas (velocidade muito alta, envolvendo rochas). Há ainda a categoria de movimentos

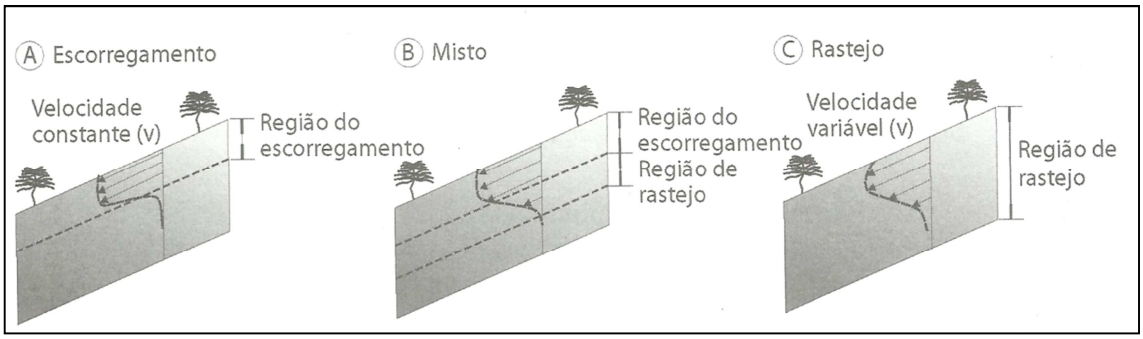
complexos, onde estão envolvidos dois ou mais categorias de movimentos gravitacionais de massa.

3.5.3.1 – Rastejos

De acordo com Gerscovich (2012), rastejos ou fluência, são movimentos contínuos, com ou sem superfície de ruptura bem definida, podendo englobar grandes áreas, sem que haja uma diferenciação clara entre a massa em movimento e a região estável. A autora atribui a causa dos momentos à ação da gravidade associada a variações de temperatura e umidade (Figuras 2 e 3). Augusto Filho & Wolle (1996) apresentam os rastejos como movimentos descontínuos espacial e temporalmente, causado por uma tensão cisalhante suficiente para produzir uma deformação permanente, porém pequena para produzir uma superfície de cisalhamento. Os rastejos podem evolver a movimentação de vários horizontes de solo e somente é perceptível em observações de longa duração, pois a movimentação do material é da ordem de milímetros a centímetros por ano. A diferença entre as formas de movimentação do rastejo em relação ao escorregamento é apresentado em Lacerda & Sandroni (1985).

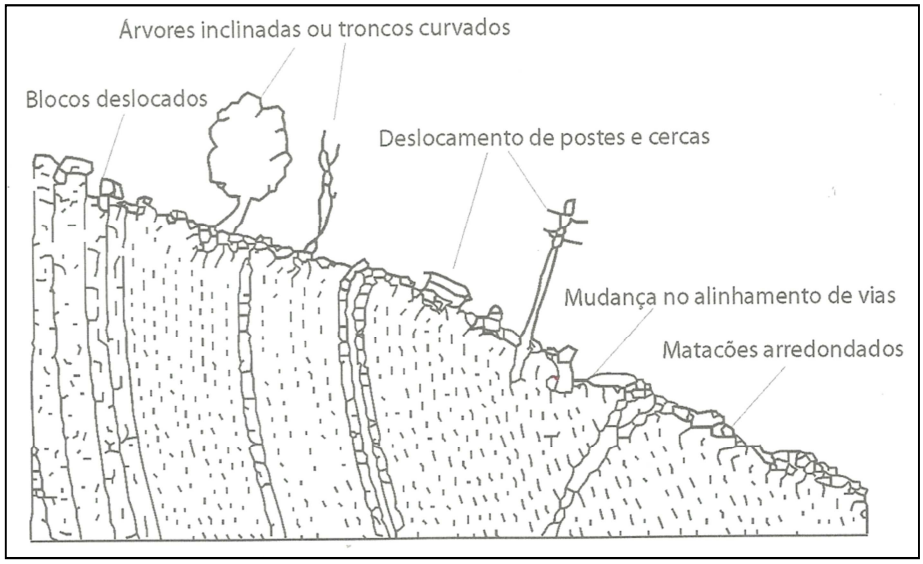
Santos (2004) aponta que não há estabelecimento de uma superfície de ruptura, mas acomodações e escoamentos plásticos localizados, potencializados especialmente pela ação das águas da chuva, ocorrendo geralmente em encostas retilíneas e convexas em intensidade proporcionais à inclinação. Freire (1965) e Guidicini & Nieble (1984) determinam a subdivisão desta classe pela saturação por água, separando-as em reptação, quando envolve fluxos granulares, ou seja, não saturados de água e solifluxão, quando há saturação por água.

Figura 2 – Velocidade X Tipo de Movimento Lento



Fonte: Gerscovich (2012)

Figura 3 – Rastejos



Fonte: Gerscovich (2012)

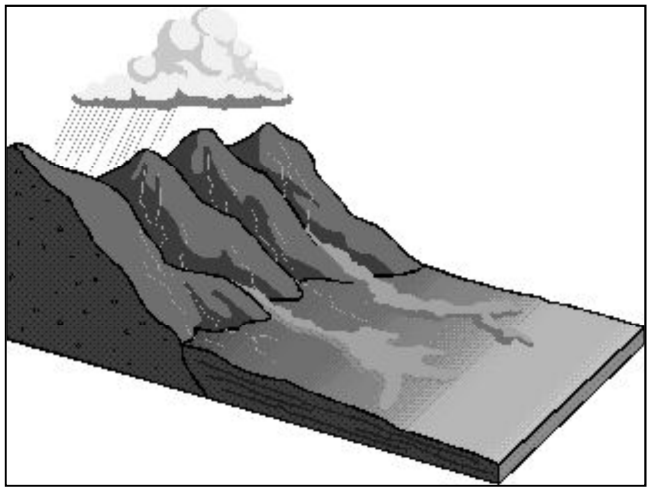
3.5.3.2 – Corridas

As corridas são movimentos gravitacionais de alta velocidade, nos quais os materiais se comportam como fluídos altamente viscosos, devido à perda completa das características de resistência do solo. O material pode se deslocar por grandes distâncias, devido ao seu comportamento fluído, podendo envolver materiais como solos, rochas, matéria orgânica, detritos, ar e água (Fernandes & Amaral, 1996; Infanti Jr. & Fornasari Filho, 1998; Gerscovich, 2012).

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. Contudo podem ser causadas por esforços dinâmicos como terremoto e escavação de estacas ou ainda devido ao almagamento de argilas muito sensitivas (Fernandes & Amaral, 1996; Gerscovich, 2012).

As corridas, apesar de relativamente raras, são potencialmente mais destrutivas, sobretudo quando resultam da ocorrência simultânea e da confluência de um grande número de escorregamentos por ocasião de eventos pluviométricos de extraordinária intensidade. Podem apresentar grandes dimensões, mobilizar grandes volumes de material e possuir um extenso raio de alcance que pode variar de dezenas de metros até dezenas de quilômetros (Figura 4).

Figura 4 – Corridas de Massa



Fonte: Amaral Jr. (2007)

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*). Hutchinson (1988) classifica corridas em *flow slides* e *debrisflow*

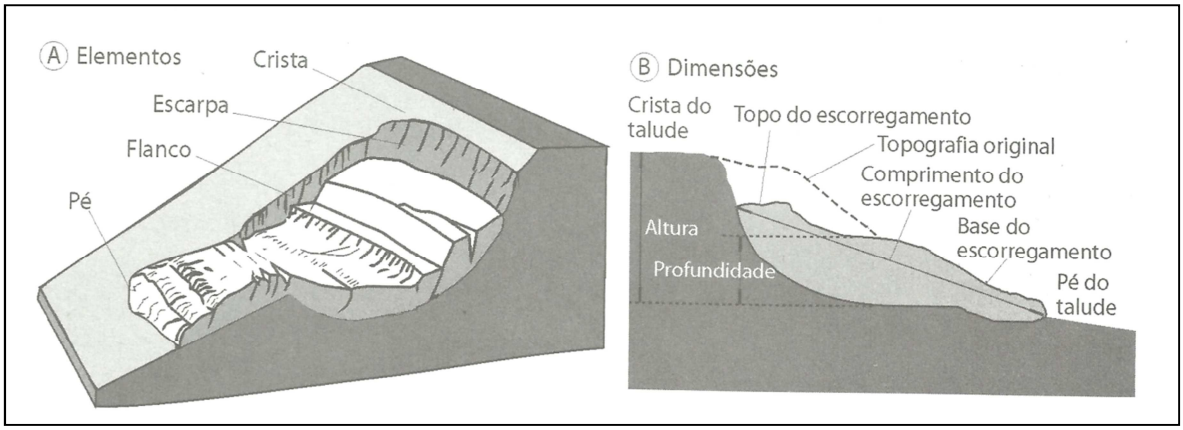
3.5.3.3 – Escorregamentos

Augusto Filho & Wolle (1996) aponta que os escorregamentos são movimentos rápidos, de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material deslizado e aquele não movimentado, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora da encosta. Colângelo (2007) expõe que movimentos de massa de curta duração ocorrem sempre que a tensão cisalhante devida ao peso de uma determinada massa de material terrígeno, mais a carga que comporta sobrejacente a uma dada superfície de ruptura potencial, superar a tensão de resistência ao cisalhamento ao longo desta superfície, tornando-a, portanto, efetiva.

Segundo Guidicini & Nieble (1984), os escorregamentos podem ser divididos em translacionais, rotacionais e em cunha, de acordo com a forma do plano de ruptura.

Gerscovich (2012) afirma que a deflagração do movimento ocorre quando as tensões cisalhantes mobilizadas na massa de solo atingem a resistência de cisalhamento do material. Os elementos que caracterizam uma massa escorregada segundo a norma NBR 11682 (ABNT, 2008 apud Gerscovich, 2012) são apresentados na Figura 5.

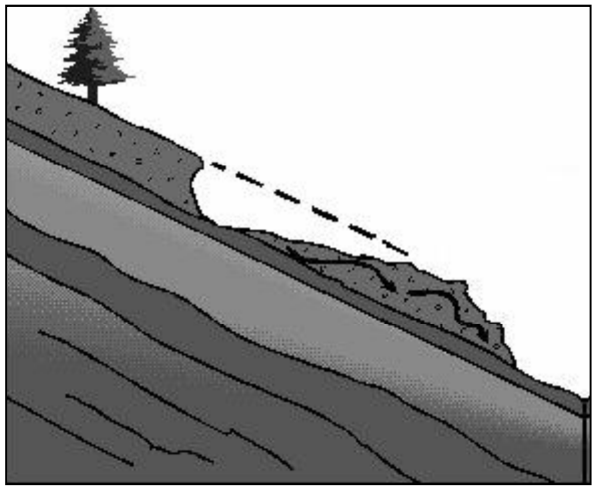
Figura 5 – Elementos de uma Massa Escorregada



Fonte: Gerscovich (2012)

Os escorregamentos translacionais ou planares (Figura 6), segundo Fernandes & Amaral (2003), representam a forma mais frequente entre todos os tipos de movimentos de massa. A superfície de ruptura apresenta forma planar a qual acompanha, geralmente, descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material. Esses escorregamentos mobilizam quase que exclusivamente o horizonte superior de solos superficiais. Somente em sua “raiz”, ou seja, no local de sua origem, há, eventualmente, mobilização de materiais do horizonte imediatamente inferior de solo de alteração de rocha, saprolítico (Santos, 2004).

Figura 6 – Escorregamento Translacional

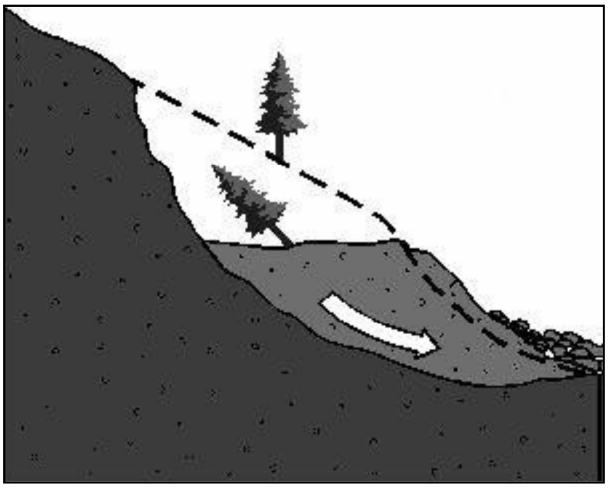


Fonte: Amaral Jr. (2007)

De acordo com Gerscovich (2012) os escorregamentos em cunha estão associados a planos de fraqueza que se cruzam ou quando camadas de menor resistência não são paralelas à superfície do talude. Infanti & Augusto Filho (1998) apontam para a ocorrência em saprólitos e maciços rochosos, nos quais a existência de duas estruturas planares, desfavoráveis à estabilidade, condicionam o deslocamento de um prisma ao longo do eixo de intersecção destes planos. Estes processos são mais comuns em taludes de corte ou em encostas que sofreram algum tipo de desconfinamento, natural ou antrópico.

Escorregamentos circulares ou rotacionais (Figura 7) possuem superfícies de deslizamento curvas, côncavas para cima, ao qual se dá um movimento rotacional de massa de solo, quando mobilizam simultâneamente mais de uma superfície de ruptura são denominados múltiplos. Estão associados solos ou depósitos mais espessos e relativamente mais homogêneos, aterramentos, rochas sedimentares ou cristalinas intensamente fraturadas, ocorrendo com freqüência em encostas compostas por material de alteração originado de rochas argilosas. Santos (2004) afirma que escorregamentos rotacionais na Serra do Mar, só ocorrem quando associados a algum tipo de intervenção humana, não sendo conhecidos na literatura sua ocorrência natural.

Figura 7– Escorregamento Rotacional



Fonte: Amaral Jr. (2007)

3.5.3.4 – Quedas

Os movimentos de blocos rochosos ou lascas de rochas caracterizam-se por movimentos rápidos de queda pela ação da gravidade, atingindo velocidades muito altas, sem a presença de uma superfície de deslizamento, na forma de queda livre. Ocorrem em declives com ângulos próximos a 90º, atingindo velocidades muito altas (Figura 8).

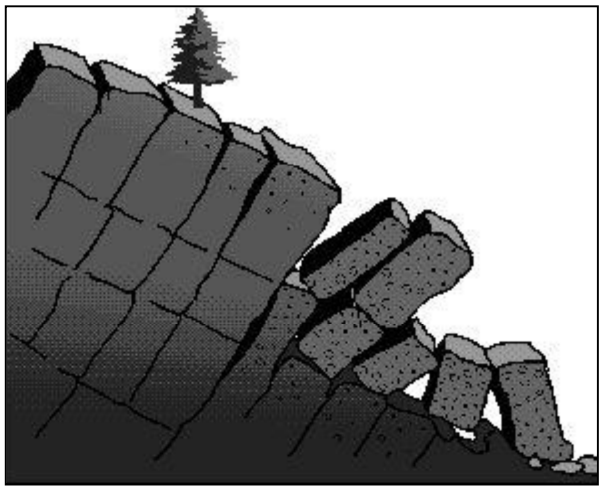
A formação dos blocos pode ter origem na presença de descontinuidades nas rochas e que sofrem ação de agentes químicos e físicos. A ação do intemperismo e pressões hidroestátiscas nas fraturas, perda de desconfinamento lateral, entre outros, propiciam a formação de corpos que sofrerão as quedas. Estas ocorrem nas encostas íngremes de paredões rochosos e contribuem decisivamente para a formação dos corpos de tálus, podendo ser classificadas em diversos tipos (Gerscovich, 2012; Fernandes e Amaral, 1996; Infanti & Augusto Filho, 1998):

• queda de blocos: envolve materiais rochosos de volume e litologia diversos, que se destacam de taludes ou encostas íngremes e se deslocam em movimentos tipo queda livre;

• tombamento de blocos: movimento que se dá pela rotação dos blocos rochosos, condicionado pela presença de estruturas geológicas no maciço rochoso, com grande mergulho;

• rolamento de blocos: corresponde a movimento de blocos rochosos ao longo de superfícies inclinadas. Esses blocos, geralmente, encontram-se parcialmente imersos em matriz terrosa, destacando-se dos taludes e encostas por perda de apoio;

Figura 8– Queda de Blocos



Fonte: Amaral Jr. (2007)

3.5.3.5 – Condicionantes dos Movimentos de Massa

A instabilidade da vertente se origina quando as tensões cisalhantes atingem o mesmo valor da resistência ao cisalhamento. De acordo com Guidicini e Nieble (1984), a análise do equilíbrio limite, considera que as forças que tendem a induzir a ruptura são exatamente balanceadas pelos esforços resistentes. Para comparar a estabilidade em condições diferentes de equilíbrio limite define-se um índice, o fator de segurança (FS), como sendo a relação entre a resultante das forças solicitantes e resistentes ao escorregamento. Desta forma, a condição de equilíbrio limite corresponderia a um fator de segurança unitário (FS=1).

Os fatores condicionantes dos movimentos de massa são elementos da dinâmica dos processos naturais, correspondem aos elementos do meio físico de forma primária e do meio biótico, secundariamente, os quais contribuem para o desencadeamento do processo de movimento de massa. De acordo com Guidicini & Nieble (1984), estes fatores são os agentes predisponentes. O homem pode ser incluído neste conjunto de fatores, já que a ação antrópica pode favorecer ou dificultar a ocorrência dos processos.

Varnes (1978) aponta as causas básicas para a ocorrência dos movimentos de massa. Eles podem ser relacionados aos tipos de rocha ou solo, também podem apresentar aspectos constantes (inclinação da vertente), variáveis (nível do lençol freático) ou transientes (vibrações sísmicas), ou ainda, impostos por novos eventos, tais como atividades antrópicas. A maioria destas condições pode ser reconhecida e seus efeitos podem ser avaliados, determinados ou ainda podem ser mapeados e correlacionados entre eles ou com eventos anteriores. O que se procura sempre é alcançar por meio do entendimento dos processos envolvidos, respostas às questões: por que ocorrem os escorregamentos, quando e onde e seus mecanismos, permitindo predição da suscetibilidade pela extensão da informação pontual ou local para áreas maiores (Varnes, 1978 *apud* Tominaga, 2007).

Guidicini & Nieble (1984), baseado na sistemática de classificação de Freire (1965) e na discriminação das causas de movimentos de massa, definiram os condicionantes dos processos de movimentos de massa como causas e agentes, conforme o apresentado na Tabela 6. Os autores dividem as causas em internas, externas e intermediárias, enquanto os agentes podem ser predisponentes, efetivos preparatórios e efetivos imediatos.

Tabela 6 – Agentes e causas dos escorregamentos e processos correlatos (Guidicini & Nieble, 1984, apud Augusto Filho, 1995)

Agentes/causas dos escorregamentos			
Agentes	Predisponentes	Complexo geológico, complexo morfológico, complexo climático-hidrológico, gravidade, calor solar, tipo de vegetação original.	
	Efetivos	Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação de nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive desmatamentos.
		Imediatos	Chuvas intensas, fusão do gelo e neve, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem.
Causas	Internas	Efeito das oscilações térmicas; Redução dos parâmetros de resistência por intemperismo.	
	Externas	Mudanças na geometria do sistema; Efeito de vibrações; Mudanças naturais na inclinação das camadas.	
	Intermediárias	Elevação no nível piezométrico em massas “homogêneas”; Elevação da coluna da água em descontinuidades; Rebaixamento rápido do lençol freático; Erosão subterrânea retrogressiva (*piping*) Diminuição do efeito de coesão aparente	

Terzaghi (1967) aponta que as causas podem ser classificadas conforme sua posição com relação ao talude. Distinguem-se, então, causas internas, e intermediárias. As causas internas são as que levam ao colapso sem que se verifique qualquer mudança na geometria do talude e que resultam de uma diminuição da resistência interna do material devido ao aumento da pressão hidrostática, ou diminuição da coesão e ângulo de atrito interno por processo de alteração. As causas externas que provocam um aumento das tensões de cisalhamento, sem que haja diminuição da resistência do material, como aumento do declive do talude por processos naturais ou artificiais, deposição de material na porção superior do talude, abalos sísmicos e vibrações. Causas intermediárias são as que resultam de efeitos causados por agentes externos no interior do talude

como a liquefação espontânea, rebaixamento rápido e erosão retrogressiva (Guidicini & Nieble, 1984 *apud* Tominaga 2007).

Já os agentes predisponentes correspondem ao conjunto de condições geológicas, geométricas e ambientais da área onde se desenvolve o movimento de massa. Trata-se das condições naturais dadas pelas características intrínsecas dos materiais, sem a ação do homem. Já os agentes efetivos referem-se ao conjunto de fatores diretamente responsáveis pelo desencadeamento do movimento de massa, incluindo-se a ação humana. Em função da atuação mais ou menos direta, estes são, ainda, subdivididos em preparatórios e imediatos. Exemplos de agentes efetivos preparatórios podem ser: pluviosidade, erosão pela água ou vento, oscilação de nível dos lagos e marés e do lençol freático, ação humana e de animais, inclusive desmatamento, entre outros. Dos agentes efetivos imediatos citam-se: chuva intensa, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem etc (Tominaga, 2007).

As principais variáveis condicionantes de escorregamentos são abordadas com certas diferenças entre os autores, contudo podem ser agrupadas, genericamente, em seis grandes fatores geoambientais: geologia, geomorfologia, geologia, clima, vegetação e ação antrópica (Prandini et al. 1976; Guidicini & Iwasa, 1976; Varnes, 1978; Wolle, 1988; Wolle & Carvalho, 1989; Augusto Filho, 1994; Fiori, 1995; Lopes, 1995; Zuquette et al.1995; Fernandes & Amaral, 1996; Guimarães et al., 1998; Fernandes et al., 2001; Tominaga, 2007; Gerscovich, 2012).

3.6 – Magnitude e Frequência

Ahnert (1987) e Colângelo (2007) atribuem à Wolman & Miller (1960), o pioneirismo na abordagem da magnitude e frequência nos estudos dos processos geomorfológicos. Wolman & Miller (1960) abordaram o tema da magnitude e frequencia sob a ótica da geomorfologia fluvial e afirmam que “...quase todo

mecanismo específico necessita para atuar, que seja ultrapassado certo limite de forcas...". Colângelo (2007) sugere a exclusão da expressão "quase", admitindo que para a ocorrência de qualquer processo na natureza é necessário que uma força ativa (solicitante) supere uma força passiva (solicitada).

O trabalho de Ahnert (1987) trouxe o tema exposto por Wolman & Miller (1960) de volta à discussão, ao publicar o artigo *An approach to the identification of morphoclimates* que apresenta uma metodologia de aplicação da abordagem de magnitude e frequência à ocorrência de eventos pluviométricos que, contudo, poderia ser estendido a diversos outros tipos de eventos. Voltado para a geomorfologia climática, o autor afirma que a análise dos dados pluviométricos devem ser analisados sob uma nova ótica. O objetivo central de seu artigo é chegar a uma simples designação numérica, um índex, em que toda a distribuição de magnitude e frequência de eventos meteorológicos relevantes possam ser facilmente reconhecidas e estruturadas. Para tal, apresenta um modelo semi-logaritimo de magnitude e frequência aplicado à geomorfologia.

De acordo com o autor, com uma série de dados relativamente pequena já é possível a adoção desta metodologia, obtendo-se resultados com uma qualidade aceitável, pois ela objetiva avaliar as frequências de eventos relevantes geomorfologicamente, conjuntamente, das varias magnitudes ao longo do tempo e, se necessário, pela maior área possível, no caso de medições pontuais (Ahnert, 1987).

No ano de 1991, foi publicado o artigo *Hillslope erosion by rainstorms - A Magnitude-Frequency analisys* de autoria de Ahnert em conjunto com De Ploey, J. Kirkby, aplicando a abordagem de magnitude e frequência como base para estimar a ocorrência de eventos pluviométricos e a erosão de vertentes por escoamento superficial. No inicio do artigo os autores traçam um comparativo da proposta de Ahnert e a metodologia até então empregada na análise da magnitude e frequência de eventos pluviométricos:

A abordagem de Ahnert se difere da analise, usual, de Gumbel em dois aspectos: primeiramente, no uso de uma série de duração parcial de todos os eventos acima de um valor limiar pré-definido, em vez de utilizar apenas a série de máximas anuais. E em segundo lugar, na distribuição dos valores extremos, utiliza uma distribuição exponencial em vez da distribuição do tipo de Gumbel ou Pearson (cf. Chow, 1964, section 8, p.35). Isto parece apropriado, pois sua proposta é estimar a magnitude e os intervalos de recorrência de todos os eventos de chuva que causam erosão, não apenas os eventos raros de magnitude extrema. (De Ploey, et al,. 1991)

a) Método de magnitude de frequência aplicado à geomorfologia climática

A metodologia proposta por Ahnert (1987), voltada para a análise de eventos pluviométricos, aplicada à geomorfologia climática, apresentou as bases do método de magnitude e frequência. Nele, a partir de uma série suficiente de dados, estes são classificados de acordo com seu valor, onde o mais alto recebe *rank* igual a 1, o segundo mais alto recebe o valor de *rank* igual a 2, e assim sucessivamente. Desta forma, o intervalo de recorrência **RI** de cada valor é determinado pela equação (1).

$$\boldsymbol{RI} = \frac{(\boldsymbol{N}+\mathbf{1})}{\boldsymbol{rank}} \quad (1)$$

Na equação acima **N** é o número total de unidades de tempo do dado analisado. Os dados são então plotados como uma função de logaritmo decimal do intervalo de ocorrência do evento, possibilitando a determinação da equação de regressão, através da equação (2).

$$\boldsymbol{P_{24}} = \boldsymbol{Y} + \boldsymbol{A}\ \boldsymbol{log_{10}}\ \boldsymbol{RI_y} \quad (2)$$

A partir destas informações, Ahnert (op. cit) demonstrou que a análise da magnitude de eventos metereológicos relevantes estão sujeitas a análise regressiva como

função do logaritmo decimal, de seus intervalos de recorrência, expresso em anos. Assim, a constante **Y** da equação de regressão indica a magnitude de um evento anual, já a soma da constante **Y** e o coeficiente de regressão **A,** a magnitude para um evento decenal e **Y+2A** uma magnitude para um evento que ocorre a cada século. Combinando Y e A, é construído o índice de magnitude e frequência IMF, representado por (Y;A).

Em decorrência dos dados pluviométricos frequentemente serem apresentados como o total precipitado em um período de 24 horas, De Ploey, et al,. (1991) apresenta um aprimoramento da equação (1), admitindo que para períodos longos de observação, os dados geralmente estão disponíveis no formato de precipitação diária, além de estarem bastante relacionados com a magnitude e frequência dos eventos pluviométricos atuais. Então o intervalo de recorrência diário **RI** pode ser obtido pela equação (3).

$$\boldsymbol{RI} = \frac{((\boldsymbol{N/365})+\boldsymbol{1})}{\boldsymbol{rank}} \quad (3)$$

Neste caso, **N** é o numero total de dias na base de dados, incluindo os dias sem chuva. Para o caso de análises com dados de vários anos, (N/365) passa a ser considerado **M**, ou seja, M = (N/365). De Ploey, et al,. (1991) expõe que Equação (3) torna-se para valores de M elevados, aproximadamente:

$$\boldsymbol{RI} = \frac{\boldsymbol{M}}{\boldsymbol{rank}} \quad (4)$$

Ahnert (1987) afirma que a partir de uma quantidade mínima de informações é possível utilizar a equação de regressão semilogarítmica (2), para estimar a quantidade de chuva diária esperada para qualquer intervalo de recorrência e a expectativa de intervalo de recorrência para qualquer índice de pluviosidade diária, tanto diretamente no diagrama de dados plotados, quanto por meio da equação de regressão. A constante Y e o coeficiente A da equação supracitada permitem a reconstrução da linha de regressão e, por conseguinte de toda a distribuição de

magnitude e frequência, bem como também fornecem, por simples adição, as magnitudes dos eventos e dos respectivos intervalos de recorrência importantes, por:

- a constante Y da equação (2) ser idêntica à magnitude do evento de chuva P24 que tem um intervalo de recorrência $\boldsymbol{RI_Y = 1\ ano}$ $(\mathbf{\log_{10} RI = 0.0})$;
- a soma Y+A é igual a magnitude do evento de chuva P24 que tem um intervalo de recorrência $\boldsymbol{RI_Y = 10\ anos}$ $(\mathbf{\log_{10} RI = 1.0})$;
- a soma Y+2A é igual a magnitude do evento de chuva P24 que tem um intervalo de recorrência $\boldsymbol{RI_Y = 100\ anos}$ $(\mathbf{\log_{10} RI = 2.0})$.

Desta forma, o autor expõe que Y e A podem ser combinados como um índice conveniente. Utilizando o índice de magnitude e frequência (IMF) é possível identificar as características dos intervalos dos diversos eventos de varias magnitudes a partir de um conjunto adequado de dados. Ahnert (1987) define, desta forma, o IMF é representado pela função (Y;A). Esta metodologia também permite a representação dos resultados por meio de mapas de isolinhas dos valores de Y e A do IMF, efetuando a interpolação dos valores.

b) Evento dominante

Ahnert (1987) expõe que geralmente, de todos os eventos de chuva em uma área, é provável que nem os muito frequentes e de magnitudes muito baixas, nem os muito raros com magnitudes muito altas, acumulem o maior efeito geomorfológico. Para os eventos de movimento de massa pode-se admitir o mesmo raciocínio

De acordo com Wolman & Miller (1960), é razoável supor que o maior efeito acumulativo é provocado por este nível de intensidade particular para os quais, o produto da magnitude vezes a frequência de eventos é a máxima. Neste contexto, a magnitude representa o acumulado de chuva por unidade de tempo (P) selecionada acima de um certo limiar crítico que o autor chama de TR. Ahnert (1987) apresenta o

limiar TR como uma função das condições da superfície e dos processos a serem considerados. Contudo, cada processo a ser considerado em uma área apresenta um limiar diferente.

Desta forma, o valor do limiar TR deve ser subtraído do acumulado pluviométrico, então utiliza-se o valor de (P-TR) em vez de P. Ademais, a frequência (F) de um evento pluviométrico de dada magnitude (P-T_R) será o inverso do intervalo de ocorrência, conforme a equação (5), enquanto o intervalo de recorrência $\boldsymbol{RI_{yE}}$ do evento de chuva dominante $\boldsymbol{P_E}$ é dado pela equação (6).

$$\boldsymbol{F = RI_y^{-1}} \quad (5)$$

$$\boldsymbol{RI_{yE} = 10 - \frac{(Y - TR)}{A}} \cdot \mathbf{e} \quad (6)$$

De acordo com Ahnert (1987), aplicando a equação (6) para qualquer valor dado de A, o intervalo de recorrência do evento dominante (RI_{yE}) aumenta com a diminuição dos valores de (P-T_R). Para qualquer valor dado de (P-T_R) > 0, ele aumenta com o acréscimo dos valores de A, mas para qualquer valor de (P-T_R) < 0, ocorrerá um decréscimo com o aumento dos valores de A. Para (P- T_R) = 0, o evento dominante (RI_{yE}) é constante e igual a (e).

3.7 – Magnitude e Frequência Espacial Aplicado aos Movimentos de Massa

Conforme exposto por Ahnert (1987) e De Ploey, et al,. (1991), a abordagem da magnitude e frequência voltada processos geomorfológicos apresenta uma ampla possibilidade de aplicações. Crozier & Mausbacher (1997) afirmam que uma ampla gama de processos geomórficos imagináveis que podem ser abordados por este conceito, mas em uma seleção com base nas atividades do Grupo de Trabalho, *The working group on frequency and magnitude in geomorphology together with committee in process measurament standardisation*, sobre magnitude e frequência aplicado à geomorfologia, este autores selecionaram alguns dos mais relevantes: movimentos de massa, processos fluviais, erosão do solo, movimentos da linha de costa, atividade tectônica e vulcânica, além de glaciares e lagos glaciais.

A adaptação desta metodologia para a analise de movimentos de massa é proposta por Colângelo & Cruz (1997), Crozier & Glade (1997) e Colângelo (2005 e 2007), a partir da substituição do conceito de frequência temporal pelo conceito de frequência espacial de ocorrência de eventos.

Colângelo (2007) aponta a importância da determinação dos limiares nos estudos de processos e do próprio conceito de processo para a aplicação da metodologia. O autor admite quatro variáveis que caracterizam os processos quantitativamente: Magnitude, frequência, duração e intensidade.

- **Magnitude:** Pode ser material, espacial ou temporal. Geralmente é associada à grandezas matériais ou espaciais, porém também podem se referir à grandezas temporais;
- **Frequência:** Pode ser espacial ou temporal, porém geralmente faz referencia à grandeza temporal. A grandeza espacial é abordada pelos trabalhos Colângelo & Cruz (1997 e 2000), Crozier & Glade (1997) e Colângelo (2005 e 2007);
- **Duração:** Tempo de ocorrência do fenômeno;

- **Intensidade:** É determinada pela razão entre a magnitude e a duração do fenômeno. Desta forma, eventos com magnitude e duração distintas podem ter a mesma intensidade média, porém serem muito distintos. Outra possibilidade refere-se aos eventos que apresentam magnitude e duração quase idênticos, possuindo intensidades médias equivalentes e mesmos assim, podem apresentar uma distribuição das intensidades momentâneas completamente diferente entre si.

Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) aplicaram o conceito de magnitude e frequência espacial para a análise de movimentos de massa holocênicos. A adoção deste método se justificou devido à impossibilidade, ou quase, de acompanhar a evolução temporal do processo, pois a pesquisa envolveu a análise de eventos ocorridos num período de milhares de anos. Estes eventos não são passíveis de serem monitorados através de sensores remotos ou através de observações diretas de campo, limitando os vestígios passiveis de serem analisados às evidências de natureza morfológica ou estatigráfica. Trata-se de um modelo que estabelece índices estatísticos, sem o estabelecimento de relação causal entre os eventos analisados.

De acordo com Colângelo (2007), o estudo da magnitude e frequencia espacial permite o aprofundamento da análise sobre algumas hipóteses relacionadas à geomorfologia. Desta forma, o controle climático sobre a ocorrência de movimentos de massa é determinante sobre a magnitude da superfície total de escorregamentos produzidos, ao passo que sua distribuição e frequencias são controladas principalmente por fatores estruturais, de origem litológica ou tectônica.

Para a aplicação da metodologia de magnitude e frequência espacial aos movimentos de massa, deve-se efetuar a identificação e delimitação cartográfica das superfícies de ruptura e depósitos correlativos. No caso de eventos atuais e subatuais, é possível aplicar a metodologia a partir de informações obtidas de imagens de satélites, fotos aéreas e mapeamentos já realizados. No caso de

movimentos de massa holocênicos, Colângelo (2007) demonstrou ser possível realizar a delimitação cartográfica através de modelos estereoscópicos montados a partir de fotografias aéreas.

Diante da dificuldade em estabelecer uma série cronológica para evento de movimento de massa e haver dificuldades devido a falta de indicadores, Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) realizaram a adaptação da abordagem de Ahnert (1987) e De Ploey, et al,. (1991), com a substituição do conceito de **frequencia temporal** para **frequencia espacial de ocorrência** e **intervalo de recorrência espacial**, porém sem alterar o modelo semilogarítimico.

A adaptação da metodologia apresenta a avaliação das áreas, realizando, conforme já exposto, a delimitação cartográfica das superfícies de ruptura e depósitos correlativos. O volume dos depósitos é adotado baseando-se em uma profundidade média, de acordo com as características do embasamento. Colângelo (2007) expõe que trata-se de uma estimativa ainda um pouco grosseira, sendo necessário a realização de um processo de calibração.

Desta forma, é feita a adaptação da equação (4), para a determinação do "evento dominante". No caso da análise da magnitude e frequencia espacial, o evento dominante é aquele que contribui com o maior valor de superfície escorregada para cada Km^2 de terreno, representando a melhor relação entre magnitude e frequencia do universo amostral. Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) apresentam este indicador e o nomeiam de Intervalo de Recorrência Espacial (IRE), baseado na clássica equação de Wiebull *apud* Chow (1964):

$$\boldsymbol{P = \frac{m}{N+1}} \quad (7)$$

Destarte, Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) apresentam a equação (8):

$$\mathbf{IRE} = \frac{\mathbf{(N+1)}}{\mathbf{m}} \quad (8)$$

Onde **N** é o tamanho amostral e **m** é o ordenamento numérico no sentido das magnitudes descendentes, sendo m=1 para o evento de maior magnitude, m=2 para o seguinte, e assim sucessivamente. A magnitude espacial é expressa em $\mathbf{m^2}$ e a frequencia espacial em $\mathbf{Km^2}$.

Por fim, a função semilogarítmica para realização dos calculas definida em Colângelo & Cruz (1997) são:

$$\mathbf{Dep\ ou\ DSc}\ (\mathbf{m^2}) = \mathbf{A}\ .\ \mathbf{Log}(\mathbf{IRE}) + \mathbf{Y} \quad (9)$$

$$\mathbf{Dep\ ou\ DSc}\ (\mathbf{m^2}) = \mathbf{A}\ .\ \mathbf{Log}\ \boldsymbol{e}\ .\ \mathbf{Ln}(\mathbf{IRE}) \quad (10)$$

$$\mathbf{Dep\ ou\ DSc}\ (\mathbf{m^2}) = \mathbf{Dm}\ .\ \mathbf{Ln}(\mathbf{IRE}) \quad (11)$$

Sendo que:

Dep – Depósitos (m^2)

DSc – Depósitos (m^2) + Cicatrizes (m^2)

A – Evento com IRE=10 km^2menos IRE= 1 km^2

IRE – Intervalo de Recorrência Espacial (Km^2)

Y – Magnitude dos depósitos com IRE = 1 Km^2

Dm – Evento dominante (m^2) = a . Log *e*

1 / ERI – Frequencia = (eventos / m^2)

4 – Procedimentos Técnico-operacionais

Esta pesquisa, quanto aos procedimentos operacionais, segue a metodologia proposta por Libault (1971) dos “quatro níveis da pesquisa geográfica”. Segundo o autor a pesquisa na área da geografia pressupõe quatro níveis: compilatório, correlatório, semântico e normativo. Trata-se de etapas distintas do processo de produção da pesquisa que são, contudo, complementares.

O nível compilatório corresponde à etapa inicial da pesquisa, com a coleta de dados de diversos tipos. Após a definição da área de estudo, efetua-se o levantamento das informações que serão utilizadas ao longo da pesquisa. Os dados levantados devem ser organizados e selecionados nesta etapa.

Em um primeiro momento realizou-se o levantamento da bibliografia teórico-metodológica, tendo em vista a obtenção do embasamento teórico necessário. A bibliografia específica visou à aquisição das informações sobre meio físico e antrópico da área de estudo e região, além de subsidiar a elaboração dos mapas em ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Estes materiais compõem os dados secundários.

No trabalho de campo foram coletados dados primários a partir da observação do pesquisador e do uso de um aparelho de *Global Positioning System* ou Sistema de Posicionamento Global (GPS), e ferramentas de campo.

A seguir, referente à segunda etapa, os dados foram correlacionados para posterior interpretação. Libaut (1971) classifica este processo com sendo o nível correlatório da pesquisa geográfica e enfatiza a necessidade de uma correta execução desta etapa para que a interpretação não seja prejudicada. Os dados anteriormente levantados devem ser utlizados nesta etapa.

No que se refere ao material cartográfico, a homogenização das unidades de medida são de grande importância, no momento da comparação de materiais de diferentes escalas, tornando necessária a adoção de uma escala padrão que torne

possível a correlação entre eles. Desta forma, todos os mapas, aerofotos e imagem de satélite foram convertidos para a escala 1:10.000.

O nível semântico e etapa final desta pesquisa detêm-se à interpretação dos dados, chegando a resultados conclusivos. Segundo Ross (1990), é no momento da execução desta etapa que se estabelecem generalizações possíveis e os dados adquirem caráter significativo em nível de interpretação.

4.1 - Procedimentos Técnicos de Análise Cartográfica

Para produzir o material cartográfico necessário à execução da pesquisa, foram utilizadas ferramentas de geoprocessamento, visando uma eficiente operacionalização desta etapa. A eficiência de seu uso advém da capacidade destes softwares em integrar e processar uma grande quantidade de informações, realizando complexos relacionamentos entre eles de forma rápida e a um baixo custo.

4.1.1 - Sistemas de Informações Geográficas (SIG)

Os termos SIG e geoprocessamento são comumente confundidos entre si, basicamente um SIG consiste em um software de geoprocessamento com a capacidade de processar informações georreferenciadas, correlacionando-as. A espacialização desses dados é possível através da utilização de um sistema de projeção pré-definido.

Geoprocessamento é definido por Rodrigues (1990) como “um conjunto de tecnologias de coleta e tratamento de informações espaciais e de desenvolvimento, e uso, de sistemas que as utilizam”.

Para Câmara & Davis (2000), geoprocessamento “... denota a disciplina do conhecimento que utiliza técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento da informação geográfica e que vem influenciando de maneira crescente as áreas de Cartografia, Análise de Recursos Naturais, Transportes, Comunicações, Energia e Planejamento Urbano e Regional”.

Ainda segundo os referidos autores, os SIGs são as ferramentas computacionais para geoprocessamento e “permitem realizar análises complexas, ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados geo-referenciados. Tornam ainda possível automatizar a produção de documentos cartográficos” (Câmara & Davis, 2000).

De acordo com Teixeira et al. (1992) os SIGs são definidos como sistemas que abarcam uma série de programas e processos de análise, a principal característica é focalizar o relacionamento de determinado fenômeno da realidade com sua localização espacial.

Para o autor supracitado, as três principais características que compõem um SIG, são os banco de dados, onde estão armazenadas as informações; os operadores, que representa o conjunto de programas que acessam o banco de dados de acordo com as instruções do operador; e o ambiente computacional, composto pelo hardware e pelo sistema operacional que oferecem os recursos necessários para que o SIG trabalhe.

Em um SIG, o mundo real é simplificado na forma de modelos que visam à análise de um determinado recorte da realidade. Dois modelos de representação dos dados espaciais no formato gráfico são tradicionalmente utilizados pelos SIGs: os matriciais ou raster e os vetoriais. Estes modelos de dados formas os planos de informação, também conhecidos por camadas ou *layers*.

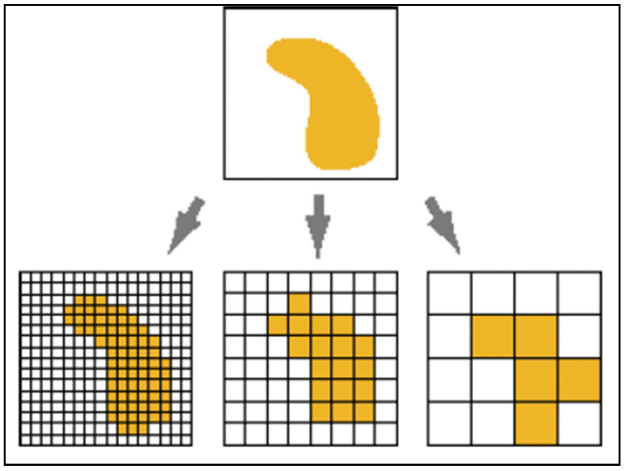
O modelo matricial, que apresenta a realidade como uma superfície contínua, é composta, de acordo com Teixeira et al. (op.cit), por uma malha (grid) de linhas verticais e horizontais formando células (pixels), que geralmente possuem dimensões verticais e horizontais idênticas, formando um quadrado (Figura 9). Este modelo é adequado para a representação de fenômenos espaciais com ocorrência contínua.

Há outras duas formas geométricas regulares que cobrem homogeneamente uma superfície: os triângulos equiláteros e hexágonos regulares. Cada célula recebe um valor que pode ser inteiro, alfanumérico ou real.

A resolução de um raster está diretamente relacionada ao tamanho das células, quanto menor for seu tamanho, maior será a resolução e consequentemente a qualidade da representação, porém, há um acréscimo no tamanho do arquivo de dados gerado.

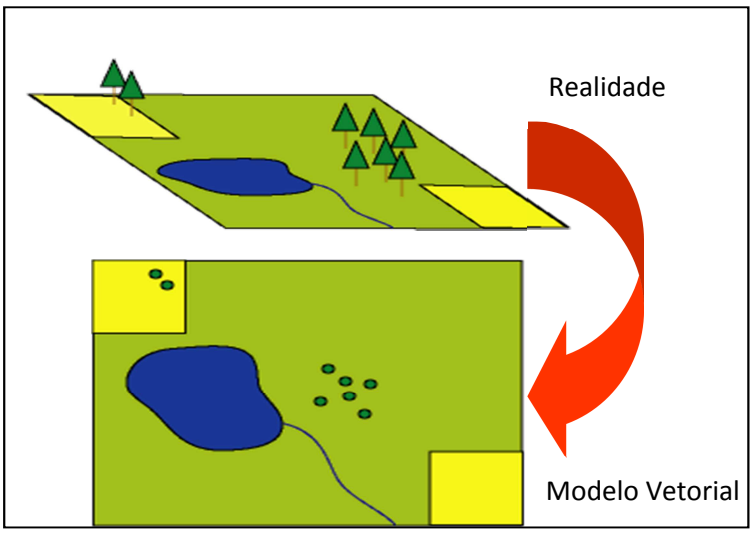
O modelo de dados vetoriais (Figura 10) apresenta representações de objetos identificáveis no espaço, ou seja, que possam ser claramente delimitadas. Neste modelo de dados, qualquer elemento real pode ser reduzido a três formas geométricas básicas: ponto, linha e polígono. Os limites ou linhas de elemento são definidos por uma série de pontos que ao serem unidos representam as formas geográficas e apresentam até três coordenadas: x, y e z, sendo este último referente à altitude. Este modelo, devido a sua simplificação, gera arquivos muito menores e, portanto, são processados de forma mais rápida.

Figura 9 – Modelo Matricial



Fonte: Silva, (2010), adaptado de Santana (2010).

Figura 10 – Modelo Vetorial



Fonte: Silva, (2010), adaptado de Santana (2010).

Com a interpolação de pontos tridimensionais e curvas com isovalores (curvas de nível) é possível gerar um Modelo Numérico de Terreno (MNT), também chamado por alguns autores de Modelo Digital de Terreno (MDT). Entre alguns de seus usos, se destaca a geração dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) ou Digital Elevation Model (DEM) e as Grades Triangulares Irregulares (GTI) ou Triangulated Irregular Network (TIN).

De acordo com INPE (1999), o MNT é uma representação matemática tratável computacionalmente, e representa a distribuição de características de uma superfície real.

Optou-se por utilizar o SIG ArcGIS 10 produzido pela ESRI. No ambiente do ArcGIS 10, os planos de informação são gerados de acordo com o tipo de dado que se deseja manipular e/ou representar, os principais são: polilinha, ponto, polígono, raster e GTI. Os planos de informação são administrados através das ferramentas disponíveis no ArcCatalog, programa que integra este SIG.

4.2 - Procedimentos Operacionais Utilizando SIG

Neste capitulo é descrito o processo de elaboração do material cartográfico com o auxilio de ferramentas de geoprocessamento. Primeiramente foi elaborada a digitalização do mapeamento realizado por Olga Cruz (1973), e posteriormente a vetorização das informações referentes aos deslizamentos e respectivos depósitos.

4.2.1 - Base Cartográfica

A entrada de dados gráficos é a etapa inicial do trabalho com softwares de SIG, é neste momento que os dados são inseridos no sistema. Os que já estão em formato digital, tais como imagens de satélite e pontos obtidos por meio de um GPS são diretamente introduzidos ou podem ser convertidos para um formato reconhecido pelo SIG. Os dados em formato analógico devem ser convertidos para o formato digital, Rosa & Ross (1999) apontam diversos métodos, tais como a rasterização com o auxílio de um scanner e a vetorização manual por meio de uma mesa digitalizadora, e automatizada através do uso de softwares específicos.

Uma vez que as informações foram inseridas e estão representados no computador, a relação espacial deverá ser definida explicitamente para que se possa proceder às operações de análise espacial dos dados. Uma forma de descrever essas relações é através da topologia, que define o relacionamento espacial das feições geográficas, facilitando o processamento de funções analíticas (Thomé, 1998).

Para a elaboração da base cartográfica foram utilizadas as bases planialtimétricas elaboradas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), escala 1:50.000, folhas Pico do Papagaio (SF-23-Y-D-V-2 / MI 2795-2) e Caraguatatuba (SF-23-Y-D-VI-1 / MI 2796-1). As cartas foram digitalizadas para o formato raster, passando do formato analógico para o digital por meio de um scanner profissional.

As bases no formato matricial foram georreferenciados. A vetorização manual das cartas oficiais do IBGE visou permitir o georreferenciamento do mapa original elaborado pela professora Olga Cruz, pois, este que foi elaborado sobre uma cópia

destas cartas. Desta forma, após o georreferenciamento das cartas oficiais, executou-se o georreferenciamento do mapa elaborado pela professora Olga Cruz, permitindo a vetorização dos polígonos que representam os deslizamentos e respectivos depósitos, além dos cursos d'águas entulhados.

Para elaboração dos mapas hipsométrico e de declividade foi necessária a digitalização das informações cartográficas. Foi dada especial atenção à camada contendo as curvas de nível, que além das informações de localização no plano cartesiano (x e y), recebeu às referentes ao eixo z, ou seja, sua posição altimétrica. Este processo é fundamental para obtenção de um modelo numérico do terreno.

Todo o trabalho foi realizado no sistema de coordenadas e datum original das cartas topográficas: Sistema de projeção Universal Transversa de Mercator, com meridiano central 45° oeste, coeficiente de deformação linear (k) 0,999600 e datum Córrego Alegre.

4.2.2 – Classificação das Áreas Mapeadas

Após a digitalização e reconstrução do mapeamento das áreas de deslizamento e depósitos correlatos, foi gerado um plano de informação com uma série de polígonos referentes às áreas atingidas pelos movimentos de massa durante o evento de março de 1967. Para fins de cálculos da magnitude e frequência espacial optou-se por considerar as áreas dos escorregamentos e depósitos conjuntamente, pois, os polígonos originais foram classificados desta forma.

Buscou-se adicionar novos dados que permitam uma melhor análise das fotos aéreas de 1973 que cobrem a área de estudo. A partir destas imagens, sobrepondo sobre elas os polígonos previamente digitalizados, será realizada a classificação.

5 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 – Carcteristicas Gerais

A área de estudo compreende as bacias hidrográficas dos sete cursos d'água mais atingidos pelos deslizamentos e depósitos correlativos, ocorridos no dia 18 de março de 1967. A delimitação e mapeado original foi efetuado pela pesquisadora Olga Cruz. Estas bacias somam uma área total de 22,69 km^2, e estão localizadas dentro do município de Caraguatatuba em sua porção centro-leste, entre os paralelos 23°32'30''S e 23°40'30''S e os meridianos 45°21'00''W e 45°31'30''W . No Mapa 1 é apresentada a localização da área de estudo.

O município de Caraguatatuba está localizado na Região do Litoral Norte do Estado de São Paulo, distando 175 km da capital. A área do município, segundo SEADE é de 485,10 km^2, com cerca de 70% de seu território situado em Unidade de Conservação. Os principais acessos rodoviários ao município são: Rodovia dos Tamoios (SP 099) e Rodovia Rio-Santos (BR 101).

MAPA 2 - ORTOFOTOCARTA DA ÁREA DE ESTUDO

450.000 455.000 460.000 465.000

7.395.000

7.390.000

7.385.000

400 mm

500 mm

N

km 0 0,5 1 2 3

1:50.000

Legenda

- Drenagem
- Isoietas 17/18 de março de 1967
- Bacias Hidrográficas
- Rodovias
- Movimentos de Massa (Bacia do Santo Antonio)
- Movimentos de Massa (Guaxinduba)
- Movimentos de Massa (Canievetal)
- Área do Município de Caraguatatuba
- Limites Municipais

Fonte: Emplasa, 2011

Projeção UTM - Datum Córrego Alegre (Fuso 23S)

5.2 – Clima

O Litoral Paulista ocupa uma posição geográfica que corresponde a uma faixa de transição climática onde atuam dois sistemas atmosféricos, originando climas controlados pelos sistemas tropicais e extratropicais (polares), e os fenômenos frontais (Silva *et al*., 2005). De acordo com Sant'Anna Neto (1990), baseado nos processos da dinâmica atmosférica, afirma que o Litoral Norte é controlado predominantemente por sistemas equatoriais e tropicais.

Segundo Monteiro (1973) o clima do Litoral Norte é controlado por massas equatoriais e tropicais, sujeitas a uma menor participação das massas polares. As invasões de ar frio são cerca de 30% a 40% menos freqüentes do que nas demais áreas. A posição da Serra do Mar bem próxima à costa é responsável pela acentuada pluviosidade mesmo no inverno devido ao efeito orográfico e à maior exposição à massa tropical atlântica.

A pluviosidade apresenta-se com um fator predominante no clima de Caraguatatuba, para melhor entendimento dos processos que as desencadeiam é necessário o conhecimento de vários fatores tanto de ordem estática como dinâmica. Neste sentido, Silva *et al.* (2005), expõe que o Litoral Norte possuí setores climáticos diferenciados do restante do Estado, destacando-se a elevada pluviosidade, que pode alcançar o total anual de 4000mm. Para atingir estes valores elevados há a atuação de diferentes sistemas atmosféricos, conjugada às condições topográficas do local, como a disposição da Serra do Mar, a brusca variação altimétrica, reforçando o efeito orográfico, além da presença de vales encaixados que favorecem a ocorrência de chuvas intensas na primavera-verão, sobretudo no período mais chuvoso, de novembro a março. Em decorrência da alta pluviosidade, apenas no mês de agosto há déficit hídrico no município (-0,8 mm), enquanto nos meses de verão os excedentes são superiores a 50 mm (Rolim *et al.*,1998).

Segundo nos critérios definidos por Koeppen (Setzer, 1966), a área de estudo está localizada, em área de clima do tipo “Af”, ou seja, do tipo tropical chuvoso, com temperatura média do mês mais frio superior a 18 ºC. No tipo de clima “Af” os invernos são pouco expressivos, e os altos totais pluviométricos anuais superam a evapotranspiração potencial, o que diminui a importância dos períodos secos (grupo “A”). As precipitações superam os 1.500 mm anuais, sendo que no período seco estas superam 60 mm (tipo “f”).

5.3 – Geologia

Caraguatatuba está inserida na Província Mantiqueira que é caracterizada pelo registro de uma longa e complexa evolução Neoproterozóica entre 900 e 520 Ma, onde se encontram remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas

A área de estudo se encontra no segmento central da Província Mantiqueira, que é caracterizada pelo Órogeno Ribeira, ocupando o Domínio Costeiro, onde predominam gnaisses peraluminosos (kinzigitos) ricos em granadas e sillimanitas, com intercalaçõs decamétricas de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas calciossilicáticas e anfibolitos (Heilbron et al., 2004).

De acordo com Hasui *et al.* (1978) o município de Caraguatatuba está inserido no Compartimento Litorâneo, delimitado pelas falhas de Cubatão e Taxaquara, associado à Zona de Transcorrência São Paulo, caracterizada por uma estrutura em blocos de falha, com os falhamentos estabelecendo fronteiras entre os blocos que apresentam características litológicas estratigráficas próprias.

A área de estudo é constituída por rochas proterozóicas do embasamento cristalino e por sedimentos quaternários de origem continental, marinha e mista. As rochas proterozóicas são representadas por gnaisses bandados, rochas granitognáissicas

migmatíticas, ortognássicas e paragnáissicas do Complexo Costeiro; por granitos foliados e rochas cataclásticas associadas a zonas de cisalhamento de direção N 60/70 E (Perrota *et al*., 2005; Bistrichi *et al*., 1981), além de rochas metamórficas do Complexo Embu.

Os sedimentos cenozóicos estão associados à deposição de detritos provenientes da evolução das escarpas serranas por processos gravitacionais e fluviais, que se intercalam e sobrepõem a depósitos de origem marinha, associados às oscilações quaternárias do nível do mar, que são representados pela Transgressão Cananéia (pleistocênica) e pela Transgressão Santos (holocênica), além de sedimentos lagunares. A planície de Caraguatatuba apresenta uma formação mais complexa que as planícies de origem semelhante que estão em seu entorno (Suguio & Martin,1978). No Mapa 3 é apresentado o Mapa geológico regional na escala 1:50.000.

MAPA 3 - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

N

450.000 455.000 460.000 465.000

7.395.000

7.390.000

7.385.000

LEGENDA

- Drenagem
- Rodovias
- Bacias Hidrográficas
- Rodovias
- Movimentos de Massa
- Curvas de Nível
- Limites Municipais

Unidades Litoestratigráficas (CPRM)

- NP3a_gamma_1lpp - Rochas granitóides gnaissificadas
- NPccgm - Unidade granito gnáissica migmatítica
- Qdi - Unidade Coberturas detríticas indiferenciadas (Qdi)
- Qli - Depósitos litorâneos indiferenciados

0 0,5 1 2 3 km

1:50.000

Projeção UTM - Datum Córrego Alegre (Fuso 23S)

5.4 – Geomorfologia

Caraguatatuba apresenta um relevo complexo, caracterizado pela presença a da serra do mar (esporões e escarpa), morros isolados e pequenos maciços nas áreas próximas à orla, além da planície costeira.

De acordo com a classificação para o Estado de São Paulo, empregada por Almeida (1974) e IPT *(*1981), Caraguatatuba está inserida em dois macro compartimentos: Província Costeira e no Planalto Atlântico. A área de estudo está inteiramente localizada na Província Costeira, Zona Serrania Costeira (Subzona Serra do Mar) e na Zona Baixada Litorânea.

O Planalto Atlântico é descrito como uma região de terras altas, constituído, predominantemente, por rochas cristalinas pré-cambrianas e cambroordovicianas, cortadas por intrusivas básicas e alcalinas mesozóicas-terciárias, e pela cobertura das bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté (IPT, 1981).

A Província Costeira corresponde à área do Estado de São Paulo drenada diretamente para mar, constituindo o rebordo do Planalto Atlântico, tendo como limite as escapas da Serra do Mar e Paranapiacaba. É, na maior parte, uma região serrana contínua, que à beira-mar sede lugar a uma seqüência de planícies de variadas origens. Na região serrana, as escarpas mostram-se abruptas e festonadas, desenvolvendo-se ao longo de anfiteatros sucessivos, separados por espigões. Para compor o desnível da ordem de 800 a 1.200 m, entre as bordas do Planalto Atlântico e a Baixada Litorânea, a faixa de escarpas apresenta, em planta, larguras de 3 a 5 km, em média (IPT, 1981).

Ross & Moroz (1997) classificaram a área como sendo pertencente a três feições distintas, a saber: Planalto de Paraitinga/Paraibuna, Escarpa da Serra do Mar e Morros Litorâneos e Planície Litorânea do Litoral Norte.

Baseado no trabalho do IPT (1981), Fernandes (1997) classificou o município de Caraguatatuba em três macro compartimentos geomorfológicos: Planalto do Paraitinga, Escarpas da Serra do Mar e Planície Costeira.

No Mapa 4 é apresentado o mapa geomorfológico regional na escala 1:50.000, no qual é possível observar os grandes compartimentos do relevo.

MAPA 4 - MAPA GEOMORFOLÓGICO

N

450.000 455.000 460.000 465.000

7.395.000

7.390.000

7.385.000

LEGENDA

- Drenagem
- Rodovias
- Bacias Hidrográficas
- Movimentos de Massa
- Curvas de Nível

Forma de Relevo (IPT, 1981)

- 121 - Planície Costeira
- 231 - Morrotes Baixos
- 244 - Morros Paralelos
- 521 - Escarpas Festonadas
- 522 - Escarpas com Espigões Digitados
- Limites Municipais

0 0,5 1 2 3 km

1:50.000

Projeção UTM - Datum Córrego Alegre (Fuso 23S)

5.5 – Pedologia

Partindo da premissa de que os solos resultam da interação de elementos, tais quais a geologia, o clima, o relevo, a vegetação, e a hidrografia. Estes elementos também fornecem subsídios para a identificação da cobertura pedológica, especialmente o relevo, a rede drenagem e a cobertura vegetal, que são indicadores diretos do tipo de solo existente.

As formas de relevo têm forte ligação com os solos, substrato direto que o sustenta, a morfologia do terreno controla em muitos aspectos a distribuição do solo na paisagem. Muitas diferenças marcantes entre os tipos de solo são evidenciadas pela variação topográfica juntamente com a variação do microclima, pedogênese e processos geológicos e geomorfológicos de superfície, demonstrando que as propriedades do solo variam lateralmente com a morfologia do terreno (BIRKELAND, 1984).

Segundo Oliveira *et al.* (1999) na área de estudo ocorrem solos do tipo Cambissolos Háplicos (CX11, CX10), Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA19, LVA15), Argissolos Vermelho-amarelos (PVA23, PVA25, PVA26, PVA49, PVA66) e Espodossolos Ferrocárbicos (ES1), que apresentam estreita relação com o substrato rochoso e o relevo (OLIVEIRA et al.,1999).

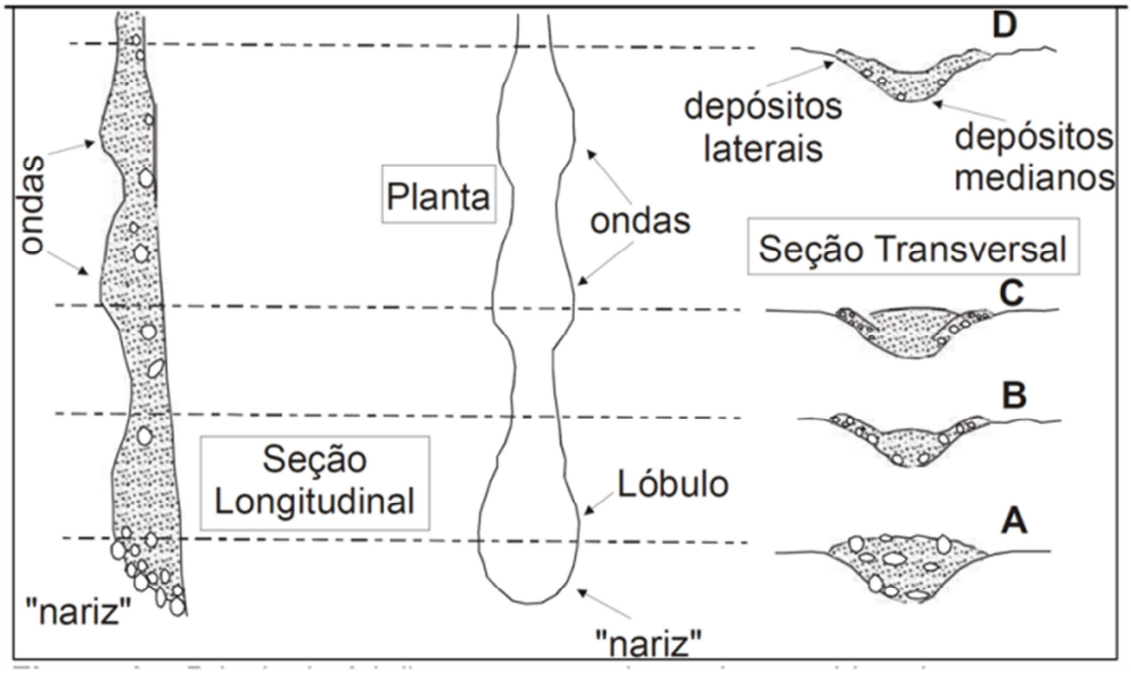
6 – APLICAÇÃO DA METODOLOGIA DE MAGNITUDE E FREQUÊNCIA ESPACIAL AOS EVENTOS CATASTRÓFICOS DE 18 DE MARÇO DE 1967

6.1 – Análise do Eventos

Em relação ao levantamento de dados dos eventos de 1967 em Caraguatatuba, o município foi atingido por extensas corridas de detritos (debris flows), e este fenômeno deve ser abarcado pela pesquisa de forma mais detalhada. Os trabalhos de Cruz (1974) e Fúlfaro *et al* (1976) foram referências bibliográficas básicas para o estudo dos processos de movimentos de massa ocorridos em Caraguatatuba durante o verão de 1967.

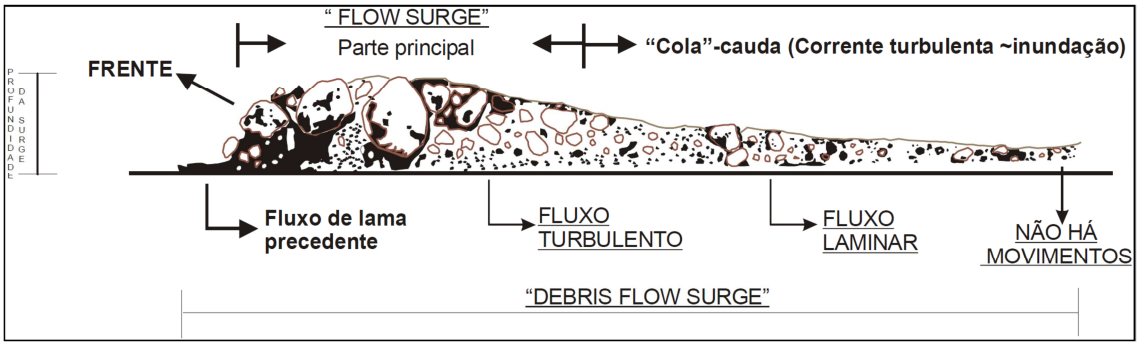
Os escorregamentos nas encostas da Serra do Mar em Caraguatatuba ocorreram de forma generalizada e quase simultânea, sendo que os materiais detríticos mobilizados convergiram para os canais de drenagem e escoaram rapidamente em fluxos de detritos com grande carga de material vegetal. Os inúmeros movimentos de massa ocorreram num raio variando de 7 a 15 km de extensão. Os processos variaram de comportamento, no tempo e no espaço, alterando suas características dinâmicas conforme o escoamento, passando de "*debris flows*" (corrida de detritos/blocos de rocha), "*mud flows*" (corrida de lama) e "*mud flood*" (enchente com alta concentração de material sólido) (IPT, 1988). Leopoldo et al. (apud Cruz, 1974) classificaram tais correntes de lama, detritos e restos vegetais de Caraguatatuba como "*debris* avalanche" (avalanche de detritos), tipo de "*mixed flow*" (fluxos mistos). Vargas (1981) realçou a exagerada erosão das encostas dos morros como "avalanches" de barro, matacões e troncos de galhos de árvores. Na figuras 14 e 15 são apresentadas as principais feições das corrida de detritos/blocos de rocha.

Figura 11 – Principais feições apresentadas pelas corridas de detritos



Fonte: IPT (2006), modificado de Johnson (1970).

Figura 12 – Principais feições apresentadas pelas corridas de detritos



Fonte: IPT (2006), modificado de Johnson (1970).

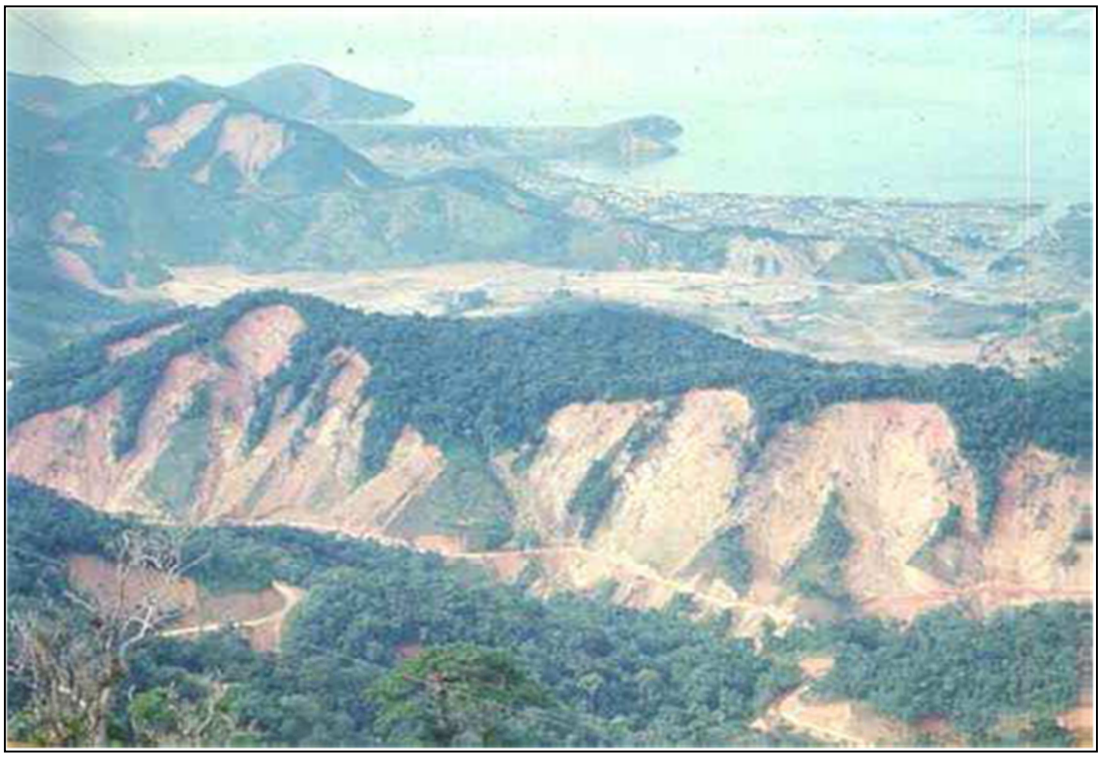
Estima-se que dezenas de milhares de árvores desceram as encostas dos morros e atingiram as porções mais baixas do relevo. Troncos, galharias e material fino foram se depositar na praia. Cerca de 400 casas foram total ou parcialmente destruídas, e oficialmente, foram contabilizados cerca de 120 mortos e milhares de desabrigados (a população municipal na época era de aproximadamente 15.000 habitantes). Ao longo da Serra do Mar, na região de Caraguatatuba, foram expostas inúmeras

cicatrizes por quase todas as suas encostas. Os escorregamentos concentram-se nas área de mata virgem (Figuras 16 e 17).

Figura 13 – Detalhes dos movimentos de massa em Caraguatatuba

Fonte: Cruz (1967 apud IPT,2006)

Figura 14 – Detalhes dos movimentos de massa em Caraguatatuba



Fonte: Nogami (1967 apud IPT, 2006)

A dimensão dos blocos, associada à velocidade dos fluxos de lama, criou uma série de reações em cadeia, removendo e empurrando os materiais já depositados a jusante da escarpa. Segundo Cruz (1974) os depósitos antigos sofreram grande

erosão com a passagem do fluxo, e os novos depósitos formados apresentaram a mesma heterogeneidade dos materiais (grandes blocos misturados aos detritos e sustentados por uma matriz de material mais fino), mas menos consolidados. O Rio Santo Antônio, uma das drenagens mais atingidas, alargou-se em alguns pontos de 10-20 m para 60-80 m de largura. Pontos distantes do local de origem dos escorregamentos foram alcançados, criando novos depósitos com cerca de 4 a 5 m de espessura. Blocos de 30 a 100 toneladas (diâmetros aproximados de 2,7 - 4 m) rolaram de altitudes superiores a 300 m e foram transportados durante o fluxo (Tabela 7)

Tabela 7– Síntese das Fases do Evento Catastrófico de 1967

FASE	DENOMINAÇÃO	SÍNTESE DO EVENTO
Dia 18	Primeiras horas da manhã	Começam a cair as primeiras barreiras. Às 13h veio a avalanche total de pedras, árvores e lama dos morros do Cruzeiro, Jaraguá e Jaguarazinho, enquanto outra frente se abria no vale do Rio Santo Antônio.
1ª FASE	Enchente Inicial (12:00 – 16:00 horas)	Nível do Rio Santo Antônio se elevou em alguns metros e em alguns pontos a água extravasou nas margens, forçando a população a procurar lugares mais seguros. Este fato auxiliou muitas pessoas a salvarem suas vidas antes da 2ª FASE.
2ª FASE	Escorregamentos (16:00 – 16:30 horas)	Fase crítica dos escorregamentos, pois alguns já tinham ocorrido. Escorregamentos generalizados. A superfície de ruptura atingia, na maioria dos casos, a rocha sã, expondo muitas cicatrizes.
3ª FASE	"DEBRIS FLOWS" (16:15 – 17:00 horas)	Os escorregamentos que atingiam as linhas de drenagem foram mobilizados (solo, rocha, árvore, água) canalizados, retidos e acumulados em barramentos naturais. Com o aumento do material acumulado e aumento da pressão, ocorreu o rompimento violento destes gerando "debris flows". Segundo testemunhas, o fato foi precedido de forte barulho (trovão), com o material movimentando-se em forma de onda. Próximo à Caraguatatuba, transformou-se num "mud-flow", "wood-flood".
4ª FASE	Enchente por bloqueio (17:00 – 18:00 horas)	A ponte metálica, localizada próximo à desembocadura do Rio Santo Antônio, foi completamente bloqueada por troncos de árvore, trazidos pelos "debris-flows", formando um represamento natural, originando uma enchente de grandes dimensões. A região a montante transformou-se num imenso reservatório de água e sedimentos em suspensão. Como consequência a ponte entrou em colapso e liberou o material.

Fonte: IPT, (2006)

As rochas que compõem o cenário da escarpa da Serra do Mar, nesta região, condicionam a formação de pequenas bacias de captação na forma de anfiteatros. As suas encostas apresentam altas declividades nas porções superiores (acima de

45°) e uma diminuição bastante abrupta nas porções inferiores. Essas áreas, com altas declividades, foram as mais atingidas pelos deslizamento.

O regolito da região varia de acordo com a constituição local da rocha. Nos locais onde predominam rochas com composição quartzo-feldspáticas, os regolitos são menos espessos e mais arenosos do que as porções mais ricas em micas (principalmente biotita), onde o solo é mais argiloso e mais espesso. O manto de solo varia de 1 a 10 m nas encostas da serra. Nos altos das escarpas, o manto de alteração foi o grande fornecedor de material transportado pelas enxurradas, favorecidas por grande energia transmitida após ganhar velocidade.

Os depósitos no pé da serra exibem taludes compostos por detritos heterogêneos: grandes blocos de rocha, com 3 - 4 m de comprimento de eixo maior, seixos, areias, partículas muito finas e matéria orgânica. Nas cabeceiras do Rio Santo Antônio os depósitos são constituídos predominantemente por matacões métricos a decimétricos de migmatitos, granitos e gnaisses, em uma matriz arenosa grosseira, retidos, segundo Cruz (1974), por barramentos naturais. Nas porções mais distantes, o vale se alarga e a declividade diminui abruptamente, depositando material arenoso com maiores espessuras e ausência de finos. A distribuição granulométrica nessa porção é de areia média a grossa e mal selecionada, por vezes com blocos dispersos.

O material acumulado ao longo da drenagem, e posteriormente remobilizado, formou uma fonte importante de sedimentos, sobretudo as frações mais grosseiras: matacões, blocos e seixos. A faixa de transição entre as zonas de transporte e deposição de material caracteriza-se por uma forte quebra do relevo, onde a energia do fluxo diminui quase que instantaneamente.

As chuvas atingiram a marca de 586 mm, em apenas 48 horas, representando cerca de 35% da pluviosidade anual daquela região (Wolle, 1986). No mês de março foram registrados nos postos pluviométricos, localizados na cidade, cerca de 945,6 mm de chuva, e somente nos dias 17 e 18 foram registrados respectivamente, 260 mm e

324,8 mm (IPT, 1988). No posto pluviométrico da Fazenda São Sebastião (ou dos Ingleses) a pluviosidade atingiu 115 mm no dia 17 e 420 mm no dia 18, não acusando um índice maior neste último dia devido à saturação do pluviômetro (Cruz, 1974). O temporal foi antecedido por uma chuva fraca e os escorregamentos ocorreram depois de 4 horas de chuvas fortes ao redor de 225 mm. Vargas (1999) relata que uma chuva de 211mm/h liquefez o manto de solo de alteração que cobria as encostas ao longo da estrada que liga São José dos Campos e Caraguatatuba: “O material escorreu pela encosta com troncos e raízes de árvores e blocos de rocha, vindo depositar-se ... a quilômetros do pé da serra” (Vargas, 1999).

Em decorrência das fortes chuvas, os materiais mobilizados no vale do Rio Santo Antônio, percorreram uma distância na horizontal da ordem de 9 km, num desnível estimado em 700 m (relação H/L=0,077). O material depositado nas porções inferiores apresenta uma composição grosseira, com baixo conteúdo de argila (Petri e Suguio, 1971). Os autores ressaltam que o arredondamento atingiu partículas até seixos relativamente pequenos (10-20 cm até 1-2 cm de diâmetro), predominando fragmentos de gnaisse em grande abundância, e raramente, de seixos de quartzitos, micaxistos e diabásios.

Fúlfaro et al. (1976) realizaram um estudo, para estimar o tempo de recorrência dos movimentos de massa de grandes dimensões, na região de Caraguatatuba. Durante a pesquisa, pelo menos quatro grandes níveis de escorregamentos pretéritos foram reconhecidos. O trabalho consistiu na coleta de restos de madeira, presentes nos depósitos, para posterior datação, o que resultou em um tempo de recorrência de aproximadamente 1000 anos.

De acordo com Cruz (1974) marcas de escorregamentos foram constatadas nas fotografias aéreas de 1962, mostrando que as áreas foram atingidas anteriormente, em pequena escala, por fenômenos idênticos ao da catástrofe de 1967.

5.2 – Análise da Magnitude e Frequencia Espacial

Por meio da digitalização do mapeamento realizado por Cruz (1974) foi possível identificar e analisar as áreas atingidas por movimentos de massa e seus depósitos correlativos. A escolha do índice **DSc** se deve pelo fato de ambas ocorrências, deslizamentos e depósitos, serem contempladas pelo mapeamento, além da dificuldade encontrada para diferenciar e classificar alguns eventos. Como se trata de uma área muito extensa optou-se por restringir a análise a três bacias hidrográficas localizadas na área mais atingida pelas fortes chuvas que antecederam os eventos de 18 de março de 1967. Com estas informações buscou-se aplicar a metodologia de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial proposta por Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) a um conjunto de informações coletadas a partir da análise de um evento catastrófico de movimento de massa. As bacias hidrográficas do rio Santo Antônio, rio Gaxinduba e córrego Canivetal, foram selecionadas como unidades de análise para aplicação da metodologia.

Nestas bacias o padrão de drenagem é controlado pelas litologias e pelas feições estruturais presentes nas áreas. As litologias interferem basicamente de duas maneiras: a primeira, por apresentarem diferentes resistências à alteração, permitindo penetração da água superficial de maneira distinta e, a segunda, dada pelos contatos entre as rochas de diferentes naturezas, criando caminhos preferenciais de percolação. Os vales são entalhados na forma de “V”. Nessas drenagens podem ser identificadas grandes quantidades de material grosseiro solto, diminuindo o tamanho das partículas em direção ao sopé da serra. Ressalta-se que as drenagens de pouca representação espacial adquirem, durante eventos de chuvas extremamente intensas, um grande porte destrutivo nas vertentes escarpadas, além de um transporte enérgico de material. Essa observação se encaixa muito bem com a grande maioria dos casos pesquisados na literatura, onde afluentes quase imperceptíveis tiveram participação efetiva durante os processos (IPT, 2006)

O embasamento é constituído por rochas graníticas e granito-gnáissicas e englobam os seguintes tipos petrográficos: As rochas graníticas são constituídas por quartzo, plagioclásio, biotita e microclíneo e tem como acessórios a presença de epídoto, titanita, sericita e opacos (Bistrichi *et al*., 1981); As rochas granito-gnáissicas apresentam hornblenda-biotita gnaisse granitóide porfiróide e augen gnaisse (Perrota *et al*., 2005).

A alteração dessas rochas resulta na formação de solos areno-siltosos ou argilo-siltosos e micáceos, sendo que o teor de areia e silte varia em conseqüência do teor de quartzo e feldspato das rochas. Assim, predominam termos argilosos e siltosos nas porções mais micáceas, e termos argilo-arenosos e areno-argilosos, com grânulos e fragmentos de quartzo, nas porções quartzo-feldspáticas (Bistrichi *et al*., 1981; Perrota *et al*., 2005).

Desta forma, o solo superficial é argiloso e argilo-arenoso e apresenta espessuras de 1 a 2 m, enquanto o solo de alteração pode atingir de 10 a 15 m de espessura nos relevos mais suaves. Nos relevos mais inclinados o solo superficial tem 0,5 m de espessura, e a alteração é mais delgada, com espessuras de até 3 m. A seguir são detalhados os resultados da aplicação da metodologia de análise da magnitude e frequência espacial.

6.2 – Análise da Magnitude e Frequencia Espacial

Por meio da digitalização do mapeamento realizado por Cruz (1974) foi possível identificar e analisar as áreas atingidas por movimentos de massa e seus depósitos correlativos. A escolha do índice **DSc** se deve pelo fato de ambas ocorrências, deslizamentos e depósitos, serem contempladas pelo mapeamento, além da dificuldade encontrada para diferenciar e classificar alguns eventos. Como se trata de uma área muito extensa optou-se por restringir a análise a três bacias hidrográficas localizadas na área mais atingida pelas fortes chuvas que antecederam os eventos de 18 de março de 1967. Com estas informações buscou-se aplicar a metodologia de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial proposta por Colângelo & Cruz (1997) e Colângelo (2007) a um conjunto de informações coletadas a partir da análise de um evento catastrófico de movimento de massa. As bacias hidrográficas do rio Santo Antônio, rio Gaxinduba e córrego Canivetal, foram selecionadas como unidades de análise para aplicação da metodologia.

Nestas bacias o padrão de drenagem é controlado pelas litologias e pelas feições estruturais presentes nas áreas. As litologias interferem basicamente de duas maneiras: a primeira, por apresentarem diferentes resistências à alteração, permitindo penetração da água superficial de maneira distinta e, a segunda, dada pelos contatos entre as rochas de diferentes naturezas, criando caminhos preferenciais de percolação. Os vales são entalhados na forma de “V”. Nessas drenagens podem ser identificadas grandes quantidades de material grosseiro solto, diminuindo o tamanho das partículas em direção ao sopé da serra. Ressalta-se que as drenagens de pouca representação espacial adquirem, durante eventos de chuvas extremamente intensas, um grande porte destrutivo nas vertentes escarpadas, além de um transporte enérgico de material. Essa observação se encaixa muito bem com a grande maioria dos casos pesquisados na literatura, onde afluentes quase imperceptíveis tiveram participação efetiva durante os processos (IPT, 2006)

O embasamento é constituído por rochas graníticas e granito-gnáissicas e englobam os seguintes tipos petrográficos: As rochas graníticas são constituídas por quartzo, plagioclásio, biotita e microclíneo e tem como acessórios a presença de epídoto, titanita, sericita e opacos (Bistrichi *et al*., 1981); As rochas granito-gnáissicas apresentam hornblenda-biotita gnaisse granitóide porfiróide e augen gnaisse (Perrota *et al*., 2005).

A alteração dessas rochas resulta na formação de solos areno-siltosos ou argilo-siltosos e micáceos, sendo que o teor de areia e silte varia em conseqüência do teor de quartzo e feldspato das rochas. Assim, predominam termos argilosos e siltosos nas porções mais micáceas, e termos argilo-arenosos e areno-argilosos, com grânulos e fragmentos de quartzo, nas porções quartzo-feldspáticas (Bistrichi *et al*., 1981; Perrota *et al*., 2005).

Desta forma, o solo superficial é argiloso e argilo-arenoso e apresenta espessuras de 1 a 2 m, enquanto o solo de alteração pode atingir de 10 a 15 m de espessura nos relevos mais suaves. Nos relevos mais inclinados o solo superficial tem 0,5 m de espessura, e a alteração é mais delgada, com espessuras de até 3 m. A seguir são detalhados os resultados da aplicação da metodologia de análise da magnitude e frequência espacial.

6.2.1 – Bacia do rio Santo Antônio

A bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio está situada na porção central da área de estudo, ocupa uma área de 40,87 km^2, se estendendo desde o limite do município de Caraguatatuba com Paraibuna no Espigão dos Quinhentos Réis que marca a transição do planalto para a escarpa da Serra do Mar, até atingir o Oceano Atlântico na planície fluviomarinha da baixada de Caraguatatuba. A bacia apresenta-se mais ampla na sua porção mais a montante e se estreita na medida em que se aproxima do mar.

Conforme apresentado na Tabela 8 e na Figura 15, a bacia do Rio Santo Antônio apresenta um relevo com alta declividade, apontando predominância de declividades acima de 30%, ou seja, em 27,53 km^2 ou 67,4% da bacia estão acima deste índice.

Suas vertentes mais próximas da planície e, consequentemente, da área urbana de Caraguatatuba provavelmente ficaram mais expostas à chuva e ao vento, pois apresentam uma maior concentração de áreas atingidas pelos movimentos de massa, agrupando maior número de manchas mapeadas na porção alta e média vertente. O entulhamento pelo material oriundo dos deslizamentos, acrescidos de detritos diversos, atingiu quase todos os cursos d'água da bacia localizados nas áreas que receberam chuvas acima de 400 mm entre os dias 17 e 18 de março de 1967. Nas porções mais altas da bacia, próxima do Planalto de Paraibuna, os deslizamentos são mais raros e espaçados, concentrando-se nas nascentes nas cabeceiras de drenagem ou próximo aos cursos d'água.

A aplicação do modelo semilogarítimico, conforme a metodologia de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial, gerou a equação (12) e a Figura 20 apresenta a distribuição das magnitudes e freqüências espaciais dos eventos de movimento de massa e depósitos:

$$\mathbf{DSc = 47945ln(IRE) + 71154} \quad (12)$$

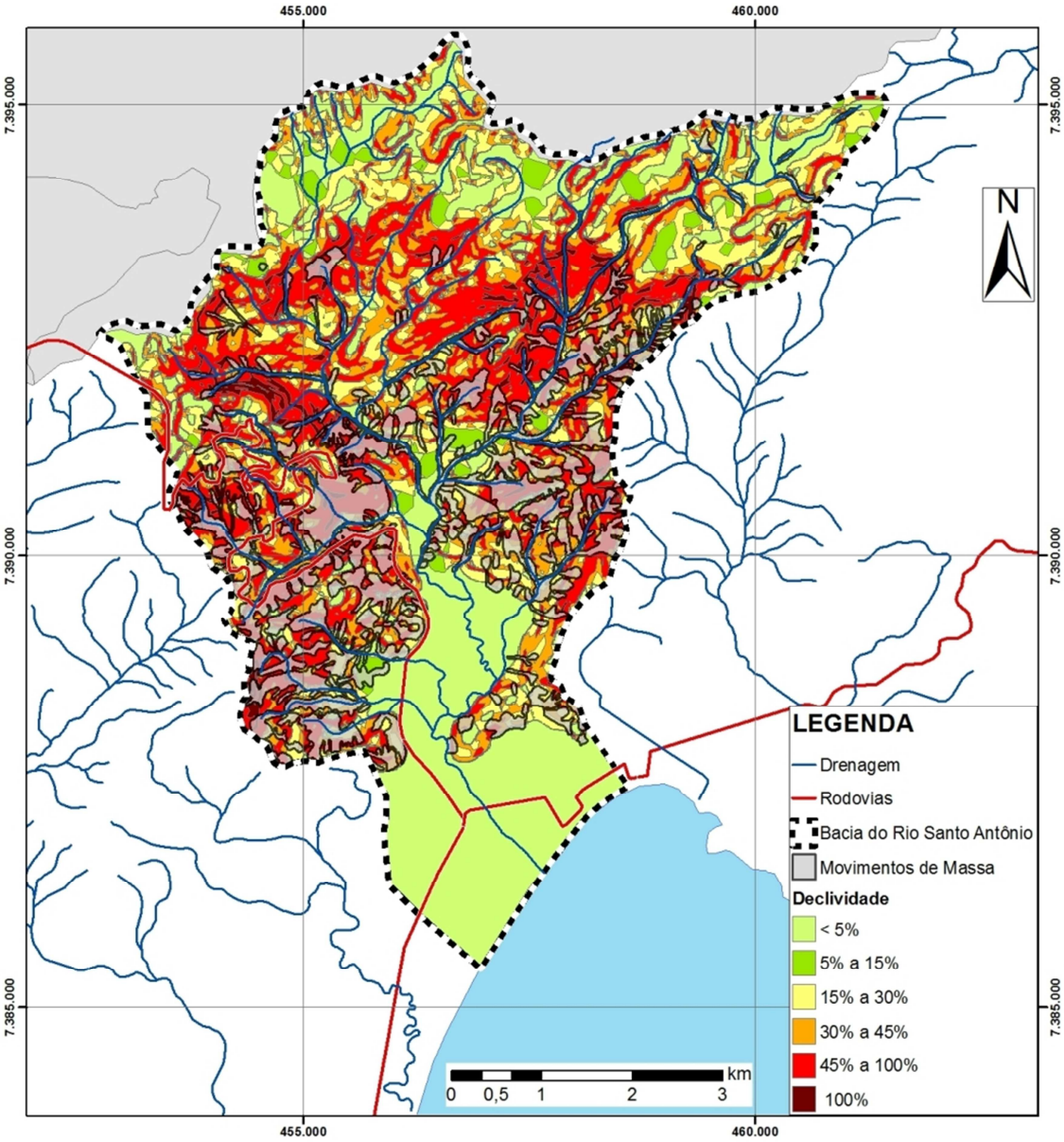
A equação se refere à distribuição das magnitudes e frequencias espaciais de cicatrizes e depósitos, ela revela que o valor de 47.945 m^2 corresponde ao "evento dominante" de movimento de massa da bacia do Rio Santo Antônio. Segundo Colângelo (2007) o evento dominante é aquele que representa a melhor relação de área (m^2) e frequência espacial de ocorrência (eventos/Km^2). Na bacia do Rio Santo Antônio o evento dominante produz uma área de 77.799,11 m^2 (7,78% da área de análise), pois este evento está associado a uma frequência espacial de 1,625 ocorrências por Km^2.

Tabela 8 – Declividade Bacia do Rio Santo Antônio

Declividade	Área da Bacia (km2)	Área da Bacia (%)
> 5%	11,13	27,2
5% a 15%	2,21	5,4
15% a 30%	7,24	17,7
30% a 45%	7,47	18,3
45% a 100%	11,74	28,7
>100%	1,08	2,6
Total	40,87	100,0

Organizado por Silva (2013)

Figura 15– Declividade Bacia do Rio Santo Antônio



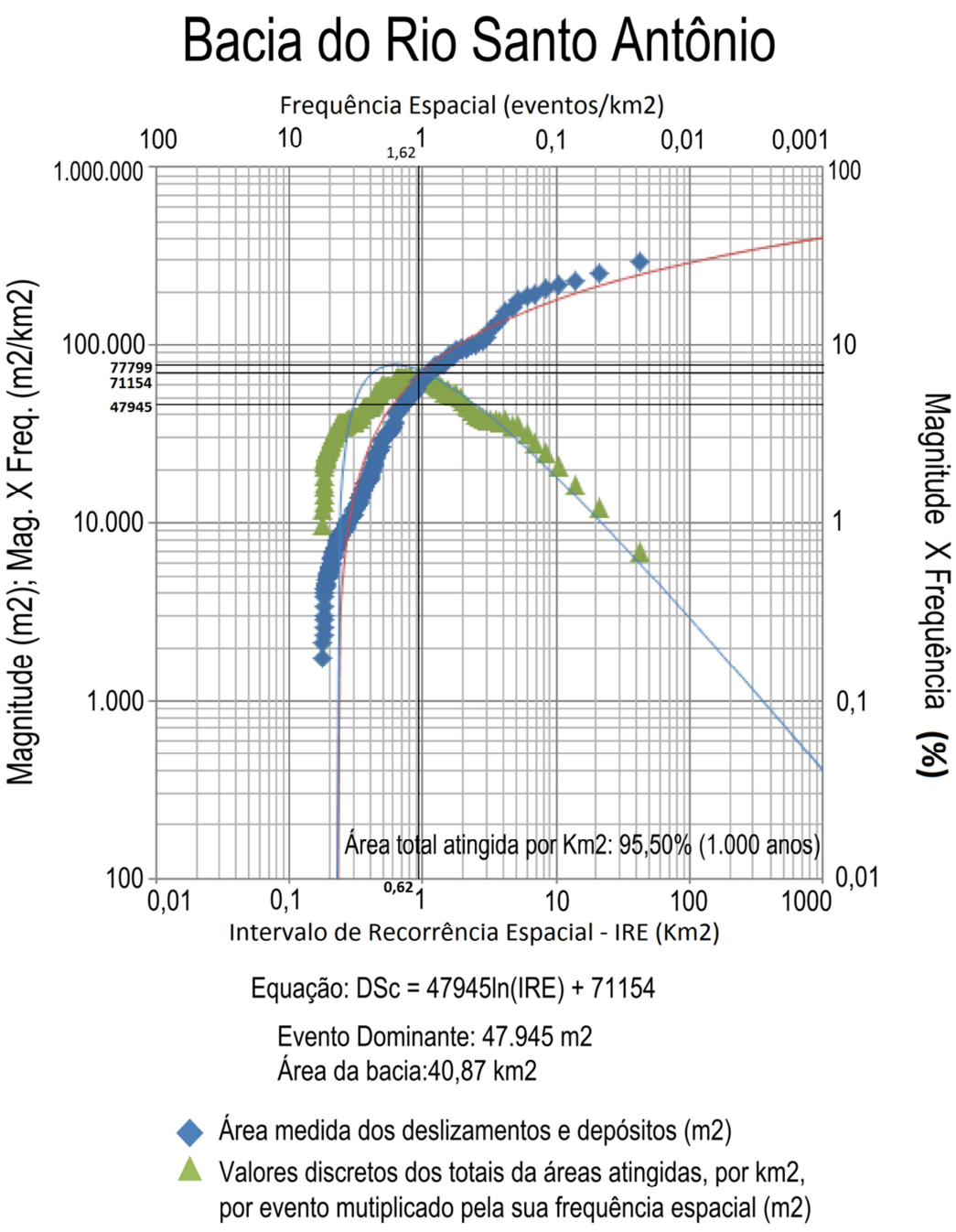
Organizado por Silva (2013)

O segundo termo da equação revela a área do evento de movimento de massa que apresenta recorrência espacial de 1 Km^2, para a bacia do rio Santo Antônio este valor é de 71.154 m^2, desta forma, há uma expectativa estatística de reencontrar a cada 1 Km^2 um evento com este valor. De acordo com Colângelo (2007), como se trata de uma expectativa estatística, espera-se encontrar eventos de magnitude similar, não necessariamente idêntica, a cada Km^2. O evento de 71.154 m^2 é em termos absolutos 91,5% maior que o evento dominante, contudo, como sua frequência espacial é menor ele atinge uma área mais reduzida, apesar de ser um muito significativo.

Portanto os valores apresentados acima, o evento dominante e o intervalo de recorrência espacial, são índices de magnitude e frequência espacial que caracterizam a distribuição estatística espacial dos eventos de movimentos de massa em uma determinada área. Estes valores podem ser representados graficamente conforme apresentado na Figura 16.

A leitura do gráfico permite a obtenção de outros valores, como o total mobilizado por Km^2, este valor é obtido a partir da integral do gráfico no formato de “pão de açucar”, que representa o somatório da contribuição em área de todos os eventos, de todas as magnitudes, contemplados no modelo semilogarítimico (Colângelo, 2007).

Figura 16– Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial
Bacia do Rio Santo Antônio



6.2.2 – Bacia do rio Guaxinduba

A bacia hidrográfica do rio Guaxinduba está localizada na porção leste da área de estudo e corre paralelo ao rio Santo Antônio, contudo, a bacia do Guaxinduba ocupa uma área 21,60 Km2, o equilavente a pouco mais da metade daquela bacia.

As áreas mais atingidas pelos movimentos de massa estão situadas no médio curso do rio, porém não abrangem de forma similar as vertentes das duas margens, há uma concentração de eventos nas vertentes da porção oeste. No baixo curso em área de planície não se observou eventos de movimento de massa, enquanto no alto curso apesar da elevada declividade, o número de eventos cartografados foi consideravelmente menor em relação ao médio curso, assim como ocorre na bacia do rio Santo Antônio. Observa-se que diversos afluentes sofreram entulhamento, sobretudo no médio curso do rio, area que recebeu chuvas acima de 400 mm.

A Tabela 9 e a Figura 17 apresentam a declividade da bacia do rio Guaxinduba, que exibe um relevo com relativo equilíbrio entre as classes de declividade, isto se deve às presença da planície a jusante e uma área planáltica a montante.

Tabela 9 – Declividade Bacia do Rio Guaxinduba

Declividade	Área da Bacia (km2)	Área da Bacia (%)
> 5%	6,77	31,3
5% a 15%	0,91	4,2
15% a 30%	3,07	14,2
30% a 45%	3,76	17,4
45% a 100%	6,62	30,7
>100%	0,47	2,2
Total	21,60	100,0

Organizado por Silva (2013)

A partir da aplicação do modelo semilogarítimico de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial, obteve-se a equação (13), enquanto que a Figura 18 apresenta a distribuição das magnitudes e frequências espaciais dos eventos de movimento de massa e depósitos:

$$\mathbf{DSc = 30064ln(IRE) + 50221} \quad (13)$$

Esta equação se refere à distribuição das magnitudes e frequências espaciais de cicatrizes e depósitos da bacia do rio Guaxinduba. O área de 30.064 m^2 corresponde ao “evento dominante” de movimento de massa da bacia do rio Guaxinduba. O evento dominante apresenta uma frequência espacial de 4,536 ocorrências por Km^2, o que gera uma área de 90.288,00 m^2 (9,03% da área de análise) atingida.

O evento dominante apresenta uma relação de 1,955 ocorrências por Km^2, gerando um total de 58.779 Km^2. O evento com recorrência espacial de 1 Km^2, para a bacia do rio Guaxinduba é de 50.221 m^2. Embora seja maior evento único por Km^2 ele não supera o volume do evento dominante.

Figura 17– Declividade Bacia do rio Guaxinduba

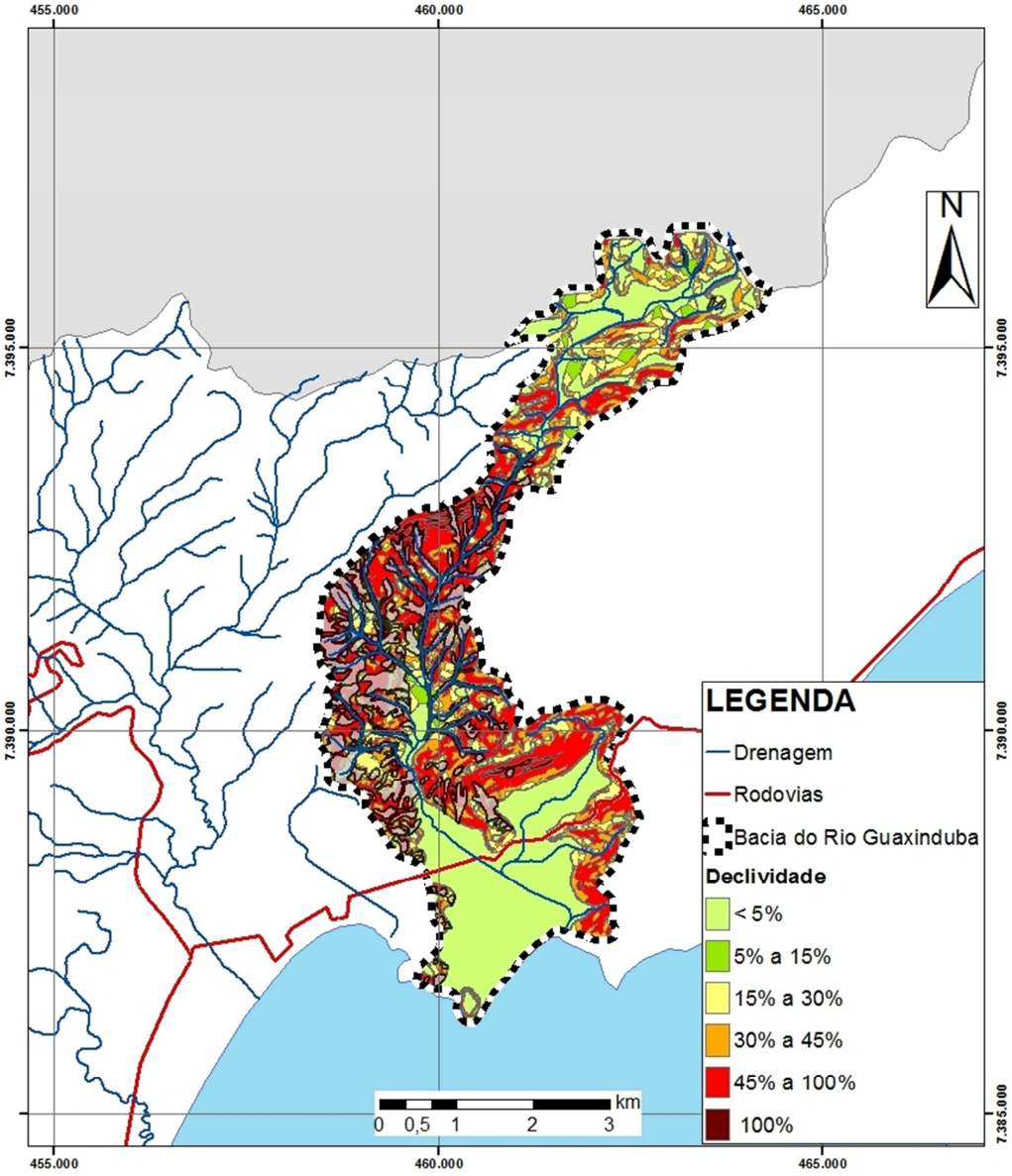
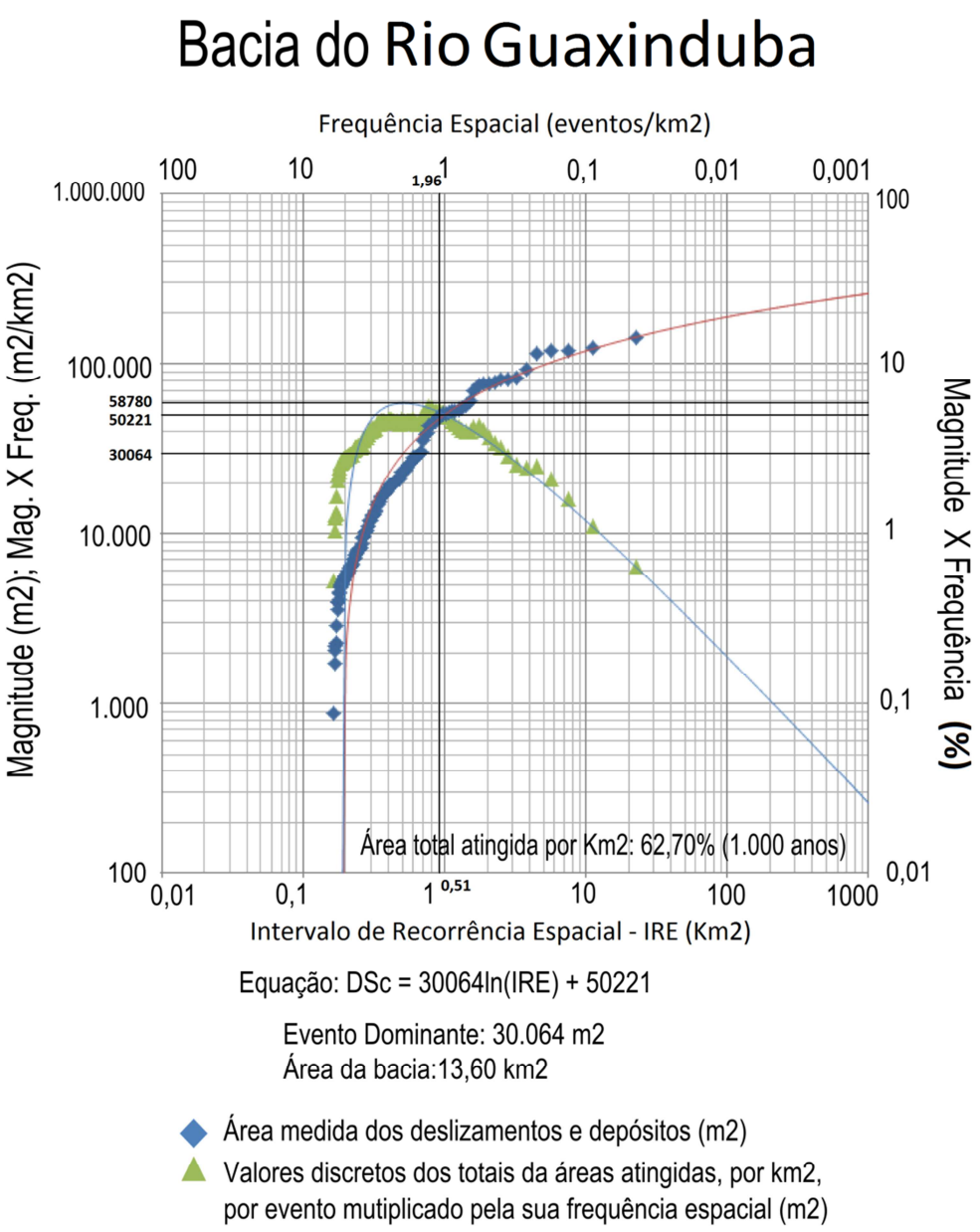


Figura 18– Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial
Bacia do Rio Guaxinduba



6.2.3 – Bacia do córrego Canivetal

O córrego do Canivetal é um afluente do Rio Camburu e sua bacia hidrográfica está situada na porção oeste da área de estudo, ocupa uma área de 10,60 km^2 e apresenta orientação NE-SW, sendo estreita e apresentando um padrão de drenagem do tipo treliça.

As áreas mais atingidas pelos movimentos de massa estão situadas no médio curso do córrego Canivetal, abrangendo de forma similar as vertentes das duas margens. No baixo curso em área de planície não se observou eventos de movimento de massa, enquanto no alto curso apesar da elevada declividade, o número de eventos cartografados foi consideravelmente menor em relação ao médio curso. Não se observa o entulhamento dos leitos como observado nas bacias do rio Santo Antônio e Guaxinduba, apesar da bacia estar localizada nas áreas que receberam chuvas acima de 400 mm.

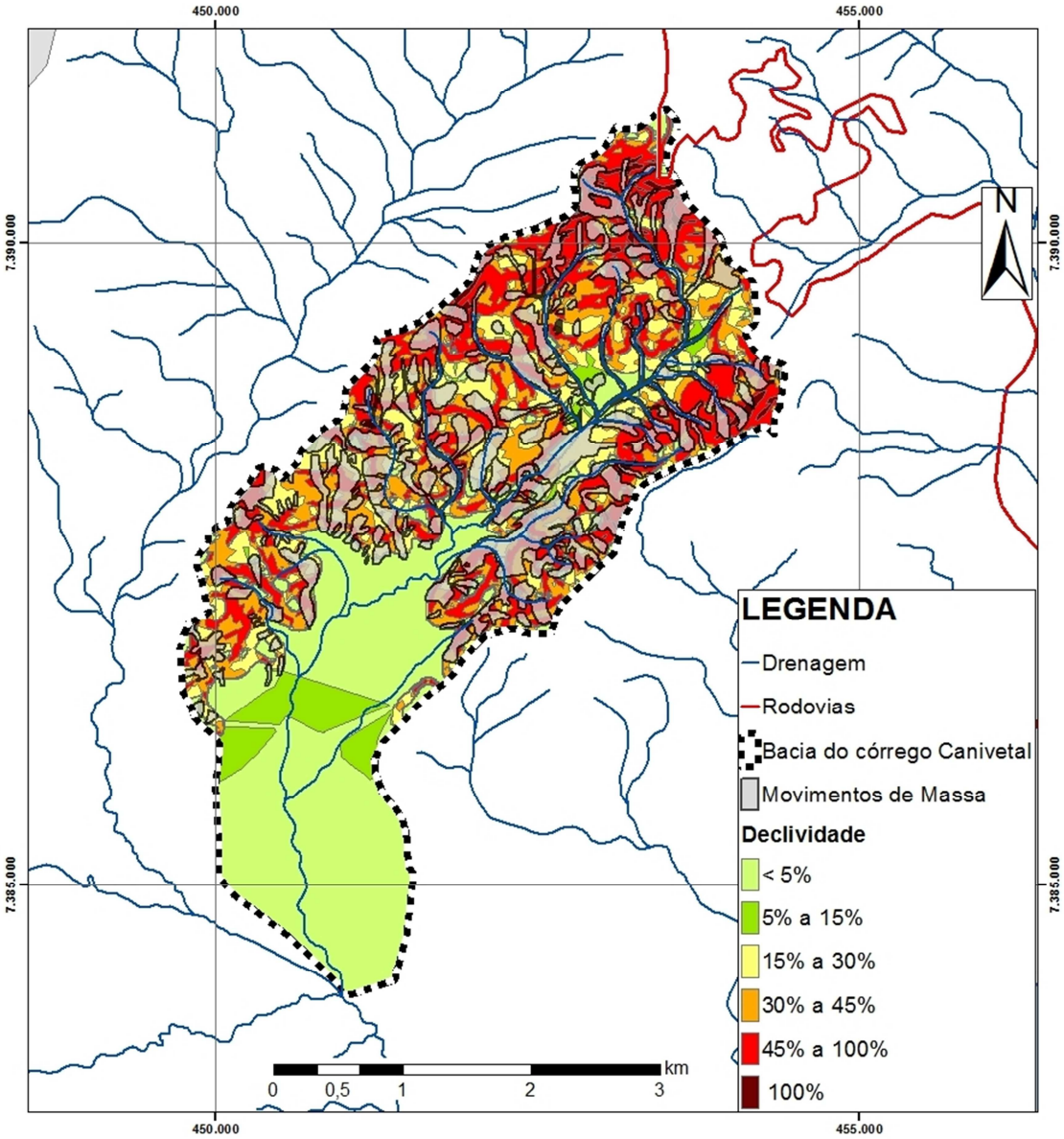
A Tabela 10 e a Figura 19 apresentam a declividade da bacia do córrego Canivetal, que exibe um relevo de escarpas com relativo equilíbrio entre as classes de declividade, isto se deve ao fato da planície de Caraguatatuba adentrar a bacia formando um patamar de altitude mais baixa. As declividades acima de 30% .

Tabela 10 – Declividade Bacia do córrego Canivetal

Declividade	Área da Bacia (km2)	Área da Bacia (%)
> 5%	4,37	32,2
5% a 15%	0,86	6,3
15% a 30%	2,07	15,2
30% a 45%	2,62	19,3
45% a 100%	3,50	25,7
>100%	0,19	1,4
Total	13,60	100,0

Organizado por Silva (2013)

Figura 19– Declividade Bacia do córrego Canivetal



Organizado por Silva (2013)

Com a aplicação do modelo semilogarítimico de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial, obteve-se a equação (14), enquanto que a Figura 20 apresenta a distribuição das magnitudes e frequências espaciais dos eventos de movimento de massa e depósitos:

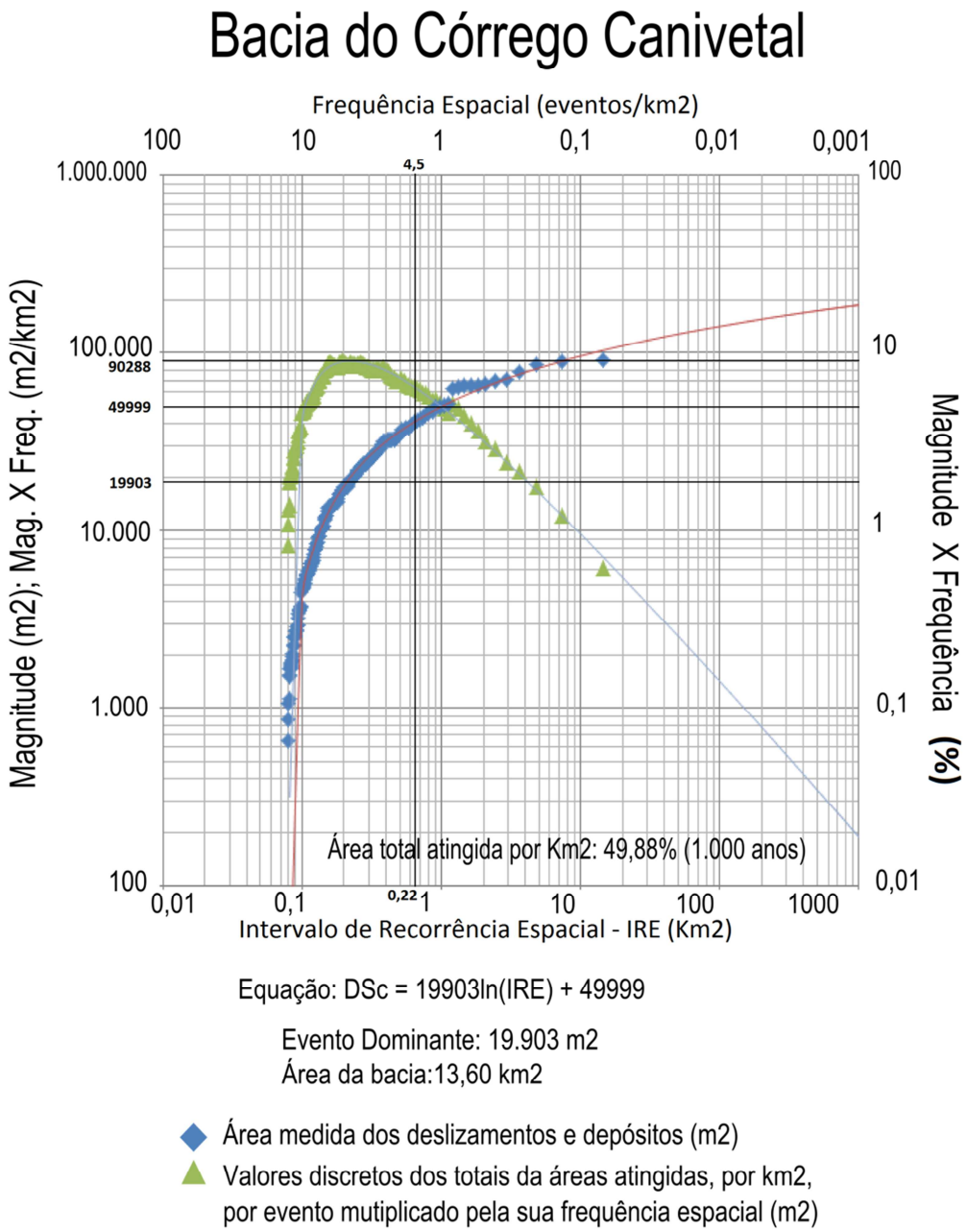
$$DSc = 19903\ln(IRE) + 49999 \quad (14)$$

A equação se refere à distribuição das magnitudes e frequências espaciais de cicatrizes e depósitos da bacia do córrego Canivetal, ela apresenta que o valor de

19.903 m^2 corresponde ao “evento dominante” de movimento de massa da bacia do córrego Canivetal. O evento dominante apresenta uma frequência espacial de 4,536 ocorrências por Km^2, o que gera uma área de 90.288,00 m^2 (9,03% da área de análise) atingida.

A recorrência espacial de 1 Km^2, para a bacia do córrego canivetal é de 49.999 m^2. Este evento de 49.999 m^2 é mais de duas vezes maior que o evento dominante, mas a frequência espacial do evento dominante é da ordem de 4,536 ocorrências por Km^2. Os valores apresentados acima são apresentado na Figura 20.

Figura 20– Distribuição da Magnitude e Frequência Espacial
Bacia do córrego Canivetal



7 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Buscou-se construir um modelo de magnitude e frequência espacial e intervalo de recorrência espacial, a partir da aplicação do modelo semilogarítimico. Os dados selecionados para sua aplicação advêm do mapeamento realizado pela Professora Olga Cruz no ano de 1967, permitindo testar o modelo com informações de eventos catastróficos com alto tempo de recorrência.

Há evidências que as chuvas que atingiram Caraguatatuba ao longo de vários dias, além do episódio dos dias 17 e 18 de março de 1967 engendraram as ocorrências de movimentos de massa, pois ficou constatada uma forte correlação entre os valores de chuva acima de 400 mm nas isoietas de pluviosidade e a verificação de movimentos de massa.

A escolha do índice DSc e o fato da área de estudo ser lócus de movimentos de massa expressivos, se refletiu em altos valores de área mobilizada e matrial mobilizado ao longo do tempo. Este modelo apresentou-se profícuo na quantificação dos eventos cartografados, permitindo a partir de um modelo estatístico obter predições a partir de uma metodologia matemática que embora não possa oferecer valores que possam ser exatamente correlacionados com a realidade, permite a criação de índices e a comparação da distribuição destes eventos no espaço.

8 – BIBLIOGRAFIA

ABREU, A. A. de. Geomorfologia: síntese historico-conceitual. Boletim Goiano de Geografia, v. 2, p. 89-91, 1982.

ABREU, A. A. de. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. São Paulo: Revista do Instituto Geológico, n°4(1/2), 1983. p.5-23.

ABREU, A. A. de. Considerações a Respeito dos Fundamentos Conceituais das Classificações Geomorfológicas Utilizadas no Brasil. Boletim Paulista de Geografia, v. 63, p. 49-59, 1986.

AB'SABER, A. Conceito de geomorfologia a servico das pesquisas sobre o quaternario, 1969.

AHNERT, F. An approach to the identification of morphoclimates. In: V. Gardner (ed.), International Geomorphology 1986 Part II, 1987, p. 159-188.

AMARAL JUNIOR, A .F. Mapeamento geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de massa gravitacionais: Costa Verde - RJ - escala 1:10.000, dissertação, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo (USP): São Carlos, 2007.

AUGUSTO FILHO, O. Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP. São Paulo. 162p. Dissertação, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 1994.

AUGUSTO FILHO, O; WOLLE, C.M. Cartas de risco de escorregamentos: uma propostametodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP. Revista Solos e Rochas, São Paulo: ABGE, v.19, n.1, p.45-62, 1996.

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

BISTRICHI, C.A. et al. Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. In: ALMEIDA, F. F. M. de. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, Publicação n.1184, Série Monografias 6. Escala 1:500.000, texto. 2 v, 1981.

CÂMARA, G; DAVIS, C. Fundamentos de Geoprocessamento. 2000. Disponível em <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/>. Acesso em 20 set. 2009.

CARSON, M. A; KIRBY, M. Y. Hillslope and Process. London: Cambridge Press, 1972.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise de sistemas em geografia. São Paulo: Hucitec/Edusp, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial. São Paulo: Edgard Bluncher, 1981.

COLÂNGELO, A. C. Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertente. Revista do Departamento de Geografia, nº 9, São Paulo: FFLCH-USP, 1995. p. 13-20.

COLÂNGELO, A. C; CRUZ, O. Spatial magnitude-frequency index of mass movement event deposits in a humid tropical Precambrian plateau, and its connection with MFI of daily rainfall. In: Fourth International Symposium on Geomorphology, Bologna, 1997.

COLÂNGELO, A. C; CRUZ, O. Índice de Magnitude-Freqüência Espacial de Movimentos de Massa num Planalto Tropical Úmido, Geousp, n° 08, 2000, p. 17-27.

COLÂNGELO, A. C. Sobre os Modelos de Magnitude-Freqüência e de Estabilidade deVertentes. Revista do Departamento de Geografia (USP), v. 16, p. 11-23, 2005.

COLÂNGELO, A. C. Geomorfossíntese e Geomorfocinemática Aplicadas à Evolução e Estabilidade de Vertentes, Livre-docência, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 2007.

COROMINAS, J; GARCIA, Y.A. Terminologia de los movimientos de ladera. IV Simposio Nacional sobre taludes y laderas instables. Granada, 1997.

CROZIER, M. J. Landslides; causes, consequences, and environment. Croom Helm, London, 252p, 1986.

CROZIER, M; GLADE, T. Magnitude and frequency of landslide events in New Zealand. In: Fourth International Symposium on Geomorphology, 1997.

CRUDEN, D.M. A simple definition of a landslide. Bulletin of the international Association of Engineering Geology, n.43, p.27-29, 1991.

CRUZ, O. A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba. Contribuição à geomorfologia tropical litorânea. Série Teses e Monografia, nº 11, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

DE PLOEY, J. KIRKBY, M.J. AHNERT, F. Hillslope erosion by rainstorms – A Magnitude-Frequency analisys. In: Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 16, 1991, p. 399-409.

DEMEK, J. Generalization of geomorphologicalmaps. In Progress Made in Geomorphological Mapping. Brno, 1967, 35-66.

FERNANDES, E. Relatório da Carta Geomorfológica do Núcleo Caraguatatuba, São Paulo. In: Plano de manejo da Unidades de Conservação – PESM (Núcleo Caraguatatuba). Relatório Técnico. PPMA, 1997.

FERNANDES, N. F; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. Geomorfologia e meio ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 123-194, 1996.

FERNANDES, N. F; GUIMARÃES, R. F; GOMES, R. A. T; VIEIRA, B. C; MONTGOMERY, D. R; GREENBERG, H. 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, 2001.

FERNANDES, N. F; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. In: Geomorfologia e meio ambiente. 4.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 3, p. 123-194, 2003.

FIORI, A. P. Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. Boletim Paranaense de Geografia, n. 43, p. 7-24, 1995.

FLORENZANO, T. G. Iniciação em sensoriamento remoto. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de textos, 2007.

FREIRE, E.S.M. Movimentos Coletivos de Solos e Rochas e sua Moderna Sistemática. Revista Construção, Rio de Janeiro, p.10-18, 1965.

FÚLFARO, V. J. PONÇANO, W. L; BISTRICHI, C. A; & STEIN, D. P. Escorregamentos de Caraguatatuba: expressão atual, e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, Anais, Rio de Janeiro, v.2, p. 341-350, 1976.

GERSCOVICH, D. M. S.. Estabilidade de Taludes. 1ª. ed. São Paulo: Oficina de Texto, 158p, 2012.

GUIDICINI, G; IWASA, O. Y. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. IPT, 1976.

GUIDICINI, G; NIEBLE, C. M. Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação. 2ª. Ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1984.

GUIMARÃES, R. F; VIEIRA, B. C; GOMES, R. A. T; FERNANDES, N. F. Avaliação estatística de parâmetros fito-morfológicos nas cicatrizes dos movimentos de massa da bacia do Rio Quitite, Jacarepaguá (RJ). XL Congresso Brasileiro de Geologia. SBG: Belo Horizonte, pp. 417, 1998.

GREGORY, K. J. A natureza da geografia física. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992.

HASUI Y; PONÇANO W. L; BISTRICHI C. A; STEIN D. P; GALVÃO C. A. C .F; GIMENEZ A. F; ALMEIDA M. A; PIRES NETO A.G; MELO M. S; SANTOS M. C. S.

R. Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. Mapa Geológico, escala 1:200.000. São Paulo: DMGA, (IPT. Monografias, 1), Publicação IPT n.1106, 1978.

HEILBRON, M; PEDROSA-SOARES, A. C; CAMPOS NETO, M. C; SILVA, L. C; TROUW, R. A. J; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V; BARTORELLI, A; CARNEIRO, C. D. R; BRITO-NEVES, B. B. Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida, São Paulo: Beca, 2004.

HUNT, R. E. Landslides and other slope failures. In: Geotechnical engineering investigation manual. USA: McGraw-Hill series in Geotechnical Engineering, 1984.

HUTCHINSON, J.N. (1988), General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides. In: Relation to Geology and Hydrogeology. 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, vol.1, p.3-35.

INFANTI JÚNIOR, N; FORNASARI FILHO, Nilton. Processos de dinâmica superficial. Geologia de engenharia, v. 5, p. 131-152, 1998.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. IPT, v. 1, São Paulo. Escala 1:500.000, 1981a.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. IPT, v. 1, São Paulo. Escala 1:500.000 1981b.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Manual de ocupação de Encostas. CUNHA, M.A. (Coord.). Publicação IPT n.1831, 1991.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Análise de risco de processos de movimentos de massa e estudos para determinação de cota máxima de inundação para subsidiar a escolha entre as alternativas locacionais 3A, 4A e 4B da Unidade de Tratamento de Gás do gasoduto Mexilhão, Caraguatatuba, SP. OGURA, A.T. (Coord.). Relatório Técnico n.90.643-205, 2006.

LACERDA, W. A; SANDRONI, S. Movimentos de massas coluviais. Mesa Redonda Sobre Aspectos Geotécnicos de Encostas. Clube de Engenharia, Rio de Janeiro, p. 1-19, 1985.

LIBAULT, A. Os Quatro Níveis da Pesquisa Geográfica. Métodos em Questão, nº1, São Paulo: IGEOG-USP, 1971.

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

MONTEIRO, C. A. F. A dinâmica climática e as chuvas do estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de atlas. IGEOG/USP: São Paulo, 1973.

MONTEIRO, C. A. F. William Morris Davis e a Teoria Geográfica. Revista de Geomorfologia, volume 2, nº 1, 2001.

PERROTTA, M. M; SALVADOR, E. D; LOPES, R. C; DÁGOSTINO, L. Z; PERUFFO, N; GOMES, S. D; SACHS, L. L. B; MEIRA, V. T; LACERDA FILHO, J. V. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM: São Paulo. Escala 1:750.000, 2005.

PRANDINI, L; GUIDICINI, G; BOTTURA, J. A; PONÇANO, W. L; & SANTOS, A. D. Atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas: uma resenha crítica. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, 1976.

OLIVEIRA, J. B; CAMARGO, M. N; ROSSI, M; CALDEIRANO FILHO, B. Mapa pedológico do Estado de São Paulo: legenda expandida. Campinas: Instituto Agronômico, p. 15-16, 1999.

RAHN, P. H. 1986. Engineering geology: an enviromental approach. New Jersey: Englewood Cliffs, 1986.

RODRIGUES, C. Geomorfologia aplicada: avaliação de experiências e de instrumentos de planejamento físico-territorial e ambiental brasileiros. Tese,

Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 1997.

RODRIGUES, M. Introdução ao geoprocessamento. Anais do Simpósio Brasileiro de Geoprocessamento. São Paulo: EPUSP, 1990. p. 1-26.

ROLIM, G.S; SENTELHAS, P.C; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.6, p.133-137, 1998.

ROSA, M. R; ROSS, J. L. S. Aplicação de SIG na Geração de Cartas de Fragilidade. Revista do Departamento de Geografia, nº13, São Paulo: FFLCH-USP, 1999. p 77-105.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia: ambiente e planejamento. São Paulo: Contexto, 1990.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, nº 6, São Paulo: FFLCH-USP, 1992. p. 17-29.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia Aplicada aos EIA`s-RIMA`s. In: GUERRA, Antonio José Teixeira; CUNHA, Sandra Baptista da (orgs.). Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1996.

SANTOS, A. R. A grande barreira da Serra do Mar: Da trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes. São Paulo: O Nome da Rosa, 2004.

SELBY, M. J. Hillslope materials and processes, Oxford: Oxford Press,1982.

SETZER, J. Atlas climático e ecológico do Estado de São Paulo. São Paulo: Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 1966.

SILVA, A. C., SANT'ANNA NETO, J. L., TOMMASELLI, J. T. G., TAVARES, R. Caracterização das chuvas no litoral norte paulista. In. Revista Cosmos. Presidente Prudente: FCT/UNESP, v.III, p.39 – 48, 2005.

SILVA, R. F. Análise Comparativa da Evolução da Fragilidade Ambiental em Cajati, São Paulo. TGI, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 2010.

SKEMPTON, A.W; HUTCHINSON, J.N. Stability of natural slopes and embankment foundations. State-of-the-Art Report. 7th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., México, 1969.

SHARPE, C.F.S. Landslides and Related Phenomena. Columbia University Press, New York, 1938.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. São Paulo: IGCB/CGUSP/SBG. (International symposium on coastal Evolution in the Quaternary), Special Publication, 1978.

TEIXEIRA, A. L. de A; MORETTI, E; CHRISTOFOLETTI, A. Introdução aos Sistemas de Informação Geográfica. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1992. 70 p.

TEIXEIRA, W., TOLEDO, M.C.M; FAIRCHILD, T. R; TAIOLI, F. Decifrando a Terra (2ª edição). São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

THOMÉ, J. Interoperabilidade em geoprocessamento: conversão entre modelos conceituais de sistemas de informação geográfica e comparação com o padrão OpenGIS. Dissertação (Mestrado em Computação Aplicada). São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1998.

TRICART, J. Principes et méthodes de l geomorphologie. Paris: Masson Ed., 1965, 201p.

TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. Notícia Geomorfológica, 1968

TOMINAGA, L. K. Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. Tese, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 2007.

VANACÔR, R. N. Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao mapeamento das áreas susceptíveis a movimentos de massa na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. Dissertação, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRS): Porto Alegre, 2006.

VARNES, D. J. Slope movements types and processes. In Schuster, R.L. e Krizek, R.J.(eds.) Landslides Analysis and Control. National Academy of Science, Washington:11-33, 1978.

WOLLE, C. M. Análise de escorregamento translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encostas. Tese, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo (USP): São Paulo, 1988.

WOLLE, C.M., CARVALHO, C.S.. Deslizamentos em Encostas na Serra do Mar - Brasil. Solos e Rochas. v 12. N° Único. p.27-23, 1989.

WOLMAN, M; Gordon; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. The Journal of Geology, p. 54-74, 1960.

WP/WLI – UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura), Working Party on World Landslide Inventory. A suggested for reporting landslide causes. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, nº 50, p. 71-74, 1994.

ZUQUETTE, L.V; PEJÓN, O; GANDOLFI, N; PARAGUASSU, A.B. Considerações básicas sobre a elaboração de cartas de zoneamentos de probabilidade ou possibilidade de ocorrer eventos perigosos e de riscos associados. Geociências, São Paulo, V. 14, N. 2, pp. 9-39, 1995.