UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

Tulius Dias Nery

AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS RASOS NA BACIA DA ULTRAFÉRTIL, SERRA DO
MAR (SP)

Edição Revisada

São Paulo
2011

Tulius Dias Nery

AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS RASOS NA BACIA DA ULTRAFÉRTIL, SERRA DO
MAR (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 a obtenção do título de Mestre.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Bianca Carvalho Vieira
Área de Concentração: Geografia Física
Linha de Pesquisa: Geomorfologia
Agência Financiadora: FAPESP

Edição Revisada

São Paulo
2011

Tulius Dias Nery

***Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais
rasos na bacia da Ultrafértil***

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

Banca Examinadora

Prof^a Dra. Bianca Carvalho Vieira

Instituição: Departamento de Geografia – USP

Assinatura:

Prof Dr. Emerson Galvani

Instituição: Departamento de Geografia – USP

Assinatura:

Prof^a Dra. Paulina Setti Riedel

Instituição: Instituto de Geociências e Ciências Exatas
(UNESP-Rio Claro)

Assinatura:

Dedico este trabalho a minha mãe, Ana Maria Nery e a minha madrinha, Maria Helena Nery por todo esforço, carinho e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Passou-se três anos e eis que concluo mais uma etapa na minha vida. Etapa está vivida com muita alegria e tristeza, perdas e ganhos. Momentos difíceis, mas que superei com muita disposição, esforço e compreensão de todos aqueles que acompanharam de perto o meu crescimento como pessoa, como filho, como sobrinho, como amigo, irmão, primo, colega de arquibancada, rugbier e por ai vai. Passou-se três anos e eis que conheci lugares novos, pessoas novas e que não posso deixar de mencionar esta imensa gratidão a todos vocês.

Antes de tecer os devidos agradecimentos as pessoas que fazem ou fizeram parte do meu dia a dia, eu gostaria de agradecer a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio prestado, em forma de bolsa de estudo, nestes últimos anos. Muito obrigado!

Agradeço, em primeiro lugar, uma pessoa que me acolheu, mesmo não sabendo das minhas potencialidades e limitações e mesmo assim recebeu-me de braços abertos, acompanhando-me de perto, de longe toda a minha jornada nestes últimos cinco anos. Agradeço a ti, Bianca, por me orientar academicamente e, muitas vezes sem saber, nas próprias escolhas da minha vida. Hoje, lembro-me das suas palavras dizendo *“não quero ser apenas sua orientadora, mas sua amiga e depende só de você de como será a nossa relação”*, obrigado de coração por esta oportunidade e saiba que aprendi e continuo aprendendo muito contigo.

Gostaria de agradecer ao pessoal da UNESP - Rio Claro, pois sem eles não poderia realizar este trabalho: Prof Dra. Paulina Setti Riedel, Matheus Vidotti e Eder Merino. Também quero agradecer ao Eymar Lopes (INPE) por me auxiliar no entendimento do modelo utilizado nesta pesquisa.

Agradeço ao Prof Dr. Fernando A. M. Marinho por me ajudar nas questões de cunho geotécnico e ao pessoal do laboratório de solos da Poli-USP.

Ao Roberto A. T. Gomes da UnB pelo apoio prestado na realização e nas discussões pertinentes que foram surgindo ao longo deste trabalho. Muito obrigado!

Agradeço ao Prof. David Tarboton do Instituto de Engenharia Ambiental e Civil da Utah State University, pelo auxílio no entendimento do modelo SINMAP.

Agradeço ao Felipe (tex), ao Felipe Castro (UFPR) Francisco (UERJ) e ao Gean (UFSC) por contribuírem na discussão e entendimento do modelo e estarem sempre solícitos aos meus e-mails.

Ana Maria, mãe, companheira, amiga, confidente, parceira agradeço a Deus por ser está mãe maravilhosa, que sempre me apoiou em todas as decisões na minha vida, inclusive na escolha da própria Geografia. Maria Helena, tia, madrinha, segunda mãe, companheira, amiga agradeço por ser esta pessoa maravilhosa e compreensiva comigo, sempre. Poderia passar a noite escrevendo sobre vocês, mas preciso prestar homenagens aos demais entes querido.

Gostaria de agradecer ao meu tio Macer por acreditar na minha pessoa e que sempre me aconselhou a não desistir dos meus objetivos, muito obrigado. Agradeço também, aos demais tios e tias, aos meus primos: Francisco Henrique, Leonardo, Guilherme, Ana Carolina, Adriana, Eduardo e aos demais. Não posso esquecer-me de uma pessoa que passou boa parte da minha infância e adolescência ao meu

lado, meu avô Macer (*in memorian*) e tia Maria Inês (*in memorian*) na qual me ensinaram muitos valores de vida, muito obrigado!

Aos meus amigos de infância, gostaria de homenageá-los com este presente trabalho por toda força que me deram, muito obrigado. Gostaria de agradecer dois grandes amigos, irmãos na verdade, André Vinicius Alvarez e Leandro Cavalcanti.

Agradeço a família Carvalho (Joyce, Davi e Daniel) por me apoiarem sempre em todos os momentos, desde que nos conhecemos, muito obrigado.

Agradeço a todos da EMEI São Paulo, onde passei minha infância, aos colegas, amigos e professores do Colégio Santa Rita de Cássia, Lasar Segal, Brasílio Machado e Alberto Levy. Agradeço a professora Rosa Maria, do cursinho Universitário, por me apoiar nas decisões em relação à escolha do curso. Agradeço também ao pessoal do cursinho da Poli: Alan, Bruna, Tosco, Renata, Sergio, Rafael, Leandro, Amanda, Fernando, Viviane e aos demais, que no momento, não recordo os nomes.

Imensa gratidão aos meus colegas e amigos de arquibancada que sempre nos reuníamos para assistir aos jogos do nosso soberano.

Ao pessoal do Rio Branco Rugby Club, na qual não poderia deixar de prestar as devidas homenagens pelo apoio que sempre me deram.

Ao pessoal que passou e dividiu bons momentos da minha graduação na Fundação Santo André. Momentos vividos com muita alegria e descontração e não poderia deixar de prestar as devidas homenagens. Aos professores Glória Castro, hoje uma grande amiga, Clézio Santos, meu tutor no grupo de estudo, Cecília, minha orientadora, Glauco, Izabel e Ricardo Alvarez, Flávia, Leandro Gaffo, Marisa Mattos entre outros.

Aos amigos e colegas de graduação e que até hoje tenho grande admiração Alex Honório, Tereza Mariano, Pedro Luis Vieira, Keila, Bianca Aimar, Donizete, Peter, Fabiana Souza, hoje na USP, Tatiana, Camila, Hana, Eliana, Camila, Fabio Brito, Geovanna, Paula, Patrícia, Peter, Marco Aurélio, Leopoldina e aos demais colegas.

Ao pessoal do Instituto Geológico e que considero a minha segunda faculdade. Claudio e Paulo, meus tutores durante boa parte da minha passagem por lá e que tenho uma imensa gratidão por tudo que me ensinaram. Agradeço também aos pesquisadores Ricardo Vedovello, Ligia e Geraldo, Maria Jose, Jair Santoro, Luciana, Claudia, Denise, Rosangela, Amélia, Gustavo, Renato, Silvio, Célia e Agenor, Sérgio, Márcia Galina, Antônio Guedes, Márcia Pressinotti, José Ferrari, Willian e Alethéa Sallun, Maria da Saudade, Eduardo Andrade, Vanessa entre outros.

Gostaria de agradecer três pesquisadores que estiveram, direta e indiretamente, envolvidos com a minha pesquisa, são eles Daniela Faria, Rodolfo Mendes e Rogério, muito obrigado pelo apoio e incentivo.

Não poderia esquecer-se do pessoal da administração e de outros setores do IG: Sandra, Cleuza, Alves, Ivete, Dinancy, Arlete, Cida, Nivea, Katiane, Gabriel, Dona Nely, Gabriel, Lana e Drielle entre outros.

Agradeço a todos aqueles que dividiram horas oportunas em meu período de estagio no IG: Alessandra, Bárbara, Carol, Daniela Gomes, Douglas, Fabiana, Fabio

Brito, Felipe Barbosa, Graciele, João Naletto, Juliana Higa, Luciana, Martinha, Paulinha, Paula Brás, Pedro Carignato, Pedro Luis Vieira, Pedro, Rafael, Andre e aos demais estagiários. Um agradecimento especial ao Willian Santos que dividiu boa parte do tempo na sala aquário e por fazer a ponte com a pessoa que hoje é nossa orientadora. Muito obrigado!

Agradeço a Daniela Barros por dividir tarde e mais tardes discutindo sobre o meu projeto e sempre me incentivando a buscar soluções que até certos momentos não pareciam ser tarefa fácil, muito obrigado.

Agradeço a Fabiana, grande amiga dos tempos de Fundação e que sempre esteve ao meu lado discutindo e tirando dúvidas e sugerindo idéias a cerca dos nossos projetos.

Gostaria de agradecer ao Fabrizio Listo, hoje grande amigo e incentivador das minhas idéias e que nunca me deixou abater com as dificuldades que foram aparecendo ao longo do meu projeto e sempre solicito quando procurado, muito obrigado.

Ao grupo de estudo e aos seus integrantes que sempre nos reunimos para conversar e debater sobre nossos projetos ou por simples desejo de nos reunirmos e jogarmos conversa fora: Rodrigo, sempre atento as dificuldades do próximo e sempre solicito; Maria Carolina haja disposição para esta garota em realizar suas tarefas; Evandro, rapaz simples e de bom coração que aos poucos foi conquistando seu espaço, continue assim; Cris Incau, e as conversas nos corredores da faculdade e nos trabalhos de campo; Danilo, rapaz sempre solicito quando requisitado e aos demais integrantes do grupo Roger, Henrique (agradeço por ajudar-me neste fim de projeto), Bianca, Mariane entre outros.

Gostaria de agradecer, também, a Thaís Ralla e Viviane Portella pela imensa oportunidade que passei ao lado de vocês e experiências de campo, sempre descontraídas.

As colegas e amigos de corredores e Laboratório de Geomorfologia da USP: Leonardo (Mutu), Breylla, André Bezerra, Alex, Carol, Jader, Katiucia, Rodolfo Luz, Wanderlei, Carlos Eduardo, Rogérinho, Rogério (Laboratório de Clima), Luciana, Adriana, Juliana, Mário entre outros.

Agradeço a todos por contribuírem de forma, direta e indireta, com o meu amadurecimento pessoal e profissional e peço desculpa se esqueci de citar alguém, pois são muitas pessoas, muitos nomes e confesso que está difícil de recordar neste momento tão prazeroso. Meus agradecimentos!

Agradeço acima de tudo a Deus por permitir que realizasse este trabalho, pois só quem estava por perto sabe as dificuldades que passei para concluir este trabalho.

Muito Obrigado!

RESUMO

NERY, T.D. **Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

Os escorregamentos translacionais rasos são freqüentes na região da Serra do Mar, principalmente quando associados a eventos pluviométricos extremos, como em Janeiro de 1985 (380 mm, em 2 dias). Quando deflagrados de forma generalizada, podem ser catastróficos causando danos para a sociedade. Inúmeros métodos vêm sendo propostos para compreender a ocorrência destes processos na paisagem. O objetivo deste trabalho é avaliar a suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar por meio da aplicação de um modelo matemático em bases físicas, tendo como resultado um índice de estabilidade, que aponta, em forma de perigo relativo, áreas passíveis de instabilizações. As etapas de trabalho dividiram-se na construção do Modelo Digital de Terreno e em produtos derivados (ângulo da encosta, curvatura, aspecto e área de contribuição), no mapeamento das cicatrizes de 1985 e na simulação dos cenários de suscetibilidade. Os mapas dos parâmetros topográficos, assim como, os mapas de suscetibilidade foram correlacionados com o mapa de cicatrizes e avaliados utilizando-se dos índices de Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE). Foram mapeadas 216 cicatrizes para uma área de 2,5 km² com uma produção de sedimentos estimado em 135,525m³. Os resultados apontam que encostas com ângulos entre 30° e 40° e com formato retilíneo foram as mais suscetíveis. A área foi considerada instável, segundo o modelo, em todos os cenários, tendo a melhor calibração para o cenário C2. O emprego de diferentes métodos demonstrou-se bastante satisfatório e concordante na análise do resultado final. Além disso, podem auxiliar como ferramentas de apoio de decisão no planejamento do uso do solo, principalmente em regiões onde é freqüente a ocorrência de movimentos de massa. Portanto, o resultado da avaliação a suscetibilidade a escorregamentos rasos na Serra do Mar pode direcionar ações mitigadoras político-administrativas e ambientais, tendo em vista minimizar o impacto sócio-ambiental de eventos futuros.

Palavras-chave: escorregamentos rasos, métodos de previsão, modelo matemático.

ABSTRACT

NERY, T.D. Assessment of susceptibility to shallow translational landslides in the basin da Ultrafértil, Serra do Mar (SP). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

The shallow landslides are frequent in the Serra do Mar, especially when associated with intense rainfall events, as in January 1985 (380 mm in 2 days). When triggered generalized, causing damage to society. Several methods have been proposed to understand the occurrence of these processes in the landscape. The aim of this study is to evaluate the susceptibility to shallow landslides in the Serra do Mar by applying a physically based models, resulting in a stability index, which points in the form of relatively hazard and susceptible areas. The stages of his research were divided in building the Digital Terrain Model in their products derived (angle of slope, curvature, aspect and area of contribution), mapping the scars of 1985 and simulation of susceptibility scenarios. The maps of the parameters topographic, as well as the susceptibility maps were correlated with the scars map and evaluated using the indices of Scars Concentration (SC) and Landslide Potential (LP). 216 scars were mapped into here area of 2.5 km² with an estimated production of 135.525 m³ sediments. The results show that slopes with angles between 30° and 40° with rectilinear curvature were the most susceptible. The area was considered unstable, according to the model in all scenarios, with the best calibration for scenario C2. The use of different methods showed to be satisfactory and consistent when analyzing with these results. Moreover they can assist as tools for decision support in planning the soil use and, especially in regions where much frequent the occurrence of mass movement. Therefore, the result of susceptibility to shallow landslides in the Serra do Mar can help in the mitigation actions and political-administrative environment, aiming minimizes the environmental and social impact of future events.

Keywords: shallow landslides, methods predict, mathematical model

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Escorregamentos rasos deflagrados nas encostas da Serra do Mar em Cubatão, 1985.	5
Figura 1.2: Vista parcial de uma das encostas com diferentes movimentos de massa próximos de obras de engenharia.	5
Figura 2.1: Escorregamentos rasos em um dos setores da Serra do Mar.	10
Figura 2.2: Esquema do modelo de estabilidade de talude infinito.	31
Figura 2.3: Conceitos dos fatores de coesão adimensional.	34
Figura 2.4: Definição da área específica da bacia.	35
Figura 2.5: Gráfico de AS Plot.	39
Figura 2.6: Mapa de índice de estabilidade para a bacia de <i>Rose Creek</i> .	41
Figura 2.7: Índices de estabilidade de encosta para calibração da região 1.	43
Figura 3.1: Fotos mostrando a configuração do relevo e uso ocupação.	45
Figura 3.2: Localização da área de estudo.	46
Figura 3.3: Mapa litológico de parte do Planalto Atlântico.	49
Figura 3.4: Ilustração do perfil de frente de saturação na Serra do Mar.	52
Figura 3.5: Ilustração do fluxo paralelo a encosta na Serra do Mar.	53
Figura 3.6: Precipitação mensal do posto pluviométrico E3-037.	56
Figura 3.7: Índice de chuva acumulada (mês) e 48 horas (23 e 24) para Janeiro de 1985.	57
Figura 3.8: Valores diários (23 e 24) para os 8 postos pluviométricos para Janeiro de 1985.	58
Figura 3.9: Instalações da indústria de fertilizante Ultrafértil em 1970.	62
Figura 4.1: Fluxograma correspondente a etapa metodológica da pesquisa.	64
Figura 4.2: Modelo Digital de Terreno.	69
Figura 4.3: Histogramas do Modelo Digital de Terreno.	70
Figura 4.4: Representação do método D_{∞} .	73
Figura 4.5: Ortofoto de 1985.	82
Figura 4.6: Critérios adotados na delimitação do escorregamento.	83
Figura 4.7: Dificuldades na identificação do escorregamento.	83
Figura 4.8: Identificação dos escorregamentos nos vales superiores.	84

Figura 4.9: Histograma do ângulo de encosta gerado.	85
Figura 4.10: Procedimento de correlação entre um parâmetro topográfico e cicatrizes de escorregamentos.	86
Figura 4.11: Histograma de cicatrizes com as classes de ângulos.	86
Figura 4.12: Índice de Estabilidade e suas respectivas classes.	91
Figura 5.1: Mapa de cicatrizes de 1985.	95
Figura 5.2: Vista parcial da área mostrando as feições dos escorregamentos.	96
Figura 5.3: Gráfico de área das cicatrizes.	98
Figura 5.4: Gráfico de volume de material produzido.	98
Figura 5.5: Mapa do ângulo da encosta da bacia da Ultrafértil.	101
Figura 5.6: Histograma do ângulo da encosta.	101
Figura 5.7: Mapa de aspecto da bacia da Ultrafértil.	104
Figura 5.8: Histograma do aspecto.	104
Figura 5.9: Mapa de curvatura da bacia da Ultrafértil.	107
Figura 5.10: Histograma de curvatura.	107
Figura 5.11: Mapa de Índice de Estabilidade – Cenário 1.	109
Figura 5.12: Mapa de Índice de Estabilidade – Cenário 2.	110
Figura 5.13: Mapa de Índice de Estabilidade – Cenário 3.	111
Figura 5.14: Gráfico de AS Plot – Cenário 1.	115
Figura 5.15: Gráfico de AS Plot – Cenário 2.	116
Figura 5.16: Gráfico de AS Plot – Cenário 3.	116
Figura 5.17: Mosaico dos parâmetros e IE referente ao terço inferior –C1.	121
Figura 5.18: Mosaico dos parâmetros e IE referente ao topo da área –C1.	121
Figura 5.19: Mosaico dos parâmetros e IE referente ao terço inferior –C2.	123
Figura 5.20: Mosaico dos parâmetros e IE referente ao topo da área –C2.	123
Figura 5.21: Mosaico dos parâmetros e IE referente à média encosta –C3.	126
Figura 5.22: Mosaico dos parâmetros e IE referente ao topo da área –C3.	126
Figura 5.23: Gráfico de densidade de escorregamento.	128

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Parâmetros geotécnicos de duas "Áreas Piloto".	54
Tabela 4.1: Distribuição de escorregamentos nas encostas da Serra do Mar.	65
Tabela 4.2: Valores de peso específico e condutividade hidráulica.	78
Tabela 4.4: Transformação dos dados empregados.	89
Tabela 4.5: Valores das propriedades físicas e hidrológicas.	90
Tabela 5.1: Valores estatísticos do Índice de Estabilidade.	114
Tabela 5.2: Valores estatísticos do Índice de Estabilidade para a razão T/R .	137
Tabela 5.3: Valores estatísticos do Índice de Estabilidade para a razão T/R.	138
Tabela 5.4: Valores estatísticos do Índice de Estabilidade para a razão T/R.	139

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1: Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa.	8
Quadro 2.2: Agentes e causas dos movimentos de massa.	12
Quadro 2.3: Características gerais dos métodos de zoneamento de perigo a escorregamentos.	17
Quadro 2.4: Vantagens e Desvantagens dos diferentes métodos de avaliação de perigo a movimentos de massa.	25
Quadro 2.5: Definição das Classes de Estabilidade - SHALSTAB.	28
Quadro 2.6: Definição das Classes de Estabilidade - SINMAP.	29
Quadro 4.1: Classes dos Mapas dos Condicionantes Topográficos.	71
Quadro 4.2: Parâmetros geotécnicos secundários.	75
Quadro 4.3: Valores de precipitação para o posto E3-038.	80

INDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
1.2 Justificativas	4
2. EMBASAMENTO TEÓRICO	6
2.1 Movimentos de Massa	6
2.1.1 Classificação	7
2.1.2 Fatores condicionantes naturais dos escorregamentos rasos	11
2.2 Métodos de Previsão	16
2.3 Modelos Matemáticos em Bases Físicas	26
2.3.1 Modelo SINMAP	29
2.3.1.1 O modelo de estabilidade do talude infinito	30
2.3.1.2 Índice de Umidade Topográfica	34
2.3.1.3 Definição do Índice de Estabilidade	37
2.3.1.4 Exemplos de aplicação do modelo SINMAP	40
3. ÁREA DE ESTUDO: Serra do Mar	45
4. MATERIAIS E MÉTODOS	63
4.1 Seleção da Área Piloto	65
4.2 Seleção do Modelo – SINMAP	66
4.3 Levantamento dos Parâmetros	67
4.3.1 Modelo Digital de Terreno	67
4.3.1.1 Parâmetros Topográficos	71
4.3.2 Parâmetros Geotécnico e Hidrológico	73
4.3.2.1 Parâmetro de coesão das raízes	76
4.3.2.2 Parâmetros Hidrológicos	77
4.3.2.3 Parâmetros Pluviométricos	78
4.4 Mapeamento dos Escorregamentos Rasos	80
4.5 Análises do papel da topografia	84
4.6 Parâmetros do SINMAP: Calibração, Simulação e Validação dos Cenários	87
4.6.1 Análise dos parâmetros topográficos e dos mapas de suscetibilidade	92
4.6.2 Parâmetros sensíveis ao modelo	92
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	93

<i>5.1 Mapeamento e análises dos Escorregamentos de 1985</i>	94
<i>5.2 Parâmetros Topográficos</i>	99
<i>5.2.1 Ângulo da Encosta</i>	99
<i>5.2.2 Aspecto</i>	102
<i>5.2.3 Curvatura</i>	105
<i>5.3 Mapas de Suscetibilidade</i>	108
<i>5.3.1 Cenários C1, C2 e C3</i>	108
<i>5.3.2 Análise dos cenários</i>	118
<i>5.3.3 Avaliação do modelo</i>	127
<i>5.3.4 Análise sensitiva do modelo</i>	134
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	140
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143

1. INTRODUÇÃO

Movimentos de massa são processos deflagrados na paisagem, constituindo-se de volumes de solo ou de rocha que se deslocam em conjunto. Augusto Filho e Virgili (1998) apontam que a deflagração destes processos é controlada por uma cadeia de eventos, iniciada pela formação da própria rocha seguida de toda sua história geológica - geomorfológica. Fernandes e Amaral (1996) relatam que este fenômeno tem íntima ligação aos processos geológicos e geomorfológicos que atuaram no passado e que ainda podem atuar nos dias de hoje.

A tipologia ou a classificação desses fenômenos varia de acordo com a velocidade e o mecanismo de movimento, material, modo de deformação, geometria da massa e conteúdo de água (SELBY, 1993). Esses processos vêm sendo discutidos amplamente por diversas áreas de interesses, nas quais o seu entendimento permeia sobre o objetivo de cada uma delas (ZÁRUBA e MENCL, 1969).

Os métodos de análises de previsão desses movimentos de massa fazem parte de uma vasta bibliografia e visam avaliar áreas propensas a instabilizações de encostas em diferentes regiões do mundo, principalmente em ambientes montanhosos.

O estudo sobre estes fenômenos pode ser realizado por ferramentas estatísticas (métodos empíricos), correlacionando locais onde ocorreu a ruptura com a declividade, curvatura, litologia, solo, entre outros como também, por modelos matemáticos, desenvolvidos em bases físicas tendo como base modelos hidrológicos e modelos de estabilidade de encostas como, por exemplo, o modelo de talude infinito (VAN WESTEN, 1993; ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999; FERNANDES *et al.*, 2001; RABACO, 2005).

Fernandes *et al* (2001) apresentam quatro grandes grupos utilizados para a previsão de escorregamentos. O primeiro grupo corresponde à *distribuição dos escorregamentos no campo*. Nesta metodologia a distribuição das cicatrizes e os depósitos de escorregamentos podem sugerir futuros padrões de comportamento das instabilidades, e os mapas de inventários fazem parte desta metodologia.

Os *mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos* pertencem ao segundo grupo, no qual esta metodologia apresenta-se com grande teor de subjetividade,

dependendo diretamente do conhecimento do pesquisador. A combinação de mapas de modo geral, recebe notas e pesos aos diversos fatores condicionantes de instabilizações (VAN WESTEN, 1993; ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999).

O terceiro grupo, os *modelos com bases estatísticas*, busca diminuir a subjetividade e a melhor repetitividade nos mapeamentos de áreas suscetíveis. Estes procedimentos assumem a existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes e a distribuição dos escorregamentos. Assim, os fatores que causam a instabilização num determinado local no passado poderão ser os mesmos que gerarão escorregamentos futuros (FERNANDES *et al.*, 2001).

O quarto grupo, representado pelos *modelos determinísticos*, particularmente, os modelos matemáticos em bases físicas, retratam alguns dos processos e leis físicas que controlam a estabilidade da encosta (CHRISTOFOLETTI, 1999; FERNANDES *et al.*, 2001). Tais modelos representam as “relações exatamente previsíveis entre variáveis independentes e dependentes (causa e feito), consistindo um conjunto de afirmações matemáticas dedutivas ou intuitivas” (CHORLEY, 1975, p. 41). Segundo Fernandes *et al.* (2001) e Aleotti e Chowdhury (1999), as limitações deste procedimento estão associadas ao grau de conhecimento dos processos envolvidos, aos dados exigidos pelos modelos, assim como, a variabilidade, no tempo e no espaço, que por muitas vezes não é levada em consideração.

O crescente emprego destes modelos vem sendo direcionado a sua escala de análise, de detalhe ou semi-detalhe (VAN WESTEN, 1993 e ALEOTTI e CHOWDHURY 1999), na questão do tempo de processamento dos dados e respostas, permitindo a avaliação rápida e a obtenção dos resultados na área de estudo.

Com base nestas informações apresentadas e devido a um grande registro de ocorrência dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar, escolheu-se o município de Cubatão, mas precisamente, uma bacia hidrografia afluente do rio Moji, para aplicar-se o modelo matemático em bases físicas. Tal escolha deve-se também à disponibilidade de materiais registrados e aos ensaios sobre os mecanismos de deflagração destes processos, disponíveis na literatura.

Os escorregamentos translacionais rasos deflagrados em 1985 a partir de um evento pluviométrico forte, ocorrido entre os dias 22 e 23 de janeiro, atingiram a rede de drenagem originando outros tipos de movimentos de massa que alcançaram o relevo mais suave, junto ao pólo industrial de Cubatão. Estudos apontam que os

mecanismos de rupturas destes processos estão associados à perda do equilíbrio dos fatores envolvidos (TATIZANA *et al.* 1987a; 1987b e WOLLE e CARVALHO, 1989). O presente estudo, baseado em dados sobre processos ocorridos em 1985, pode contribuir na identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar e poderá auxiliar no planejamento regional na tentativa de minimizar os danos causados por estes processos.

1.1 Objetivos

O objetivo central desta pesquisa é avaliar a suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP) por meio da utilização de modelo matemático em bases físicas. Portanto, tendo em vista alcançar o objetivo central, foram estabelecidos alguns objetivos específicos:

- a) Caracterizar espacialmente os escorregamentos translacionais rasos ocorridos em 1985 a partir de fotografias aéreas;*
- b) Avaliar a importância dos fatores condicionantes topográficos desses processos, por meio de análises correlativas;*
- c) Simular diferentes cenários para analisar o papel de cada fator controlador e;*
- d) Validar os mapas de suscetibilidade por meio da correlação com o mapa de cicatrizes.*

1.2 Justificativas

A relevância das pesquisas sobre movimentos de massa, principalmente os escorregamentos translacionais rasos, se dá não somente no âmbito de evolução da paisagem, mas também pela iniciação de outros processos e pelos danos que estes acabam ocasionando para a sociedade.

Evidências sobre a ocorrência de movimentos de massa existem por toda parte do mundo, estando estes associados a áreas de cadeias montanhosas ou a terrenos íngremes, bem como, a condições geológicas locais. Sidle *et al.* (1985) retratam que dos 22 maiores escorregamentos, 15 destes processos ocorreram na região do círculo do Pacífico. Sidle *et al.* (1985) e Gramani (2001) apontam alguns casos extremos desses eventos para o continente americano: Peru (1941, 1945, 1962, 1970, 1974); Equador (1987 e 1993); Chile (1961, 1971, 1991); Colômbia (1985); Venezuela (1999); Estados Unidos (1969 e 1982); Canadá (1903 e 1959) e Guatemala (1976).

Quanto ao Brasil, registros de grandes magnitudes ocorreram nos anos de 1966 e 1967 na região da Serra do Mar; em Novembro de 2008 na região de Santa Catarina; Dezembro de 2009 e Janeiro de 2010, na Região Metropolitana de São Paulo; em Janeiro de 2010, no Vale do Paraíba, em Dezembro de 2009 e Janeiro de 2010, em Angra dos Reis e, em 2011 na Serra do Mar fluminense. O evento ocorrido em 1985 devido a sua magnitude chamou mais a atenção, pois desencadeou movimentos de massa generalizados, nas encostas da Serra, principalmente do vale do rio Moji.

A Serra do Mar, no trecho paulista, freqüentemente é cenário destes escorregamentos rasos (Figuras 1.1e 1.2). Por constituir-se de terreno íngremes, o que dificulta o acesso e a instrumentação, a análise destes processos é mais facilmente realizada utilizando-se de abordagens indiretas a fim de compreender a sua magnitude e a sua freqüência. Portanto, por meio dos dados referentes ao ano de 1985 e da compreensão da dinâmica dos escorregamentos translacionais rasos, o estudo poderá fornecer, por meios de simulações, informações necessárias a respeito da probabilidade de ocorrência de futuras áreas instáveis.

Figura 1.1: Observar os escorregamentos rasos nas encostas da Serra do Mar e o material proveniente destes processos e que por muitas vezes alcançam as principais redes de drenagem, potencializando a surgência de corridas de detritos nesta região. Fonte: IPT.

Figura 1.2: Escorregamentos e materiais provenientes alcançando a rede de drenagem e, conseqüentemente, atingindo as duas vias férreas que ligam a Baixada Santista ao Planalto Paulistano. Fonte: IPT.

2. EMBASAMENTO TEÓRICO

A proposta deste capítulo é dar subsídio ao desenvolvimento das tarefas propostas ao longo do trabalho. A primeira parte refere-se aos movimentos de massa (2.1), em que busca-se, de forma sucinta, apresentar alguns conceitos desses processos e os seus fatores condicionantes naturais. A segunda parte refere-se aos métodos de previsão (2.2), e do emprego destas ferramentas na tentativa de compreender a dinâmica dos movimentos de massa. A terceira parte retrata os modelos matemáticos em bases físicas (2.3), apresentando, de forma geral, a aplicação e as limitações destes modelos na análise dos escorregamentos translacionais rasos.

2.1 Movimentos de Massa

Movimentos de massa são processos que envolvem uma massa ou volume de solo ou rocha que se desloca em conjunto, configurando o maior processo de desenvolvimento de encosta, especialmente em regiões montanhosas e íngremes. São processos atuantes na evolução da paisagem e que causam danos socioeconômicos significativos, como por exemplo, perdas de vidas, danos às estruturas e soterramento de solos férteis (ZÁRUBA e MENCL, 1969; GUIDICINI e NIEBLE, 1984 e SELBY, 1993,).

Devido aos cenários catastróficos desencadeados por estes processos, na paisagem, bem como, sua distribuição, faz-se necessário entender a frequência e a magnitude de tais fenômenos que, segundo Záruba e Mencl (1969), quando o limiar destes processos encontra-se em desequilíbrio, pode gerar movimentos de massa com características variadas.

2.1.1 Classificação

A classificação dos movimentos de massa é um objeto marcante para a compreensão desses fenômenos. A classificação é considerada como um primeiro passo da investigação científica, sendo destinada para reduzir uma variedade de fenômenos relatados, facilitando seu reconhecimento e grupos significativos com bases em comuns atributos (CROZIER, 1986).

Sharpe (1938) apresenta uma breve sistematização, por meio de re-leituras, das primeiras tentativas de se criar uma classificação para os movimentos de massa. Contudo, o autor enfatiza a dificuldade de sistematizar tais dados, pela existência de uma variedade de fatores e de suas complexidades. O mesmo faz uma consideração à classificação de Terzaghi (1925), a mais detalhada da época, na qual os movimentos de massas são classificados em princípios físicos. Segundo Guidicini e Nieble (1984) esta classificação é bastante simplificada, correlacionando o tipo e a velocidade do deslocamento com a natureza do material da massa em movimento, associando este último aos ambientes geomorfológico e climático.

Posteriormente, surgiram inúmeras classificações internacionais, tais como, Varnes (1958 e 1978), Hutchinson (1968 e 1974), Zaruba e Mencl (1976) e Crozier (1986) e nacionais, como Guidicini e Nieble (1984), IPT (1991) e Augusto Filho (2001).

Os movimentos de massa foram classificados segundo alguns critérios apresentado por Selby (1993): velocidade e mecanismo do movimento; material; modo de deformação; geometria da massa movimentada e conteúdo de água. Por ser uma classificação simples e de fácil compreensão, adotou-se neste trabalho a classificação proposta por Augusto Filho (1992), como mostra o Quadro 2.1.

PROCESSOS	DINÂMICA/GEOMETRIA/MATERIAL
Rastejos (creep)	<ul style="list-style-type: none"> vários planos de deslocamento (internos) velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade movimentos constantes, sazonais ou intermitentes solo, depósitos, rocha alterada/fraturada geometria indefinida
Escorregamentos (slides)	<ul style="list-style-type: none"> poucos planos de deslocamento (externos) velocidades médias (m/h) a altas (m/s) pequenos a grandes volumes de material geometria e materiais variáveis: <ul style="list-style-type: none"> Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com 1 plano de fraqueza Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas (falls)	<ul style="list-style-type: none"> sem planos de deslocamento movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado velocidades muito altas (vários m/s) material rochoso pequenos a médios volumes geometria variável: lascas, placas, blocos etc. Rolamento de matacão Tombamento
Corridas (flows)	<ul style="list-style-type: none"> muitas superfícies de deslocamento movimento semelhante ao de um líquido viscoso desenvolvimento ao longo das drenagens velocidades médias a altas mobilização de solo, rocha, detritos e água grandes volumes de material extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

Quadro 2.1 - Principais tipos de movimentos gravitacionais de massa associados a encostas (AUGUSTO FILHO, 1992).

Os rastejos (*creep*) “são movimentos lentos e contínuos (cm/ano) de material de encosta, podem envolver grandes massas de solo, sem diferenciar o material em movimento e o material estacionário”, apresentando geometria indefinida (GUIDICINI e NIEBLE, 1984 e MACIEL FILHO, 1997; AUGUSTO FILHO, 2001). Segundo Guidicini e Nieble (1984), sua movimentação está associada à ação da gravidade e pelo efeito da variação térmica, em que este processo de expansão e contração resulta no deslocamento de material.

Wolle e Carvalho (1994) relatam que para a Serra do Mar existem três tipos de movimentos para o rastejo, e que estão associados a mecanismos diversos, tais como, *movimentos contínuos*, que apresentam maiores velocidades em épocas de chuva, contudo bastante reduzida devido à ação isolada da gravidade; *movimentos pulsantes*, causados pelos ciclos de alterações sazonais de temperatura e umidade do solo ou por força de percolação em épocas de chuvas, e *movimentos bruscos*, constituídos pelas pressões hidrostáticas nas fendas destes materiais, perda de resistência do solo por saturação e efeitos externos, como deslocamento e queda de árvores e blocos.

Os escorregamentos (*slides*) são movimentos rápidos, de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material deslizado e aquele não movimentado. Guidicini e Nieble (1984) afirmam que a velocidade do movimento depende da inclinação da superfície deslizante, da causa inicial do movimento e da natureza do terreno. São geralmente divididos com base na forma do plano de ruptura (Rotacional e Translacional) e no tipo de material (solo, rocha, mistura de solo e rocha, até lixo doméstico), conforme apontam Fernandes e Amaral (1996).

Escorregamentos rotacionais (*slumps*) são movimentos que possuem uma superfície de ruptura curva. Para sua ocorrência subsistem condições como solos homogêneos e espessos. Na Serra do Mar estão associados ao topo e em espigões, bem como, a cortes na base, sejam eles artificiais, como implantação de uma estrada, ou mesmo naturais, por exemplo, pela erosão fluvial no sopé da encosta (SELBY, 1993; WOLLE e CARVALHO, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1996, entre outros).

Escorregamentos translacionais (*shallow*) possuem superfície de ruptura plana, em geral, acompanhando as discontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material, com o deslocamento muito rápido da massa (HUTCHINSON, 1986a; HUTCHINSON, 1986b e FERNANDES e AMARAL, 1996). Selby (1993) afirma que tais superfícies geralmente se desenvolvem ao longo de um limite entre materiais de solo de diferente densidade ou permeabilidade. Guidicini e Nieble (1984) relatam que

[...] a superfície de movimentação é geralmente um reflexo da estrutura geológica do terreno e pode consistir em planos de estratificação, xistosidade, gnaissificação, acamamento, diaclasamento, falha, juntas de alívio de tensões, fendas preenchidas por materiais de alteração, contatos entre camadas (GUIDICINI e NIEBLE, 1984, p. 19-20).

Wolle e Carvalho (1994) caracterizam esse tipo de movimento para a Serra do Mar, sobre o horizonte coluvionar superficial e o horizonte de solo saprolítico (residual), com espessuras variando entre menos de 1 metro até poucos metros, dependendo da litologia e do mecanismo de instabilização, são associados às condições de fluxo de água, resistência dos solos e perfil de permeabilidade. Os autores ainda apontam que os escorregamentos translacionais podem estar associados a mais de um mecanismo de instabilização na Serra (Figura 2.1).

FIGURA 2.1: Escorregamentos translacionais rasos em um dos setores da Serra do Mar deflagrados no ano de 1985. Notar, na figura a direita, possível contato solo-rocha exposto com o movimento de material encosta abaixo. Fonte: Prefeitura de Cubatão.

Queda de blocos e queda de detritos (falls) “são definidos por uma ação de queda livre a partir de uma elevação, com ausência de superfície de movimentação” (MACIEL FILHO, 1997). Wolle e Carvalho (1994) descrevem que o mecanismo de instabilidade destes blocos não está ligado ao agente água, mas nas variações térmicas que acarretam as contrações e as dilatações no material, produzindo

fissuras nos mesmos. Augusto Filho (2001) destaca que os deslocamentos destes materiais ocorrem em velocidades muito altas (vários m/s) e que a geometria varia entre placas, lascas, blocos etc. Fernandes e Amaral (1996) apontam que os materiais provenientes dessas quedas dos paredões rochosos contribuem decisivamente para a formação dos depósitos de tálus¹.

Corridas de detritos (*flows*) são movimentos rápidos nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos. Elas constituem de escoamentos rápidos de água, desenvolvendo-se ao longo das redes de drenagens, são compostas por materiais sólidos (detritos grossos, grãos finos de solo ou argila) de diversos tamanhos, apresentam extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas e em condições excepcionais (SELBY, 1993; WOLLE e CARVALHO, 1994b; FERNANDES e AMARAL, 1996; AUGUSTO FILHO, 2001b, entre outros).

2.1.2 Fatores condicionantes naturais dos escorregamentos rasos

Os condicionantes que desencadeiam os escorregamentos translacionais rasos são variáveis, podendo ser acionados por dinâmicas naturais ou antrópicas, até mesmo uma combinação de ambas.

Augusto Filho e Virgili (1998) apontam que

[...] a deflagração das instabilizações de taludes e encostas é controlada por uma cadeia de eventos, muitas vezes de caráter cíclico, que tem sua origem com a formação da própria rocha e toda sua história geológica e geomorfológica subsequente, como movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, ação antrópica etc. (AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998, p. 245).

Crozier (1986) forneceu um grupo de três fatores de desestabilização e suas funções, *os preparatórios, deflagradores e controladores*. Guidicini e Nieble (1984)

¹ Segundo Wolle e Carvalho (1994) tálus são depósitos coluvionares constituídos por materiais escorregados das encostas e que se acumulam no seu sopé ou a meia encosta quando encontram condições topográficas para tal; constituindo de materiais finos e grosseiros não selecionados e caoticamente depositados.

dividiram tais condicionantes em agentes *predisponentes* e *efetivos*, conforme mostra o Quadro 2.2.

Agentes	Predisponentes	Complexo geológico, morfológico e climático - hidrológico; gravidade, calor solar, vegetação.	
	Efetivos	Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação do nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive desflorestamento.
		Imediatos	Chuvas intensas, fusão do gelo e neves, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem.
Causas	Internas	Efeito das oscilações térmicas; diminuição dos parâmetros de resistência por intemperismo.	
	Externas	Mudanças na geometria do sistema; efeitos de vibrações; mudanças naturais na inclinação das camadas.	
	Intermediárias	Elevação do nível piezométrico em massas homogêneas; elevação da coluna d'água em descontinuidades; rebaixamento rápido do lençol freático; erosão subterrânea retrogressiva (<i>piping</i>); diminuição do efeito da coesão aparente.	

Quadro 2.2: Agentes e causas dos movimentos de massa (GUIDICINI E NIEBLE, 1976)

Por fatores *preparatórios* ou *predisponentes* entendem-se aqueles que predispõem ao movimento de massa, assim, tornando a encosta suscetível ao movimento inicial, passando de uma margem estável à moderadamente estável. Estes fatores estão associados às condições geológicas, geométricas e ambientais nas quais o movimento irá ter lugar, tendo como principal característica apenas condições naturais do meio, sem a presença da ação humana. Os fatores *desencadeadores* ou *efetivos* são aqueles que iniciam o movimento, mudando a encosta da margem estável para uma margem ativamente instável, ou seja, são os elementos que correspondem diretamente ao movimento, incluindo aqui, a atividade humana (CROZIER, 1986; GUIDICINI e NIEBLE, 1976 e AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998).

Os fatores *controladores* são aqueles que impõem a condição do movimento, ou seja, são aqueles que controlam a forma, o índice e a duração do movimento (CROZIER, 1986).

As causas, segundo Guidicini e Nieble (1976), podem ser destacadas dependendo da sua posição em relação ao talude. As *causas internas* levam ao colapso, sem ocorrer qualquer mudança nas condições geométricas da encosta, resultando na diminuição da resistência interna do material; as *causas externas* provocam o aumento das tensões cisalhantes sem haver a diminuição da resistência do material e as *causas intermediárias*, resultantes de efeitos causados por agentes externos no interior do talude. Selby (1993) descreve algumas possíveis causas para a contribuição destes fatores: o efeito da vegetação, as vibrações e as acelerações, a água, as coberturas de gelo, o intemperismo e a forma e orientação da encosta.

O ambiente geológico apresenta algumas características peculiares que favorecem a instauração destes processos. Tais características estão relacionadas à litologia, à estrutura (fraturas, diáclases, juntas etc.), às propriedades internas (textura e mineralogia), à coesão e o ângulo de atrito, à permeabilidade e ao manto de intemperismo. As descontinuidades da rocha, quando presentes e concentradas muito próximas, favorecem a ação intempérica facilitando, assim, a surgência de zonas de instabilidades (RITTER *et al.*, 1995; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998; BIGARELLA *et al.*, 2007).

A topografia, como por exemplo, o ângulo da encosta, o aspecto e a curvatura, apresenta-se como um fator importante na distribuição e na concentração da água. A topografia, segundo alguns autores, representa o reflexo do seu ambiente litológico que varia de acordo com a zona e com o regime climático atuante (SMALL, 1970; PIERSON, 1980; WILSON e DIETRICH, 1987; GAO, 1993; RITTER *et al.*, 1995; FERNANDES *et al.*, 2004; VIEIRA e FERNANDES, 2004; BIGARELLA *et al.*, 2007).

Dentre os parâmetros topográficos, a *curvatura*, especificamente a forma côncava (*hollows*) tem recebido devida atenção. Tal importância é revelada pelo controle hidrológico das encostas, ou seja, pelas zonas de fluxos de água superficial e subsuperficial. Por constituírem, às vezes, de depósitos de matérias provenientes do seu entorno (*nose* e *rigde*), quando acumulados, podem gerar descontinuidades, entre o material originado *in situ* e o depositado, favorecendo assim, a alteração na permeabilidade do material. A alteração quando modificada pode favorecer a geração de zonas de saturação (SMALL, 1970; PIERSON, 1980 e WILSON e DIETRICH, 1987; GUIMARÃES *et al.*, 2003; BOGAART e TROCH, 2006).

O aspecto tem sido apontado, em alguns estudos, como fator importante na deflagração dos movimentos de massa. Este fator torna-se importante na compressão destes escorregamentos, pois pode refletir na distribuição da precipitação, na cobertura vegetal, na espessura do solo e na radiação solar, influenciando a umidade do solo e assim contribuindo para a sua instabilização direta ou indiretamente (MOORE *et al.*, 1991; GAO, 1993 e FERNANDES *et al.*, 2004). Selby (1993) aponta que a possível causa desta relação aspecto e escorregamento, pode estar relacionado à insolação que controla o ciclo úmido e seco do solo, fraturando, desenvolvendo mais macroporos, aumentando a capacidade de infiltração e com isso elevando a poro-pressão da água.

Os solos ou mantos de alteração são respostas das condições impostas pelos agentes intempéricos (físico-químico) na rocha. Podem ser elúvio, solos formados pela própria decomposição do material de origem e/ou por colúvio e talús, solos transportados em tempos pretéritos pelos agentes de transportes ou por movimento coletivo de materiais (MOUSINHO e BIGARELLA, 1965).

Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), como resultado deste processo, em ambientes tropical e subtropical, os mantos de alteração apresentam grandes coberturas e sua formação proporciona zonas de diferentes resistências e permeabilidades, entre outras características que se associam aos mecanismos de rupturas. Estas zonas de diferentes resistências propiciam desiguais permeabilidades no solo, assim, influenciando na percolação ou na concentração d'água, refletindo então na condutividade hidráulica (K) deste material (PIERSON, 1980).

A condutividade hidráulica do solo pode retratar um fator importante no desencadeamento dos escorregamentos, principalmente em áreas de espessos mantos de alteração. Alguns estudos sobre as propriedades dos solos na região da Serra do Mar apontam que a descontinuidade hidráulica dentro desses mantos, muitas vezes, atua como barreiras impedindo a infiltração e circulação ou percolação da água, estando relacionados ao contato solo – rocha (WOLLE e CARVALHO, 1994; FERNANDES *et al.*, 2004; VIEIRA e FERNANDES, 2004).

Wolle e Carvalho (1994) apresentam uma análise sobre a dinâmica dos escorregamentos por meio de observações daqueles ocorridos nas escarpas da Serra do Mar. Os referidos autores afirmam que a ruptura do escorregamento

translacional está relacionada a mais de um mecanismo de ruptura e de suas condições geológicas e geotécnicas locais.

A água, principalmente em forma de precipitação, é o principal elemento na predisposição e deflagração dos escorregamentos em ambientes tropicais e subtropicais, levando-se em consideração a sua intensidade, a duração e o tempo de retorno. O fator chuva está diretamente associado com a dinâmica das águas de superfície e subsuperfície (GUIDICINI e IWASA, 1976; TATIZANA *et al.*, 1987 a e b; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998).

Para Guidicini e Iwasa (1976) este fator tem mais relevância no desencadeamento dos escorregamentos do que as demais condicionantes para a região da Serra do Mar. Os autores, por meio da criação de índices (C_c = coeficiente de ciclo, C_e = coeficiente do episódio e C_f = coeficiente final), estabeleceram uma correlação entre pluviosidade e escorregamento afim de elaborar uma “carta de periculosidade”, partindo-se do registro ou ocorrência do escorregamento e de dados pluviométricos. Tatizana *et al.* (1987a e 1987b) apontam que as chuvas pré-evento ou acumuladas foram primordiais na deflagração dos escorregamentos ocorridos na Serra do Mar, no ano de 1985.

A vegetação é também um fator muito importante na estabilidade de encosta, e alterações em sua cobertura podem inicialmente retardar o movimento ou até mesmo acelerar a deflagração dos escorregamentos. Tal fator é de suma importância, pois controla o escoamento superficial e a infiltração da água no solo, diminuindo a presença da mesma no subsolo (TATIZANA *et al.*, 1987b; SELBY, 1993 e BIGARELLA *et al.*, 2007).

Greenway (1987) ressalta que a cobertura vegetal, quando associada a mantos de solos rasos, pode acionar o mecanismo de ruptura sem ter ocorrido alterações nestas coberturas. O mesmo explica o papel da vegetação por meio de dois fatores, o *mecânico* que representa a interação física da folhagem ou sistema de raízes com a encosta, e os *hidrológicos*, em que são fatores complexos do ciclo hidrológico. Tanto Tatizana *et al.* (1987b), quanto Kuriakose (2006) apontam o papel fundamental da vegetação no ciclo dinâmico da água na encosta e conseqüentemente no solo. Ambos apontam o papel do dossel, na retenção da água impedindo o impacto direto sobre o solo, bem como, a retenção de uma parcela de água precipitada, que volta à atmosfera pela evaporação, diminuindo assim, a infiltração e o escoamento superficial da água.

Outro aspecto relevante do papel da vegetação sobre a hidrologia é a evapotranspiração. Este fator diminui a saturação do solo, proporcionando uma melhor condição de estabilidade. Além disso, as raízes, principalmente, quando se encontram entrelaçadas, aumentam o coeficiente de coesão do solo, podendo superar os efeitos instabilizadores ocasionados pelo peso da vegetação e pelo efeito alavanca (GREENWAY, 1987; TATIZANA *et al* 1987b e KURIAKOSE, 2006).

2.2 Métodos de Previsão

Movimentos de massa são causados por uma interação de muitos fatores e por isso diversas variáveis, e todas as combinações possíveis devem ser consideradas, na tentativa de prever a ocorrência destes fenômenos (GUZZETTI, 1993).

O extenso uso de sistemas de informações geográficas (SIG) tem revolucionado o entendimento de ruptura dos movimentos de massa e contribuído muito para o estudo destes fenômenos (CARRARA *et al.*, 1999). Devido à forma da superfície e ao seu papel intrínseco no desencadeamento destes processos, muitos trabalhos estão recorrendo ao emprego dos Modelos Digitais do Terreno (MDT) e a sua manipulação em programas computacionais (CARRARA e PIKE, 2008). As crescentes utilizações deste tipo de ferramenta vinculam-se por um lado pela rápida avaliação, muitas vezes necessárias, de possíveis áreas instáveis em uma dada localização, e por outra pela falta de dados, muitas vezes não confiáveis e também pelo alto custo de medições de parâmetros em campo.

Van Westen (1993) aponta que estes ambientes, os SIG's, permitem realizar correlações e sistematizações dos dados em diferentes escalas de trabalho, gerando mapas de susceptibilidade a partir de diferentes abordagens ou métodos. A classificação destas abordagens e métodos varia entre alguns autores. Por exemplo, Aleotti e Chowdhury (1999) dividem em métodos qualitativos ou quantitativos; por sua vez, Carrara e Pike (2008) e Carrara *et al.* (2007), dividem entre métodos empíricos e heurísticos a estatísticos e/ou fundamentados em processos físicos e

van Westen (1993) e van Westen *et al.* (2003), que agrupam tais abordagens em métodos diretos e métodos indiretos (Quadro 2.3). Cada método ou abordagem atende a uma finalidade, não impedindo a combinação dos mesmos.

Carrara *et al.* (2004) explicam que os métodos propostos (qualitativo e quantitativo ou direto e indireto) são fundamentados sobre um único modelo conceitual, e exigem:

- O mapeamento dos movimentos de massa sobre uma região ou uma subunidade da mesma;
- A identificação e o mapeamento de fatores do ambiente geológico-geomorfológico, que são diretamente ou indiretamente associados com a instabilidade da encosta;
- A estimativa da relativa contribuição destes fatores na geração de rupturas na encosta e;
- A classificação do uso da terra em domínios de diferentes graus de perigo.

Os métodos são baseados no princípio “*the past and present are keys to the future*”, ou seja, as condições que levaram à deflagração no passado e no presente provavelmente serão as mesmas no futuro (CARRARA *et al.*, 2004).

Tipo de análise de perigo a escorregamento	Características principais
Análise de Distribuição	Mapeamento direto das feições do movimento de massa em um mapa que fornece informações apenas daqueles locais onde os escorregamentos ocorreram no passado (inventário de escorregamentos).
Análise Qualitativa	Método direto ou indireto, em que o mapa geomorfológico é alterado para um mapa de perigo, ou diversos mapas são combinados em um único mapa usando a regra de decisão subjetiva, baseado na experiência do pesquisador.
Análise Estatística	Método indireto, onde as análises estatísticas são usadas para obter uma previsão do perigo ao movimento de massa a partir de um número de mapas de parâmetro.
Análise Determinística	Método indireto, em que os mapas de parâmetros são combinados por meio de cálculos de estabilidade de vertente.
Análise de Frequência de escorregamento	Método indireto, onde os registros de terremotos e/ou chuvas ou modelos hidrológicos são usados para correlacionar com datas de escorregamentos conhecidas, para obter valores de entrada com certa frequência.
Análise Heurística	Método direto ou semi-direto, que se fundamenta sobre o peso atribuído por julgamento, permitindo realizar combinações de mapas.

Quadro 2.3 – Características gerais dos métodos de zoneamento de perigo a escorregamentos (Adaptado de VAN WESTEN, 1993).

A **análise de distribuição** ou **análise de inventário** permite a localização e a identificação dos movimentos de massa, baseado em interpretação de fotos aéreas e imagem de satélite, no levantamento de dados de ocorrências históricas do fenômeno e em trabalho de campo. Os mapas de inventários de movimentos de massa são a base para outras técnicas de zoneamento, pois servem de parâmetros de entrada, revelando áreas passíveis de instabilizações, sua frequência, tipo e variação ao longo do tempo (VAN WESTEN, 1993 e PARISE, 2001). Dentre os tipos pode-se destacar duas análises. A primeira, a *análise de distribuição de movimentos de massa simples*, em que os dados exigidos por este procedimento são a localização e a delimitação dos movimentos de massa na fotografia aérea, por exemplo. Quando associados a outros tipos de dados pode fornecer uma relação e uma frequência dos processos dentro de diferentes unidades do terreno mapeada. A identificação dos processos varia de acordo com as três escalas atribuídas a essa abordagem (regional, média e local), ou seja, quanto maior for a escala, maior será o nível de detalhamento ou de reconhecimento dos movimentos de massa.

A segunda, a *análise de densidade de movimentos de massa*, parte da suposição que os movimentos de massa, dentro de uma unidade do terreno, podem ser expressos em valores de densidade. Tais valores podem ser associados a um único tipo ou a todos os tipos de movimentos de massa. Por exemplo, se dentro de uma determinada unidade ou subunidade do terreno ou unidade geomorfológica concentrar uma grande proporção destes processos, estas unidades podem ser consideradas uma área de alto grau de perigo. Este tipo de análise é muito útil e usual, pois proporciona uma visualização da distribuição dos movimentos de massa dentro de uma unidade da paisagem (VAN WESTEN, 1993). Esta abordagem pode ser aplicada em três escalas de análise a regional, a média e a local. A vantagem deste método é que permite uma avaliação rápida do fenômeno e a sua desvantagem é a não investigação da relação entre o fenômeno e os fatores causais (VAN WESTEN, 1993 e CARRARA *et al.*, 2007, entre outros).

Na **análise qualitativa** ou **geomorfológica** a base do método é o campo de conhecimento do investigador, que decide quais parâmetros são importantes para a ocorrência do fenômeno, criando regras de decisões que variam de um local a outro dentro de uma mesma área (CARRARA, 1993; VAN WESTEN, 1993 e ALEOTTI e CHOWDHURY 1999). Tal método baseia-se, essencialmente, nas condições que levaram à ruptura dos escorregamentos no passado e no presente serão,

provavelmente, as mesmas que levarão à ocorrência no futuro (CARRARA *et al.*, 1995).

Tanto van Westen (1993), quanto Aleotti e Chowdhury (1999) apontam que esta abordagem permite a combinação de diferentes mapas, dando relevância a fatores mais importantes da análise, levando em consideração a escala de trabalho resultando em mapas de estabilidade, os quais são diretamente obtidos de um mapa geomorfológico detalhado. Esta seria a principal vantagem deste método para Carrara (1993). As principais limitações desta abordagem são (CARRARA, 1993; VAN WESTEN, 1993; LEROI, 1996 e ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999):

- A subjetividade na seleção dos dados e regras que governam a estabilidade da encosta ou o perigo da instabilidade;
- Atribuição de pesos para cada classe de um mapa e para cada mapa, acarretando assim, uma variação de interpretação de parâmetros na confecção dos resultados;
- Longos trabalhos de campo, o que eleva o custo da pesquisa e;
- O grau de incertezas associados para as diferentes fases do mapeamento que não pode ser avaliada, o que impossibilita a comparação de mapas produzidos por pesquisadores distintos.

Todavia, esta abordagem permite uma avaliação rápida da estabilidade em uma dada área, tomando em consideração um grande número de fatores. Podem ser aplicados em diversas escalas, não exigindo o uso de Sistemas de Informações Geográficas (VAN WESTEN, 1993; ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999 e GUZZETTI, 2005).

A **análise heurística** ou **mapas índices** utiliza-se de pesos atribuídos aos fatores de instabilidades, os quais são classificados e ranqueados de acordo com a sua suposição ou importância relativa na deflagração dos movimentos de massa. Parte-se do princípio que as causas que levam a esta instabilidade sejam previamente conhecidas. Baseado sobre esta pressuposição, as regras de decisões subjetivas são estabelecidas para definir possíveis áreas instáveis ou zonas de suscetibilidade a estes movimentos (CARRARA *et al.*, 1995; ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999; GUZZETTI, 2005 e ABELLA e VAN WESTEN, 2008).

Soeters e van Westen (1996; apud ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999) apresentam as seguintes operações que podem ser executadas por tal abordagem:

- Subdivisão de cada parâmetro em um número de classes relevantes;
- Atribuição de um valor de peso para cada classe;
- Atribuição de valores de peso para cada parâmetro;
- Sobreposição de mapas, já atribuídos com pesos e;
- Desenvolvimento de um mapa final apresentando as classes de perigo.

Segundo Aleotti e Chowdhury (1999) a vantagem do emprego deste método é que o mesmo reduz consideravelmente o problema de omissão das regras e possibilita uma total automatização das operações sobre e durante o uso apropriado do SIG. Além disso, este método pode ser aplicado em diversas escalas. Para Carrara (1993), a maior vantagem desta abordagem é a sua padronização das técnicas na aquisição de dados, processamento, análises e resultados. Suas limitações, segundo Aleotti e Chowdhury (1999) e Guzzetti (2005) inserem-se no tempo de operação envolvido, a subjetividade na atribuição de valores de peso a cada parâmetro e aos diferentes fatores, bem como, na dificuldade de extrapolar o modelo desenvolvido em uma área particular para outros locais ou zonas. Guzzetti (2005) vai um pouco além nesta discussão, afirmando que a principal limitação é a não consideração das complexas interações entre os múltiplos fatores que controlam a instabilidade da encosta.

Os **modelos estatísticos** são construídos sobre a hipótese de que o papel de cada fator é determinado sobre as bases das relações observadas com a distribuição dos movimentos de massa no passado e no presente (GUZZETTI, 1993; VAN WESTEN, 1993; CARRARA *et al.*, 1995 e GUIMARÃES *et al.*, 2008). Tal abordagem possibilita comparar a distribuição espacial destes processos com os parâmetros que são inicialmente considerados, fornecendo resultados adequados para a avaliação quantitativa do perigo (ALLEOTTI e CHOWDHURY, 1999 e GUZZETTI, 2005).

Van Westen (1993) e Guzzetti (2005) dividem tal abordagem em análise bivariada, multivariadas e regressão múltipla.

Na *análise estatística bivariada* contempla cada fator individual é comparado ao mapa de movimentos de massa. O valor do peso das classes usadas para categorizar cada parâmetro é determinado sobre as bases da densidade do processo em cada classe individualmente (VAN WESTEN, 1993 e ALEOTTI e

CHOWDHURY, 1999). Aleotti e Chowdhury apresentam seis passos para a construção desta análise:

1. Seleção e mapeamento dos parâmetros significantes e sua categorização em um número de classes relevantes;
2. Mapeamento dos movimentos de massa;
3. Sobreposição do mapa dos movimentos de massa com cada mapa de parâmetro;
4. Determinação da densidade dos processos em cada classe de parâmetro e definição dos valores de peso;
5. Atribuição dos valores de peso para os vários mapas de parâmetros e;
6. Sobreposição e cálculo do perigo final ou valor de suscetibilidade para cada unidade da paisagem identificada.

Por mais que esta abordagem seja considerada quantitativa, ainda apresenta certo grau de subjetividade, como pode ser visto no passo 5. A desvantagem é que pode ser aplicada somente para uma dada região não podendo ser extrapolada (ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999).

Na *análise estatística multivariada* os fatores causais na ocorrência dos movimentos de massa podem indicar a contribuição relativa de cada um desses fatores no grau de perigo dentro de uma unidade da paisagem. Tal abordagem baseia-se na presença ou ausência de fenômenos de movimentos de massa dentro dessas unidades (VAN WESTEN, 1993). A aplicação de abordagem consiste na (GUZZETTI, 1993; VAN WESTEN, 1993 e ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999):

- Classificação da área de estudo em unidades da paisagem, ou seja, na divisão do terreno em unidades dependendo do conhecimento da extensão da área;
- Identificação dos fatores significantes dos processos envolvidos, resultando em mapas destes fatores, por exemplo, geologia e uso da terra;
- Construção de um mapa de movimentos de massa;
- Identificação do percentual da área afetada pelos movimentos de massa em cada unidade da paisagem e sua classificação em estável ou instável;

- Combinação dos mapas de fatores significantes com o mapa de unidades da paisagem, criando uma matriz de ausência/presença de uma dada classe de fator dentro de cada unidade;
- Reclassificação das unidades baseada nos resultados alcançados nas fases anteriores e sua classificação em classes de suscetibilidade.

Segundo Marcelino (2003), a diferença entre as análises estatística bivariada e multivariada, é que a primeira considera o peso de cada classe e de cada parâmetro de análise utilizando técnicas de inferência (Lógica Fuzzy e Inferência Bayesiana, por exemplo), ao passo que a segunda, considera para cada unidade amostral (polígono ou pixel) a presença ou ausência do fenômeno, gerando uma matriz de dados que é analisada de forma estatística. Ressalta-se que para tal abordagem existem dois modos mais usuais, a análise multivariável regressiva ou a análise discriminante (GUZZETTI, 1993 e 2005; VAN WESTEN, 1993 e ALLEOTTI e CHOWDHURY, 1999).

Na **análise probabilística** ou **estocástica** a distribuição espacial dos movimentos de massa é avaliada em referência aos parâmetros físicos, tal como atributos topográficos, litologia, cobertura de vegetação, dados climáticos e canais de drenagem, no qual o modelo é construído usando uma combinação específica destes parâmetros (ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999 e VANACKER *et al.*, 2003). São modelos em que as expressões envolvem variáveis, parâmetros e constantes matemáticas, juntamente com um ou mais componentes aleatórios resultantes de flutuações imprevisíveis dos dados de observação ou da experimentação (CHRISTOFOLLETTI, 1999).

Para Aleotti e Chowdhury (1999) e Xie *et al.* (2004), estas variabilidades dos parâmetros ou incertezas são muito importantes, principalmente, quando se tratam de dados das propriedades dos materiais, por exemplo, uma encosta. Tomando-se, por exemplo, o modelo de fator de segurança (FS), no qual este não leva em consideração a variabilidade do tempo e do espaço destes materiais (ex., a poropressão), podem ocasionar erros nos valores calculados, já que estes não são considerados no fator convencional. A inserção da probabilidade nos modelos geotécnicos pode diminuir as incertezas dentro do fator de segurança, no qual ela é uma função com valores limiares.

O advento dos Sistemas de Informações Geográficas facilitou a aplicação do uso da abordagem probabilística como parte da metodologia para avaliar o perigo dos movimentos de massa. Aleotti e Chowdhury (1999) citam que o emprego do ambiente SIG pode ajudar na divisão de uma área ou região em elementos ou em pequenas bacias, usando a abordagem probabilística e diagnosticando a probabilidade de ruptura dentro destas unidades, computando os valores e resultando então em mapas de suscetibilidade ou perigo.

Aleotti e Chowdhury (1999) e Christofolleti (1999) afirmam que os modelos probabilísticos são as bases para a simulação, assumindo o encaminhamento do método de FOSM (*First Order second Moment Method*), do método de Ponto Estimado, do método de Markov, do método de Otimização e do método de Monte Carlo. Christofolleti (1999) faz uma breve apresentação destas três últimas simulações:

- A simulação de Markov baseia-se nos estados anteriores do sistema para simular os estados posteriores, representando uma cadeia de acontecimentos sucessivos;
- O modelo de Otimização promove a maximização ou minimização de alguma força ou critério, simulando o estado provável de entropia máxima, ou os estados de eficiência máxima ou de custos mínimos e;
- Na simulação de Monte Carlo, o evento simulado é independente dos estados prévios do sistema.

O **modelo determinístico** ou **análise determinística** partem de noções matemáticas clássicas de relações exatamente previsíveis entre variáveis independentes e dependentes, consistindo num conjunto de afirmações (empíricas ou dedutivas), a partir das quais consequências únicas podem ser deduzidas pela argumentação matemática (CHORLEY, 1975 e CHRISTOFOLLETI 1999). Tais modelos são amplamente aplicados nas áreas de engenharia e engenharia geotécnica e atualmente vem sendo aplicado para avaliação de perigo a movimentos de massa (ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999).

Estes modelos, especificamente, incluem os processos físicos que envolvem e levam à ruptura de uma encosta e, por isso, podem ser aplicados, por exemplo, em escala de bacia, considerando a homogeneidade ou não destas formas. Van Westen (1993) e Aleotti e Chowdhury (1999) retratam que tais processos são

interpretados por um índice de estabilidade ou fator de segurança e representam a relação entre as forças motoras e as forças resistentes na estabilidade da encosta (Eq. 1) (SIDLE, 1993 e RITTER *et al.*, 1995). Assumindo-se que FS é a relação das forças solicitantes e resistentes ao movimento inicial, seu valor será expresso pelas condições que podem levar a ruptura. Assim, quando as forças promotoras da estabilidade forem iguais as forças promotoras da instabilidade, F será igual a 1 ($F=1$); quando F for menor que 1 ($F < 1$) a encosta estará em condição de ruptura e quando F for maior que 1 ($F > 1$) a encosta provavelmente será estável (GUIDICINI e NIEBLE, 1976; SELBY, 1993 e RITTER *et al.*, 1995).

$$FS = \frac{\text{Forças resistentes (tensão cisalhante)}}{\text{Forças motoras (tensão normal)}} \quad (\text{Eq. 1})$$

O modelo exige alguns dados de entrada para realizar os cálculos do fator de segurança. Estes dados envolvem, por exemplo, a espessura da camada do solo, resistência do solo (coesão e ângulo de atrito interno), profundidade abaixo da superfície da potencial superfície deslizante, ângulo da encosta e condições de poro-pressão (GUIDICINI e NIEBLE, 1976 e VAN WESTEN, 1993).

Como dito acima, este método só pode ser aplicado para pequenas áreas ou bacias, visto que, os dados de entrada (ex: nível do lençol freático, perfil do solo, parâmetros geotécnicos) em escala média a regional são insuficientes e variam muito dentro da área. Outra desvantagem deste método é que os seus valores atribuídos pelo FS são absolutos, necessitando, muitas vezes, de um teor probabilístico para a realização de mapas de suscetibilidade (VAN WESTEN, 1993; ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999; FERNANDES *et al.*, 2001 e VAN WESTEN *et al.*, 2006).

Este item teve como intuito apresentar os métodos de previsão utilizados no entendimento da ocorrência dos movimentos de massa. Tais métodos apresentam diferentes graus de complexibilidade, e de subjetividade na análise e aplicação dos mesmos (Quadro 2.4). O emprego destes métodos visa auxiliar a análise de possíveis locais ou áreas suscetíveis à deflagração destes processos, podendo tornar-se ferramentas de apoio à decisão.

	Características Gerais	Método	Vantagens	Desvantagens	Escala			Decisão em SIG
					Bacia	Média	Regional	
Diretos	Baseado na experiência e conhecimento das condições do terreno que determinam o grau de suscetibilidade, diretamente.	Análise de Distribuição ou mapa de inventários.	Avaliação rápida do fenômeno.	Não investiga as relações entre o fenômeno e os fatores causais.	A	A	R	Apenas como uma ferramenta de desenho
		Análise Qualitativa ou mapa geomorfológico.	Permite uma rápida avaliação tendo em conta um grande número de fatores.	Metodologia totalmente subjetiva Uso de regras implícitas que atrapalham a análise crítica dos resultados	A	A	R	Apenas como uma ferramenta de desenho
		Análise Heurística	Solução em relação às questões que atrapalham a tomada de decisão; Automação dos dados e passos padronizados.	Subjetividade na atribuição de pesos para cada classe de cada parâmetro	A	A	R	Sobreposição de diferentes mapas
Indiretos	Baseado no Modelo determinístico ou estatístico para prever áreas propensas aos movimentos de massa, fundamentada sobre informações das relações entre os fatores condicionantes e a distribuição do fenômeno.	Análise Estatística	Metodologia objetiva na automação total dos passos de padronização dos dados.	Sistematização e análises de dados a respeito os diferentes fatores é bastante trabalhoso.	R	A	A	Análises
		Análise Probabilística ou estocástica.	Dá considerações de diferentes incertezas; Quantitativas em alcance objetivo e metodologia; Fornece novas entradas que não são possíveis pelo método determinístico.	Exigem compreensivos dados também subjetivos; A distribuição de probabilidade dificulta especialmente para baixos níveis de perigo e risco.	R	R	A	Análise
		Análise Determinística	Objetivo em metodologia; Quantitativo em alcance; Necessita investigações e medições de parâmetros geotécnicos em detalhe.	Necessita conhecimento detalhado da área; O uso apropriado do modelo geotécnico exige muita experiência Não levam em conta diversas incertezas.	A	R	R	Análises

Quadro 2.4: Vantagens e Desvantagens dos diferentes métodos de avaliação de perigo a movimentos de massa, relação entre tipo de abordagem/método e escala de trabalho (adaptado e modificado de ALEOTTI e CHOWDHURY, 1999). Aqui foram consideradas também outras metodologias, Carrara (1993), van Westen (1993), van Westen *et al* (2003) e van Westen *et al* (2006). Simbologia: uso restrito (R), apropriado (A).

2.3 Modelos Matemáticos em Bases Físicas

Segundo Christofolletti (1999), modelos podem ser compreendidos como “qualquer representação simplificada da realidade” ou de um aspecto do mundo real. Para Haggett e Chorley (1975)

[...] modelo é uma estruturação simplificada da realidade que supostamente apresenta, de forma generalizada, características ou relações importantes. Os modelos são aproximações altamente subjetivas, por não incluírem todas as observações ou medidas associadas, mas são valiosos por obscurecerem detalhes acidentais e por permitirem o aparecimento dos aspectos fundamentais da realidade (HAGGETT e CHORLEY, 1975, p. 3 e 4).

Dentre os diferentes tipos de modelos, os modelos matemáticos são abstrações no sentido de substituir objetos, forças, eventos etc., por uma expressão que contém variáveis, parâmetros e constantes matemáticas (KRUMBEIN e GRAYBILL, 1965 e CHORLEY e HAGGETT, 1975).

Chorley e Haggett (1975), retratando o tipo mais comum de modelo geomórfico apontam que estas afirmações simplificadas sobre determinadas feições relevantes do mundo real, podem ser transformadas, por meio de suposições relativas ao funcionamento básico do sistema, ao longo do tempo e do espaço.

Chorley e Haggett (1975) e Christofolletti (1999) distinguem os modelos matemáticos em probabilísticos ou estocásticos e determinísticos. Segundo Krumbein e Graybill (1965) e Christofolletti (1999) os *modelos probabilísticos* ou *estocásticos* envolvem variáveis, parâmetros e constantes matemáticas, juntamente com um ou mais componentes aleatórios, resultantes de flutuações imprevisíveis dos dados de observação ou da experimentação.

Os *modelos matemáticos determinísticos* fundamentam-se em noções matemáticas clássicas de relações exatamente previsíveis entre variáveis independentes e dependentes (causa e efeito), e consistem num conjunto de afirmações matemáticas exatamente especificadas (deduzidas da experiência ou da intuição), a partir das quais conseqüências únicas podem ser deduzidas pela argumentação matemática lógica (CHORLEY, 1975; CHRISTOFOLETTI, 1999). Tais modelos são baseados em processos e leis físicas naturais e suas maiores limitações estão associadas ao conhecimento parcial dos processos envolvidos e à

dificuldade de obtenção dos dados exigidos pelos modelos, principalmente quando aplicados a grandes áreas.

Exemplos de modelos matemáticos determinísticos para escorregamentos translacionais rasos, em bases físicas, que se fundamentam sobre esta teoria são, entre outros, o TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-Stability Model*), o SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) e o SINMAP (*Stability Index Mapping*).

O modelo TRIGRS combina modelos hidrológicos e de estabilidade de encosta, e calcula a variação do FS, em diferentes profundidades, conforme as mudanças da carga de pressão durante um evento pluviométrico (BAUM *et al*, 2002). O modelo utiliza-se de uma linguagem Fortran e busca entender a mudança da poro-pressão transiente e as variações no fator de segurança, devido à infiltração da chuva, usando como base o modelo hidrológico proposto por Iverson (2000).

Os parâmetros de entrada deste modelo envolvem, por exemplo, a intensidade de precipitação, a declividade, a profundidade do solo, a condutividade hidráulica vertical saturada, a difusividade hidráulica, a coesão efetiva, o ângulo de atrito interno.

Dentre as limitações do modelo, em função das suas simplificações teóricas, destacam-se:

- O modelo assume fluxo homogêneo saturado ou perto da saturação e solo isotrópico, não podendo, portanto, ser aplicado em áreas sob condições iniciais muito secas e anisotrópicas ou heterogêneas;
- Os resultados finais são sensíveis às condições iniciais, principalmente, profundidade do lençol freático e taxa de infiltração;
- É desconsiderado o papel da evapotranspiração, devido à sua baixa taxa durante eventos pluviométricos intensos;
- A variação da carga de pressão ocorre apenas em função da profundidade e do tempo;
- O modelo de estabilidade (Talude Infinito) assume como uniforme a profundidade e as propriedades físicas do solo, sendo aplicado somente para previsão de movimentos de massa do tipo escorregamento translacional raso.

O Modelo SHALSTAB, assim como, o TRIGRS e o SINMAP utiliza a combinação de modelos de estabilidade de encosta e hidrológico, possibilitando as definições de potenciais zonas suscetíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos na paisagem, em áreas onde são bem definidos os planos de transição, com forte diminuição do processo de infiltração, como ocorre em transição solo-rocha (MONTGOMERY E DIETRICH, 1994; DIETRICH *et al*, 1998; DIETRICH e MONTGOMERY, 1998 GUIMARÃES, 2000; RABACO, 2005 GOMES, 2006 e FARIA *et al*, 2009).

Os parâmetros de entrada do modelo são a declividade, a área de contribuição (parâmetros topográficos), propriedades do solo (coesão, ângulo de atrito, espessura da massa específica etc.), e os dados pluviométricos, sendo divididos em três grupos de sete classes (Quadro 2.5).

Intervalos do log. (Q/T)	Classes de Estabilidade
Estável	Incondicionalmente estável e saturado
>-2.2	Incondicionalmente estável e não saturado
-2.5 - - 2.2	Estável e não saturado
-2.8 - - 2.5	Instável e não saturado
-3.1 - - 2.8	Instável e saturado
<-3.1	Incondicionalmente instável e não saturado
Incondicionalmente Instável	Incondicionalmente instável e saturado

Quadro 2.5: Classes das condições de estabilidade e saturação, segundo a razão de precipitação e transmissividade do modelo SHALSTAB (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998).

A característica deste modelo é que ele pode ser aplicado em diversos ambientes sem custo de instrumentação; resultados de diferentes locais podem ser diretamente comparados; de fácil aplicação, não exigindo uma leitura complexa ao usuário; tornar-se uma hipótese que pode ser rejeitada, isto é, o modelo pode falhar antes mesmo de sua calibração junto à pesquisa. As limitações deste modelo dizem respeito às áreas que tenham a ocorrência de condições climáticas glaciais, terrenos dominados por escorregamentos profundos, áreas com predomínio de afloramento rochoso, falésias, precipícios e áreas de lençol freático profundo (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998).

2.3.1 Modelo SINMAP

O SINMAP (*Stability Index Mapping*) desenvolvido por Pack *et al* (1998), tem como proposta fornecer ferramentas que auxiliem na identificação de áreas passíveis de instabilização. Baseia-se no modelo de estabilidade de talude infinito, que procura equilibrar os componentes gravitacionais de instabilização, restaurando os componentes de atrito e de coesão sobre um plano de ruptura paralelo à encosta.

A classificação de estabilidade de terreno do modelo é obtida por meio de entrada de dados topográficos, da área específica da bacia, dados de parâmetros de propriedades dos materiais (ex. resistência) e dados climáticos e hidrológicos. Parte do princípio da utilização de dados do Modelo Digital de Terreno (MDT). Outro parâmetro utilizado pelo modelo são os dados de incertezas, sendo estes reconhecidos como limites inferiores e superiores.

O SI (*stability index*) ou fator de segurança é definido como a probabilidade estável, assumindo distribuição uniforme dos parâmetros sobre estas margens de incertezas. Estes valores variam entre 0 (mais instável) e 1 (menos instável), conforme apresentado no Quadro 2.6.

Condição	Classes	Estado Prévio	Margem de Parâmetro	Influências possíveis de fatores não modelados
$IE > 1.5$	1	Estável	Margem de instabilidade não modelada	Significantes fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade
$1.5 > IE > 1.25$	2	Moderadamente estável	Margem de instabilidade não modelada	Moderados fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade
$1.25 > IE > 1.0$	3	Quase estável	Margem de instabilidade não modelada	Menores fatores desestabilizadores são exigidos para a instabilidade
$1.0 > IE > 0.5$	4	Limiar inferior	Margem de média pessimista exigida para instabilidade	Fatores desestabilizadores não são exigidos para a instabilidade
$0.5 > IE > 0.0$	5	Limiar superior	Margem de média otimista exigida para estabilidade	Fatores Estabilizadores podem ser responsáveis pela estabilidade
$0.0 > IE$	6	Instável	Margem de estabilidade não modelada	Fatores de estabilidade são exigidos para a estabilidade

Quadro 2.6 – Definição das Classes de Estabilidade (PACK *et al*, 1998).

A aplicação deste modelo pode ser somente direcionada em áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos, onde tais fenômenos são controlados por fluxos convergentes subsuperficiais rasos. Assim, o mesmo não pode ser aplicado a tipos de processos profundos, por exemplo, escorregamentos rotacionais. As limitações associadas a esta metodologia, como já dito só pode ser aplicada a processos superficiais e consiste, também, no conhecimento prévio e localização das zonas de iniciação dos escorregamentos, assim como, nos dados de entrada do Modelo Digital de Terreno (MDT). Tais informações incoerentes nos dados de entrada refletem nos dados de saída deste modelo.

A metodologia SINMAP, segundo Pack *et al* (1998), torna-se uma ferramenta muito útil em escala de reconhecimento (1:20.000) e em escala de detalhe (1:5.000) quando se tem um conhecimento sucinto do fenômeno em estudo, no caso os mapas de inventários, dados precisos do MDT e análises de campo.

Ressalta-se aqui que, num primeiro momento, serão abordados os modelos que compreendem a estrutura do SINMAP e posteriormente apresentados alguns estudos realizados com a aplicação do SINMAP (2.3.1.4).

2.3.1.1 O modelo de estabilidade do talude infinito

A estabilidade de uma encosta natural é dada pela relação entre as forças resistentes e as motoras. Para que uma encosta permaneça em equilíbrio estável a soma aplicada à tensão normal não pode exceder a tensão cisalhante da mesma (SELBY, 1993 e RITTER *et al* 1995). Portanto, esta relação pode ser expressa pelo índice de estabilidade (SI) ou fator de segurança (FS), como mostrado na Equação 1 (pág. 24)

Assumindo este pressuposto, no qual o FS é a razão das forças estabilizadoras e instabilizadores, a fórmula inicial para o SINMAP será então dada pela Equação 2

$$FS = \frac{C_r + C_s + \cos 2\theta [\rho_s g (D - D_w) + (\rho_s g - \rho_w g) D_w] \tan \phi}{D \rho_s g \sin \theta \cos \theta} \quad (\text{Eq. 2})$$

assim, C_r é a coesão da raiz [N/m^2]; C_s é a coesão do solo [N/m^2]; θ é o ângulo da encosta; ρ_s é a densidade do solo úmido [Kg/m^3]; ρ_w é a densidade de água [Kg/m^3]; g é a aceleração gravitacional ($9,18 \text{ m/s}^2$); D é a profundidade vertical do solo [m]; D_w a altura vertical da coluna d'água dentro da camada de solo [m]; e ϕ é o ângulo de atrito interno do solo. O ângulo da encosta θ é o arco da tangente da encosta, S , expressa como uma queda decimal pela distância horizontal. A Figura 2.2 ilustra a geometria assumida na Equação 2

Figura 2.2: Pack *et al* (1998). Esquema do modelo de estabilidade de talude infinito.

Dentro da equação referida, e que pode ser visualizado na Figura 2.2 considera-se a espessura do solo perpendicular a encosta, representado por h [m], sendo

$$h = D \cos \theta \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde,

h = espessura perpendicular ao solo [m];

D= espessura vertical do solo [m]; e
cosθ= ângulo da encosta [°]

O fator de segurança é reduzido a

$$FS = \frac{C + \cos\theta [1 - wr] \tan\phi}{\sin\theta} \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde,

C= coesão [N/m²];
cosθ= cosseno do ângulo da encosta [°];
w= umidade relativa;
r= razão de densidade;
tanφ= ângulo de atrito do solo; e
senθ= seno do ângulo da encosta

Então, a umidade relativa é

$$w = D_w/D = h_w/h \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde,

w= umidade relativa
D_w= altura vertical da coluna d'água no solo [m];
D= espessura vertical do solo [m];
h_w= espessura da coluna d'água perpendicular ao solo [m]; e
h= espessura perpendicular ao solo [m]

A coesão combinada adimensional relativa à espessura perpendicular ao solo, é expressa pela Equação 6

$$C = (C_r + C_s)/(h\rho_s g) \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde,

C = coesão adimensional;

C_r = coesão das raízes [N/m^2];

C_s = coesão do solo [N/m^2];

h = espessura perpendicular ao solo [m];

ρ_s = densidade do solo úmido [kg/m^3]; e

g = aceleração da gravidade [m/s^2]

Conforma a Equação 7, a razão entre a densidade da água e do solo é expressa por:

$$r = \rho_w / \rho_s \quad (\text{Eq. 7})$$

Onde,

r = razão de densidade;

ρ_w = densidade da água;

ρ_s = densidade do solo úmido [kg/m^3]

O modelo considera a Eq. 4 como a forma adimensional do modelo de estabilidade de talude infinito. Esta operação torna-se conveniente porque a coesão (propriedades do solo e das raízes) é associada com a espessura e com a densidade do solo, em um fator de coesão adimensional, C como pode ser visto na Eq. 6 e na Figura 2.3. Ou seja, a coesão é assumida como um dado contínuo para estes fatores independentemente da altura ou da espessura deste material (PACK *et al*, 1998).

A relevância do segundo numerador na Eq. 4 é que este quantifica a contribuição à estabilidade devido ao atrito interno do solo (quantificado pelo ângulo de atrito - ϕ ou coeficiente de atrito - $\tan g$). Tal relação é reduzida com o aumento da umidade, que aumenta a poro-pressão e, conseqüentemente, diminui a força normal do solo. O efeito desta função é controlado pela razão de densidade (r), evidenciada na equação 7 (PACK *et al*, 1998).

FIGURA 2.3: Modificado de Pack et al (1998). Conceitos dos fatores de coesão adimensional.

2.3.1.2 Índice de Umidade Topográfica

Um atributo que vem sendo empregado na análise do modelo hidrológico é a área específica da bacia (a)², sendo definida pela relação da área superficial e do comprimento da unidade do contorno (b), expresso em m²/m (Figura 2.4). A definição é baseada em observações de campo que mostram que a maior umidade do solo ou áreas com tendência a uma superfície de saturação, ocorre em área de convergência de fluxos (*hollows*).

² Segundo Moore *et al* (1991) a área específica da bacia, a , é a medida do fluxo superficial ou subsuperficial raso em um dado ponto na paisagem, e integra os efeitos da área de contribuição a montante e as zonas convergentes e divergentes da bacia sobre o fluxo.

FIGURA 2.4: Definição da área específica da bacia. Pack *et al* (1998)

Assumindo as suposições acima e, como visto na Figura 2.4, tomam-se as seguintes reflexões:

1. O fluxo vertical lateral raso acompanha o ângulo topográfico. Tal parâmetro implica que o fluxo na área de contribuição (a) em qualquer ponto é dado pela área específica da bacia, definida a partir da superfície topográfica;
2. A descarga lateral em cada ponto está em equilíbrio com a recarga em estado constante R [m/hr], Equação 8;
3. A capacidade de fluxo em cada ponto é dada por $T \sin\theta$, em que T é a transmissividade do solo, dada por [m²/hr], isto é, a razão entre a condutividade hidráulica [m/hr] e espessura do solo, h [m].

As suposições 1 e 2 implicam, juntas, na descarga lateral q , integrada pelo comprimento da unidade do contorno, que é expressa em [m²/hr],

$$q = Ra$$

(Eq. 8)

Onde,

q = descarga lateral;

R = recarga em estado constante [m/hr]; e

a = área específica da bacia [m²/m]

A suposição 3 indica que a condutividade hidráulica é assumida como constante, ou seja, uniforme para todo o perfil de solo, não diminuindo e nem aumentando com a profundidade do solo. Assim como, assume-se a condutividade uniforme de um manto de solo sobre o substrato rochoso impermeável. Segundo a Equação 9, adotou-se a variável seno ao invés da tangente, pois a diferença entre as duas variáveis, que é insignificante para ângulos menores, terá importância somente para os ângulos íngremes que causam os escorregamentos. Então, com a suposição 3 a umidade relativa é

$$w = \text{Min} \left(\frac{R a}{T \sin \theta}, 1 \right) \quad (\text{Eq. 9})$$

Onde,

w = umidade relativa;

R = recarga em estado constante [m/hr];

a = área específica da bacia [m²/m]; e

T = transmissividade do solo [m²/hr]

Da Eq. 9, tem-se um limite superior a 1, que corresponde a qualquer fluxo excedente sobre a superfície. Como visto na Figura 2.3, a umidade relativa define a relativa profundidade da coluna d'água observada dentro da camada de solo. A razão R/T na Eq. 9, que tem unidade de [m⁻¹], quantifica a umidade assumindo a recarga em estado constante relativa, segundo a capacidade do solo para drenagem lateral de água. Embora o termo “estado constante” seja utilizado em relação ao fluxo lateral aproximado, utilizando-se da Eq. 8, em que a quantidade R não é uma média de recarga ao longo do tempo, contudo, seja uma recarga efetiva para um período crítico de clima úmido adequado à deflagração dos escorregamentos.

A razão R/T , que foi tratada como um parâmetro único, combina fatores climáticos e hidrológicos. O valor do seno de (T/R) dado em [m] pode ser entendido como o comprimento de uma vertente plana, não convergente, exigida para desenvolver saturação em um período crítico de clima considerado úmido. Portanto, tal conceito pode ser útil para estimar valores de R/T durante a identificação em campo dos limites de superfície de saturação.

2.3.1.3 Definição do Índice de Estabilidade

Para definir o índice de estabilidade, o índice de umidade da Eq. 9 é incorporado ao fator de segurança adimensional da Eq. 4, tornando-se a Equação 10, que é então a combinação do modelo de estabilidade com o modelo hidrológico proposto por Pack *et al* (1998):

$$FS = \frac{C + \cos\theta \left[1 - \min\left(\frac{R}{T} \frac{a}{\sin\theta}, 1\right) r \right] \tan\phi}{\sin\theta} \quad (\text{Eq. 10})$$

As variáveis a e θ são relacionadas à topografia que tem como parâmetros de análise C , $\tan\phi$, r e R/T . A razão de densidade r foi considerada como constante, com valor de 0.5, contudo, permitem-se incertezas nos outros parâmetros durante as especificações dos limites inferiores e superiores. Tais limites definem uma distribuição uniforme, em que esses valores são assumidos para variar aleatoriamente. Sendo $R/T = x$, $\tan\phi = t$, e a distribuição uniforme com limites inferiores e superiores, como

$$C \approx U(C_1, C_2)$$

$$C \approx U(x_1, x_2) \quad (\text{Eq. 11})$$

$$t \approx U(t_1, t_2)$$

Os limites inferiores de C e t , isto é C_1 e t_1 , combinados com o limite superior de x , isto é x_2 , definem o pior caso com um cenário mais conservador, levando-se em consideração a incerteza ou variabilidade do parâmetro. Quando a área se encontra sob tais condições, ou seja, quando o cenário do fator de segurança for maior que 1, em termos de modelo de estabilidade, estes locais serão incondicionalmente estáveis, assim definidos por:

$$IE = FS_{\min} = \frac{C_1 + \cos \theta \left[1 - \min \left(x_2 \frac{a}{\sin \theta}, 1 \right) r \right] t_1}{\sin \theta} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde o fator de segurança mínimo for menor que 1, há a possibilidade ou probabilidade de ruptura. Assim, esta é uma probabilidade espacial devido às incertezas, variabilidade espacial, em C , $\tan \phi$ e T . Esta probabilidade tem um componente temporal R , que representa a unidade que pode variar com o tempo, e as incertezas em x combinam as probabilidades espaciais e temporais. Assim, nas regiões onde $FS_{\min} < 1$ define-se

$$IE = \text{Prob}(FS > 1) \quad (\text{Eq. 13})$$

Todavia, quando os limites superiores de C , x e t combinam-se, o melhor cenário é dado por $C = C_2$, $x = x_1$, $t = t_1$,

$$FS_{\max} = \frac{C_2 + \cos \theta \left[1 - \min \left(x_1 \frac{a, 1}{\sin \theta} \right) r \right] t_2}{\sin \theta} \quad (\text{Eq. 14})$$

Neste caso o $FS_{\max} < 1$, então

$$IE = \text{Prob}(FS > 1) = 0$$

(Eq. 15)

A composição do índice de estabilidade é dada pela relação da área de contribuição e ângulo da encosta, e correspondem às regiões que definem o fator de segurança do modelo, ou seja, $IE > 1$ ($FS_{\min} > 1$), $0 < IE < 1$ e $IE = 0$ ($FS_{\max} < 1$) (Figura 2.5). Observa-se que a análise do Índice de Estabilidade (IE) ou *stability index* (SI) exige uma maior compreensão dos fatores que compõem suas formulações, assim como uma compreensão mais acurada sobre tais índices.

Figura 2.5: Índice de Estabilidade definido pela relação área de contribuição x ângulo da encosta (Pack *et al*, 1998).

2.3.1.4 Exemplos de aplicação do modelo SINMAP

Atualmente alguns trabalhos vêm utilizando o modelo SINMAP para apontar possíveis locais de instabilizações em áreas de estudo em escalas de bacias hidrográficas.

Foram selecionados dois casos de estudo. O primeiro instrumentado por Pack *et al* (1998) na bacia de *Rose Creek*, norte de Mission, British Columbia – Canadá. A área de estudo é uma sub-bacia e apresenta históricos de escorregamentos desde o início de 1970, estando sua deflagração associada aos colúvios íngremes e encostas dominadas por substrato rochoso.

Os dados de entrada do mapeamento foram obtidos por fotografias aéreas em escala de 1:60000, e o MDT extraído com resolução de 15m. Dados sobre as propriedades do solo foram inseridos na análise. Outro parâmetro de análise incorporado na pesquisa foi o índice de estabilidade (IE ou *SI*), assumindo-se parâmetros de incertezas na instabilização do local.

Os autores mapearam 66 cicatrizes de escorregamentos. Destas, 37 (ou 56,1%) coincidiram no que o IE definiu como limites superiores de incerteza. Ao mesmo tempo esta classe é representada por 1,2 km², concentrando uma densidade de escorregamentos em torno de 30,8%. As classes que apresentaram maior percentual de área, ou seja, as classes estáveis, moderadamente estáveis e quase estáveis foram, também, as que apresentaram menor concentração de escorregamentos, apenas 2 (Figura 2.6).

FIGURA 2.6: Parte do mapa de índice de estabilidade para a bacia de Rose Creek. Fonte: Pack *et al* (1998).

Os autores concluíram que os escorregamentos ocorrem, em menor proporção, em terrenos de domínio de substrato rochoso íngreme, quando comparados à região da bacia de Kilpala. Tais considerações foram checadas em campo, com o reconhecimento do substrato rochoso mais uniforme e solos pouco espessos, ou seja, a localização destes pacotes de solos que levaram à deflagração dos escorregamentos não foi identificada nestes substratos, resultando numa menor probabilidade de ocorrência destes processos nas regiões mais íngremes da área.

Quanto ao DEM, os autores fazem uma ressalva em relação ao seu uso, uma vez que vinculam os erros encontrados pela interpolação, à extração dos pontos e das curvas direto da imagem. No entanto, os mesmos afirmam que tais erros de interpolação não interferiram nos resultados, mas podem influenciar na localização inicial destes processos (erosão e escorregamento).

O segundo trabalho teve como objetivo avaliar a susceptibilidade a escorregamentos rasos nas bacias da região Oahu, Hawai, EUA (DEB e KADI

2009). A área de estudo abrange as porções sul e leste de Oahu com cerca de 384km², perfazendo 32 bacias propensas à ocorrência de escorregamentos. Os autores, impulsionados pela variedade de terreno e pela distribuição de chuva desigual para a área, subdividiram-na em quatro regiões. Os critérios ou parâmetros levados em consideração, além dos já citados, foram propriedades do solo, litologia, e a presença ou não de registro de escorregamentos.

A região 1 tem uma área de aproximadamente 114km² abrangendo 8 bacias e 88 escorregamentos; a região 2 tem uma área de 83km², contendo 11 bacias e 85 escorregamentos; a região 3 apresenta-se com uma área de 85 km², 6 bacias e 45 escorregamentos e a região 4 com uma área de 103km², 7 bacias e 8 escorregamentos.

Os dados de entrada basearam-se no DEM com resolução de 10m, no mapa de inventário de escorregamentos, nos dados hidrológicos e nos dados geotécnicos do solo e, por fim, nas regiões de calibrações.

A Figura 2.7 apresenta o resultado das análises obtidas pelo SINMAP neste trabalho. Os autores reconhecem que os ajustes realizados durante o trabalho mascararam alguns valores das classes com susceptibilidade baixa a moderada para certas regiões. Outra informação mencionada remetente à região 3, em relação à classe estável, é que alguns dados sobre modificações nas encostas não foram registrados. Os autores alegam que tais modificações podem estar associadas a práticas de uso da terra e que estas interferem nas forças estabilizadoras da encosta, acarretando assim, segundo eles, uma presença pouco significativa da classe estável para esta região. Nota-se que para esta região o percentual de áreas instáveis foi de 71%, sendo que, para este mesmo dado, a classe instável cobre uma área total de 31%. As demais classes instáveis apresentaram valores de 15% para limiar inferior e 13% para o limiar superior, respectivamente. As demais classes, estáveis, representam um total de 25%. As maiores densidades de escorregamentos por km² estão associadas à classe instável (0,3) e para a classe identificada com o limiar superior de 0,2.

FIGURA 2.7: Distribuição dos índices de estabilidade de encosta para calibração da região 1. Fonte: DEB e EL-KADI (2009). Classes de Estabilidade: Defended= instável; Upper threshold= Limiar superior; Lower threshold= Limiar inferior, Quase-stable= Quase estável; Moderately stable= Moderadamente estável e Stable= Estável.

Os autores concluíram, por meio das análises obtidas pelo SINMAP, que 55% da área foram classificadas como instáveis (classe de instabilidade defendida, superior ou inferior), e o restante classificado como estável, moderadamente estável e quase-estável. Segundo tais análises, os escorregamentos ocorreram em regiões com elevações ente 20° a 80°, para a região 1, compreendendo 49% da área.

Os escorregamentos estão associados às propriedades físicas do solo, visto que, dentre todas as simulações realizadas alterando todos os parâmetros utilizados, julgaram esta como a análise mais sensível apontada pelo modelo. Além disso, para os autores a presença de argila foi relacionada como o fator primordial na deflagração destes processos para toda área de estudo, ou seja, para as 4 regiões.

A avaliação e a validação dos dados obtidos pelo SINMAP foram correlacionadas com registros de chuva diária, com um período de retorno de 50 anos, dados de inventários de escorregamentos e avaliação prévia da suscetibilidade realizada para estas regiões. Tais correlações comprovaram o resultado obtido pelo modelo.

A aplicação do modelo foi considerada positiva em ambos os casos apresentados acima, proporcionando uma ótima calibração, resultando na identificação das possíveis áreas estáveis e instáveis comprovada pela presença ou ausência das cicatrizes nestas áreas de estudos.

3. ÁREA DE ESTUDO: Serra do Mar

A área de estudo tem importante relevância no aspecto do meio físico, bem como, no sócio-econômico da região, por localizar-se próxima ao pólo industrial de Cubatão, Baixada Santista (SP). O município de Cubatão, cujo território abrange 160 km², tem cerca de 58% da sua área constituída por serras e morros, 24% por manguezais e 18% por planícies de piemonte e mangues aterrados (Figura 3.1) (CETESB, 1985).

A bacia da Ultrafértil compõe uma das sub-bacias da margem direita do vale do rio Moji, compreendendo a faixa Atlântica da Serra do Mar Paulista, com desníveis de até 1000 m de altitude, entre as Serras de Cubatão e de Paranapiacaba (Figura 3.2). Tal denominação é devido aos estudos realizados pelo IPT (1984), cujas instalações industriais presentes na baixada costeira são limitadas por estas bacias que, por muitas vezes, sua foz alcançam tais instalações.

Seguem neste capítulo algumas considerações sobre o meio físico (aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, hidrológicos, vegetação e climatológicos), assim como de uso e ocupação na Serra do Mar, onde se localiza a bacia da Ultrafértil.

FIGURA 3.1: A foto “A” à montante do rio Moji, no subdistrito de Paranapiacaba, mostra a configuração do relevo, composto por Serras e Morros, assim como a ocupação das áreas mais planas pelo pólo-industrial. A foto “B” ilustra, em primeiro plano, as encostas da margem direita do rio Moji e a ocupação nas partes mais baixas e nas encostas no sentido do planalto paulistano.

Figura 3.2: Localização da área piloto situada no vale do rio Moji, em Cubatão.

O Cinturão Orogênico do Atlântico, mais conhecido como a Serra do Mar, configura a costa leste do Brasil, desde os estados de Santa Catarina até Espírito Santo, abrangendo as regiões Sul e Sudeste. Na região Sudeste, principalmente na área correspondente à Baixada Santista, esse escudo recebe geralmente o nome de Serra de Cubatão e Serra de Paranapiacaba. Esta região apresenta litologias heterogêneas, onde predominam os gnaisses e os metassedimentos e feições estruturais (falhas, fraturas e foliações) bem delimitadas e com orientações, em sua maior parte, para NE-SW (AB' SABER, 1956; ALMEIDA, 1974; CRUZ, 1974; HASSUI *et al.*, 1994; ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

A Serra de Cubatão e a Serra de Paranapiacaba são representadas pelas seguintes litologias, segundo Sadowski (1974) conforme a Figura 3.3 (IPT, 1986):

1) Migmatitos estromatíticos e/ou oftalmíticos de neossoma dominante (AcMn) do Complexo Costeiro, apresentam-se em faixa contínua e espessa entre a meia encosta e a borda do planalto. A presença da estrutura estromatítica é francamente predominante sobre a oftalmítica, em que se associam a estas outras feições subsidiárias nas porções mais feldspatizadas da rocha. Nessas zonas a rocha apresenta aspecto gnáissico, com muito plagioclásio, quartzo e biotita, de granulação média a fina, texturas granoblásticas, com o migmatito chegando adquirir feições nebulíticas. Os migmatitos estromatíticos demonstram paleossoma xistoso e quartzítico mais esporadicamente, no qual todo o conjunto mostra foliação bem desenvolvida. De modo geral, a granulação é média, com textura granoblástica e granolepidoblástica, dependendo da maior porcentagem de neossoma presente.

2) Migmatitos estromatíticos com paleossoma dominante (PSeMc) do Complexo Embu – Grupo Açungui. Ocorrem na borda do planalto por meio de faixa espessa e contínua, em mancha restrita a nordeste de Cubatão. O paleossoma sempre predomina sobre o neossoma, sendo representado por termos xistosos como a biotita, moscovita e quartzo, invariavelmente apresentando clorita, silimita e granada. As bandas xistosas constituem de texturas granolepidoblásticas e lepidoblásticas. O neossoma aparece em bandas e bolsões, de espessuras centimétricas a métricas, com variação na granulação (de pegmatítica a fina) e textura granoblástica. A feldspatização atinge o paleossoma em graus variados. A alternância de bandas claras e escuras da estrutura estromatítica é uma feição característica da unidade

juntamente com a intensa foliação de transposição que origina formas lenticularizadas, principalmente nos tipos litológicos mais competentes.

3) Micaxistos (P_{Sp}X) inserem-se no Complexo Pilar – Grupo Açungui, no qual apresentam-se como a maior unidade litológica na área, estendendo-se de Cubatão a Paranapiacaba. É composto de biotita xistos, com quantidades variadas de quartzo, chegando a biotita-quartzo xistos passando gradualmente para bandas intercaladas de biotita-moscovita xistos, moscovita xistos, moscovita-clorita xistos e quartzo filitos, apresentando variações para graus menores de metamorfismo.

Tanto os micaxistos quanto os migmatitos são rochas metamórficas de alto grau de deformação, formadas pela recristalização das rochas ígneas ou sedimentares causadas pela alta temperatura e pressão, como também, por altas tensões de cisalhamento. Estes tipos de rochas são resistentes, desde que não alteradas e não apresentando planos de foliação em grandes quantidades e dimensões que possam configurar planos de descontinuidades ou planos propícios a escorregamentos (LEINZ e AMARAL, 1978; FRASCÁ e SANTORI, 1998; GUSMÃO FILHO, 2002).

Figura 3.3: Mapa litológico de parte do Planalto Atlântico, de um trecho da fachada Atlântica da Escarpa da Serra do Mar na qual aparecem destaque a bacia da Ultrafértil e, da Planície Costeira, onde se localiza o Pólo Industrial de Cubatão. **Fonte:** Dados compilados de IPT (1986) e Lopes (2006).

A geomorfologia da Serra do Mar é composta por dois espigões ligados à escarpa principal, avançando um em direção ao outro em forma de “pinças de caranguejo”. Um dos espigões corresponde a Serra do Morrão e a Serra do Quilombo, constituído de gnaisses, de origem migmática, sendo resistentes à erosão, nas condições locais e; o outro que corresponde ao Morro da Mãe Maria, onde se localiza a nascente do rio Cubatão, que é composta por gnaisses quartizíticos, também sendo resistente à erosão mecânica e à meteorização química (ALMEIDA, 1953). Segundo dados da CETESB (1985), a região que corresponde a Serra do Mar, assim como a Baixada Santista, em relação ao passado geológico, é geomorfologicamente constituída de compartimentos bem individualizados, mas de evolução interdependente. Tal evolução é associada à alternância de climas secos a úmidos, que infere uma maior atuação dos intemperismos físico (época de regime seco) e químico (época de regime úmido) (MEIS e BIGARELLA, 1965 e IPT, 1986).

As amplitudes das escarpas da Serra do Mar variam de 700 a 850 m, partindo de alguns poucos metros do sopé, e são divididas em 3 tipos de formas por IPT (1986), a saber:

1) Escarpa da borda do planalto e os espigões: A escarpa define-se, na borda do planalto, a partir de ruptura de declive positiva bastante contínua, em que podem ser interrompidas por drenagens que avançam do planalto para a baixada, correspondendo as porções altas, que apresentam características abruptas e retilíneas; configurando as encostas de cabeceira da maioria dos cursos d'água que drenam a Escarpa. Juntamente e interligados a esta estrutura, partem os espigões em direção a planície, apresentando diferentes níveis, ao longo da linha de cristas, nos quais configuram topos angulosos e vertentes abruptas. Estes espigões principais propiciam uma ramificação de espigões menores, estando a presença destes condicionada à rede de drenagem.

2) Morros maiores em seu sopé, já isolados dos espigões: Constituem formas de topos subarredondados a arredondados. Encontram-se nivelados ao aplainamento dos espigões da escarpa, apresentando declividades médias a altas, em que predominam estas últimas, estando este tipo de forma associado às rampas de colúvio. Representam formas bastante modificadas pela ocupação, o que acarreta grande densidade de processos erosivos.

3) Morrotes e morros isolados, na planície costeira: Ocorrem no interior das planícies costeiras, configurando formas convexas, de topos arredondados e amplos, com encostas de baixas e médias declividades. Apresentam grandes alterações, devido ao uso, principalmente para áreas de empréstimos de solo e rocha.

IPT (1986) distingue para esta região 3 tipos de perfis de encosta: retilíneas, convexas e côncavas. As encostas retilíneas apresentam-se em maior parte, associando-se a altas declividades, quase verticais, perfazendo as vizinhanças da borda do Planalto. Estas encostas são apontadas como as mais suscetíveis à movimentação de massa e processos erosivos.

As encostas de perfil convexo são subordinadas, em área, às retilíneas, e ocupam cerca da metade da área ocupada por estas, onde seus limites superiores sempre são definidos por uma ruptura de declive negativa. Nestas partes das encostas encontram-se, quase via de regra, maiores acumulações de material, essencialmente solos coluvionares e clastos grossos. Por mais que este tipo de encosta apresente formas estáveis, ao mesmo tempo, elas contribuem com maior quantidade de material para possíveis movimentações (IPT, 1986).

As encostas côncavas, segundo o IPT (1986), embora generalizadas, são de pouca expressão na compartimentação. Sua presença é notada quando aparecem em segmentos de encostas onde há interação de processos erosivos e de acumulação na base das formas, quando associados a vales abertos e de seção truncada na base.

A rede de drenagem é preferencialmente em “V” fechado, tendendo a um maior recuo das vertentes, onde os espigões encontram-se mais suavizados, propiciando vales mais abertos. O talvegue desta rede de drenagem aprofunda-se progressivamente em direção a jusante, dando origem aos vales bem encaixados. O desenvolvimento desta rede pode estar condicionado às estruturas geológicas ali presentes, permitindo um maior entalhe e mudanças bruscas nos traçados dos cursos, apresentando uma evolução em comportamentos dendrítico e subdendrítico (IPT, 1986).

Segundo IPT (1986), o comportamento dos traçados desta rede de drenagem pode, por um lado, se constituir em barramentos naturais quanto ao aporte de massas deslocadas e blocos de rochas para dentro desses canais. Por outro lado, tais barramentos podem constituir em zonas problemáticas, uma vez que tais

acúmulos de materiais, quando associados a épocas de chuvas, podem potencializar o deslocamento destes materiais em regime de fluxos de alta velocidade.

Os solos nessas regiões, segundo Wolle (1988), são pedologicamente evoluídos, afetando os horizontes mais superficiais da crosta. Segundo IPT (1986) e Tatizana *et al.* (1987a), estes mantos de alterações variam de acordo com sua posição na encosta, assim como, em função das diferentes litologias presentes, o que favorece um maior grau de desenvolvimento destes materiais.

Wolle e Carvalho (1989), por meio de estudos realizados em algumas encostas da Serra do Mar, apontam que determinadas características geológico-geotécnicas repetem-se nas áreas investigadas. Contudo, os autores identificaram comportamentos geotécnicos distintos para a média e alta encosta, em relação às encostas mais suaves, onde se localizam os depósitos de colúvios. Os autores por meio de ensaios “in situ” e de laboratório ilustraram um esquema hipotético da configuração dos horizontes dos solos (Figura 3.4), assim como do aumento da condutividade hidráulica, em relação à profundidade do perfil. Este aumento está associado à presença de fraturas e fendas, abertas e interligadas, que possibilitam uma maior capacidade de percolação da água do topo até a rocha alterada.

Figura 3.4: Esquema ilustrativo do perfil de uma das encostas onde ocorreram os escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP). A distribuição da água ocorre de forma vertical, subvertical e irregular, alcançando a rocha alterada, proporcionando o aumento da K_{sat} , como apontado pelos autores. Fonte: Wolle e Carvalho (1989).

Outro mecanismo de ruptura que pode levar à deflagração dos escorregamentos do tipo translacional raso na Serra do Mar, segundo Wolle e Carvalho (1994), pode ser explicado pelo fluxo paralelo à encosta. Estes autores explicam que a ruptura ocorre pelo fluxo d'água, que se desenvolve paralelamente e próximo à encosta, devido a pressões neutras resultantes dentro do material. Ou seja, quanto mais próxima for a linha do lençol freático em relação à superfície do terreno, maiores serão as pressões neutras, impondo, assim, uma condição limite para a deflagração deste processo (Figura 3.5). Contudo, Wolle e Carvalho (1994) relatam que este tipo de mecanismo de ruptura não explica a grande maioria dos escorregamentos que ocorrem na Serra do Mar.

Figura 3.5: Esquema ilustrativo de uma camada permeável sobre uma camada pouco permeável. O aumento do N.A neste tipo de mecanismo faz-se de forma paralela a encosta, isto devido a camada inferior, que se apresenta menos fraturada. Fonte: Wolle e Carvalho (1994).

Os solos destas encostas, segundo Wolle e Carvalho (1989), principalmente na alta e média encosta, são porosos, intercalando entre argilo-arenoso ou areno-argiloso no horizonte superficial, com espessura média de 1 m e matriz arenosa ou siltosa no horizonte de solo saprolítico, com espessuras variáveis ao longo do perfil. Tal composição pode favorecer a percolação da água superficial ou subsuperficial,

em que pode propiciar a ocorrência de processos erosivos ou, em condições pré-estabelecidas de saturação, a deflagração dos escorregamentos. Por meio de ensaios em laboratórios em amostras de duas áreas piloto, Wolle e Carvalho (1994) registraram dados geotécnicos dos solos destas encostas (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 Parâmetros geotécnicos de duas "Áreas Piloto" na Serra do Mar.

Tabela 01 Parâmetros geotécnicos de duas Áreas Piloto na Serra do Mar.

Local de Estudo	Na umidade natural			Em condição inundada ("saturada")			
	γ (kN/m³)	c(kPa)	Φ (°)	γ (kN/m³)	c'(kPa)	Φ (°)	
Área 1 (500 e 600m)	Solo superficial						
	(coluvionar)	14,3	6,0	34	17,1	1,0	34
	(z= 1,0m)						
	Solo saprolítico	18,0	12,0	45	19,5	4,0	39
	(z=1,0 - 2,0m)						
Obs: inclinação da encosta = 40°; profundidade de ruptura= 1,0							
Área 2 (700 e 800m)	Solo superficial						
	(coluvionar)	16,5	9,5	40	18,2	1,0	36
	(z= 1,0m)						
	Solo saprolítico	18,5	11,0	45	20,1	3,5	39
	(z=1,0 - 2,0m)						
Obs: inclinação da encosta = 43°; profundidade de ruptura= 1,0							
γ = peso específico; c= coesão; Φ = ângulo de atrito; z= espessura do solo.							

Modificado: de Wolle e Carvalho (1994).

Tatizana *et al.* (1987a) revelam que a superfície de ruptura dos escorregamentos dá-se entre o solo coluvionar e o solo residual subjacente. Wolle e Carvalho (1994), por meio dos resultados obtidos pelos ensaios, apontam que a ocorrência dos escorregamentos na Serra, dá-se nas camadas superficiais do solo. Segundo os mesmos, devido aos extremos eventos de chuva estes solos acabam perdendo ou reduzindo a sua coesão (Tabela 3.1), facilitando assim a deflagração destes processos.

A condicionante climática tem papel fundamental nesta região. Segundo os trabalhos da CETESB (1982 e 1985) e Tatizana *et al.* (1987b), esta área sofre influencia de clima do tipo Af, constituindo clima tropical chuvoso de selva, não

apresentando estações secas bem definidas e sendo condicionado por três tipos de correntes atmosféricas:

1. Tropical Atlântica, com direção leste-nordeste, apresenta-se como uma corrente quente e úmida, principalmente, no verão;
2. Massa Polar Atlântico, com direção sul - sudoeste, com característica de circulação fria e úmida, ocorrendo no inverno e;
3. Massa Equatorial Continental e Massa Tropical Continental, de orientação a noroeste, em que a primeira apresenta-se como quente e úmida e a segunda quente e seca, o qual ocorre do planalto para a baixada.

Estas correntes atmosféricas são responsáveis pelo regime pluviométrico ao longo do ano. O regime de chuvas é basicamente tropical, com média anual superior a 3.300 mm, apresentando estações mais secas entre os meses de Abril e Setembro e úmidas entre Outubro e Março (Figura 3.6). A pluviosidade varia espacialmente segundo os fatores topográficos, a qual o aumento desta dá-se em direção da região costeira para o interior, registrando, assim o maior total de chuva para as partes mais elevadas da Serra. A precipitação da região é predominantemente de caráter orográfico (CETESB, 1982 e PELLEGATTI, 2008). Tal justificativa pode ser encontrada em um trabalho realizado por Pellegatti (2007), em que o autor, por meio de informações coletadas em postos pluviométricos (DAEE-SIGRH³, ECOVIAS-SP e IAG/USP), elaborou um perfil de distribuição das chuvas, desde a Baixada Santista até a borda do planalto Atlântico. Os resultados encontrados revelam que os valores de precipitações registrados tendem a aumentar em direção à borda do planalto e diminuem quando ultrapassam este limite. Pellegatti (2007 e 2008) associa este fato ao relevo, que influencia na circulação dos ventos nesta região.

³ Os postos pluviométricos e pluviográfico se encontram em diferentes altitudes na Serra do Mar e estão divididos entre os vales do rio Cubatão e rio Moji. Para o vale do Cubatão existem seis postos: E3-101 (6m), E3-236 (100m), E3-144 (105m), E3-064 (250m), E3-143 (400m) e E3-153 (500m). Para o vale do Moji constam apenas dois postos: E3-038 (5m) e E3-037 (820m).

Figura 3.6: Dados de precipitação mensal do posto pluviométrico E3-037 – Paranapiacaba, localizado no município de Santo André, que registra os dados de chuva da bacia do rio Moji. O gráfico mostra a distribuição de chuva, apenas para o período chuvoso da região, nos anos anteriores e posteriores à ocorrência dos escorregamentos no ano de 1985. **Fonte dos dados:** DAEE

Guidicini e Iwasa (1976) e Tatizana *et al* (1987a) destacam que a interação de frentes frias oriundas da região polar antártica, quando deparam com massas de ar quente tropicais ao longo da costa brasileira, geram zonas de instabilidade atmosférica intensa, ocasionando fortes chuvas e tempestades. Este fenômeno, para os autores, pode levar, com certa frequência, à ocorrência de inundações, processos erosivos intensos e à deflagração dos escorregamentos na Serra do Mar.

Wolle e Carvalho (1989) distinguem dois tipos de chuvas que levam à ocorrência dos escorregamentos: a primeira ocorre em um período de tempo relativamente curto, originando uma zona de “frente de saturação” e a segunda, que ocasiona uma situação de pré-saturação do solo, chamada de chuva acumulada. Tatizana *et al.* (1987a) justificam esta segunda situação com este tipo de chuva que conjuga um forte estado de saturação do solo. Os autores revelam que as precipitações nos processos de instabilização de encostas assumem o papel de agente de ação progressiva e agente de ação instantânea, demonstrando importante

relação entre a precipitação acumulada antecedente e a intensidade horária, na ocorrência dos escorregamentos.

Os escorregamentos translacionais rasos ocorridos no ano de 1985, nas escarpas do vale do rio Moji inserem-se dentro destas condições que, segundo Wolle e Carvalho (1994), podem ter sua origem no encontro da percolação de água no solo junto a frente de pré-saturação ou, também, pelo acumulo de água no solo dias antes do pico inicial do processo. As Figuras 3.7 e 3.8 mostram o total de chuva acumulada e diária para os dias 23 e 24 de Janeiro de 1985.

Figura 3.7: Total de chuva acumulada para o mês de Janeiro de 1985 e para os dias 23 e 24. As informações extraídas dos postos mostram que dos oitos postos pluviométricos dois apresentaram valores acima de 50% do total de chuva em apenas 48 horas (E3-101 e E3-038). **Fonte dos dados:** DAEE.

Figura 3.8: Valores diários para os oito postos pluviométricos com dados referentes aos dias 22 e 23 de Janeiro de 1985. Os maiores valores foram registrados para o posto E3-037 Paranapiacaba, localizado a 820 m. Os dados mostraram, também, que boa parte dos postos apresentaram registros acima de 100 mm. **Fonte dos dados:** DAEE.

O entendimento da circulação atmosférica nesta região é de suma importância, devido ao deslocamento, à concentração e à distribuição da chuva, assim como, da concentração e dispersão dos poluentes emitidos pelas usinas ali presentes, favorecendo a existência de zonas de instabilidade geotécnica, proporcionada pela perda da vegetação nesta região (CETESB, 1992 e TATIZANA et al, 1997b). Estas condicionantes climáticas podem ser associadas aos grandes eventos de movimentos de massa que ocorreram na Serra do Mar (GUIDICINI e IWASA, 1976; TATIZANA et al, 1987a e WOLLE e CARVALHO, 1989).

A vegetação desta região é composta por mata tropical atlântica ou floresta latifoliada úmida de encosta (primitiva), caracterizando uma vegetação de Mata Atlântica densa, predominando espécies lenhosas de 20 a 30m de altura (CETESB, 1982). Dados do IPT (1986) revelam que a estrutura vegetal é composta por oito tipos:

1. **Floresta:** vegetação primária e/ou secundária, alta, latifoliada, densa, com composição florística complexa, no qual é dividida em Floresta da encosta da Serra do Mar e a Floresta da Crista da Serra do Mar. Apresentam

espécies arbóreas de grandes dimensões e espécies arbustivas de menor porte, configurando um comportamento estrutural ou estratos diversificados na Serra. Do ponto de visto geotécnico, este tipo de vegetação representa um grande fator nas encostas, visto que promove a maior proteção à camada de solo contra os fenômenos erosivos, retendo a água pluvial na massa vegetal até a estruturação do solo através do enraizamento;

2. Capoeirão: vegetação secundária bem desenvolvida com aspectos similares ao de Floresta, apresentando algumas espécies de vegetação secundária, representando o estágio mais avançado de recuperação da Mata Atlântica em áreas desmatadas que, após um período de tempo, desenvolvem características da Floresta, principalmente em relação às funções geotécnicas de proteção dos solos contra os fenômenos erosivos.
3. Capoeira: representa a vegetação secundária jovem, sendo constituída principalmente por espécies arbustivas, herbáceas e por árvores jovens, de pequeno porte. Do ponto de vista geotécnico, este tipo de vegetação assemelha-se, porém em intensidade muito inferior, ao papel desenvolvido pela Floresta na proteção contra os processos erosivos. Assim como a Floresta, a Capoeira promove a proteção contra a ação dos raios solares, dos ventos e da chuva, evitando as grandes variações de umidade e temperatura do solo.
4. Carrascal: vegetação secundária constituída por espécies herbáceas e arbustivas de pequeno porte, desenvolvendo-se em áreas previamente desmatadas, principalmente em áreas com suspensão de atividades econômicas. Uma das suas características é a debilidade quanto à estabilidade da encosta, frente aos processos erosivos. Este fator implica na baixa retenção de substanciais volumes d'água de chuva, como também na eliminação d'água por meio da evapotranspiração.
5. Campo: composto por dois tipos de vegetação: o campo montano, de vegetação primária e a subsérie campestre, de vegetação secundária, apresentando-se como coberturas naturais da borda do planalto. A respeito dos aspectos geotécnicos, este tipo de vegetação tem sua ação protetora sensivelmente reduzida em relação às formações vegetais mais altas e densas.

6. Reflorestamento: ocorrem na região do planalto com o plantio de pinus e, principalmente eucaliptos. O comportamento desta mata uniforme pode ser considerado semelhante ao comportamento da mata natural, no tocante ao efeito de proteção contra os processos erosivos.
7. Áreas Agrícolas: predomínio de cultivo de banana. Nas áreas onde não há mais presença de cultivo de banana, observa-se o desenvolvimento de intensa vegetação invasora. Outros tipos de áreas agrícolas encontram-se na borda do planalto (por exemplo: mandiocas, milho, olerícolas, floricultura) associadas a chácaras.
8. Vegetação degradada: é resultante da degradação causada pela ação de poluentes sobre a vegetação natural das encostas da Serra do Mar. Tal degradação é uma combinação de fatores climatológicos e antrópicos. As condições atmosféricas (ventos e inversões térmicas) concentram os poluentes nas encostas dos principais vales, sobretudo no vale do rio Moji, com maior perda da vegetação e esta a perda reduz os efeitos mecânicos da vegetação sobre as encostas, diminuindo a sua resistência e a tornando mais suscetíveis aos processos de movimentação de massa e erosão hídrica.

O papel da vegetação na Serra do Mar apresenta-se como um fator importante na estabilidade da encosta, pois a perda de forma direta ou indireta propicia alterações no equilíbrio dos ecossistemas. Tal desequilíbrio predispõe as encostas aos diversos tipos de processos, desde erosivos a movimentos de massa, principalmente os escorregamentos translacionais rasos (CETESB, 1982 e IPT, 1986). A forma do uso e ocupação do solo é um dos fatores que direta ou indiretamente pode ocasionar a ocorrência destes processos.

A ocupação da Serra do Mar, assim como, da região de Cubatão iniciou-se em meados de 1560 com as pequenas estradas, por exemplo, o primitivo Caminho de Piratininga, que ligava a Baixada Santista ao interior do Estado. O uso do solo inicialmente deu-se por pequenas atividades agrícolas, e posteriormente começaram a surgir pequenas fábricas de tecidos na região de Cubatão, em meados de 1813.

Em paralelo ao surgimento das pequenas fábricas e indústrias, foram ocorrendo melhorias nas vias de circulação existentes, como por exemplo, o

Caminho do Mar, que a partir de 1913 permitiu o deslocamento de automóveis ao litoral paulista, bem como, a inauguração da São Paulo Railway (1967), hoje conhecida como Santos – Jundiaí, que permitiu o escoamento de café vindo do interior do Estado até a Baixada Santista (IPT, 1986, GOLDENSTEIN, 1965 e SANTOS, 2004). Segundo IPT (1986), até meados de 1918, a região de Cubatão contava com 32 estabelecimentos, entre elas, a Costa Moniz Indústria e Comércio, no ramo de curtume e a Companhia Santista de Papel.

Entre os anos de 1926 e 1937, a região de Cubatão vinha sofrendo grandes transformações na sua infra-estrutura. Neste intervalo de tempo, a Usina Henry Borden começou a operar, fornecendo energia elétrica para o Planalto e para as indústrias ali instaladas; inauguração do trecho Mairinque – Santos da estrada de ferro Sorocabana e; início da construção da via Anchieta, inaugurada em 22 de Abril de 1947 (IPT, 1986 e SANTOS, 2004).

O desenvolvimento industrial, assim como a circulação da região não parava de crescer e, segundo Goldenstein (1965), esta fase de crescimento e de implantação industrial estava associada ao período dinâmico da economia brasileira. Neste período, teve-se a construção do oleoduto que transportava derivados de petróleo de Santos para São Paulo (1951), da inauguração da Refinaria Presidente Bernardes (1955) (Figura 3.9), da Copebrás (1959), da Cosipa (1965), da Ultrafértil (1970), início das obras da Rodovia Imigrantes (1971) e da pista ascendente, em 1976 (IPT, 1986 e SANTOS, 2004).

Outro aspecto importante de uso e ocupação em Cubatão foram as instalações de moradias nas encostas desta região, iniciadas em 1956, com o bairro Jardim São Marcos, com a expansão dos Bairros – Cota, em 1979, com o surgimento da Vila Natal, em 1983, e reurbanização da Vila São José, em decorrência do acidente com o oleoduto da Petrobrás em 1984 (IPT, 1986).

Figura 3.9: Instalações da indústria de fertilizante Ultrafertil em 1970. O surgimento desta empresa ocorreu no auge do desenvolvimento econômico da região e do país. Notar em segundo plano as encostas da Serra do Mar. **Fonte:** Ferreira e Passerani (2005).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Com o intuito de alcançar o objetivo principal deste trabalho - *a avaliação da susceptibilidade a escorregamentos translacionais rasos* - foi necessário estabelecer alguns procedimentos metodológicos que serão descritos aqui (Figura 4.1).

As primeiras etapas consistiram na escolha de uma área de estudo representativa dos escorregamentos rasos na Serra do Mar (SP) para o ano de 1985 (4.1) e na definição do modelo matemático a ser aplicado na previsão das áreas susceptíveis a escorregamentos (4.2). A terceira etapa (4.3) refere-se ao levantamento dos parâmetros geotécnicos, hidrológicos, pluviométricos e topográficos e no mapeamento dos escorregamentos (4.4). A quarta etapa (4.5) consiste na correlação dos parâmetros topográficos com as cicatrizes, utilizando índices que demonstrem a importância de cada parâmetro na deflagração dos escorregamentos.

A partir da escolha do modelo, a quinta etapa corresponde às simulações de cenários de suscetibilidade e a sua validação (4.6). Os procedimentos, assim como as informações resultantes destes, servirão de subsídio para avaliar as correlações das informações obtidas pelo mapeamento das cicatrizes, juntamente com os parâmetros topográficos e o modelo SINMAP, sendo discutidos no capítulo 5.

FIGURA 4.1: Fluxograma das etapas metodológicas da pesquisa.

4.1 Seleção da Área Piloto

A escolha da bacia da Ultrafértil como área piloto, está relacionada ao evento pluviométrico de 23 e 24 de Janeiro de 1985, que levou à ocorrência de inúmeros escorregamentos, registrados alguns meses depois por meio de levantamento aerofotogramétrico. Além das informações aerofotogramétricas, outro aspecto considerado foi a disponibilidade de materiais cartográficos, geotécnicos e pluviométricos na literatura e em bancos de dados. Tal escolha pode ser fundamentada também pelas análises levantadas por Tatizana *et al.* (1985b), que relatam que os escorregamentos apresentaram distribuição desigual, concentrando-se nas encostas dos setores Copebrás e Ultrafértil, diminuindo a frequência em direção ao setor Paranapiacaba e bairros Cotas (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 - Distribuição de escorregamentos nas encostas da Serra do Mar, 1985.

Setor	Densidade de Escorregamento
Copebrás e Ultrafértil	27/Km ²
Perequê	22/Km ²
Refinaria Presidente Bernardes e Córrego da Onça	20/Km ²
Eletropaulo e Bairros Cotas	11/Km ²
Paranapiacaba e Grota Funda	11/Km ²

Fonte: Tatizana *et al* (1985b).

4.2 Seleção do Modelo - SINMAP

A escolha do modelo de previsão foi baseada em questões teóricas e de aplicabilidade. Devido ao grande número de modelos que possibilitam a análise dos movimentos de massa, principalmente os escorregamentos translacionais rasos, foram consideradas as vantagens e desvantagens deste modelo para a área e sua dinâmica. O SINMAP permite trabalhar com margens de parâmetros, não exigindo dados numéricos precisos e a resultante disso são os valores de incertezas representados na análise. O modelo pode prever o ponto inicial, mas não a sua magnitude, sua trajetória e sua área de deposição, assim, o índice de estabilidade só pode ser entendido em termos de perigo relativo (PACK *et al*, 2001 e DEB e EL-KADI, 2009).

Por ser um modelo exclusivamente desenvolvido para análise dos escorregamentos translacionais rasos, o SINMAP (*Stability INdex MAPping*) foi o modelo escolhido para ser aplicado nesta pesquisa. O modelo considera que os escorregamentos translacionais rasos são controlados pela convergência do fluxo subsuperficial. O SINMAP utiliza-se da superfície topográfica, calculando o fluxo de água em cada ponto ou célula da bacia, admitindo-se que o limite hidrológico subsuperficial é paralelo à superfície do terreno, assumindo que os parâmetros de resistências dos solos, condutividade hidráulica e espessura do solo, são constantes. Como já descrito, o modelo combina a equação de talude infinito e um modelo hidrológico e, por meio do índice de estabilidade, calcula a probabilidade de uma área ser estável ou não à ocorrência dos escorregamentos rasos.

O SINMAP vem sendo aplicado com sucesso em distintas regiões, freqüentemente afetadas por escorregamentos rasos e sob diferentes condições climáticas e geológicas (MORRISSEY *et al*, 2001; ZAITCHIK *et al*, 2003; PAULIN *et al*, 2010 entre outros). No Brasil, algumas áreas do conhecimento e, recentemente, órgãos públicos, vêm utilizando o modelo, combinado a uma interação de sistemas, para realizar análises de suscetibilidade e de fragilidade ambiental com o objetivo de auxiliar no planejamento e na tentativa de minimizar o impacto causado por estes processos (LOPES, 2006; LOPES *et al*, 2007; INPE, 2008; entre outros)

4.3 Levantamento dos Parâmetros

Neste capítulo são descritos os parâmetros necessários para a análise do papel desenvolvido pelos fatores topográficos na deflagração dos escorregamentos, bem como, a análise da suscetibilidade gerada pelo modelo matemático SINMAP. Consistem aqui os dados levantados na literatura sobre os parâmetros geotécnicos e hidrológicos, assim como as informações a respeito do Modelo Digital de Terreno e seus derivados (ângulo da encosta, curvatura, aspecto e área de contribuição).

4.3.1 Modelo Digital de Terreno

O Modelo Digital de Terreno (MDT) foi elaborado a partir da digitalização das cartas topográficas em escala 1:10000 com eqüidistância de 5m: Serra do Poço (4214/SF-23-Y-D-IV-3NO-D) e Vila Parisi (4216-SF-23-Y-D-IV-3-NO-F), da Agência Metropolitana da Baixada Santista – AGEM. Posteriormente, da digitalização das cartas e do seu tratamento em ambiente SIG, extraiu-se as informações planialtimétrica (curvas de nível, pontos contados e rede de drenagem), apenas para o limite da bacia da Ultrafértil.

A construção do MDT tem como propósito auxiliar na análise de ocorrência dos escorregamentos rasos na bacia da Ultrafértil por meio da influência de cada parâmetro topográfico (ângulo da encosta, curvatura, aspecto e área de contribuição) e pela previsão de áreas suscetíveis à deflagração destes processos pelo modelo SINMAP. Segundo Guimarães (2000), o MDT apresenta-se como uma ferramenta fundamental para a análise do modelo matemático, pois está associado direta ou indiretamente à obtenção da declividade e da área de contribuição exigindo, assim, um modelo mais confiável possível.

Sobre a precisão e a coerência do MDT, Yilmaz (2007), afirma que a acurácia e a qualidade do modelo dependem do tipo de método de interpolação e da precisão dos dados de entrada. Assim, para esta pesquisa, utilizou-se o módulo de interpolação *Topo to Raster* da extensão *3D Analyst* do software ArcGis 9.3 com

resolução 2m (4m²) (Figura 4.2). Benda *et al* (2006) apontam que o TOPOGRID (equivalente ao *Topo to Raster* do ArcGis 9.3) apresenta, ao mesmo tempo, a eficácia computacional dos métodos de interpolação local e a continuidade da superfície proporcionada pelos interpoladores globais. Este método utiliza-se da técnica de interpolação baseada em diferenças finitas para gerar um *grid* a partir de pontos e de curvas de nível, permitindo a imposição de linhas de quebra como, por exemplo, a rede de drenagem, eliminando depressões que não estão de acordo com o fluxo gravitacional, resultando em um MDT hidrológico consistente (MOORE *et al*, 1991; GUIMARÃES, 2000; LOEBMANN *et al*, 2005; RABACO, 2005 e BENDA *et al*, 2006).

A coerência nos dados de entrada e de saída do MDT, principalmente para análises hidrológicas, torna-se relevante, visto que a água é um dos principais fatores que determina a forma do relevo e os processos atuantes na superfície terrestre (RABACO, 2005). Com o objetivo de tornar o MDT mais confiável hidrológicamente, adotou-se uma rotina de minimização das informações altimétricas contidas nas curvas de nível, a fim de diminuir as rugosidades ou possíveis *Sinks* presentes no modelo. A rotina baseia-se na proposta de Loebmann *et al* (2005), que sugerem a suavização do modelo, perdendo a menor quantidade possível de informações. Estas informações presentes nas curvas, foram reduzidas por meio da aplicação de *buffers* de 5, 10, 15 e 20m. Os resultados obtidos pelos histogramas mostraram que as curvas de nível que sofreram a aplicação dos *buffers* apresentaram menores concentrações de picos. Verificou-se também que quanto maior for o valor atribuído ao *buffer* melhor será a suavização do MDT (Figura 4.3). Portanto, a acurácia e a qualidade dos dados de entrada e saída do Modelo Digital de Terreno são de grande valia para a análise do trabalho aqui proposto, visto que o resultado desta operação pode comprometer erroneamente o papel de cada parâmetro topográfico e a previsão de áreas suscetíveis pelo SINMAP.

FIGURA 4.2: Modelo Digital de Terreno da Bacia da Ultrafertil.

FIGURA 4.3: Histogramas do Modelo Digital de Terreno. (A) MDT Original, pode-se notar o número de picos ao longo da superfície do relevo. Os MDT's (B) e (C) com aplicações de *buffers* de 5m e 10m, respectivamente, não apresentaram diferenciação de perda de picos ou suavização em relação entre eles, mas verificam-se perdas destes picos em relação ao modelo original. Os MDT's de 15m (D) e de 20m (E) apresentaram os melhores resultados de suavização entre todos os modelos. Verifica-se que entre eles há uma maior suavização, o que confere uma diminuição nas quebras ou patamares encontrados sobre o modelo.

4.3.1.1 Parâmetros Topográficos

A partir da rotina para confecção do Modelo Digital de Terreno, por meio do interpolador *Topo to Raster* e do módulo *Raster Surface* da extensão *3D Analyst* do *ArcGis 9.3*, foram elaborados os mapas dos parâmetros topográficos: ângulo da encosta, aspecto, curvatura (planta/perfil) (Quadro 4.1), e área de contribuição para a bacia da Ultrafértil.

Mapas	Classes
Ângulo de Encosta (°)	0-30/30-40/40-50/>50
Aspecto	N/NE/E/SE/S/SW/W/NW
Curvatura (planta/perfil)	Convexa/Retilínea/Côncava

Quadro 4.1 - Classes dos Mapas dos Parâmetros Topográficos

O mapa de ângulo da encosta foi elaborado a partir do processamento do *Modelo Digital de Terreno*, e subdividido em intervalos de 0° a > 50° para a área de estudo.

O aspecto corresponde à direção de declive de uma faceta da encosta, seccionada em 45° em sentido horário, dividida em 8 direções preferências de fluxos. A distribuição da energia solar ocorre de maneira não uniforme, ou seja, desigual para toda a área, e estas características, somando-se a outros fatores, contribuem para o controle de umidade no solo (GAO, 1993; GUIMARÃES, 2000 e ESRI, 2005).

A curvatura nesta pesquisa foi adotada apenas levando-se em consideração análise conjunta da forma do relevo, ou seja, em planta e perfil. Isto se justifica porque, segundo Havenith *et al* (2006), o estudo em conjunto destas formas é mais apropriado na análise de suscetibilidade a movimentos de massa, no caso, os escorregamentos translacionais rasos, devido à predisposição do fluxo convergente ou divergente na remoção e deposição do material. Ou seja, a curvatura em planta e perfil é uma combinação no entendimento dos efeitos de aceleração e desaceleração e da relação de convergência e divergência dos fluxos (ESRI, 2005 e SANTOS, 2009).

O mapa de área de contribuição foi elaborado por meio da aplicação do modelo *Stability Index Mapping* - SINMAP 2 (PACK et al, 2005), disponível como extensão da versão *ArcGis* 9.3. A área de contribuição (relação da direção de fluxo e declividade do relevo) corresponde ao fluxo de água drenada para um determinado ponto ou célula da bacia, conferindo valores diferenciados de fluxo, por exemplo, para uma mesma encosta à montante e/ou a jusante. Portanto, este parâmetro é avaliado pelo número ou conjunto de células que contribuem para a distribuição da água para uma única célula em relação à declividade.

O cálculo da área de contribuição do SINMAP baseia-se no método D^∞ (TARBOTON, 1997), no qual o fluxo é considerado multidirecional (SILVA, 2006). Nesse método, o ângulo de direção do fluxo é determinado pela relação da declividade da encosta sobre as 8 facetas triangulares formadas pela matriz (3x3) para uma única célula (Figura 4.4). Assim, para cada célula e suas 8 células correspondentes cria-se um vetor, em direção a jusante, partindo-se do centro da célula, e que pode ser uma declividade que corresponda ao fluxo interno e externo de um ângulo médio de 45° da faceta até a matriz de origem. Conseqüentemente, a área a montante, A , é a área de contribuição para cada pixel e pode ser estimada como o produto do número de pixels drenados para cada pixel a jusante e para cada pixel da área. Portanto, a área específica da bacia, a , é dada como A/L , onde L é o comprimento do pixel (O'LOUGHLIN, 1986 e TARBOTON, 1997).

A proporção de fluxo para a célula 3 é $\alpha_2/(\alpha_1 + \alpha_2)$, enquanto para a célula 4 é $\alpha_1/(\alpha_1 + \alpha_2)$.

Figura 4.4: Representação do método D_{∞} para o cálculo da relação da direção do fluxo e da declividade (Pack et al, 1998).

4.3.2 Parâmetros Geotécnico e Hidrológico

As informações sobre os parâmetros físicos e geotécnicos dos solos foram coletados de trabalhos realizados *in situ* na Serra do Mar no Estado de São Paulo, em locais próximos à bacia da Ultrafértil ou de regiões com condições similares aquelas encontradas nesta área, sendo eles: Wolle (1988), IPT (1988), Carvalho (1989), Wolle e Carvalho (1994), Amaral Junior (2007), Mendes (2008), entre outros.

Para avaliar a suscetibilidade da bacia da Ultrafértil, utilizaram-se valores das propriedades físicas dos solos (ângulo de atrito, coesão, profundidade e a densidade do solo) como apresentado no Quadro 4.2. Os primeiros valores foram retirados de Wolle e Carvalho (1989 e 1994), correspondentes à região de Cubatão (SP). Os autores, por meio de ensaios “*in situ*” e de laboratório em duas áreas pilotos,

buscaram compreender a dinâmica de infiltração e da percolação da água dentro de solos não saturados e o seu papel na ocorrência dos escorregamentos rasos na Serra do Mar.

Amaral Junior (2007) teve como proposta fazer um mapeamento geotécnico aplicado na análise dos diferentes tipos de ocorrência dos movimentos de massa gravitacionais, por meio de ensaios “in situ” e de laboratório na região serrana de Costa Verde – RJ, compreendendo os municípios de Itaguaí e Mangaratiba.

Mendes (2008) estudou áreas caracterizadas por atividades de mineração, afetadas por processos erosivos, na tentativa de entender a relação existente entre a água presente no solo e sua variação em solos residuais não saturados, buscando identificar as diferenças dos horizontes de intemperismo (microestrutura e porosidade), bem como, caracterizar seu comportamento físico-hídrico.

A partir do exposto, justifica-se o emprego destes valores no auxílio a calibragem do modelo, pois os mesmos foram extraídos de estudos onde ocorreu algum tipo de processo, no caso, os movimentos de massa, e com ambientes geológico-geomorfológicos similares a área de estudo. Além disso, outro aspecto relevante, é que o SINMAP trabalha com margem de probabilidade destes parâmetros, mínimo e máximo, considerando estes dados constantes. Sendo assim, estas informações são homogeneizadas para toda área.

Área para o Levantamento/Parâmetros						Não Saturado			Saturado		
Local/ Autores	Encosta (°)	Litologia	Solo	Textura	Espessura (m)	γ (KN/m³)	c (KPa)	Φ (°)	γ (KN/m³)	c (KPa)	Φ (°)
Cubatão (SP) (Wolle e Carvalho, 1994)	40	Migmatitos	Superficial	Areno-argiloso	1,0	14,3	6,0	34	17,1	1,0	34
			Saprolítico	Arenosa ou Siltosa	1,0 a 2,0	18,0	12	45	19,5	4,0	39
	43		Superficial	Argilo-arenoso	1,0	16,5	9,5	40	18,2	1,0	36
			Saprolítico	Arenosa ou Siltosa	1,0 a 2,0	18,5	11	45	20,1	3,5	39
Ubatuba (SP) (Mendes, 2008).	~10	Migmatitos	Saprolítico	Areno-siltoso	14,0	SI	SI	SI	28,2	13,0	31,4
			Residual	Areno-silto-argilosa	1,0	SI	SI	SI	27,8	9,5	32,9
	~15	Charmockitos	Residual	Areno-argiloso	1,0	SI	SI	SI	27,1	10,0	31,6
			Saprolítico	Areno-argilo-siltosa	7,0 a 8,0	SI	SI	SI	27,6	7,0	40,4
Costa Verde (RJ) (Amaral Junior, 2007)	SI	Biotita Gnaissse	Residual maduro	Areno-silto-argilosa	0,1 a 20	13,32	14,5	37	15,56	8,0	32
			Residual jovem	Areno-siltoso	0,2 a 8	14,85	17,5	41	16,98	4,5	42
			Saprolítico	Areno-siltoso		12,5	26,5	32	14,9	10,0	32
		Migmatitos	Residual maduro	Areno-siltoso	0,8 a 7,0	12,72	6,5	42	13,27	5,5	39
			Residual jovem	Areno-silto-argilosa	0,5 a 3,0	11,03	6,5	45	13,45	1,0	42
			Saprolítico	Areno-siltoso	0,8 a 30	12,42	12	34	13,33	9,0	32

Quadro 4.2 – Parâmetros geotécnicos secundários de diferentes áreas instrumentadas da Serra do Mar (SP-RJ) e parcialmente utilizado nesta pesquisa. SI= Sem Informação; γ = peso específico do solo; c= coesão; Φ = ângulo de atrito.

4.3.2.1 Parâmetro de coesão das raízes

As informações sobre a coesão das raízes empregada nesta pesquisa, e que corresponde à variável C_r na equação da coesão adimensional no modelo SINMAP, foram obtidas nos valores propostos por Guimarães (2000), visto que trabalhos deste tipo de detalhamento são muito escassos ou até inexistentes para a região da Serra do Mar.

Com o intuito de verificar o papel da vegetação nos movimentos de massa ocorridos em 1996, entre eles os escorregamentos translacionais e rotacionais, Vieira *et al* (1998) confeccionaram um mapa de vegetação para a bacia do rio Quitite, localizada no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro. Os resultados obtidos mostraram que a área é, em sua maior parte, composta por mata degradada, seguida pela mata preservada e pelas gramíneas e que os escorregamentos ocorreram de forma quase homogênea nestas classes de vegetação. Na mesma área, Guimarães (2000), por meio de análise de outros trabalhos, sobre os tipos de vegetação, de sua interação com o solo e seu atual estágio de desenvolvimento, atribui valores de coesão para os três tipos de vegetação, para auxiliar sua análise sobre os movimentos de massa nesta região. O autor adotou os valores de coesão das raízes para cada tipo de vegetação, entre 10kPa, 12kPa e 20kPa, para a mata degradada, gramínea e mata preservada, respectivamente.

A vegetação pode ser considerada um dos fatores favoráveis à estabilização da encosta por meio da relação das raízes com o solo. Segundo alguns estudos, a resistência das raízes ou a correlação da raiz - solo tem relevância na incidência dos escorregamentos (GREENWAY, 1987; DIETRICH *et al* 1995; WU e SIDLE, 1997; GUIMARÃES, 2000, KEIM e SKAUGSET, 2003, entre outros). Tais estudos mostram que esta variável muda de acordo com o tipo de vegetação e com o seu atual estágio de desenvolvimento. Por exemplo, Wu e Sidle (1997), em estudos realizados em duas bacias de Cedar Creek, em Oregon nos EUA, encontraram valores diferenciados desta relação (raiz-solo) para os locais com a presença de vegetação e para aqueles sem vegetação ou em processo de reflorestamento. Os autores verificaram que houve uma redução no valor desta relação de 80% para os locais sem a presença de vegetação, identificando maior frequência de escorregamentos nestas áreas.

4.3.2.2 Parâmetros Hidrológicos

Os dados sobre a condutividade hidráulica utilizada na equação de umidade relativa do SINMAP, e que correspondem à variável T (transmissividade) foram obtidos no trabalho de Carvalho (1989). Sabe-se que os escorregamentos na Serra do Mar estão condicionados às características geomorfológicas, geológico-geotécnicas e hidrológicas, assim como ao regime pluviométrico da região, que por muito tempo vem sendo objeto de estudo no que se refere à forma e aos mecanismos de sua deflagração.

Neste sentido, Carvalho (1989) propôs estudar a infiltração da água das chuvas em solos não saturados e o seu papel na deflagração dos escorregamentos rasos pela perda das pressões. As áreas escolhidas para a realização desta pesquisa foram locais com a presença de cicatrizes provenientes dos escorregamentos ocorridos em 1985, nos vales do rio Moji e do rio Cubatão.

Considerando-se apenas, nesta análise, os escorregamentos ocorridos nas encostas do vale do rio Moji e por meio de sondagens simples, Carvalho (1989) verificou dois tipos de horizontes sobre a rocha migmatítica intensamente fraturada: (I) solo superficial coluvionar, resultado do transporte lento por processo de rastejo, com textura areno-argiloso e blocos de rocha parcialmente alterados, apresentando espessura média de 1 m; (II) o solo saprolítico, com textura mais arenosa e estrutura herdada da rocha matriz, com espessuras médias entre 3 a 4 m. Sobre a presença do lençol freático nestes locais, o autor aponta que em nenhum momento foi encontrado pelas sondagens, e que as superfícies de ruptura destes processos desenvolveram-se próximos à base do horizonte superficial, supondo assim, que a deflagração destes escorregamentos esteve sujeita à presença de uma frente de saturação.

Na tentativa de investigar os efeitos da condutividade hidráulica saturada (Tabela 4.2) sobre as encostas da Serra do Mar, Carvalho (1989) realizou testes em laboratórios por meio de amostras indeformadas de 10 cm de diâmetro. Sobre os resultados, o autor constatou que o sistema de discontinuidades é responsável pela maior parte do fluxo que percola sobre o corpo de prova. Na tentativa de minimizar esta influência destas discontinuidades, o autor realizou novo teste para uma única

amostra com diâmetro de 5 cm e percebeu uma redução significativa da condutividade hidráulica.

Destes ensaios, Carvalho (1989) confirma que a condutividade hidráulica saturada apresentou considerável variabilidade espacial para os solos superficiais devido a macroestruturas do solo.

Tabela 4.2 – Valores de peso específico e da condutividade hidráulica dos solos coletados na bacia, localizada no vale do rio Moji, próximo a Paranapiacaba.

Amostra	γ_d (kn/m ³)	K_{sat} (20°) (cm/s)	K_{sat} (m/s)
1	13,58	$1,3 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-5}$
1A*	13,51	$5,3 \times 10^{-6}$	$5,3 \times 10^{-8}$
2	12,71	$1,0 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-6}$
3	13,79	$5,3 \times 10^{-4}$	$5,3 \times 10^{-6}$
4	12,85	$7,2 \times 10^{-4}$	$7,2 \times 10^{-6}$

(*) Refere-se ao corpo de prova de 5 cm de diâmetro da amostra 1. γ_d : peso específico da amostra e K_{sat} : condutividade hidráulica saturada. Fonte: Carvalho (1989).

4.3.2.3 Parâmetros Pluviométricos

Os dados pluviométricos utilizados pelo modelo SINMAP, que correspondem à variável R (recarga constante) no cálculo da razão T/R, foram obtidos no banco de dados pluviométrico e pluviográfico do banco de dados do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SIRGH), do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE).

Para a região da Baixada Santista constam a existência de quatro pluviográficos e oito pluviômetros localizados nos vales dos rios Cubatão e Moji, na região de Cubatão. Constam nos registros do SIRGH, que o posto pluviométrico E3-037, localizado no vale do rio Moji, em Paranapiacaba (Lat.: 23°47' e Long.: 46°18') com altitude de 820 m, apresentou um total de chuva de 887 mm para o mês de janeiro de 1985, com pico de 210 mm para o dia 23, dia do segundo evento de

escorregamentos generalizados na região. Neste mesmo banco de dados, verificou-se um acumulado de chuva anterior ao evento, entre os dias 1 a 21 de janeiro, de 470,4mm.

O posto E3-038 localiza-se a 5m de altitude dentro do rio Moji, na região da via Piaçaguera (Lat.: 23°53' e Long.: 46°29'), apresentando falhas nos dados registrados pelo pluviômetro e pluviográfico. No entanto, este último é o único aparelho que registrou as informações de chuva a cada hora, para a região do vale do Moji.

Partindo-se destas informações disponíveis, buscaram-se dados referentes à meteorologia da região no banco de dados do CPTEC-INPE, com o intuito de encontrar informações consistentes para o ano de 1985. Contudo, verificou-se que não há registros de informações para este ano, comprometendo a análise de obtenção dos valores para a variável R.

O posto pluviométrico E3-037, diferentemente do posto E3-038, apresentou-se completo, com registros diários para todo o mês de janeiro de 1985. Porém, a utilização destes dados só poderia ser feita por meio de uma média de precipitação horária, o que acarretaria uma homogeneização desta chuva diária e desconsideraria os picos de chuva ocorridos ao longo do dia. Esta seria uma hipótese não realística das chuvas e sua distribuição na região das escarpas da Serra do Mar.

Com o intuito de minimizar a ausência destas informações, para ambos os postos, optou-se por trabalhar com os dados do pluviográfico E3-038, que fornece a medição a cada cinco minutos, mesmo este, apresentando dados inconsistentes para os dias 22 e 23 de janeiro, início da ocorrência dos escorregamentos na área de estudo.

Os dados foram separados em três grupos (Quadro 4.3), cada um contendo um intervalo de 6 horas, assim o primeiro grupo apresentou um acúmulo de 11,8 mm/h, o segundo grupo 37,6 mm/h e, o terceiro grupo 130,7 mm/h. Nota-se que o terceiro grupo apresenta valores três vezes superiores quando da soma dos grupos 1 e 2, porém não pode ser, exclusivamente, um indicativo que os escorregamentos tenham ocorrido neste intervalo de tempo. Portanto, para preservar as condições reais de chuva na região e não atribuir valores de médias que poderiam mascarar os picos de chuva, utilizou-se três intervalos para compor a variável R na razão T/R.

Precipitação (mm) – Janeiro de 1985														
Data	Hora	5'	10'	15'	20'	25'	30'	35'	40'	45'	50'	55'	60'	Total
22	13:00	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,9
	14:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	1,4
	15:00	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,9	0,9	4,1
	16:00	0,9	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	3,6
	17:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,2
	18:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
	22:00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	3,6
	23:00	0,6	0,6	0,6	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,0	0,4	0,4	0,4	13,5
23	0:00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,4	0,4	0,4	0,4	9,5
	1:00	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	4,8
	2:00	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	3,8
	3:00	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	2,4
	4:00	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	3,6
	5:00	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	1,8	1,8	1,8	8,1
	6:00	1,8	1,8	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	7,9	19,8	10,4	2,3	2,3	57,3
	7:00	1,5	1,5	1,3	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,1	1,3	1,3	1,3	13,8
	8:00	3,5	3,5	3,0	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	2,4	2,4	2,4	2,4	28,6
	9:00	3,2	3,2	3,2	1,5	1,5	1,5	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	19,3

Quadro 4.3 – Valores de precipitação do posto E3-038, obtidos no banco de dados do SIRGH. Cada tonalidade de cinza representa um intervalo pluviométrico de 6 horas (SIRGH/DAEE).

4.4 Mapeamento dos Escorregamentos Rasos

O mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos ocorridos em 1985 foi feito por meio de ortofotos aéreas infravermelhas coloridas, em escala 1:25000, com resolução de 0,5 metros, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)⁴ (Figura 4.5). Segundo Záruba e Mencl (1976), a fotografia aérea é a ferramenta mais valiosa na identificação do fenômeno, porque fornece uma visão tri-dimensional da área, permitindo localizar os limites de sua ocorrência. No entanto, van Westen

⁴ Fotos cedidas por Eymar S.S. Lopes (INPE) e por Paulina S. Riedel (Inst. Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Rio Claro).

(1993) salienta que a identificação dos movimentos de massa sobre a fotografia aérea exige conhecimento prévio do pesquisador sobre o processo.

A identificação e representação dos escorregamentos sobre a imagem foram feitas utilizando-se polígonos, pois se considerou que esta feição melhor representaria tal fenômeno. O mapeamento foi realizado com base em uma análise visual dessas feições, utilizando-se os seguintes critérios: a geometria do fenômeno; a ausência de vegetação que, segundo Záruba e Mencl (1976) apresenta-se como um bom indicativo de reconhecimento, visto que, a cobertura vegetal difere daquelas áreas não afetadas pelo processo, facilitando a sua identificação sobre a imagem; sua posição na encosta, as curvas de nível e a análise textural (PEREIRA *et al*, 1986, SESTINI e FLORENZANO, 2004 e GAO e MARO, 2009). Ressalta-se que, sobre este último critério, as áreas com tonalidades brancas representadas por solo nú, indicam os escorregamentos ocorridos em 1985 e as áreas com tonalidade verde-clara e marrom indicam os escorregamentos em estágio inicial de recolonização vegetal. As cicatrizes foram mapeadas em escala de 1:1.000, pois permitiu a melhor visualização do processo, sem perder a qualidade da ortofoto. As cicatrizes identificadas como anteriores ao ano de 1985 também foram mapeadas, já que estas podem ser interpretadas como zonas instáveis ou suscetíveis a eventos futuros.

Adotou-se para esta pesquisa o mapeamento total da cicatriz incluindo a *zona de passagem, arraste e deposição* (Figura 4.6). Este tipo de mapeamento, vale ressaltar, só foi empregado na análise dos parâmetros topográficos, visto que, o modelo SINMAP trabalha apenas com pontos, assim necessitando realizar a conversão destas entidades.

Entre as dificuldades deste mapeamento, pode-se citar a complexidade como estes processos aparecem na paisagem, pois muitas vezes, principalmente nos paredões rochosos, onde estes se tornam um único corpo, impossibilitam a delimitação de cada processo separadamente (Figura 4.7). O sombreamento topográfico foi outro aspecto negativo e que pode ter induzido a delimitação de uma cicatriz onde não tenha ocorrido o escorregamento. Outra dificuldade foi à localização destas feições nas encostas voltadas para Leste e para Nordeste da bacia próxima ao Planalto, que, devido às tonalidades das cores da foto prejudicaram a análise interpretativa (Figura 4.8).

Vale lembrar que para esta pesquisa não foi efetuada vistoria de campo para identificar as cicatrizes, devido à impossibilidade de acesso à área, e à ausência destas feições remanescentes do evento ocorrido em 1985.

FIGURA 4.5: Ortofoto de 1985 utilizada no mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos da bacia da Ultrafértil (retângulo vermelho). Escala original 1:25000. A ortofoto foi reduzida 60% do seu tamanho original. Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.

FIGURA 4.6: (A) Parte da ortofoto de 1985 sobre a qual foram mapeadas as cicatrizes, considerando as áreas mais claras (sem vegetação) incluindo a “zona de arraste”. Parte do mapa de cicatrizes (B) gerado sobre carta topográfica. As cicatrizes mapeadas são apresentadas pelos polígonos pretos.

FIGURA 4.7: A identificação e delimitação dos escorregamentos neste setor da encosta foram prejudicadas pelas tonalidades de cores da imagem, bem como, pelo próprio paredão rochoso (C e D). As setas em vermelho (C) indicam um dos locais de difícil interpretação e delimitação destes processos separadamente na porção Leste da bacia.

FIGURA 4.8: Neste terço superior os vales bem encaixados e a tonalidade da ortofoto dificultaram a identificação dos escorregamentos. (E) as setas em vermelho indicam os locais de difícil interpretação, ou seja, locais onde o sombreamento pode ter induzido a delimitação do processo.

4.5 Análises do papel da topografia

Com o intuito de avaliar, de forma quantitativa, a relação entre cada parâmetro topográfico e os escorregamentos rasos ocorridos em 1985 na bacia da Ultrafértil, foram elaborados os mapas de ângulo da encosta, aspecto, curvatura (planta/perfil) a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT), conforme descrito no capítulo 4.3.1.

Os dados obtidos pelas correlações dos *mapas topográficos x de cicatrizes* permitiram analisar a distribuição do número de células de cada classe afetadas ou não pelos escorregamentos (Figura 4.9) (GAO, 1993 e GUIMARAES, 2000). Primeiramente, buscou-se investigar a Frequência (F) de cada parâmetro topográfico, calculando-se a razão entre os números de células de cada classe e o total de células da bacia, definindo-se a distribuição de cada classe, para cada parâmetro dentro da bacia. Posteriormente, outros dois índices foram analisados por meio do mapa de cicatrizes: o primeiro, que consiste na razão do número de células, de cada classe, afetadas pelos escorregamentos e o total de células da bacia, chamado de Concentração de Cicatrizes (CC) e, o segundo, que consiste na razão

do número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe, correspondendo ao Potencial de Escorregamento (PE).

Para melhor avaliar a importância de cada parâmetro topográfico na deflagração dos escorregamentos, atribuiu-se o valor de “1” para os polígonos representativos destas cicatrizes. O intuito desta operação consistiu na identificação das áreas afetadas pelos escorregamentos e aquelas sem presença do escorregamento. Assim, foram gerados histogramas para cada parâmetro topográfico e para as classes de cada parâmetro afetadas pelos escorregamentos, e posteriormente tais informações foram organizadas em planilha Excel (Figuras 4.10 e 4.11).

A análise dos parâmetros topográficos tem como objetivo subsidiar o entendimento sobre a distribuição dos escorregamentos na área, auxiliando também a validação dos resultados obtidos pelo modelo SINMAP.

FIGURA 4.9: Mapa e histograma do ângulo de encosta gerados pelo programa ArcGis 9.3. Histograma com a distribuição espacial das classes de ângulo da encosta. O eixo y indica o número de células de cada classe e o eixo x as classes do ângulo de encosta.

FIGURA 4.10: Demonstração do procedimento de correlação entre um parâmetro topográfico (ângulo da encosta) e cicatrizes de escorregamentos (polígonos pretos) por meio do *Raster Calculation* da ferramenta *Spatial Analyst* do ArcGis 9.3.

FIGURA 4.11: Mapa e histograma do ângulo de encosta gerados pelo programa ArcGis 9.3. Distribuição espacial das classes de ângulo afetadas pelas cicatrizes de escorregamento (mapa). A análise do histograma gerado pela correlação do mapa de ângulo com o mapa de cicatrizes, mostra no seu eixo y, o número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes.

4.6 Parâmetros do SINMAP: Calibração, Simulação e Validação dos Cenários

A calibração e a simulação do modelo exigem a correção do Modelo Digital de Terreno e a adequação dos parâmetros das propriedades físicas, hidrológicas do solo e pluviométricas às unidades utilizadas pelo modelo.

Como citado, os valores ponderados na análise do modelo (parâmetros geotécnicos e hidrológicos) baseiam-se em revisões bibliográficas acerca de trabalhos já realizados na Serra do Mar ou em regiões de condições ambientais semelhantes.

Os valores de entrada para o cálculo do Índice de Estabilidade foram considerados como constantes para toda a área, ou seja, não varia no espaço. Os parâmetros exigidos na calibração do modelo são:

- T/R (limite inferior): Valor do limite inferior para a razão de transmissividade ao índice de recarga (valor padrão: 2000);
- T/R (limite superior): Valor do limite superior para a razão de transmissividade ao índice de recarga (valor padrão: 3000);
- Coesão adimensional (limite inferior): Valor do limite inferior que leva em conta a coesão do solo e da raiz (valor padrão: 0,0);
- Coesão adimensional (limite superior): Valor do limite superior que leva em conta a coesão do solo e da raiz (valor padrão: 0,25);
- Ângulo [°] (limite inferior): Valor do limite inferior do ângulo de atrito do solo (valor Padrão: 30°);
- Ângulo [°] (limite superior): Valor do limite superior do ângulo de atrito do solo (valor Padrão: 45°);
- Linha de umidade do SA Plot (%): Este valor representa o limite de umidade entre as zonas de baixa umidade e parcialmente úmido no mapa de saturação (valor padrão: 10%).

Além dos parâmetros listados, outros parâmetros são exigidos na análise do Índice de Estabilidade e que também podem variar, são eles:

- Aceleração gravitacional⁵ (g), (valor padrão: 9,81m/s²);

O valor da aceleração gravitacional é o único parâmetro do modelo que não varia na análise, por isso ele é considerado constante⁵.

- Densidade do solo (p_s), (valor padrão: 2000kg/m³);
- Densidade da água (p_w), (valor padrão: 1000kg/m³);
- Número de pontos no AS Plot, (valor padrão de 2000).

A primeira parte da calibração, e anterior ao cálculo do índice de estabilidade, é a correção das possíveis imperfeições do terreno contidas no Modelo Digital de Terreno. O SINMAP, por meio do mapa de ângulo da encosta e de direção de fluxo, corrige as possíveis depressões existentes no MDT, a fim de minimizar a existência de patamares ou de áreas não contínuas que possam resultar em áreas não drenadas, e assim prejudicar a análise da área de contribuição (PACK, 1998 e LOPES, 2006). Conseqüentemente podem derivar erros que prejudiquem no resultado do mapa de índice de umidade ou saturação e, principalmente, o mapa de índice de estabilidade (IE).

A segunda parte corresponde à calibração e à simulação dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos. As simulações dos cenários foram feitas levando-se em consideração o ângulo de atrito, a coesão (solo e raiz), a densidade do solo e a condutividade hidráulica saturada, por meio dos dados obtidos na literatura em condições saturadas e não saturadas (Tabela 4.3). Justifica-se utilizar estas condições, não saturada e saturada, devido à margem de incertezas inserida na estrutura do modelo, que permite compor os limites mínimos e máximos do ângulo de atrito, da coesão e da razão T/R.

Os cenários foram idealizados a partir dos dados acima citados e necessários ao modelo e, posteriormente, estas informações foram selecionadas e agrupadas, na tentativa de compor situações distintas para cada cenário, denominados de C1, C2 e C3. Anterior à criação destes cenários, todos os dados foram convertidos para as unidades de cada parâmetro exigido pelo SINMAP.

Tabela 4.3 - Cenários C1, C2 e C3, utilizados para geração dos mapas de suscetibilidade. Valores compilados do Quadro 3 e convertidos para as unidades do SINMAP.

Cenários (autores)	C1 Wolle e Carvalho (1994)		C2 Amaral Junior (2007)		C3 Amaral Junior (2007)	
	NS	S	NS	S	NS	S
Parâmetros/Condições de análise						
Solo	Superficial		Residual Jovem		Residual Maduro	
Textura	Areno-argilosa		Areno-silto-argilosa		Areno-siltosa	
Espessura (m)	1,0		1,5		3,5	
C_s (N/m ²)	6000	1000	6500	1000	6500	5500
C_r (N/m ²) ¹	10000	0	10000	0	10000	0
Φ (°)	34	34	45	42	42	39
ρ_s (Kg/m ³)	1,43x10 ³	1,71x10 ³	1,10x10 ³	1,35x10 ³	1,27x10 ³	1,33x10 ³
K_s (m/s) ²	1,3x10 ⁻⁵		1,3x10 ⁻⁵		1,3x10 ⁻⁵	

NS= Não saturado e S= Saturado

Valores retirados de Guimarães (2000)¹, de Carvalho (1989)².

De posse de todas as informações a serem utilizadas na calibração e na simulação dos cenários, aplicou-se as fórmulas da coesão adimensional (Eq. 2.6) e da razão T/R, para obtenção dos valores mínimos e máximos dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos (Tabela 4.5). Para o cálculo dos valores da coesão adimensional e da razão T/R foi considerado o ângulo médio de ocorrência dos escorregamentos na área de estudo. Assim, adotou-se o valor de 35°, pois na análise correlativa entre as cicatrizes e o mapa de ângulo da encosta, este intervalo apresentou-se como o mais suscetível à ocorrência destes processos.

Ressalta-se que os valores em condições não saturadas e saturadas do solo foram utilizados apenas para o cálculo dos valores mínimos e máximos do parâmetro de coesão. Para o cálculo do índice de estabilidade utilizou-se os valores de densidade do solo, em condição saturada. Com intuito de concentrar os escorregamentos abaixo ou próximo de 1, valor que impõe o limite de ruptura da encosta, segundo a equação do talude infinito, buscou-se simular inúmeras possibilidades utilizando-se os dados em condições não-saturadas e saturadas para alcançar este limiar. A mesma situação foi empregada para calcular a razão T/R. Como dito anteriormente, utilizou-se intervalos pluviométricos, divididos em três grupos de 6 horas cada. Portanto, para calcular o valor desta razão foi necessário

efetuar inúmeras rotinas, alterando os valores de chuva na busca de encontrar o melhor índice que refletisse em valores mínimos e máximos mais aceitáveis.

A variável T, transmissividade, foi calculada assumindo-se um único valor de condutividade hidráulica ($1,3 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) multiplicada pelas três espessuras de solo utilizadas no trabalho ($z = 1, 1,5 \text{ e } 3,5 \text{ m}$). Vale lembrar que este valor de condutividade hidráulica foi adotado devido às inúmeras simulações com os demais valores de K_{sat} (Tabela 4.2).

Tabela 4.4 – Valores das propriedades físicas e hidrológicas utilizadas na geração dos cenários para a bacia da Ultrafértil;

Cenários (35°)		C1	C2	C3
T/R	Mínima	46	68	159
	Máxima	142	213	497
C	Mínima	0,07	0,06	0,15
	Máxima	0,96	0,83	0,43
$\Phi(^{\circ})$	Mínimo	34	34	34
	Máximo	39	39	39
Densidade do solo (kg/m^3)		1710	1350	1330
Densidade da água (kg/m^3)		1000	1000	1000
Números AS Plot		1000	1000	1000
Linha de Umidade (%)		20	20	20

A validação dos resultados foi feita por meio da análise entre o mapa de índice de estabilidade ou de suscetibilidade gerados para os cenários C1, C2 e C3 e o mapa de cicatrizes dos escorregamentos rasos deflagrados em 1985.

Segundo Pack *et al* (1998), a localização e a condição de ocorrência dos escorregamentos em uma determinada área, no caso, a bacia da Ultrafértil, são dadas pela relação entre área de contribuição e ângulo da encosta, sendo visualizada pelo gráfico de AS Plot (Figura 4.12). Segundo Dixon (2010), o gráfico permite entender a distribuição dos escorregamentos rasos na área a partir desta relação e que podem ser compreendidas de duas formas: (a) pelas linhas verticais (FS), que são controladas pela coesão (mínima e máxima) e pelo ângulo de atrito. A área das linhas de IE entre 0,0 a 1,0 representam as incertezas associadas aos

parâmetros geotécnicos e; (b) pelas linhas horizontais que representam a umidade do solo e são controladas pela razão T/R. Segundo o mesmo autor, todos os pontos acima da linha superior são saturados e aqueles, entre as linhas saturadas e não saturadas, são locais possivelmente saturados e que representam as incertezas da razão T/R para o modelo. Portanto, Lopes (2006) afirma que uma validação otimista será aquela em que as áreas identificadas com as maiores proporções dos escorregamentos concentrarem-se nas áreas com os menores valores de índices de estabilidade, ou seja, os locais onde o modelo considera como instáveis. Inversamente, minimizar a extensão de áreas estáveis onde se espera não ter escorregamentos rasos.

Figura 4.12: Índice de Estabilidade definido pela relação entre área de contribuição e o ângulo da encosta. As linhas verticais correspondem aos parâmetros geotécnicos, coesão e ângulo de atrito do solo, e as linhas horizontais representam os parâmetros hidrológicos do solo, controlados pela razão T/R. Fonte; Pack et al (1998).

4.6.1 Análise dos parâmetros topográficos e dos mapas de suscetibilidade

Para compreender a relação entre os parâmetros topográficos, o mapa de suscetibilidade e a incidência dos escorregamentos na bacia da Ultrafértil, serão discutidos, em detalhes, alguns locais, objetivando analisar as condições e a concordância destes fatores na ocorrência destes processos. Ressalta-se que tal discussão será realizada por meio da sobreposição de mapas, de forma qualitativa, ou seja, buscou-se a interpretação e a análise conjunta destes parâmetros sem atribuição de pesos para os mapas.

4.6.2 Parâmetros sensitivos ao modelo

Sabe-se que os parâmetros topográficos, geotécnicos, hidrológicos e climáticos atuam simultaneamente na deflagração dos escorregamentos na Serra do Mar. No entanto, em um primeiro momento, é difícil diagnosticar quais destes parâmetros influenciam de forma mais significativa na ocorrência dos escorregamentos. Na tentativa de identificar os parâmetros mais sensíveis na análise do SINMAP foram propostas novas simulações, levando-se em consideração novos valores de ângulo de atrito, de coesão e de transmissividade do solo com o intuito de aproximar-se mais das condições reais de ruptura para o ano de 1985.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta e discute os resultados da avaliação dos parâmetros topográficos na deflagração e na distribuição dos escorregamentos rasos, assim como a aplicação e a validação dos mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo matemático SIMMAP.

A primeira parte corresponde ao mapeamento das cicatrizes na área de estudo e algumas considerações pontuais acerca da forma de mapeamento destes processos, as dificuldades no reconhecimento das cicatrizes e algumas caracterizações destas feições quanto à litologia, topografia, área (m^2) e volume (m^3).

A segunda parte dos resultados apresenta os dados obtidos na análise correlativa dos parâmetros topográficos (ângulo, aspecto e curvatura) com o mapeamento das cicatrizes, com informações expressas de forma quantitativa sobre cada parâmetro e o seu papel na ocorrência dos escorregamentos na bacia da Ultrafértil.

A terceira parte refere-se à aplicação e à validação dos mapas de suscetibilidade do SINMAP juntamente com o mapa de cicatrizes, sendo avaliada pelos índices de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE).

5.1 Mapeamento e análises dos Escorregamentos de 1985

A bacia da Ultrafértil concentrou 216 cicatrizes de escorregamentos translacionais rasos, somando-se a este resultado as cicatrizes anteriores ao ano de 1985 (Figura 5.1), apresentando comportamento diferenciado destas feições na paisagem. Como citado (4.4), as feições foram delimitadas como “polígonos” e extraídas visualmente sobre a ortofoto de 1985 (INPE). Os critérios utilizados na identificação destes processos foram: a geometria das cicatrizes, a ausência da vegetação, análise textural e posição na encosta. Alguns trabalhos na Serra do Mar apresentam relevantes considerações sobre este último critério. Tais trabalhos apontam que os escorregamentos ocorrem em zonas preferenciais na encosta, demonstrando que as rupturas dos escorregamentos translacionais rasos aparecem no médio ou terço superior da encosta, assim como, em cabeceiras de drenagens situadas em encostas acima de 20° (IPT, 1986, SESTINI e FLORENZANO, 2004 e LOPES, 2006).

Durante o mapeamento das cicatrizes notou-se que estas se configuravam de forma não uniforme na área. Nas partes superiores da bacia ou em seus divisores de água estas feições apresentaram-se de forma alongada ou em pequenas áreas localizadas em regiões de captação de águas pluviais ou cabeceiras de drenagens. Outras formas recorrentes são as cicatrizes em forma seqüencial e em “pranchas”. Estas últimas, muitas vezes, localizadas próximas aos paredões rochosos, principalmente, na parte Leste da bacia ou na média encosta (Figura 5.2). As considerações sobre a tipologia e como se apresentam estas cicatrizes ou feições na paisagem, também foi encontrada por Domingues (2001), em estudos realizados na Serra do Mar. A autora associa o formato destas feições em relação à forma da encosta (convexa, côncava e retilínea), ao tipo de litologia presente, sua posição na encosta e ao tipo de uso e ocupação, quando presente, na tentativa de entender o padrão de ocorrência destas feições com os critérios citados acima.

Figura 5.1: Mapa de cicatrizes dos escorregamentos translacionais rasos da bacia da Ultrafertil.

Figura 5.2: A imagem (A) mostra duas cicatrizes, a primeira em formato alongado que começa próximo ao divisor de água, na parte Oeste da bacia, até o canal de drenagem (margem direita) e na margem esquerda uma pequena cicatriz em formato de prancha. Na imagem (B) nota-se a delimitação de duas cicatrizes nas margens direita e esquerda do canal principal em formato de prancha, muito comum nas encostas da parte Leste da Bacia. Muitas destas feições ocorrem nas transições de formas convexas e retilíneas.

A compreensão dos movimentos de massa, entre eles, os escorregamentos rasos é de suma importância do ponto de vista de sua frequência, magnitude e danos, bem como, na iniciação a outros processos, tais como corridas de detritos.

Estudos sobre a área e o volume de materiais produzidos por estes processos são estudados em diversas partes do mundo. Okura et al (2003) aplicaram um modelo conceitual para medir o volume e a distância dos movimentos de massa no sul de Fukushima, Japão; D'amato Avanzi *et al* (2004) estudaram os movimentos de massa no noroeste da Toscana, Itália; Marchesini et al (2008) por meio do *Landslide Inventory in Italy*, buscaram, de forma computacional, calcular o volume de sedimentos, em escala regional, para uma determinada região da Itália, entre outros.

No Brasil, entre inúmeros trabalhos que relatam os movimentos de massa, principalmente, os escorregamentos rasos e as corridas de detritos, podemos citar Gramani e Kanji (2001). Por meio do inventário proposto por estes autores sobre estes processos e, aqui, reportando somente eventos ocorridos para a Serra do Mar (SP) pode-se destacar os eventos de Caraguatatuba (1967) com volumes de material na ordem de $7,6 \times 10^6 \text{ t}$; Grotta Funda (1975) com valores $> 10 \times 10^6$; Cubatão (1994) na ordem de 3×10^5 ; Cubatão (1996) com $1,6 \times 10^5$ e; km 42 da via Anchieta (1999) com valores na ordem de $> 3 \times 10^5$.

Com o intuito de estimar, de forma hipotética, a importância destes processos na Serra do Mar paulista, avaliou-se por meio dos dados obtidos pela fotointerpretação, a área e o volume de sedimentos produzidos por cada cicatriz dentro da área de estudo. Para obter o volume mobilizado, a área de cada cicatriz foi multiplicada pela espessura média do material envolvido, média esta considerando o perfil de ruptura dos solos na região em estudo.

Como citado, a bacia da Ultrafértil concentrou 216 cicatrizes dos escorregamentos ocorridos em 1985, ocupando um total de área de 108,420m² (4,3% da bacia). Comparando o tamanho de cada cicatriz isoladamente, nota-se que a menor cicatriz apresentou uma área de 15m², e a maior uma área de 6546m². Deste total, 64 cicatrizes (30%) ficaram abaixo dos 100m², 121 cicatrizes (56%) entre 100 a 1000m² e 31 cicatrizes (14%) acima de 1000m² (Figura 5.3). Por meio do mapa de cicatrizes percebe-se que as cicatrizes com as maiores áreas (m²) encontram-se nas regiões mais elevadas da bacia e ocorrem em ângulos acima de 40°. Devido à grande quantidade de canais de drenagens e o material mobilizado que chega a estes canais, o potencial de dano nestas condições seria catastrófico gerando um cenário caótico se somado as demais bacias da região de Cubatão.

A densidade de escorregamentos é da ordem de 86,4 para a área, e a produção de sedimento foi da ordem de 135.525m³ ou $1,36 \times 10^7$ para uma bacia de apenas 2,5km² (Figura 5.4). Em relação ao evento de 1985, Carvalho (1989) descreve de forma caótica a situação para esta região:

[...] uma série de deslizamentos, afetando generalizadamente toda a porção de média e alta encosta das vertentes do vale do rio Moji, produziu o atulhamento da calha desse rio e a conseqüente inundação do bairro de Vila Parisi e do Pólo Industrial de Cubatão (Carvalho, 1989, p. 3.3).

Portanto, o entendimento da frequência e da distribuição destes escorregamentos e a produção de material provenientes destes processos na bacia da Ultrafértil, bem como, nas demais bacias da Serra do Mar, pode subsidiar políticas de contenção e minimização do potencial de dano na região, uma vez que, nas encostas e nos sopés destas bacias encontram-se construções habitacionais, vias de circulação (rodovias e ferrovias) e um grande pólo-industrial nacional.

Figura 5.3: Distribuição dos escorregamentos em relação à sua área dentro da bacia da Ultrafértil. 56% dos escorregamentos apresentam áreas entre 100 a 1000m².

Figura 5.4: Produção de sedimentos para os maiores processos ocorridos na Serra do Mar (SP) entre 1967 a 1999. Nota-se que o evento da Grotta Funda (1967), no vale do rio Moji, foi maior que os demais eventos ocorridos no município de Cubatão.

5.2 Parâmetros Topográficos

As análises do mapeamento e sua correlação com os parâmetros topográficos (ângulo da encosta, aspecto, curvatura) são apresentados nos próximos itens que se seguem, por meio da interpretação dos dados obtidos pelos três índices já mencionados: Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE).

5.2.1 Ângulo da Encosta

Os resultados obtidos por meio das correlações dos dados mostraram-se coerentes quando comparados aos trabalhos já realizados na área de estudo, como Wolle, (1988), Sadowski *et al.* (2000), Wolle *et al.*, (2001) e de regiões ambientais similares a Serra do Mar.

Segundo IPT (1986), existe o predomínio de encostas com ângulos entre 30° e 40° para a Serra do Mar, de modo geral. Contudo, para a bacia da Ultrafértil predominaram as encostas com ângulos de 40° a 50° com 40% (Figuras 5.5 e 5.6). No entanto, a análise dos índices de CC e PE demonstraram que as encostas mais afetadas foram as de ângulos entre 30° a 40° com 36% e 6%, respectivamente. Tais valores de CC são condizentes com aqueles encontrados por Lopes (2006), com 51% para esta mesma classe. D'amato Avanzi *et al* (2004), em estudos realizados no Noroeste da Itália, também encontraram resultados semelhantes, com 36% para as encostas de ângulos de 36° a 40°.

A segunda classe mais afetada por escorregamentos, ângulo de 40° a 50°, com 34%, apresentou valor similar aos resultados encontrados por Lopes (2006) para o ano de 1985, com 34%. Inversamente, os índices para as encostas de 0° a 30° demonstram valores diferentes dos outros trabalhos realizados na Serra do Mar paulista. As encostas com ângulos de 0° a 30° concentraram apenas 12% dos escorregamentos na bacia, porém este intervalo apresentou alto potencial de escorregamentos, com 5%. No entanto, ao analisarmos os resultados obtidos por

Guimarães (2000), em estudos realizados no maciço da Tijuca no Rio de Janeiro, percebeu-se que há uma correlação nos dados obtidos, visto que os intervalos de 0° a 30° também apresentaram índice significativo de PE, com 13%. Em outro estudo realizado na Nova Zelândia, Selby (1993) identificou que 97% dos escorregamentos ocorreram em encostas superiores a 20°, mas com uma densidade significativa destes processos abaixo deste intervalo (2,25%). Mesmo sabendo que a deflagração destes processos inicia-se acima de intervalos de 20° (IPT, 1986; FERNANDES e AMARAL, 2003 e SISTINI e FLORENZANO, 2004), Havenith *et al.* (2006), justificam que o aumento destes índices nas classes mais baixas podem estar associados à forma de mapeamento do processo e quando aplicado uma análise correlativa pode estimar, de forma negativa, o valor de determinada classe, no caso, as encostas de 0° a 30°.

As encostas menos suscetíveis à ocorrência de escorregamentos na bacia da Ultrafértil foram aquelas com ângulos acima de 50°, com índices de PE (4%) mesmo apresentado valores de CC maiores (17%), superiores aqueles encontrados para as encostas mais suaves (12%). Esta redução nos valores de PE para as encostas com ângulos superiores a 50° podem ser justificados pela presença de materiais rochosos e ausência de solos disponíveis para a movimentação. Ou seja, a redução destes processos, nestes intervalos, está condicionada aos limites de coberturas terrosas tornando-se muito delgada acima deste intervalo, bem como pela remoção destes materiais por processos erosivos (WOLLE, 1989; SELBY, 1993 e LOPES, 2006).

Figura 5.5: Mapa do ângulo da encosta da bacia da Ultrafertil.

Figura 5.6: Histograma do ângulo da encosta com os percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE). Os escorregamentos na bacia concentraram-se no intervalo de 40° a 50°, com 34%. Os índices de PE foram similares para os intervalos de 0° a 30° e 40° a 50°, com 4%.

5.2.2 Aspecto

A influência do aspecto sobre a ocorrência dos escorregamentos pode ser geralmente explicada, segundo Havenith *et al.*(2006), pelos fatores estruturais (foliação da rocha, orientação e acamamento) e climáticos. Considerações sobre este parâmetro tornam-se importantes, uma vez que, segundo Gao (1993) e Gao e Maro (2006), estes interferem na distribuição da radiação solar e da chuva.

A maior parte das encostas da bacia da Ultrafértil está voltada para leste (27%) e sudeste (26%) (Figuras 5.7 e 5.8). O maior percentual de CC pertence às encostas voltadas para nordeste (19%). Vale ressaltar que os quadrantes E, W, SW e SE, para o índice de CC, também apresentaram resultados bastante significativos. Quanto aos valores do índice de PE, os quadrantes W, NE e SW demonstraram comportamentos similares na bacia, com 9%, 8% e 8%, respectivamente.

Gao e Maro (2009) realizaram estudos na Ilha Norte da Nova Zelândia, nos quais avaliaram o comportamento e a distribuição dos escorregamentos no período de 1979 a 2003. Tais autores concluíram que o quadrante N (Noroeste, Norte e Nordeste), com 71%, concentra a maior parte destes processos. Inversamente para a bacia da Ultrafértil o quadrante S (Sudoeste, Sul e Sudeste) apresenta-se com a maior concentração dos escorregamentos (34%). O ponto chave entre as duas áreas de estudo, é que as encostas voltadas para E apresentam valores similares, com 17% (Ultrafértil) e 22% (Ilha Norte, na Nova Zelândia). Pode-se interpretar que tais encostas estão sujeitas às maiores concentrações de água precipitada, em relação às demais orientações. No entanto, a deflagração destes processos, segundo Gao e Maro (2009), não pode ser entendida apenas do ponto de vista do aspecto, e sim, uma somatória de fatores, incluindo a altimetria e o ângulo do relevo.

O maior índice de PE para a bacia da Ultrafértil está associado às encostas voltadas para NW (25%), porém este quadrante não chega perfazer 2% da área. Outro valor relevante para o índice de PE, verifica-se nas encostas voltadas para N (14%), totalizando juntas, aproximadamente, 39% da bacia. Os menores valores para este índice foram encontrados para S (2%), SE (2%) e (3%), sendo que estes dois últimos quadrantes apresentam maior valor de F na área. Em relação à alta suscetibilidade nas encostas voltadas para NW, para a bacia da Ultrafértil, Guimarães (2000) e Vieira (2007), também encontraram altos valores para estas

encostas em suas áreas. Ambos os autores em estudos no maciço da Tijuca, no Rio de Janeiro (GUIMARAES, 2000) e na bacia da Copebrás, Cubatão (SP) (VIEIRA, 2007) verificaram que o índice de PD⁶ e PE para as encostas voltadas para NW representam 11,5% e 7,2%, respectivamente, demonstrando que estas encostas são muito suscetíveis nestas bacias. Acredita-se que nas três áreas de estudo, o teor de umidade seja maior nestas encostas e por isso estas áreas apresentem um índice maior de potencial à novas ocorrências de escorregamentos. Ou seja, supõem-se que nestas facetas voltadas para NW, a ocorrência de um maior teor de umidade possa favorecer a ocorrência do intemperismo físico, acarretando uma maior aceleração da decomposição dos materiais rochosos e produzindo uma maior quantidade de material propenso à mobilização (SELBY, 1993).

⁶ Guimarães (2000). O Potencial de Deslizamento (PD) corresponde ao mesmo índice de Potencial de Escorregamento (PE).

Figura 5.7: Mapa de aspecto da bacia da Ultrafertil.

Figura 5.8: Histograma de aspecto com os percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE). Notar o predomínio de encostas voltadas para E e SE na bacia, porém os maiores índices de PE, estão relacionados as encostas voltadas para NW, N, W e SW.

5.2.3 Curvatura

As áreas divergentes e convergentes são os principais controladores topográficos em resposta ao equilíbrio hidrológico na paisagem (WILSON e DIETRICH, 1987 e BOGAART e TROCH, 2006). Pierson (1980) aponta as áreas convergentes ou *hollows* como locais iniciais à ocorrência dos escorregamentos que, segundo Wilson e Dietrich (1987), estão relacionados ao fluxo superficial e subsuperficial, ao desenvolvimento de poro-pressão e ao contato entre um manto permeável com outro menos permeável ou pouco fraturado.

Segundo IPT (1986), o perfil das encostas na Serra do Mar é predominantemente retilíneo e íngreme nas vizinhanças da borda do planalto, ao passo que, este tipo de forma, nos setores de meia-encosta, passa a apresentar menores declividades, embora sempre altas, alternando com as formas convexas. Esta análise comprova as informações obtidas para a bacia da Ultrafértil, visto que, as formas convexas (51%) e retilíneas (40%), apresentaram-se como as principais na área (Figuras 5.9 e 5.10).

Quanto à Concentração de Cicatrizes (CC), seus valores seguiram a mesma tendência dos resultados encontrados pelo índice de F. As formas convexas concentraram 49% dos escorregamentos, seguida pelas formas retilíneas, com 46% e 5% para as formas côncavas. De fato, os dados obtidos para a bacia da Ultrafértil, assemelham-se aos resultados encontrados em outros trabalhos realizados nas bacias da Serra do Mar, associando, em sua maior parte, a ocorrência destes escorregamentos, para o ano de 1985, a estas duas formas de encosta (IPT, 1986; TATIZANA et al, 1987b; LOPES, 2006 e PASSARELA et al, 2008).

Em relação ao PE, as encostas com maior probabilidade à ocorrência de escorregamentos estão associadas às formas retilíneas (5%) e convexas (4%), demonstrando que, estas formas são as mais suscetíveis na área. As formas retilíneas e convexas, segundo Reneau e Dietrich (1987), apresentam-se como áreas divergentes, ou seja, locais que controlam a distribuição da água sobre o relevo e, para que ocorra a deflagração de escorregamentos, nestes locais, necessitam de índices de chuvas elevadas para aumentar o nível de saturação e assim, diminuir a estabilidade da encosta. Tal afirmação torna-se coerente visto o

número de escorregamentos deflagrados nestas duas formas e comprovados pelo índice de CC e PE.

As formas côncavas ou *hollows* são locais de concentração de água configurando regiões de rápida elevação de pressões neutras e de saturação durante o período de chuvas, favorecendo, assim o mecanismo de ruptura dos processos envolvidos, no caso, os escorregamentos rasos (PIERSON, 1980; DIETRICH e MONTGOMERY, 1998 e D'AMATO AVANZI *et al*, 2004). Contudo, estas formas apresentaram os menores valores para todos os índices F (8%), CC (5%) e PE (3%). Em estudos realizados em uma bacia vizinha a Ultrafértil, Vieira (2007) obteve resultados muito próximos para as três formas de encosta para o índice PE, em sua área. As encostas mais suscetíveis para a bacia da Copebrás foram as convexas e retilíneas com 4%, cada, inversamente, para a Ultrafértil foram as formas retilíneas e convexas, com 5% e 4%, respectivamente.

Algumas considerações sobre a ocorrência dos escorregamentos, com maior frequência, nas zonas divergentes foram encontradas por Havenith *et al* (2006). Estes autores, em primeiro lugar, afirmam que sob as mesmas condições hidrogeológicas, as encostas convexas são menos estáveis, uma vez que a cicatriz, no caso, a delimitação do processo como um todo, atua sobre a mesma superfície de deslizamento e em segundo lugar, a morfologia convexa pode indicar a presença de material de acumulação, por exemplo, o colúvio, caracterizando o local com comportamento hidrológico diferenciado, acarretando, assim, uma menor resistência ao cisalhamento e, por fim, tornando estes locais mais propensos à deflagração dos escorregamentos rasos na bacia.

Figura 5.9: Mapa de curvatura da bacia da Ultrafertil.

Figura 5.10: Histograma de curvatura com os percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamento (PE). Notar que as formas retilíneas correspondem apenas a 6% da área, porém demonstram um alto índice de PE. Estes valores mostram que estas formas são as mais suscetíveis na bacia da Ultrafertil.

5.3 Mapas de Suscetibilidade

Os cenários propostos foram elaborados considerando todos os parâmetros geotécnicos e hidrológicos como constantes para a bacia da Ultrafértil. A validação destes cenários foi pautada no mapeamento dos escorregamentos de 1985. Para cada cenário proposto foi gerado um histograma contendo informações e a distribuição destes escorregamentos para cada classe do índice de estabilidade.

5.3.1 Cenários C1, C2 e C3

A análise do índice de estabilidade é controlada pela relação entre a área de contribuição e o ângulo da encosta, assumindo valores de estabilidade fundamentados na equação do talude infinito (de 0 a 1,5), tendo 1 como o limite de uma encosta ser estável ou instável. Assim, adotou-se nesta pesquisa, trabalhar com valores de ângulo de atrito, coesão e transmissividade que permitissem agrupar os escorregamentos abaixo ou próximo ao valor limite de ruptura (1), pois segundo Wolle e Pedrosa (1981), 78% dos escorregamentos em solos superficiais ou coluvionares na Serra do Mar ocorrem nestas condições.

Os resultados obtidos pela Frequência (F) do índice de estabilidade mostraram que a área de estudo apresentou uma distribuição desigual das classes para os três cenários e a área de estudo foi considerada como instável (Figuras 5.11, 5.12 e 5.13). Contudo, a calibragem do modelo não foi capaz de concentrar os 216 escorregamentos rasos dentro das áreas de condições **preditivas instáveis**.

Figura 5.11: Mapa de Índice de Estabilidade para o cenário 1. Verifica-se que a bacia é composta, em sua maior parte, por regiões classificadas como limiar inferior, podendo ser comprovada pelo histograma das classes de estabilidade (A). A Figura (B) representa o gráfico de AS Plot, relação da área de contribuição e o ângulo da encosta, permitindo entender a distribuição dos escorregamentos pelos limites do Fator de Segurança. Nota-se que muitos dos escorregamentos ocorreram em locais não saturados ou parcialmente saturados, caindo dentro dos locais de incertezas do modelo.

Figura 5.12: Mapa de Índice de Estabilidade para o cenário 2. Verifica-se uma maior presença de áreas classificadas como limiar superior, porém a classe limiar inferior apresenta o maior índice de Frequência (F), como pode ser visto no histograma (A). A Figura (B) mostra que muitos dos escorregamentos ocorrem sobre valores de FS abaixo de 1 e uma maior concentração dos escorregamentos entre 0,5 a 0. Assim como no cenário 1, muitos dos escorregamentos ocorreram sobre condições não saturadas ou parcialmente saturadas, caindo dentro dos locais de incertezas do modelo.

Figura 5.13: Mapa de Índice de Estabilidade para o cenário 3. O grupo de condições preditivas estáveis apresenta índices de Frequência (F) bastante significativos quando comparado aos cenários 1 e 2. Nota-se também, a elevação do índice de (F) para a classe instável, visto que, esta foi a única simulação em que esta classe concentrou escorregamento (Figura A). O gráfico de AS Plot mostra as supostas condições de ruptura da encosta e a concentração dos escorregamentos abaixo do valor limite do FS, principalmente entre 0,5 e 0 (Figura B).

As classes de condições **preditivas instáveis** (limiar inferior, limiar superior e instável) representam para o cenário 1, 87%; para o cenário 2, com 90%, e para o cenário 3 com 70%, ou seja, nota-se um decréscimo percentual de 17% em relação aos cenários 1 e 3 e de 20% em relação aos cenários 2 e 3.

Entre as classes de condições **preditivas instáveis**, a classe limiar inferior foi a que mais concentrou escorregamentos na área de estudo para os três cenários, principalmente para os cenários 1 e 2 totalizando 81,1% e 71,2% de área, respectivamente. Quando analisada a classe limiar superior verifica-se um aumento de 7% em relação aos cenários 1 e 2 e de 8% do cenário 2 para o cenário 3, ou seja, para o cenário 1 esta classe ocupa uma área de 6%, para o cenário 2 com 18% e para o cenário 3 com 22%. Entre as três classes de condições preditivas instáveis, a classe instável foi a que menos concentrou escorregamentos na bacia, com apenas 4% de área para um único cenário (C3).

As classes de condições **preditivas estáveis** (estável, moderadamente estável e quase-estável) apresentaram baixo percentual de área quando comparado às classes em condições preditivas instáveis. Para o cenário 1 a classe de condição preditiva estável representa aproximadamente 13%, sendo 6% para a classe estável, 2% para a classe moderadamente estável e 4% para a classe quase estável. Quanto ao cenário 2, o total desta classe representa 10%, ou seja, 4% para a classe estável, 2% para moderadamente estável e 4% para a classe quase-estável.

O cenário 3, com percentual de 30% de área para as classes em condições **preditivas estáveis**, apresentou distribuição distinta das classes em ambas as condições, em relação aos cenários 1 e 2. Para a classe em condição preditiva instável, como descrito anteriormente, houve uma distribuição dos escorregamentos entre as suas classes, proporcionando um aumento ou redução de áreas entre estas classes. Inversamente, nas classes em condições preditivas estáveis houve maior concentração dos escorregamentos na classe quase-estável, proporcionando valores de área entorno de 14%, seguida pela classe estável com 10% e a classe moderadamente-estável com 6%.

As análises aqui expostas mostram o aumento e, ao mesmo tempo, a redução do percentual das áreas ocupadas por cada classe na área de estudo, em ambas as condições preditivas, em relação à espessura dos solos para todos os cenários. O aumento ou a redução destes percentuais em ambas as condições

preditivas podem estar associada à homogeneização dos dados geotécnicos e hidrológicos ao longo do perfil de solo e da sua espessura, acarretando assim, um comportamento desigual entre os cenários (Tabela 5.1). Tal fato pode ser comprovado pela maior concentração dos escorregamentos nas classes de condições preditivas instáveis para os cenários 1 ($z=1$ m) e 2 (1,5 m), demonstrando uma melhor calibração do modelo para estas duas situações. Portanto, verifica-se que quanto maior a espessura do solo, pior será a simulação do cenário, em que os efeitos das margens foram mais percebidos.

Tabela 5.1 – Estatísticas dos valores regionais do índice de estabilidade para as três simulações dos cenários para a bacia da Ultrafertil.

Cenário		Estável IE > 1,5	Moderadamente estável 1,5 > IE > 1,0	Quase-estável 1,25 > IE > 1,0	Limiar inferior 1,0 > IE > 0,5	Limiar superior 0,5 > IE, 0,0	Instável 0,0 > IE
Área (km²)	1 (z= 1m)	0,15425	0,0555	0,10725	2,0265	0,15625	0
Região (%)		6,17	2,22	4,29	81,06	6,25	0
Escorregamento (#)		0	2	1	155	58	0
Escorregamento (%)		0	0,9	0,5	87,5	11,1	0
Densidade (#/km²)		0	36	9	76	371,2	0
Área (km²)	2 (z= 1,5m)	0,11375	0,049	0,098752	1,782	0,4565	0
Região (%)		4,55	1,96	3,95	71,28	18,26	0
Escorregamento (#)		1	0	0	141	74	0
Escorregamento (%)		0,5	0	0	65,3	34,3	0
Densidade (#/km²)		8,8	0	0	79,12	162,1	0
Área (km²)	3 (z=3,5m)	0,26125	0,149253	0,34625	1,099	0,54859	0,096
Região (%)		10,45	5,97	13,85	43,96	21,94	3,84
Escorregamento (#)		1	3	10	104	92	6
Escorregamento (%)		0,5	1,4	4,6	48,1	42,6	2,8
Densidade (#/km²)		3,8	20,1	28,8	94,6	167,7	62,5

#= número de escorregamento.

Os gráficos de área de contribuição vs ângulo da encosta, para os três cenários mostram a concentração dos escorregamentos abaixo de $FS < 1$ e, em geral, em ângulos acima de 30° comprovando a suscetibilidade destas encostas (Figuras 5.14; 5.15 e 5.16). Os pontos aleatórios representam locais onde não há ou não deveriam ter a presença de escorregamentos, ou seja, devem concentrar-se acima de $FS > 1,5$. Porém os mesmos encontram-se distribuídos de forma quase homogênea, com pouca concentração acima $FS > 1$ para os três cenários, portanto nesta situação a calibragem do modelo pode ser diagnosticada como adequada. Entre as simulações, o cenário 2 foi considerado o mais pessimista, ou seja, por representar as condições mais próximas da realidade concentrando todos os escorregamentos em condições preditivas instáveis, mesmo identificando um processo para a condição preditiva estável.

Observa-se que os escorregamentos, em todos cenários, ocorreram sob condições, em maior parte, em solos não saturados ou próximos à entrada de saturação, locais estes, que representam as incertezas da razão T/R para o modelo.

Figura 5.14: Gráfico de AS Plot para o cenário 1. As linhas verticais estão condicionadas aos intervalos do fator de segurança e as linhas horizontais correspondem à análise do modelo hidrológico. Observa-se uma concentração dos escorregamentos (pontos em vermelho) nos intervalos 1 a 0,5 mostrando que tais processos encontram-se abaixo do limite de estabilidade da encosta e sob condições não saturadas ou parcialmente saturadas.

Figura 5.15: O cenário 2 apresentou o melhor desempenho quanto à calibração do modelo. Apenas um escorregamento ficou acima do limite (1) concentrando os demais nas regiões de estabilidade abaixo de 0,5.

Figura 5.16: O gráfico mostra que muitos dos escorregamentos ocorreram em condições não saturadas e a partir do ângulo de 30°, ou seja, as áreas estáveis foram elevadas acima deste ângulo limite. Observa-se, também, a relação da área de contribuição com o índice de saturação, muitas vezes abaixo de 100 m.

Analisando isoladamente os índices de área de contribuição e de saturação, verifica-se um comportamento desigual para os três cenários, principalmente para o segundo termo. Segundo O'Loughlin (1986), a área de contribuição é entendida pela relação das propriedades do solo, entre elas, a condutividade hidráulica e pela topografia representada pelo gradiente da encosta e a sua forma, zonas convergentes e divergentes. Neste sentido, para ocorrer a saturação ou zonas de saturação na bacia, o fluxo de água tem que exceder os valores de condutividade hidráulica no solo. Estas condições podem coincidir com os canais de drenagens e/ou zonas convergentes do terreno (O'LOUGHLIN, 1986).

Na área de estudo observa-se, para os três cenários, que a área de contribuição não excede, na maioria das vezes, os valores de 10 a 100 m² e os valores acima de 1000 m² estão associados às encostas com formato retilíneo-côncavo ou ao fundo de vales (Figura 5.19). No entanto, ressalta-se que os escorregamentos não ocorreram apenas nestas condições. Outras duas situações que podem ou não levar à ocorrência de zonas de saturação são a presença de canais efêmeros e/ou locais que freqüentemente encontram-se em condições de saturação (O'LOUGHLIN, 1986), por exemplo, as formas de transição convexo-retilíneo ou retilíneo-côncavo que representam um comprimento de encosta acima do processo favorável ao desenvolvimento de zonas de saturação. A segunda retrata a densidade de drenagem na área de estudo, ou seja, quanto maior a quantidade de fluxos d'água, que não possibilitem que o comprimento da encosta conduza a maiores índices deste atributo, menor será a sua área de contribuição (O'LOUGHLIN, 1986 e LOPES, 2006). Acredita-se, então, que os escorregamentos podem estar relacionados com esta situação, visto que, as encostas mais atingidas e que apresentam maiores índices de suscetibilidades são as formas convexas e retilíneas.

Quanto aos baixos índices, por não dizer valores nulos, para a área de contribuição próxima aos divisores da bacia, Silva (2006) ressalta que tal situação está relacionada ao método de fluxo multidirecional do modelo. Segundo o autor, este método cria um efeito de borda, onde o índice da área de contribuição não é calculado para o limite da bacia. A explicação para este problema advém do emprego de uma máscara aplicada ao MDT e por isso as áreas externas ao limite da bacia recebem valores nulos (SILVA, 2006).

Quanto ao índice de saturação, verificam-se maiores concentrações de áreas parcialmente úmidas e uma distribuição desigual das demais classes deste índice para os três cenários, comprovando a relação direta com a área de contribuição. A classe zona de saturação localiza-se, preferencialmente nas encostas com formato côncavo ou retilíneo-côncavo, corroborando os locais de maiores índices de área de contribuição e que possivelmente podem ser identificados como locais propensos à ocorrência dos escorregamentos. No entanto, as deflagrações não necessariamente aconteceram sob condições de entrada e zona de saturação e que pode ser comprovado pelo mapa de índice de estabilidade. O índice de saturação também, apresentou o mesmo problema de efeito de borda. Tal fato ocorre devido a este índice ser calculado em função do MDT e da área de contribuição (SILVA, 2006).

5.3.2 *Análise dos cenários*

Verificando os dados da Tabela 5.1, nota-se que 90% dos escorregamentos, para os três cenários (C1= 98,7%; C2= 99,6% e C3= 93,5%) encontram-se no limite ou abaixo da condição limitante à ruptura da encosta. Quando correlacionados com os parâmetros topográficos e com o mapa de saturação, verifica-se a concordância destes com os escorregamentos na área de estudo, por meio dos resultados obtidos pelo índice de PE.

As áreas em condições **preditivas estáveis** para os três cenários estão condicionadas aos valores altimétricos limitantes, em sua maior parte, a cota de 200 m e associadas aos ângulos de 0° a 30°, perfazendo a área a jusante da bacia. No entanto, estes intervalos também são encontrados nos divisores da bacia e em pequenas regiões de transição entre as formas convexa e côncava, a montante e nas encostas voltadas para o quadrante W. As áreas em condições **preditivas instáveis** estão associadas a valores altimétricos acima de 300m, na maioria das vezes, e estão relacionadas às encostas com ângulos superiores a 30°, fato este que corrobora com os valores encontrados para o índice de PE para o intervalo de 30° a 50°.

Conforme mostra a Figura 5.17, para o cenário C1 (estável), os escorregamentos estão localizados abaixo da cota de 200 m e associados aos ângulos de 20° a 30°, configurando a região a jusante da bacia. Os três escorregamentos⁷ para esta classe de estabilidade encontram-se no sopé da área de estudo e em encostas com formato retilíneo, convexo ou em zonas de transição retilíneo-côncavo. Estes locais por mais que representem as regiões de condições **preditivas estáveis**, foram considerados, segundo análise do mapa de saturação, como regiões parcialmente úmidas, entrada de saturação e zona de saturação. Dois, dos três escorregamentos, encontram-se em encostas voltadas para o quadrante N, representando locais com maiores incidência de radiação solar, porém são locais de fluxo convergente, ou seja, regiões representadas pela transição entre as formas retilíneo-côncavas, nas quais apresentam valores médios de área de contribuição. Nestas condições estes valores podem levar a uma maior saturação contribuindo assim, para a total saturação do local e consequentemente, levando à situação de ruptura da encosta.

Quanto ao terceiro escorregamento, o mesmo se encontra em uma encosta voltada para S e com curvatura convexa, representando zonas de fluxos divergentes, caracterizando estas encostas como locais de dispersão de água e com baixos teores de umidade. Tal fato pode ser observado quando comparado com os mapas de área de contribuição, curvatura, saturação e aspecto, demonstrando índices de umidade e saturação quase nulos, ou seja, não apresentando uma área acima da ruptura do escorregamento capaz de contribuir para a sua total saturação, mesmo que o mapa de saturação aponte este local como parcialmente úmido.

Em relação às áreas em condições **preditivas instáveis** (C1) (Figura 5.18), estas ocorrem acima de encostas com ângulos de 30°, em sua maior parte, representada por encostas voltadas para o quadrante N, concentrando as áreas com valores de índice de estabilidade abaixo de 1, observando-se também, a presença destas classes a partir da cota de 100 m. A maioria dos escorregamentos para este cenário é representada pela classe limiar inferior ($1,0 > IE > 0,5$) ocorrendo, principalmente, entre os intervalos de 40° a 50°. A classe limiar superior ($0,5 > IE > 0$) limita-se, principalmente, a cotas acima de 600 m e está sujeita, em sua maior

⁷ Escorregamentos localizados na classe de condições preditivas estáveis: moderadamente estável (2) e quase-estável (1).

parte, aos ângulos acima de 50°, representando as altas encostas e os divisores a E-NE e a W-NW.

Os escorregamentos encontram-se espacializados nos três tipos de formas, principalmente entre as encostas côncavas e retilíneas a montante. Quando associados às formas côncavas verifica-se que a presença destes escorregamentos ocorre nas cabeceiras de drenagens demonstrando alto grau de saturação, o que pôde ser comprovado pela área de contribuição destes locais. Tais análises comprovam os resultados dos mapas de ângulo da encosta e do índice de estabilidade que apontam esta área dentro dos limites da classe limiar superior e sobre encostas acima de 50°.

Figura 5.17: Terço inferior da bacia da Ultrafertil. Verifica-se que os escorregamentos (circulo em negrito) ocorrem em regiões de baixos índices de área de contribuição em encostas com formato retilíneo-convexo, porém com alto índice de saturação. Nota-se que a parte a W da área é composta, em sua maior parte, por encostas voltadas para o quadrante N, configurando a região com maior incidência de radiação solar, assim como, regiões com maior F de classes estáveis e com ângulos inferiores a 30°.

Figura 5.18: Escorregamentos em cabeceira de drenagem. Verifica-se que os escorregamentos (circulo em negrito) ocorrem em encostas com valores médios de área de contribuição localizados em áreas côncavas e com índice de saturação elevado, mesmo caracterizando regiões de maior incidência de radiação solar. São locais constituídos por encostas com ângulos superiores a 50°, configurando zonas de alta instabilidade (limiar superior).

O cenário 2, concentra apenas um escorregamento⁸ para o grupo de condições **predictivas estáveis** (Figura 5.19). Tal processo encontra-se abaixo da cota de 200 m, e no topo de uma encosta com ângulos de 20° e com formato convexo. Esta forma da encosta é um seguimento alongado alternando-se algumas vezes entre as formas retilíneas e côncavas, caracterizando este local como um terreno acidentado. Suas encostas estão voltadas para E, SE e S configurando regiões de baixa umidade. Os resultados do aspecto associam-se aos resultados encontrados pelo mapa de saturação, caracterizando este local com índices de baixa umidade a parcialmente úmido, corroborado pelo baixo ou quase nulo, valor de área de contribuição.

As classes limiar inferior e limiar superior - condições **predictivas instáveis** – como já mencionado, ocorrem em encostas acima de 30° (Figura 5.20). Devido ao fato destas classes serem predominantes na área, ocorrem nos três tipos de forma da bacia. No entanto, a classe limiar superior ocorre preferencialmente nas encostas côncavas, principalmente nas cotas acima de 500 m. Ao correlacionar o mapa de índice de estabilidade e com o mapa de saturação verificam-se a concordância entre eles na área de estudo. Esta correlação torna-se mais fiel, para esta classe, quando observados os valores de área de contribuição que favorecem uma maior elevação das taxas de saturação, configurando estas regiões com altos valores de umidade. Evidenciou-se que muitas regiões na bacia são consideradas instáveis, mesmo não havendo a incidência do processo nestes locais. Tal fato pode sugerir que estas regiões apresentem alta probabilidade de deflagração dos escorregamentos, e a não ocorrência pode estar associada a alguma outra influência dos mecanismos de estabilidade que, em condições mínimas, não levou à ruptura da encosta.

⁸ Escorregamento localizado na classe estável, representado a classe de condições predictivas estáveis.

Figura 5.19: Terço inferior da bacia onde se encontra o único escorregamento para o grupo de condições preditivo estável (círculo em negrito). O escorregamento localiza-se em uma encosta convexa, topo de morro, com ângulos abaixo de 20° e verifica-se pelos mapas de área de contribuição e de saturação, baixos índices de umidade, indicando que outros fatores possam ter contribuído para a ruptura da encosta.

Figura 5.20: As regiões E, NE e SE são compostas, predominantemente, por encostas acima de 30° intercalando algumas vezes com a incidência de paredões rochosos. Os escorregamentos estão localizados em regiões de grandes índices de saturação ocasionada pela maior presença de áreas contribuintes. Nota-se que a classe limiar superior está associada, nestes locais, às regiões próximas aos canais de drenagem, onde há uma maior elevação das pressões neutras do solo.

O cenário 3 apresentou-se como o mais complexo em relação à distribuição dos escorregamentos na bacia (Figura 5.21). Verificou-se que o ângulo limite para a classe em condição **preditiva estável** passou de 30° para 40°, ocorrendo agora na média e alta encosta e, principalmente em encostas com formato convexo. Para esta condição preditiva, registrou-se 14 escorregamentos, sendo 10 somente para a classe quase-estável, ocorrendo principalmente entre os ângulos de 30° a 35°.

Os escorregamentos para esta condição preditiva ocorrem sob situações de baixa umidade ou parcialmente úmido e com baixos valores de área de contribuição, valores estes não necessários para elevar o índice de umidade do local, mesmo localizadas em encostas voltadas para S, SW, W e NW, que tendem a conservar mais umidade nestes locais. Porém, os altos índices de PE para estas encostas podem comprovar a suscetibilidade à ocorrência destes escorregamentos nestes locais, mesmo apresentando baixa condição de umidade pelos índices de saturação e de área de contribuição. Acredita-se que o ângulo pode ter influenciado a deflagração destes processos nestas encostas.

As classes de condições **preditivas instáveis** estão associadas às encostas com ângulos acima de 40°, principalmente nas encostas retilíneas ou côncavas. Diferentemente dos demais cenários, onde não se observou a presença de escorregamentos na classe instável. Para este cenário foram atribuídos 6 processos localizados a W da bacia entre os ângulos de 40° a 50° e a E, principalmente a NE da bacia com ângulos acima de 50°, próximo ao seu divisor.

A ocorrência destes processos para a classe instável, ou seja, a W e NE deu-se de forma distinta, uma vez que, para a região a W da bacia estes escorregamentos ocorreram sob situação de total saturação, inversamente ao observado na região a E, em que o escorregamento ocorreu em situação de baixa umidade. Verifica-se também, que os valores da área de contribuição para os escorregamentos a W foram maiores do que aqueles observados para o escorregamento a NE, mesmo este se inserindo em cabeceira de drenagem (Figura 5.22).

Os escorregamentos para a classe limiar inferior e, principalmente para a limiar superior ocorrem nas formas côncavas e em ângulos acima de 50°, como já observado nos outros dois cenários. Verificando o comportamento, em relação ao índice de saturação da bacia, predominaram as classes de baixa umidade e parcialmente úmido por toda a bacia, inclusive nas encostas voltadas para S, SW, W

e NW, locais propícios a receberem menores taxas de radiações solares e teoricamente podem concentrar maiores teores de umidade.

Figura 5.21: Média encosta a E da área de estudo onde as formas predominantes são as côncavas e convexas. Verifica-se a presença de áreas estáveis em regiões com ângulos superiores a 30° e com índices de saturação baixos. A área de contribuição apresenta valores relativamente baixos, valores estes não favoráveis à geração de zonas de saturação que possam levar à ruptura da encosta.

Figura 5.22: Região a NW da bacia com presença de encostas com ângulos entre 30° a 50° com predomínio de forma retilínea e convexa. Nota-se que os maiores índices de saturação estão associados às formas côncavas ou em zonas de transição de retilínea para convexa e fica evidente a delimitação destas zonas de saturação com o mapa de área de contribuição. As áreas estáveis, assim como na parte E da área, aparecem de forma bastante significativa, bem como a ocorrência dos escorregamentos nos três tipos de forma.

5.3.3 Avaliação do modelo

Para avaliar e validar os resultados obtidos pelo modelo, assim como a suscetibilidade das encostas da Serra do Mar a escorregamentos translacionais rasos, os resultados do modelo SINMAP foram comparados com outros trabalhos realizados em condições ambientais similares a bacia da Ultrafértil.

O modelo SINMAP previu para todos os cenários que a área de estudo, a bacia da Ultrafértil, é considerada instável a ocorrência dos escorregamentos rasos. A porcentagem de áreas instáveis para a bacia da Ultrafértil foi de 81%, 83% e 65% para os cenários 1, 2 e 3, respectivamente. Em todos os cenários, a condição preditiva instável, limiar inferior ($1,0 > IE > 0,5$) foi a classe com o maior percentual de área e de maior concentração de cicatrizes, contudo foi a segunda em relação à densidade de escorregamentos, com o maior valor para a classe limiar superior ($0,5 > IE > 0$), representando a segunda classe mais suscetível na bacia (Figura 5.23).

Quanto às classes estáveis, o modelo considerou um percentual de 19% para o cenário 1, de 18% para o cenário 2 e de 35% para o cenário 3, este último concentrando o maior número de escorregamento entre os cenários, nesta classe. Segundo o modelo, esta condição **preditiva estável**, necessitaria de fatores mínimos a significantes para favorecer a ruptura destas encostas, ou seja, qualquer parâmetro, hidrológico ou geotécnico, assim como a próprio ângulo da encosta, poderia contribuir com a instabilização do local. Outra hipótese sobre os fatores não considerados pelo modelo pode ser a sobrecarga da vegetação sobre estes solos, uma vez que, este parâmetro não é levado em consideração na fórmula do fator de segurança e apenas o fator de coesão das raízes com o solo.

Figura 5.23: Gráfico de densidade de escorregamento. Classes de Estabilidade: E= estável; ME= moderadamente estável; QE= quase-estável; LI= limiar inferior; LS= limiar superior e I= instável. Os cenário 2 e 1 concentraram mais escorregamentos nas classes instáveis, inversamente para o cenário 3 verificou-se um índice elevado de densidade, principalmente para a classe quase-estável que, segundo o modelo são locais onde mínimos fatores de instabilidade são exigidos.

Pack *et al* (2001) com o intuito de compreender a dinâmica e a distribuição dos escorregamentos e a suscetibilidade do terreno na região de Kilpala, Bristish Columbia, no Canadá, aplicaram o modelo SINMAP. A região é composta por espessos depósitos de colúvios e de substrato rochosos, muitas vezes intemperizadas, configurando as partes mais altas do local. Foram registrados 65 escorregamentos para a área e distribuídos entre a classe instável (45), limiar superior (11) e limiar inferior (8), totalizando um percentual de área de 37%. Por mais que a região apresentasse alta concentração de escorregamentos, ela foi diagnosticada como estável (62,9%), uma vez que, os processos foram associados aos terrenos de substrato rochoso intemperizadas. Este resultado mostrou uma ótima calibração do modelo, porém vale ressaltar que a área de Kilpala apresenta uma extensão na ordem de 104,8 Km² com uma densidade de escorregamentos muito baixa, com 0,6. Quando correlacionada com a bacia da Ultrafértil (2,5 Km²) este resultado é mínimo, visto que a bacia na Serra do Mar obteve 86,4 de densidade por quilometro quadrado.

Meisina e Scarabelli (2007) aplicaram o SINMAP para avaliar a suscetibilidade da área a escorregamentos rasos na região de Santa Giuletta, Itália. A região é composta por encostas com ângulos variando entre 0° a 40°, porém em alguns locais as encostas superam 45°, com valores altimétricos superiores a 300 m. Em condições adversas para o mês de Novembro 2002, em que foram registrados valores pluviométricos extremos, os autores contabilizaram 44 escorregamentos em toda a área, principalmente a E da área. Os resultados obtidos pelo modelo apontam que a área, representada pela região 1 (a) e 1 (b) foram classificadas como instável, 75% e 63%, sendo que a classe limiar superior foi a mais representativa. O SINMAP previu 85% dos escorregamentos para a região 1(a) e 75% para a região 1 (b), mostrando um percentual de acerto bastante significativo. Assim como, na bacia da Ultrafértil, a região de Santa Giuletta apresentou índices de área de contribuição abaixo de 1000 m², comprovando que os escorregamentos ocorreram nas margens dos parâmetros de incertezas, ou seja, entre as condições não saturadas e saturadas. Outro aspecto, diferentemente da bacia da Ultrafértil, onde os escorregamentos ocorrem, preferencialmente, em ângulos > 30°, na região de Santa Giuletta, estes ocorrem em encostas com ângulos de 11° a 25°.

Deb e El-Kadi (2009), com intuito de compreender a ocorrência e distribuição dos escorregamentos nas 32 bacias que compõem as Montanhas de Koolau, em

Ohau, no Hawaii, também aplicaram o modelo. Estas bacias foram subdivididas em quatro regiões de calibração e suas encostas variam entre ângulos de 0° a 80° e com valores altimétricos superiores a 900 m. Os autores verificaram grande instabilidade (55%) e observaram todos os escorregamentos (226) na classe instável ($IE > 1$), principalmente nas classes limiar inferior e superior. Analisando apenas as regiões 1 (88 escorregamentos) e 2 (85 escorregamentos), verificou-se um percentual de área total para as classes instáveis de 59% e 47%, respectivamente. Deste total, a classe instável, para a região 1 aparece com 31% e para a região 2, com 5%. As demais classes para a condição **preditiva instável** concentraram apenas 15% (limiar inferior), 13% (limiar superior) para a região 1 e 24% (limiar inferior) e 18% (limiar superior) para a região 2. Tais resultados condizem com aqueles encontrados na Ultrafértil apontando as classes limiar inferior e superior como as mais suscetíveis e estando estas associadas a ângulos superiores a 30°.

Lopes (2006) em estudos realizados em duas bacias, Rio das Pedras e Rio da Onça, na Serra do Mar (SP), verificou que 57% e 63% destas áreas foram consideradas como instáveis. Para a bacia do Rio das Pedras foram registrados 182 escorregamentos, deste valor, 170 cicatrizes encontraram-se nas classes limiar inferior e superior correspondendo a 93% destes processos na área. Em relação à bacia do Rio da Onça foram identificados 340 escorregamentos sendo que, 269 associados às classes limiar inferior e superior correspondendo a 80% destes processos na área. Ambas as classes, limiar inferior e superior, representaram mais de 87% destes processos para os três cenários na bacia da Ultrafértil. Estes dados comprovam que estas duas classes são as mais suscetíveis para todas as bacias em análise, porém ressalta-se que a classe instável, para a bacia da Ultrafértil, encontra-se associada apenas ao cenário 3 (6 escorregamentos) diferentemente dos resultados obtidos para a bacia do Rio das Pedras (4 escorregamentos) e Rio da Onça (16 escorregamentos).

Silva (2006) aplicou o modelo SINMAP na bacia do rio Paquequer, Teresópolis (RJ) com o objetivo de obter informações sobre a suscetibilidade do terreno a fim de subsidiar o planejamento territorial local. A bacia se localiza no compartimento denominado de Serra dos Órgãos (nome local da Serra do Mar), apresentando um forte controle estrutural e litológico em uma área aproximadamente de 269 km². Suas encostas variam de 0° a 45°, com altimetria entre 699 a 2218 m, predominando a forma retilínea. Os resultados apontam que a

ocorrência dos escorregamentos, em sua maior parte, é identificada a partir dos ângulos de 15° a 30° (84), e somado estes valores até os intervalos acima de 45° obtêm-se um total de 121 processos. Tais processos estão associados às formas côncavas (70) e convexas (66), mesmo estas não sendo representativas na área. A área foi considerada estável a ocorrência dos escorregamentos (53%), com 80 cicatrizes registradas pelo inventário. Inversamente as classes instáveis (47%) concentraram 71 cicatrizes, deste montante, 64 associado à classe limiar inferior, ou seja, locais modelados como parâmetros de incertezas do FS pelo SINMAP. Assim como na bacia da Ultrafértil a classe limiar inferior destaca-se em relação às demais classes, pois são apontados como limite de ruptura da encosta e onde os fatores instabilizadores não são exigidos.

Em estudos realizados na bacia do rio Sagrado (Serra do Mar Paranaense), uma área de 85 km², densa vegetação, com desníveis de 1500 m acima do nível do mar, encostas variando de 0° a 80° e altos valores pluviométricos, Lopes *et al* (2010), aplicaram o SINMAP para prever possíveis áreas suscetíveis na região sudeste do estado. O modelo previu 92% dos escorregamentos, sendo a maioria destes em locais com altas declividades, onde o modelo considerou como instável, ou seja, dos 13 escorregamentos apenas um não coincidiu na classe de condição **preditiva instável**. Dada as devidas proporções quanto ao número de cicatrizes, esta simulação assemelha-se aos resultados obtidos para o cenário C2, em que 98% encontram-se nas classes instáveis. Assim como, a bacia da Ultrafértil, a classe limiar inferior foi a que mais concentrou escorregamentos na bacia do rio Sagrado. Ressalta-se que a área foi considerada como estável, comprovando que a ocorrência dos escorregamentos está associada aos locais mais íngremes na área de estudo.

Outra forma de avaliar o desempenho do modelo SINMAP foi comparar sua análise final, dada pelo índice de estabilidade, com os resultados obtidos pelo modelo matemático SHALSTAB (DIETRICH *et al*, 1998) aplicado em outras áreas de relevo íngreme (Gomes, 2006 e Vieira, 2007). Assim como o SINMAP, o modelo SHALSTAB incorpora a equação do talude infinito e o modelo hidrológico na sua estrutura e a diferença entre eles é que o primeiro quantifica a instabilidade do terreno pela equação do talude infinito em termos de probabilidade e o segundo quantifica a instabilidade do terreno utilizando o índice de precipitação crítica, necessária para deflagrar o escorregamento (MEISINA e SCARABELLI, 2007). O

SHALSTAB vem sendo amplamente aplicado em várias regiões do mundo para prever áreas suscetíveis à ocorrência dos escorregamentos rasos. No Brasil, podemos citar os trabalhos de Guimarães (2000 e 2003), Gomes (2006), Silva (2006), Zaidan (2006), Vieira (2007), entre outros.

Gomes (2006), em estudos sobre os escorregamentos no Maciço da Tijuca, no Rio de Janeiro aplicou o modelo SHALSTAB para compreender a frequência e a suscetibilidade da área frente à ocorrência destes processos. O autor aplicou o modelo em uma área de 5 km², nas bacias do rio Quitite e Papagaio. Esta área é composta por encostas íngremes, declividades intercalando de 0° (baixada de Jacarepaguá) a valores superiores a 50° nas cotas mais elevadas e com altitude variando entre 10 a 1000 m. Com base nos 89 escorregamentos ocorridos em 1996, o autor simulou dois cenários sob duas condições (com coesão e sem coesão) para entender os fatores que levaram à deflagração generalizada nesta região, inclusive a iniciação de corridas. O modelo previu para o cenário sem coesão, que 97% dos escorregamentos ocorreram em áreas consideradas instáveis, principalmente para a classe < - 3.1 (35%). Para o cenário com coesão o modelo identificou que 99% destes processos ocorreram em áreas instáveis, demonstrando uma ótima calibração. As análises destes resultados assemelham-se aos cenários 1 e 2 da Ultrafértil, visto que ambos os modelos identificaram praticamente todos os escorregamentos nas duas áreas de estudo. O cenário 3, por mais que tenha homogeneizado, aumentando as áreas de estabilidade na bacia, também distribuiu as cicatrizes onde a sua probabilidade de ocorrência são menores, ou seja, nas classes estáveis. O cenário 3, em termos da frequência para a classe estável, assemelha-se aos resultados de ambos modelos propostos por Gomes (2006), no entanto, este cenário apresenta espessura de solo de 3,5, o que pode mudar o comportamento das propriedades geotécnicas e hidrológicas na ruptura.

Vieira (2007), com intuito de compreender a ocorrência dos escorregamentos na bacia da Copebrás, simulou cenários utilizando-se do modelo SHALSTAB. A área de estudo apresenta características similares quanto ao meio físico, assim como, geotécnicos e hidrológicos, exceto pela assimetria de ambas as bacias. A bacia apresenta altitudes variando entre 600 a 800 m, com encostas predominantemente voltadas para SE, S e SW e com ângulos entre 30° a 40°. A autora identificou 356 cicatrizes para o ano de 1985, totalizando uma área de 132.672 m², ou seja, do total

de células (896.469) que compõem a bacia, 33.173 foram afetadas por escorregamentos, o que corresponde 3,7% do valor total.

Quanto à aplicação do modelo, Vieira (2007) encontrou para o cenário A⁹, em condição saturada, que nas três simulações (A1= 1m, A2= 1,5m e A3= 3m) o modelo diagnosticou maior frequência de áreas incondicionalmente instáveis, com aproximadamente 30%, 40% e 44%, respectivamente. Somando as duas áreas instáveis (incondicionalmente instável e log. (Q/T) < -3.1), esta frequência sobe para a A1 (46%), para A2 (55%) e A3 (59%). Quando comparado aos resultados da Ultrafértil, o grupo de condições preditivas instáveis apresentou o maior índice de frequência para a classe limiar inferior nos três cenários C1 (81%), C2 (71%) e C3 (44%) e quando somadas todas as classes desta condição preditiva, os valores de frequência sobem para 87% (C1), 90% (C2) e 70% (C3).

A respeito das áreas estáveis, o modelo previu para o cenário A1 (19%), A2 (17%) e A3 (16%). Nota-se uma redução destas áreas com o aumento da espessura (VIEIRA, 2007). Inversamente, na bacia da Ultrafértil o grupo de condições preditivas estáveis representa para o C1 (13%), C2 (10%) e C3 (30%), ou seja, percebe-se uma relação quase inversa dos efeitos de estabilidades em ambas as áreas.

Em relação à Concentração de Cicatriz (CC) a área instável, para o cenário A, totalizou índices acima de 60% (A1= 60%, A2= 70% e A3= 75,9%). Analisando a área incondicionalmente instável verifica-se que esta foi atingida por mais que 50 % dos escorregamentos e a outra área instável (classe de log. (Q/T) < -3.1) com apenas 12%, aproximadamente, nas três simulações (VIEIRA, 2007). Neste sentido, quando analisados estes índices de CC para a condição **preditiva instável** na Ultrafértil verificam-se valores superiores a 90% (C1= 98,94%, C2= 98,95%, C3= 88,44%), ou seja, deste total, somente a classe limiar inferior representa 87% para o C1, 67% para o C2 e 46% para o C3. Tais resultados comprovam a concordância entre as duas áreas de estudo, visto que segundo os modelos, são locais que necessitam de fatores estabilizadores para que não ocorra a ruptura. Nota-se também que o fator topográfico exerce influência significativa na ocorrência destes processos, uma vez que, as áreas identificadas como instáveis estão associadas a ângulos superiores a 30°.

⁹ Parâmetros utilizados para a composição do cenário A: A1 (c'= 1000 Pa; ρ_s = 17,1 KN/m³; Z_{max}= 1 m; Φ = 34°); A2 (c'= 1000 Pa; ρ_s = 17,1 KN/m³; Z_{max}= 2 m; Φ = 34°) e A3 (c'= 1000 Pa; ρ_s = 17,1 KN/m³; Z_{max}=3 m; Φ = 34°).

As áreas estáveis para a bacia da Ultrafértil representam índices de CC abaixo de 12% ($C1 = 1,05\%$, $C2 = 1,06\%$ e $C3 = 11,56\%$), semelhante a esta situação, as áreas estáveis para a bacia da Copebrás representam cerca de 10% (VIEIRA, 2007) e em ambas as áreas estão associadas a encostas com ângulos inferiores a 30° condicionadas a regiões de topos e fundo de vales.

Quanto ao Potencial de Escorregamento (PE), verifica-se que uma melhor relação entre o índice de estabilidade, o ângulo da encosta e o mapa de cicatrizes. Os maiores índices de PE estão associados ao grupo de condições **preditivas instáveis**. Esta relação também foi observada por Vieira (2007), em que os maiores índices estão associados às áreas instáveis, principalmente a classe incondicionalmente instável, com valores acima de 5%.

5.3.4 *Análise sensitiva do modelo*

A ocorrência dos escorregamentos rasos na Serra do Mar está intimamente associada a fatores geomorfológicos, geotécnicos, hidrológicos e climáticos, e identificar quais destes fatores são mais significativos na deflagração destes processos, muitas vezes, não se apresenta como uma rotina fácil devido às condições do solo antes e no momento da sua ruptura.

Na tentativa de buscar quais destes fatores interferem mais significativamente, na análise sensitiva do modelo, foram propostas novas simulações levando-se em consideração novos valores de cada parâmetro (ângulo de atrito, coesão e transmissividade). Mesmo sabendo que tais parâmetros atuam concomitantemente na ruptura da encosta, verificou-se que a razão T/R foi a que mais interferiu na análise do modelo, ou seja, a recarga de chuva, a condutividade hidráulica e a espessura do solo responderam de forma mais positiva em relação às simulações dos demais parâmetros. Esta condição difere daquela encontra por Deb e El-Kadi (2009), em que a coesão e o ângulo da encosta, segundo os autores, foram os fatores mais sensíveis na ocorrência dos escorregamentos, em suas respectivas áreas de estudo.

Quando propostas as novas simulações para a razão T/R, as mesmas foram pensadas utilizando-se dos índices pluviométricos de 6 horas, que correspondem a 47% do total de 380 mm, em 48 horas. Contudo, ressalta-se que, para este evento extremo de 1985, não foi possível estabelecer um índice crítico de chuva necessário para a ruptura. Sabe-se que para ocorrer tais processos na região da Serra do Mar precisa haver condições de pré-saturação do solo, condições estas que levariam à redução das forças cisalhantes, e assim uma chuva de 180 mm poderia levar a ruptura da encosta (WOLLE e CARVALHO, 1989).

Analisando os resultados das simulações para os três cenários anteriormente propostos e para os seis novos observou-se uma maior concentração dos escorregamentos nas áreas em condições preditivas instáveis, principalmente para as simulações dos cenários C2 (C2A e C2B) e C3 (C3A e C3B), como pode ser visto nas Tabelas 5.2; 5.3 e 5.4. As novas simulações não só aumentaram os índices de saturação, como também aumentaram e/ou reduziram as áreas de cada classe de estabilidade. O cenário 2, na primeira simulação, apenas um escorregamento fora identificado para o grupo de condições **preditivas estáveis** e teve uma redução, em área, de 4,7% em relação às simulações C2A e C2B para a simulação C2.

Em relação às simulações do cenário 3, as alterações foram mais significativas, tanto em termos de área, quanto em concentração de escorregamentos. Houve redução, em percentuais de área, para a condição preditiva estável de 18% em relação às simulações C3A e C3B para a C3, conseqüentemente a classe limiar superior passou a concentrar mais escorregamentos, 171 para o C3B e 154 para C3A (aumento de 30%). Nota-se uma distribuição aleatória dos escorregamentos entre as classes, principalmente entre as classes limiar inferior e limiar superior em todas as simulações. Além disso, a maior concentração destes processos para a classe instável foi na simulação C3A, com 33 escorregamentos.

Verificou-se que em muitos lugares da área de estudo e, em todas as simulações, as forças que levam à estabilidade da encosta foram anuladas e com isso, mesmo as regiões de menores ângulos tiveram seu estado de equilíbrio alterado. Assim, o ângulo de ocorrência dos escorregamentos com os valores modificados para a razão T/R mudou de 30° para 20° que supostamente podem estar associados às áreas de depósitos do tipo colúvio ou tálus.

Por fim, o modelo mostrou-se muito sensível às modificações na razão T/R, com um aumento do índice de saturação em locais onde, anteriormente, não tinham sido apontados como regiões parcialmente saturadas e/ou saturadas. Quanto às demais simulações, as mudanças foram pouco significativas e não apresentando alterações no percentual dos grupos de condições preditivas estáveis e instáveis.

Tabela 5.2: Estatísticas dos valores regionais e números de escorregamentos para cada classe de Índice de Estabilidade, baseado nos valores alterados para a razão T/R (C1).

	Cenário	Estável IE > 1,5	Moderadamente estável 1,5 > IE > 1,0	Quase-estável 1,25 > IE > 1,0	Limiar inferior 1,0 > IE > 0,5	Limiar superior 0,5 > IE, 0,0	Instável 0,0 > IE
Área (km²)		0,15425	0,0555	0,10725	2,0265	0,15625	0
Região (%)	1 (z= 1m)	6,17	2,22	4,29	81,06	6,25	0
Escorregamento (#)		0	2	1	155	58	0
Escorregamento (%)		0	0,9	0,5	87,5	11,1	0
Densidade (#/km²)		0	36	9	76	371,2	0
Área (km²)		0,12825	0,03725	0,06625	1,88875	0,38875	0
Região (%)	1-A (z= 1m)	5,13	1,49	2,65	75,16	15,55	0
Escorregamento (#)		0	1	2	151	62	0
Escorregamento (%)		0	0,5	0,9	69,9	28,7	0
Densidade (#/km²)		0	26,85	30,19	80	159,5	0
Área (km²)		0,13325	0,04	0,0695	1,9485	0,30825	0
Região (%)	1-B (z= 1m)	5,33	1,6	2,78	77,94	12,33	0
Escorregamento (#)		0	1	2	165	48	0
Escorregamento (%)		0	0,5	0,9	76,4	22,2	0
Densidade (#/km²)		0	25	28,78	85	155,7	0

#= número de escorregamento.

Tabela 5.3: Estatísticas dos valores regionais e números de escorregamentos para cada classe de Índice de Estabilidade, baseado nos valores alterados para a razão T/R (C2).

	Cenário	Estável IE > 1,5	Moderadamente estável 1,5 > IE > 1,0	Quase-estável 1,25 > IE > 1,0	Limiar inferior 1,0 > IE > 0,5	Limiar superior 0,5 > IE, 0,0	Instável 0,0 > IE
Área (km²)		0,11375	0,049	0,098752	1,782	0,4565	0
Região (%)	2 (z= 1,5m)	4,55	1,96	3,95	71,28	18,26	0
Escorregamento (#)		1	0	0	141	74	0
Escorregamento (%)		0,5	0	0	65,3	34,3	0
Densidade (#/km²)		8,8	0	0	79,12	161,1	0
Área (km²)		0,07925	0,0255	0,0395	1,23775	1,11725	0
Região (%)	2-A (z= 1,5m)	3,17	1,02	1,58	49,51	44,69	0
Escorregamento (#)		01	0	0	64	152	0
Escorregamento (%)		0	0	0	29,6	34,3	0
Densidade (#/km²)		0	0	0	52	136	0
Área (km²)		0,07925	0,0255	0,0395	1,39375	0,96125	0
Região (%)	2-B (z=1,5m)	3,17	1,02	1,58	55,75	38,45	0
Escorregamento (#)		0	0	0	79	137	0
Escorregamento (%)		0	0	0	36,6	63,4	0
Densidade (#/km²)		0	0	0	57	142,5	0

#= número de escorregamento.

Tabela 5.4: Estatísticas dos valores regionais e números de escorregamentos para cada classe de Índice de Estabilidade, baseado nos valores alterados para a razão T/R (C3).

	Cenário	Estável IE > 1,5	Moderadamente estável 1,5 > IE > 1,0	Quase-estável 1,25 > IE > 1,0	Limiar inferior 1,0 > IE > 0,5	Limiar superior 0,5 > IE, 0,0	Instável 0,0 > IE
Área (km²)		0,26125	0,149253	0,34625	1,099	0,5465	0,096
Região (%)	3 (z= 3,5m)	10,45	5,97	13,85	43,96	21,94	3,84
Escorregamento (#)		1	3	10	104	92	6
Escorregamento (%)		0,5	1,4	4,6	48,1	42,6	2,8
Densidade (#/km²)		3,8	20,1	28,8	94,6	167,7	62,5
Área (km²)		0,14375	0,0525	0,1065	0,65125	1,23125	0,31375
Região (%)	3-A (z= 3,5m)	5,75	2,1	4,26	26,05	49,25	12,55
Escorregamento (#)		0	2	1	26	154	33
Escorregamento (%)		0	0,9	0,5	12	71,3	15,3
Densidade (#/km²)		0	38,1	9,39	40	125,1	105,2
Área (km²)		0,14375	0,0525	0,1065	0,7805	1,335	0,0805
Região (%)	3-B (z=3,5m)	5,75	2,1	4,26	31,23	53,4	3,22
Escorregamento (#)		0	2	1	36	171	6
Escorregamento (%)		0	0,9	0,5	16,7	79,2	2,8
Densidade (#/km²)		0	38,1	9,39	46	128,1	74,5

#= número de escorregamento.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O emprego de metodologias diferentes para avaliação dos escorregamentos na Serra do Mar mostrou-se bastante satisfatório. O uso de métodos diretos e indiretos foi proposto com base nos materiais e nas informações disponíveis a cerca dos processos envolvidos nesta pesquisa, permitindo comparar e validar os resultados encontrados por ambos os métodos.

O desempenho e a obtenção do melhor resultado estão intimamente associados ao tipo de interpolador e à resolução do Modelo Digital de Terreno (MDT) adotado. Segundo Gomes (2006), em pesquisas envolvendo metodologias de previsão e simulação de movimentos de massa, é essencial o desenvolvimento de MDT's confiáveis, eliminando e/ou reduzindo possíveis erros nos mapas derivados.

A construção de um MDT confiável, representando melhor as condições do relevo, permitiu a derivação de mapas de parâmetros topográficos (ângulo da encosta, área de contribuição, aspecto, curvatura e de saturação) mais consistentes e minimizou os erros na análise da suscetibilidade aos escorregamentos na área de estudo.

Quanto ao mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos rasos ocorridos no ano de 1985, utilizaram-se alguns critérios como, por exemplo, a geometria, a posição na encosta e a tonalidade, sendo que este último foi de suma importância no reconhecimento das feições. As limitações no reconhecimento ficaram por conta de algumas regiões da imagem, entre elas, os locais próximos aos paredões rochosos ou onde ocorreu pequena concentração de nuvem. Porém, o resultado final não foi prejudicado. Além disso, foram usadas duas tipologias para representar tais processos na análise correlata, polígonos e pontos.

A análise sobre as cicatrizes e, conseqüentemente, sobre os sedimentos provenientes dos escorregamentos mostrou-se uma ferramenta útil na compreensão e na dinâmica destes processos na Serra do Mar ou em ambientes de terrenos íngremes. Tal análise pôde subsidiar planos de contenção e minimização de danos, principalmente na região do pólo-industrial de Cubatão e nos seus arredores.

A avaliação e a validação dos parâmetros topográficos e dos mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo SINMAP foram feitas pela correlação com o mapa de cicatrizes e por meio do emprego dos índices de Frequência (F), de

Concentração de Cicatrizes (CC) e de Potencial de Escorregamento (PE). Este último pode ser considerado o principal índice na análise, pois consideram as áreas afetadas por escorregamentos dentro de classes específicas.

O modelo SINMAP fundamenta-se nos parâmetros de propriedades físicas e mecânicas do solo, com o objetivo de identificar possíveis áreas suscetíveis à ocorrência dos escorregamentos rasos. Apresenta como principais vantagens o baixo custo de instrumentação, a aplicação em escala de bacia e a permissão na regionalização ou a espacialidade dos dados geotécnicos e hidrológicos. Entretanto, esta regionalização pode ocultar as condições reais de ruptura, devido à grande heterogeneidade dos materiais que constituem as encostas da Serra do Mar.

Os escorregamentos, de forma geral, ocorreram em todos os tipos de topografia da encosta na área de estudo, principalmente nas formas convexas e retilíneas, a partir dos ângulos acima de 20° e com menor frequência nos ângulos superiores a 50°. Neste último caso, devido à ausência de materiais predisponentes à ruptura. Concomitantemente, as formas com maiores probabilidades de ocorrência destes processos foram às retilíneas e as convexas, sobretudo, quando localizadas entre os ângulos de 40° a 50°, como apontados pelo índice de PE. Acredita-se então, que o volume de chuva acumulado nos dias anteriores ao evento (aproximadamente, 471 mm, em 22 dias), somado à chuva nos dias do evento (379,4 mm/48 horas), podem ter favorecido as perdas das forças de equilíbrio da encosta, contribuindo na deflagração generalizada destes processos.

Em relação ao aspecto, predominaram encostas voltadas para E e SW, configurando regiões com baixos índices de umidade dentro da bacia. No entanto, não ficou evidente uma relação clara entre o aspecto e a área de contribuição, visto que em locais que apresentaram altos índices de umidade ou elevado índice de PE, como as encostas voltadas para NW e W, não demonstraram valores acima de 1000m² de área.

Quanto ao índice de estabilidade, a área de estudo foi considerada altamente suscetível ao desenvolvimento do processo. Entre os três cenários propostos, o cenário C2 apresentou a melhor calibração, identificando-se apenas 1 escorregamento para as áreas estáveis. Destaca-se, também, que os maiores índices de PE foram associados às áreas instáveis e que estas se localizaram entre os ângulos acima de 30°.

A razão T/R apresentou-se como o fator mais sensível ao modelo. Nos demais cenários propostos, com modificações nos valores deste parâmetro, percebeu-se uma maior concentração e distribuição dos escorregamentos entre as classes instáveis, com os melhores resultados para os cenários C2A e C2B, que não tiveram a presença destes processos nas classes estáveis e, principalmente, para os cenários C3A e C3B, com redução de 5% dos escorregamentos nas áreas estáveis.

O modelo SINMAP apresentou bom desempenho e uma ótima calibração nas simulações que, posteriormente, foram comprovados pelo mapa de cicatrizes. Ressalta-se que, devido às simulações propostas baseadas em dados geotécnicos e hidrológicos regionalizados para a área da bacia, não se pode comprovar o comportamento dos parâmetros envolvidos na ruptura, pois os valores empregados nesta pesquisa referem-se a estudos destes eventos ocorridos em condições extremas para o ano de 1985.

Acredita-se que o emprego dos métodos de previsão, em bases físicas, mostrou-se útil como ferramenta de apoio ao planejamento territorial e do uso e ocupação de áreas próximas a regiões com grande potencial de ocorrência de escorregamentos rasos. Outros aspectos positivos destes métodos são o baixo custo de aplicação e o tempo de processamento da análise, necessitando apenas, no caso dos modelos matemáticos, dados referentes às propriedades do solo e de precipitação.

Por fim, para uma melhor calibração e avaliação dos métodos de previsão, entre eles, os modelos matemáticos, necessita-se de novos dados de instrumentalização (geotécnicos e hidrológicos), assim como dados referentes ao papel mecânico da vegetação na ocorrência dos escorregamentos, com intuito de aperfeiçoar os resultados dos modelos. Outro aspecto pode ser a combinação de métodos, por exemplo, os estatísticos partindo-se da aplicação dos resultados provenientes pela modelagem matemática, utilizando os mapas de suscetibilidade, como dados de entrada e, não apenas como um resultado final da análise, objetivando obter respostas rápidas e que possam auxiliar nas tomadas de decisões servindo como suporte ao planejamento local.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELLA, E. A. C. and VAN WESTEN, C. J. Qualitative landslide susceptibility assessment by multicriteria analysis: A case study from San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. **Geomorphology/Elsevier**, nº 94, p. 453-466, 2008.
- AB' SABER, A. N. A terra paulista, **Separata do Boletim Paulista de Geografia**: São Paulo, nº 23, p. 5-38, 1956.
- ALMEIDA, F. F. M. Consideração sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão, **Boletim Paulista de Geografia**, nº 15, São Paulo. p. 3-17, 1953.
- ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: **Geologia do Estado de São Paulo**, São Paulo – IG/USP, p. 56-62, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. e CARNEIRO, C. D. R. Origem e Evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 135-150, 1998.
- ALEOTTI, P. and CHOWDHURY, R. Landslides hazard assessment: summary review and new perspectives. **Bull Eng. Geol. Env/Springer-Verlag**, nº 58, p. 21-44, 1999.
- AMARAL JUNIOR, A. F. **Mapeamento geotécnico aplicado a análise de processos de movimentos de massa gravitacionais: Costa Verde-RJ – Escala 1:10.000**. 2007. p. 191. Vol.1. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.
- AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: **CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS**, 1, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: ABMS/ABGE/PUCRJ, 1992, v.2, p.721-733, 1992.
- AUGUSTO FILHO, O. e VIRGILI, J. C. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. (Eds.) **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, p. 243-269 1998.
- AUGUSTO FILHO, O. **Carta de risco de escorregamentos quantificada em ambiente de SIG como subsídio para planos de seguro em áreas urbanas: um ensaio em Caraguatatuba (SP)**. 2001. p. 166. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. **TRIGRS** – A Fortran Program for transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability analysis. USGS, Colorado, p. 61, 2002.

BENDA, F.; CORRÊA, F. P.; ALVES, M. G. Modelagem digital de terrenos aplicados à elaboração de mapas temáticos. Anais do II workshop de computação científica da UENF – IIWCC 2006. Campos dos Goytacaz, Rio de Janeiro, Brasil, 8 p.

BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERRMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. (2007). **Estruturas e Origem das paisagens tropicais e subtropicais**: processos erosivos, vertentes, movimentos de massa, atividade endógena, superfícies de erosão, compartimentação do relevo, depósitos correlativos e ambientes fluviais. (Vol, 3). Florianópolis: UFSC, 2007. p. 556.

BOGAART, P. W. and TROCH, P. A. Curvature distribution within hillslopes and catchments and its effect on the hydrological response. **Hydr. and Earth Syst. Scie. Disc.**, vol. 3, p. 1071 – 1104, 2006.

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; DETTI, R.; GUZZETTI, F.; PASQUI, V.; REICHENBACH, P. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol 16, p. 427-445, 1991.

CARRARA, A. Uncertainty in evaluating landslide hazard and risk. In: NEMEC, J. *et al.* (Eds). **Prediction and Perception of Natural Hazards**. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, p. 101-109, 1993.

CARRARA, A. M.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F. and REICHENBACH, P. GIS technology in mapping landslide hazard. **Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards**, CARRARA, A. and GUZZETTI, F. (Eds). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 135-175, 1995.

CARRARA, A.; GUZZETTI, F.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard. **Natural Hazards**, nº 20, p. 117-135, 1999.

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. (2004). GIS-based techniques for mapping landslide hazard. **GIS technology in mapping landslide hazard**.

CARRARA, A.; CROSTA, G. and FRANTINI, P. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. **Geomorphology/Elsevier**, nº 94, p. 353-378, 2007.

CARRARA, A. and PIKE, R. J. (Preface). GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk. **Geomorphology**, nº 94, p. 257-260, 2008.

CARVALHO, C. S. **Estudo da Infiltração em Encostas de Solos Insaturados na Serra do Mar**. 1989. p. 140. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 1989.

COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO (CETESB). *Degradação da cobertura vegetal da Serra do Mar em Cubatão – avaliação preliminar*. São Paulo, 1982, Relatório nº 011176, v. 2, p. 56.

COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO (CETESB) (1985) *Carta do Meio Ambiente e de sua dinâmica, Baixada Santista*. São Paulo, 1985, p.33.

COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO (CETESB). *Mapeamento do uso do solo, das cicatrizes de escorregamentos, e caracterização preliminar da estrutura da cobertura vegetal da Serra do Mar, em Cubatão (SP)*. São Paulo, 1987, Relatório nº 017795, ex. 2, p.89.

CHORLEY, R. J. Modelos em Geomorfologia. In: CHORLEY, R. J. and HAGETT, P.(Eds) **Modelos físicos e de informação em Geografia**. Rio de Janeiro. Livros Técnicos e Científicos, p 1-19, 1975.

CHRISTOFOLLETI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999, p. 236.

CROZIER, M. J. **Landslides: causes, consequences and environment**. New Hampshire, USA: Ed. Croom Helm, 1986, p. 252.

CRUZ, O. A Serra do Mar e o Litoral na área de Caraguatatuba contribuição à geomorfologia litorânea e tropical. In: **Serie Tese e Monografias** (11), São Paulo-IG/USP, 1974, p. 181.

D'AMATO AVANZI, G.; GIANNECCHINI, R.; PUCCINELLI, A. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). **Engineering Geology/Elsevier**, nº 73, p. 215-228, 2004.

DEB, S. K. and EL-KADI, A. I. Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. **Geomorphology/Elsevier**, nº 108, p. 219-233, 2009.

DIETRICH, W. E.; REISS, R.; HSU, M. L.; MONTGOMERY, D. R. A process-based model for coluvial soil depth and shallow Landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes**, vol. 9, p. 383-400, 1995.

DIETRICH, W. E.; ASUA, R. R.; ORR, J. C. B; TRSO, M. A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in forested lands of Northern California. **Stillwater Ecosystem, Watershed and Riverine Sciences**, Berkeley, p. 59, 1998.

DIETRICH, W. E. and MONTGOMERY, D. R. **SHALSTAB**: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential. National Council for Air and Stream Improvement, Inc. - NCASI, p. 26, 1998.

DIXON, M. D. Landslide computer modeling potential. Disponível em: <http://www.fs.fed.us/t-d/pubs/pdfpubs/pdf03713804/pdf03713804dpi72.pdf>.

Acesso em: 3 de novembro de 2010.

DOMINGUES, E. N. Caracterização das feições erosivas e relações com o meio hidrobiológico em áreas impactadas da Serra do Mar, na região de Cubatão (SP). São Paulo, UNESP, **Geociências**, v 20, n.1, p. 61-71, 2001.

ENVIRONMENTAL SYSTEM RESEARCH INSTITUTE (**ESRI**). *ArcGis Desktop Help*. Redlands, California, EUA, 2005.

FARIA, R.; ROCHA, G. C.; ZAIDAN, R. T. A eficácia de previsões de ocorrência de movimentos de massa em Juiz de Fora – MG. In: **XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Viçosa (MG), 06 a 10 de Julho de 2009, p. 1-14.

FERNANDES, N. F. e AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológica – geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (Org.) **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 123 – 194.

FERNANDES, N. F.; GUIMARAES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Teoria, Evidências de Campo e Aplicação de Modelo

de Previsão de Áreas Susceptíveis. **Rev. Bras. de Geomorfologia**, v. 2, no. 1, p. 51-71, 2001.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES R. F.; GOMES R. A. T.; VIEIRA B. C.; MONTGOMERY D. R. and GREENBERG H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: Field, evidence and Modelling. **Catena**, nº 55, p. 163-181, 2004.

FERREIRA, C. C. e PASSERANI, M. (2005) **Cubatão: a Rainha das Serras**. São Paulo: Noovha América, 2005. p. 120.

FRASCÁ, M. H. B. O. e SANTORI, P. L. P. Minerais e Rochas. In: OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. (Eds.) **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998. p. 15-38.

GAO, J. Identification of Topographic Settings Conductive to Landsliding From Dem in Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surf. Proc. and Land.**, vol 18, p. 579-591, 1993.

GAO, J. and MARO, J. Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zeland, **1979-2003. Geomorphology**, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.08.002. p. 1-9, 2009.

GOLDENSTEIN, L. A industrialização da Baixada Santista: Estudo de um centro industrial satélite. **Série teses e monografias**, nº7, p. 342, 1972.

GOMES, R. A. T. **Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa**. 2006. p. 180. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociência, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

GRAMANI, M. F. **Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos ("Debris Flows") no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais**. (2001). p. 372. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

GRAMANI, M. F. and KANJI, M. A. Inventário e análise das corridas de detritos no Brasil. In: Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encosta, III COBRAE. ABMS, Rio de Janeiro, p. 53-60, 2001.

GREENWAY, D. R. Vegetation and slope stability. In: Anderson, M. G. e Richards, K. S., Chichester, (Eds) **Vegetation and slope stability**. p. 187-229, 1987.

GUIDICINI, G. e IWASA O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. IPT, São Paulo, p. 48, 1976.

GUIDICINI, G., e NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo: Editora da USP, 1984. p. 216.

GUIMARÃES, R. F. **Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem**. 2000. p. 150. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

GUIMARÃES, R. F.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO Jr, O. A. Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos – shallow stability. In: **Revista Espaço e Geografia**, vol 6, nº2, p. 133-150, 2003.

GUIMARÃES, R. F.; JÚNIOR, O. A. C.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F. Movimentos de massa. In: FLORENZANO, T. G. (Org) **Geomorfologia, conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008, p. 318.

GUSMÃO FILHO, J. A. **Solos: da formação geológica ao uso na engenharia**. Recife: Ed. Universitária, 2002, p. 185.

GUZZETTI, F. Landslide hazard and risk by GIS-based multivariate models. Workshop on: **Geographic Information Systems in Assessing Natural Hazards**. p. 83-91, 1993.

GUZZETTI, F. Review and selection of optimal geological models related to spatial information available. **RISK AWARE** – risk advanced weather forecast system to advise on risk events and management. IRPI-CNR, Perugia – Itália, p. 46, 2005.

HAGGETT, P., and CHORLEY, R. J. Modelos, paradigmas e a Nova Geografia. In: CHORLEY, R. J. and HAGETT, P. (Eds), **Modelos físicos e de informação em Geografia**. Rio de Janeiro. Livros Técnicos e Científicos, p 1-19, 1975.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A.; MORALES, N. Geologia do Pré-Cambriano. In: FALCONI, F. F.; JUNIOR, A. N. (Org.), **Solos do Litoral de São Paulo**. São Paulo: ABMS, 1994. p. 41-67.

HAVENITH, B.H.; STROM, A.; CACERES, F.; PIRARD, E. Analysis of landslides susceptibility in the Suusamy region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach. **Landslide**, nº 3, p. 39-50, 2006.

HUTCHINSON, J. N. Mass movement. In: Fairbridge, R. W. (Ed.). **Encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold, 1986a. p. 688-695.

HUTCHINSON, J. N. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: Bonnard, C. (Ed.). **Proceeding Fifth International Symposium on Landslides**. Rotterdam, Netherlands: A. A. Balkena, 1986b, v. 1, p. 3-35.

INSTITUO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. *Sistema de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais – SISMADEN*. São Paulo, p. 1-59, 2008. Disponível em <http://www.dpi.inpe.br/sismaden>.

INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Instabilidade das encostas da Serra do Mar voltadas ao parque industrial de Cubatão (SP): diagnose, soluções e ações de emergência*. São Paulo, 1986

INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Programa Serra do Mar: Estudo geotécnico dos principais mecanismos de instabilização na Serra do Mar*. São Paulo, 1988. Relatório nº 25957.

IVERSON, R. M and MAJOR, J. J. Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations. **U.S G. S.**, nº 99, p. 579-594, 1987.

KEIM, R. and SKAUGSET, A. E. Modelling effects of forest canopies on slope stability. **Hydrological Processes**, published online in Wiley InterScience, DOI: 10.1002/hyp.5121, v 17, p. 1457-1467, 2003.

KRUMBEIN, W. C. and GRAYBILL, F. A. **An introduction to statistical models in Geology**. New York, 1965. p. 475.

KURIAKOSE, S. L. (2006). **Effect of vegetation on debris flow initiation: conceptualization and parameterization of a dynamic model for debris flow initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PCRaster**. 2006. p. 143. Thesis (Master of Science in Geo-information Science and Earth Observation) - International Institute

for Geo-information Science and Earth Observation and the Indian Institute of Remote Sensing (NRSA), India, 2006.

LEINZ, V. e AMARAL, S. E. **Geologia Geral**. São Paulo: CIA Editora Nacional, 1978. p. 397.

LEROI, E. Landslide hazard – Risk maps at different scales: objectives, tools and developments. In: **Proc VII Int. Symp. Landslides**, Trondheim, June 1996, 1: 35-52.

LOEBMANN, D. G.; FREITAS, L. F.; GOMES, R. A. T.; GUIMARAES, R. F.; CARVALHO Jr., O. A. Minimização de erros na interpolação de modelo digital de terreno provenientes da concentração de informações nas curvas de nível. In: **Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, XI, 2005, São Paulo. **Anais do Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, São Paulo, 2005, p. 2291-2298.

LOPES, E. S. S. 2006. **Modelagem Espacial Dinâmica em Sistema de Informação Geográfica: Uma Aplicação ao Estudo de Movimentos de Massa em Uma Região da Serra do Mar Paulista**. Tese de doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, pp. 314.

LOPES, E. S. S.; RIEDEL, P. S.; BENTZ, C. M.; FERREIRA, M. V. Calibração e validação do índice de estabilidade de encostas com inventário de escorregamentos naturais na bacia do rio da Onça na região da Serra de Cubatão, SP. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 26, n° 1, p. 83-95, 2007.

LOPES, F. C. A.; BUENO, K. E. M.; SANTOS, I. Validação de simulação de estabilidade de encostas na Serra do Mar Paranaense com o apoio de mapeamento de movimentos de massa. In: **VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia (SINAGEO)**. Recife, p. 1-14, 2010.

MACIEL FILHO, C. L. **Introdução à Geologia de Engenharia**. Ed da Universidade Federal de Santa Maria – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, p. 284, 1997.

MARCELINO, E. V. (2003). **Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos no município de Caraguatatuba (SP) usando técnicas de sensoriamento remoto**. 2003. p. 230. Dissertação (Mestre em Sensoriamento

Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos (SP), 2003.

MARCHESINI, I.; CENCETTI, C.; DE ROSA, P. A preliminary method for the evaluation of the landslides volume at a regional scale. **Geoinformatica/Springer**, v.13, nº3, p. 277-289, DOI: 10.1007/s10707-008-0060-5, 2008.

MEIS, M. R. M e XAVIER da SILVA, J. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. In: **Rev. Bras. de Geografia**, nº 30 (1), p. 55 – 73, 1986.

MEISINA, C. and SCARABELLI, S. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in coluvial soils. **Geomorphology/Elsevier**, nº 87: p. 207-223, 2007.

MENDES, R. M. **Estudos das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP)**. 2008. p. 230. Tese (Doutorado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

MONTGOMERY, D. R. and DIETRICH, W. E. A Physically-Based Model for Topographic Control on Shallow Landsliding. **Water Res. Res.**, v: 30, p. 1153-1171, 1994.

MOORE, I. D., GRAYSON, R. B., LADSON, A. R. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, vol. 5, p. 3-30, 1991.

MORRISSEY, M. M.; WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A. A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison Country, Virginia. Open File Report 01-0067. **U.S. Geological Survey**, p. 1-28, 2001.

MOUSINHO, M. R. e BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos de meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Centro de Documentação e Informação do Instituto de Geologia da Universidade Federal do Paraná. Curitiba, n. 16/17, Julho de 1965, p.43-84.

OKURA, Y.; KITAHARA, H.; KAWANAMI, A.; KUROKAWA, U. Topography and volume effects on travel distance of surface failure. **Engineering Geology/Elsevier**, nº 67, p. 243-254, 2003.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, vol. 22, n° 5, p. 794-804, 1986.

PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N., **SINMAP** – a stability index approach to terrain stability hazard mapping. User's manual. Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., Canada. p. 68, 1998. Disponível em: <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>.

PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N. Assessing Terrain Stability in a GIS using SINMAP. **15th Annual GIS Conference**. Vancouver, British Columbia. February, 2001. p. 1-9.

PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N., **SINMAP 2** – a stability index approach to terrain stability hazard mapping. User's manual. Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., Canada. p. 73, 2005. Disponível em: <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>.

PARISE, M. Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. **Physics and Chemistry, Earth**, Vol 26, n° 9. p. 697-703, 2001.

PASSARELA, S. M.; MACHADO, F. B.; RIEDEL, P. S.; LOPES, E. S. S.; FERREIRA, M. V.; MOREIRA, M. R.; AZZI, A. A. Análise da relação entre escorregamento e formas de vertentes no município de Cubatão (SP) e seus arredores. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 27, n° 1, p. 7-20, 2008.

PAULIN, G. L.; BURSIK, M.; LUGO-HUBP, J.; OROZCO, J. J. Z. Effect of pixel size on cartographic representation of shallow and deep-seated landslide, and its collateral effects on the forecasting of landslides by SINMAP and Multiple Logistic Regression landslide models. **Physics and Chemistry of the Earth/Elsevier**, n° 35, p. 137-148, 2010.

PELLEGATTI, C. H. G. **Avaliação espaço-temporal da precipitação no perfil da Baixada Santista-Vertentes Oceânicas-Rebordo Interiorano da escarpa da Serra do Mar-SP**. 2007. p. 128. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

PELLEGATTI, C. H. G. A análise de eventos sazonais de precipitação no eixo Anchieta-Imigrantes da Serra do Mar-SP. In: **1º Simpósio de Pós-Graduação em**

Geografia do Estado de São Paulo - SIMPGEO-SP, Rio Claro-SP, p. 262-272, 2008.

PEREIRA, M. D. B., BRAGA, C. Z. F., D'ALGE, J. C. L., VALERIANO, D. M. **Mapeamento das cicatrizes de escorregamento de terreno ocorridos no Vale do Rio Mogi, Cubatão, SP**. Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). p. 1, 1986.

PIERSON, T. H. Piezometric response to rainstorms in forested hillslope drainage depressions. **Journal of Hydrology**: v. 19, number 1, p. 1 – 9, 1980.

RABACO, L. M. L. **Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa numa Faixa de Dutos**. 2005. p. 162. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Engenharia de Computação/Geomática, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

RENEAU, S.L., DIETRICH, W.E. Size and location of coluvial landslides in a steep forested landscape. International Association of Hydrological Sciences, Publication (165), p. 39– 48, 1987.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. Dubuque: Ed. William C. Brown Pub., p. 546, 1955.

SADOWSKI, G. R.; KANJI, M. A.; MOTIDOME, M. J. Condicionantes Geológicos dos Escorregamentos do Km 42 da Via Anchieta, Pista Sul. In. **3º Conferencia Brasileira sobre Estabilidade de Encosta (COBRAE)**. Rio de Janeiro: ABMS, v. III, p. 115 123, 2001.

SANTOS, A. R. **A grande barreira da Serra do Mar: da trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes**. São Paulo: Ed. O Nome da Rosa, 2004, p. 122.

SANTOS, W. **Influencia de fatores topográficos na distribuição de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar, Cubatão (SP)**. 2009. p. 103. Trabalho de Graduação Individual – Departamento de Geografia/FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SELBY, M. J. **Hillslope: materials and process**. Oxford, England: Oxford University Press, p 451, 1993.

SESTINI, M. F. e FLORENZANO, T. G. Caracterização de cicatrizes de deslizamentos por processamento de dados TM Landsat em Caraguatatuba-SP. São Paulo, USP, **Geol. USP Sér. Cient.** V.4, n.2, p. 57-69, outubro de 2004.

SHARPE, C. F. S. **Landslides and related phenomena**: a study of mass-movements of soil and rock. New York. p. 125, 1938.

SIDLE, R. C., PEARCE A. J. and O'LOUGHLIN C. L. Hillslope stability and land use. Washington, D. C.: **Water resources monograph series** (11), p. 140, 1985.

SILVA, F. A. D. **Análise da susceptibilidade a escorregamentos de massa na bacia do Rio Paqueta – Teresópolis – Estado do Rio de Janeiro, utilizando os modelos SINMAP e SHALSTAB**. 2006. p. 99. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SMALL, R. J. **The study of landforms**: a textbook of geomorphology. Cambridge University Press, 1970. p.486.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, vol. 33, n° 2, p. 309-319, 1997.

TATIZANA, C.; OGURA A. T.; CERRI L. E. S.; ROCHA M. C. M. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos – Serra do Mar, município de Cubatão. In **Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**. ABGE, São Paulo, p. 225-236, 1987a.

TATIZANA, C.; OGURA A. T.; CERRI L. E. S.; ROCHA M. C. M. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicados às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão. In **Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**. ABGE, São Paulo, p. 237-248, 1978b.

VAN WESTEN, C. J. Application of Geographic Information System to Landslide Hazard Zonation. Enschede, The Netherlands: **ITC Publication**, 1993. p. 245.

VAN WESTEN, C. J.; RENGERS, N.; SOETERS, R. Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. **Natural Hazard** 30: 399-419, 2003.

VAN WESTEN, C. J.; VAN ASCH, T. W. J.; SOETERS, R. Landslide hazard and risk zonation – why is it still so difficult? **Bull Eng. Geol. Env.**, nº 65: 167-184, 2006.

VANACKER, V.; VANDERSCHAEKHE, M.; GOVERS, G.; WILLEMS, E.; POESEN, J.; DECKERS, J.; DE BIEVRE, B. Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andean watersheds. **Geomorphology/Elsevier**, nº 52: p. 299-315, 2003.

VIEIRA, B. C.; JÚNIOR, E. C.; FERNANDES, N. F. Controles fito-morfológicos dos escorregamentos da bacia do rio Quitite (RJ). Florianópolis, UFSC, **Geosul**, vol. 14, n. 27, p. 324-328, 1998.

VIEIRA, B. C. and N. F. FERNANDES. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. **Hydrological Processes**, nº 18, p. 791-805, 2004.

VIEIRA, B. C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. 2007. p. 193. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

XIE, M.; ESAKI, T.; ZHOU, G. GIS-based probabilistic mapping of landslide hazard using a three-dimensional deterministic model. **Natural Hazards**, nº 33, p. 265-282, 2004.

YILMAZ, H. M. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. **Earth Surface Processes and Landforms**, nº 32, p. 1346-1361, 2007.

WILSON, C.J and DIETRICH, W. E. The contribution of bedrock groundwater to storm runoff and high pore pressure development in hollows. **Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim** (Proceedings of Corvallis Symposium, August, 1987). IAHS Publ: nº 165, p. 49 – 59, 1987.

WOLLE, C. M. e PEDROSA, J. A. Horizontes de transição condicionam mecanismos de instabilização de encostas na Serra do Mar. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. 1981. In **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**. ABGE, Santa Catarina, v. 2, p. 121-135, 1981.

WOLLE, C. M. **Análise dos escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encosta**. 1988. P. 406. Tese (Doutorado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

WOLLE, C. M. e CARVALHO, C. S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, p. 27-36, 1989.

WOLLE, C. M. e CARVALHO, C. S. Taludes Naturais. In: FALCONI, F. F.; JUNIOR, A. N. (Org.), **Solos do Litoral de São Paulo**. São Paulo: ABMS, 1994. p. 180-203.

WOLLE, C. M.; MELLO, L. G. S.; ALTRICHTER, G. O escorregamento do km 42 da via Anchieta: histórico das ocorrências e provável mecanismo de instabilização. In: **3º Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encosta, (COBRAE)**. Rio de Janeiro: ABMS, vol: III p. 33-43, 2001.

WU, W. and SIDLE, R. C. A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Res. Res.**, nº 31, p. 2097-2110, 1995.

WU, W. and SIDLE, R. C. Application of a distributed Shallow Landslide Analysis Model (dSLAM) to managed forested catchments in Oregon, USA. IAHS Publ (1997). **Proceedings of Rabat Symposium S6**, April. Human Impact on Erosion and Sedimentation, nº 245, p. 213-221, 1997.

ZAIDAN, R. T. **Riscos de escorregamentos numa bacia de drenagem urbana no município de Juiz de Fora – MG**. 2006. p. 100. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

ZAITCHIK, B. F; van ES, H. M.; SULLIVAN, P. J. Modeling slope stability in Honduras: parameter prevention and scale of aggregation. Soil science Society of America Journal 67, p. 268-278, 2003.

ZARUBA, Q., and MENCL, V. **Landslides and their control**. Amsterdam: Elsevier, 1976. p. 205.