

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**MODELAGEM MATEMÁTICA APLICADA À PREVISÃO DE ÁREAS
SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS
RASOS NO MORRO DO BAÚ – SANTA CATARINA**

LÚCIA MARIA DA SILVA

Rio de Janeiro
Fevereiro 2012

**MODELAGEM MATEMÁTICA APLICADA À PREVISÃO DE ÁREAS
SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS
RASOS NO MORRO DO BAÚ – SANTA CATARINA**

Lúcia Maria da Silva

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Rio de Janeiro
Fevereiro 2012

**MODELAGEM MATEMÁTICA APLICADA À PREVISÃO DE ÁREAS
SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS TRANSLACIONAIS
RASOS NO MORRO DO BAÚ – SANTA CATARINA**

Lúcia Maria da Silva

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Aprovada por:

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes – Orientador
Depto. de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Maria Naíse de Oliveira Peixoto
Depto. de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Francisco de Assis Dourado da Silva
Depto. de Geologia – Universidade Estadual do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro
Fevereiro de 2012

Ficha Catalográfica

Silva, Lúcia Maria.

Modelagem Matemática Aplicada a Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Translacionais Rasos no Morro do Baú – Santa Catarina. Rio de Janeiro: UFRJ/Programa de Pós-graduação em Geografia, 2012.

111 p.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes.

Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Rio de Janeiro / Programa de Pós-graduação em Geografia, 2012.

1. Geomorfologia. 2. Modelagem Matemática. 3. Previsão. 4. Movimentos de Massa.

AGRADECIMENTOS

1. A Deus, por ter me dado sabedoria para chegar até aqui e por estar presente em todos os dias da minha vida.
2. Ao meu orientador, Nelson Ferreira Fernandes, pela oportunidade de ter ingressado no NEMPHE, ainda nos meus primeiros anos de graduação. Agradeço também pelos ensinamentos, motivações e por toda atenção que sempre me forneceu.
3. Aos meus pais, Luis Volotão e Maria Tereza, pelo companheirismo e incentivo durante toda a minha vida. E a minha avó Arlete pelo amor incondicional.
4. Aos meus irmãos, Lídia Helena e Cássio Luiz, por serem os melhores amigos que tenho.
5. Ao meu amigo e companheiro de pesquisa, João Paulo Araújo, que muito me ajudou para a conclusão desta dissertação. Muito obrigada pela ajuda do geoprocessamento ao “colchão amigo”, que me abrigou na Ilha do Governador tantas vezes.
6. Aos meus companheiros do NEMPHE: Patrícia Mota, Beatriz Braga, Sarah Lawall, Christiane Brazão, Ana Carolina Ferraz, Renata Paulino, Luma Botelho, Rodrigo Miranda, Ana Camila Silva, Marcel Lopes, João Paulo Miranda e Marcello Alvear, pelos debates, momentos de descontração e pela amizade solidificada durante esses anos.
7. Às professoras, Telma Mendes e Naíse Peixoto, pela participação fundamental no meu exame de qualificação e pelas correções para o texto final.
8. Ao professor Francisco Dourado (UERJ), pela participação na minha banca de defesa de dissertação e por toda ajuda prestada à conclusão desse trabalho.
9. À professora Bianca Vieira (USP), pela disposição em sanar as dúvidas que surgiram, principalmente aos finais de semana. Igualmente, ao Túlius Nery, por toda atenção e ajuda prestada.
10. Aos professores da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) Edison Tomazzoli e Joel Pellerin, pela receptividade na instituição, pelo trabalho de campo no Morro do Baú e por toda ajuda necessária que sempre me foi prestada.

11. A todos os alunos que me receberam na UFSC, principalmente ao Daniel Parizoto e a Cyntia Fernandes que muito me ajudaram.
12. Às minhas amigas de mestrado, Ingrid Del Pozo e Suzana Barbosa.
13. Às minhas amigas de graduação, Érika Leite, Carine Lopes e Emily Marques.
14. Aos meus amigos de infância, Carolina Faleh, Rafael Campos, Cleber Silva, Raphael Faustino, Daniel Oliveira, Lívia Magyar, Caroline Oliveira, Bianca Rodrigues, Camila Barros e Conrado Niemeyer, pela amizade fiel de tantos anos.
15. À CAPES, por ter financiado minha bolsa de estudos durante todo o mestrado.
16. Ao PPGG e a todos os professores.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	01
2. HIPÓTESES, JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS	05
3. MOVIMENTOS DE MASSA	06
3.1 Tipologia e Classificação	06
3.2 Fatores Condicionantes	11
3.3 Mecanismos de Ruptura	17
3.4 Metodologias de Previsão	19
4. ÁREA DE ESTUDO	24
4.1 Complexo do Morro do Baú – Santa Catarina	24
4.2 Histórico de Desastres Naturais em Santa Catarina	32
4.3 Cobertura Vegetal e Uso do Solo	34
4.4 Evento de Novembro de 2008	38
5. MATERIAIS E MÉTODOS	43
5.1 Seleção do Modelo SHALSTAB	43
5.1.1 Modelo de Estabilidade de Encostas	44
5.1.2 Modelo Hidrológico	47
5.1.3 Combinação entre os Modelos	51
5.2 Seleção da Bacia Experimental	54
5.3 Geração do MDE e Parâmetros Topográficos	54
5.4 Seleção dos Parâmetros de Entrada do Modelo	55
5.5 Mapa de Cicatrizes dos Escorregamentos de 2008	55
5.6 Análise da Influência dos Fatores Topográficos e Litológicos	56
5.7 Simulação dos Cenários de Susceptibilidade	58
5.8 Validação dos Cenários Simulados	58

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	60
6.1 Modelo Digital de Elevação e Mapa de Cicatrizes	60
6.2 Análise da Influência dos Fatores Topográficos e Litológicos	64
6.2.1 Hipsometria	64
6.2.2 Ângulo de Encosta	68
6.2.3 Aspecto	71
6.2.4 Curvatura	74
6.2.5 Área de Contribuição	82
6.2.6 Litologia	85
6.3 Mapas de Susceptibilidade do Modelo SHALSTAB	89
6.3.1 Cenários A1, A2, A3 e A4	89
6.3.2 Validação dos Cenários A1, A2, A3 e A4	97
7. CONCLUSÕES	103
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1:	Deslizamentos do evento de novembro de 2008 com o Morro do Baú ao fundo.	02
Figura 1.2:	Deslizamentos em plantações de banana no Complexo do Morro do Baú.	02
Figura 3.1:	Escorregamentos translacionais rasos na Região Serrana do Rio de Janeiro.	08
Figura 3.2:	Corrida de massa na Região Serrana do Rio de Janeiro.	09
Figura 3.3:	Corrida de detritos na região do Morro do Baú em novembro de 2008.	10
Figura 4.1:	Compartimentação geomorfológica do Estado de Santa Catarina.	25
Figura 4.2:	Vale do Itajaí com localização de algumas das principais cidades atingidas pelo desastre de novembro de 2008.	25
Figura 4.3:	Localização do Complexo do Morro do Baú.	26
Figura 4.4:	Morro do Baú.	27
Figura 4.5:	Mapa geológico do Complexo do Morro do Baú.	28
Figura 4.6:	Mapa topográfico da Bacia Ribeirão Braço do Baú.	31
Figura 4.7:	Frequência anual de escorregamentos (1980-2003).	32
Figura 4.8:	Escorregamentos em plantações de pinos na bacia Ribeirão Braço do Baú.	35
Figura 4.9:	Escorregamentos em áreas de cultivos de bananas em encostas íngremes na bacia do Ribeirão Braço do Baú.	37
Figura 4.10:	Cicatrizes de deslizamentos ocorridas em Novembro de 2008 no Morro do Baú.	38
Figura 4.11:	Deslizamentos na região do Morro do Baú em Santa Catarina.	39
Figura 4.12:	Recordes de Novembro de 2008, comparados com Julho/1983 e outros meses.	40
Figura 4.13:	Recordes diários de Novembro de 2008, comparados com Julho/1983 e outros meses.	41
Figura 5.1:	Fluxograma de funcionamento do modelo SHALSTAB.	44

Figura 5.2:	Componentes relacionadas a um bloco inclinado.	46
Figura 5.3:	Esquema das variáveis usadas no modelo hidrológico de O'LOUGHLIN (1986).	47
Figura 6.1:	Modelo digital de elevação da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	61
Figura 6.2:	Mapa de cicatrizes da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	63
Figura 6.3:	Mapa de hipsometria da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	66
Figura 6.4:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de hipsometria.	67
Figura 6.5:	Mapa de ângulo da encosta da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	69
Figura 6.6:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de ângulo da encosta.	70
Figura 6.7:	Mapa de aspecto da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	72
Figura 6.8:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de aspecto.	73
Figura 6.9:	Mapa de curvatura em planta da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	76
Figura 6.10:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura em planta.	77
Figura 6.11:	Mapa de curvatura em perfil da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	78

Figura 6.12:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura em perfil.	79
Figura 6.13:	Mapa de curvatura planta/perfil da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	80
Figura 6.14:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura planta/perfil.	81
Figura 6.15:	Mapa de área de contribuição da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	83
Figura 6.16:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de área de contribuição.	84
Figura 6.17:	Mapa litológico da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.	87
Figura 6.18:	Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de litologia.	88
Figura 6.19:	Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A1 (espessura do solo = 2 m).	92
Figura 6.20:	Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A2 (espessura do solo = 5 m).	93
Figura 6.21:	Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A3 (espessura do solo = 10 m).	94
Figura 6.22:	Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A4 (espessura do solo = 15 m).	95
Figura 6.23:	Frequência (F) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.	96

Figura 6.24:	Concentração de Cicatrizes (CC) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.	98
Figura 6.25:	Potencial de Escorregamentos (PE) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1:	Tabela representativa das classes de estabilidade que são geradas pelo modelo SHALSTAB.	53
Tabela 5.2:	Classes dos mapas dos parâmetros topográficos.	58
Tabela 5.3:	Parâmetros geomecânicos utilizados no modelo SHALSTAB.	59

RESUMO

Dentre os desastres naturais existentes em todo o mundo, destacam-se os movimentos de massa que ocorrem ao longo das encostas e que atuam na evolução das formas do relevo. Além dos movimentos de massa ocorridos em encostas naturais, existe, também, um grande número de ocorrências que são induzidas pela ação antrópica na paisagem. A mudança de uso e cobertura do solo para a introdução da agricultura é um exemplo que vem afetando a estabilidade das encostas. O Estado de Santa Catarina, nas últimas décadas, vem sendo palco de vários eventos de inundações e movimentos de massa catastróficos, como o ocorrido em novembro de 2008, que devastou a área do Complexo do Morro do Baú, no Vale do Itajaí. Além dos prejuízos econômicos, esses eventos ocasionaram, muitas vezes, a perda de vidas humanas. Com seus grandes maciços e a precipitação elevada ao longo do ano, além do crescimento da agricultura na área, o Morro do Baú se torna uma área de grande susceptibilidade a movimentos de massa. Deste modo, torna-se essencial a previsão desses movimentos no domínio das encostas, sobretudo dos escorregamentos translacionais rasos, muito frequentes no evento de 2008. Entre os modelos matemáticos usados hoje para a previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos, é destacado o modelo SHALSTAB, que combina um modelo hidrológico e um modelo de estabilidade de encosta (baseado na equação do talude infinito). Inicialmente o SHALSTAB obteve bons resultados em áreas do oeste dos Estados Unidos e, recentemente, vem sendo empregado em áreas tropicais. O objetivo geral do trabalho é definir áreas no relevo mais críticas a escorregamentos translacionais rasos, identificando, através da modelagem matemática, as porções do relevo mais susceptíveis a esses tipos de processos. Foi gerado um modelo digital de elevação (10 m) para a bacia do Ribeirão Braço do Baú e caracterizada a distribuição espacial das cicatrizes de deslizamentos do evento de 2008. Foram analisados os fatores topográficos e litológicos a partir dos índices de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE). Foi utilizado o modelo SHALSTAB de modo a simular a geração dos escorregamentos e feita a definição das áreas instáveis. Os resultados atestam o importante papel desempenhado pelos parâmetros topográficos forma da encosta, ângulo de encosta e da litologia. As classes hipsométricas entre 81,1-405,6 m totalizaram o maior PE (8,5%), assim como as encostas superiores a 27 e 55° e orientadas para leste, tornando-as mais susceptíveis a escorregamentos. A litologia bastante diversificada na área influenciou diretamente na ocorrência de escorregamentos, assim como a topografia côncava que controlou muito a ocorrência desses processos. Em relação à modelagem, a escala 1:50.000 apresentou algumas limitações, como a grande frequência de áreas incondicionalmente estáveis e a baixa frequência de áreas incondicionalmente instáveis.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas têm-se presenciado um aumento considerável na frequência e intensidade dos desastres naturais. Diversas áreas no mundo estão sofrendo danos e prejuízos causados por estes eventos, principalmente aquelas marcadas por fenômenos atmosféricos extremos, como as que ocorrem na região sul do Brasil.

Dentre os desastres naturais, ganham destaque os movimentos de massa que ocorrem ao longo das encostas. Esses fenômenos naturais são importantes agentes na evolução das formas do relevo e no Brasil ocorrem, geralmente, após chuvas intensas (GUIDICINI & NIEBLE, 1984). Muitas vezes esses fenômenos assumem proporções catastróficas, atingindo áreas com importantes infra-estruturas e causando prejuízos econômicos. O Ministério da Ciência e Tecnologia (2009) aponta que os deslizamentos de terra são a maior causa de mortes por desastres naturais no mundo.

Além dos movimentos de massa de origem natural, existem aqueles que são induzidos e potencializados pela ação do homem na paisagem, como, por exemplo, as mudanças ocorridas no uso e cobertura do solo, causando modificações nas suas condições físicas, químicas, hidrológicas e mecânicas.

A Região Sul do país, além de localizar-se em uma posição geográfica em que eventos meteorológicos extremos possuem elevada frequência, é uma área em que a agricultura está em expansão e a floresta natural está sendo, cada vez mais, substituída por diferentes tipos de cultivos. O Complexo do Morro do Baú, no Estado de Santa Catarina, é um exemplo deste fato (inserção de grandes plantações de banana, pinhos e eucalipto, principalmente).

Em Novembro de 2008 fortes chuvas deflagraram centenas de escorregamentos e corridas de massa na região (Figuras 1.1 e 1.2), causando a morte de 135 pessoas. Vários foram os pontos em que deslizamentos de encostas ocorreram em áreas de cultivos, chamando atenção para a região no que diz respeito à influência que essas mudanças no tipo de uso e cobertura do solo poderiam ter causado na estabilidade das encostas.



Figura 1.1: Deslizamentos do evento de novembro de 2008 com o Morro do Baú ao fundo. Foto: Nelson Fernandes (2008).



Figura 1.2: Deslizamentos em plantações de banana no Complexo do Morro do Baú. Foto: Joel Pellerin (2008).

Diante da falta de zoneamento das áreas susceptíveis a deslizamentos, torna-se essencial a previsão de escorregamentos de encostas no Complexo do Morro do Baú, visando estabelecer áreas susceptíveis a deslizamentos e auxiliar o planejamento de uso e ocupação do solo.

A previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos vem assumindo importância crescente na literatura geomorfológica e geotécnica. Nos dias de hoje, utilizam-se diversos modelos de previsão que identificam áreas de risco, que servem como subsídio para planejadores e gestores do território. Observa-se, nos últimos anos, um crescente aumento da utilização da modelagem matemática em Geomorfologia, o que permite o teste de novas hipóteses e o surgimento de novos conceitos na análise da paisagem (FERNANDES, 1996).

Nesse trabalho será utilizado o SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*), um modelo matemático determinístico que combina um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade de encosta, definindo as zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). Dessa forma, a partir da utilização deste modelo, o presente trabalho tem o objetivo de estabelecer áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos no Morro do Baú, na bacia hidrográfica do Ribeirão Braço do Baú, dentro do vale do rio Itajaí.

Ressalta-se, ainda, que o mapeamento de áreas susceptíveis a deslizamentos não deve ser baseado unicamente em critérios como declividade, tendo em vista que no entorno do Morro do Baú muitos movimentos de massa relacionaram-se também a corridas de detritos que percorreram baixas declividades, atingindo áreas e residências relativamente distantes de seu início. Portanto, na elaboração de mapas de áreas susceptíveis a movimentos de massa, é de fundamental importância a consideração de elementos geológico-geomorfológicos, que muitas vezes controlam o desenvolvimento do fluxo e direcionamento dos movimentos.

Dessa forma, a previsão de áreas susceptíveis a movimentos de massa no Morro do Baú é essencial, tendo em vista que a delimitação dessas áreas poderá subsidiar o planejamento da região, a partir da implementação de medidas mitigadoras e preventivas que amenizem o impacto causado por estes

fenômenos. Da mesma forma, é de grande importância o entendimento dos efeitos causados pelas intensas modificações no uso e cobertura do solo.

2. HIPÓTESES, JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

A hipótese inicial do trabalho baseia-se no fato de que em muitas áreas há um forte controle topográfico na distribuição espacial e temporal dos deslizamentos, e que o uso de modelos matemáticos em bases físicas é capaz de prever essas ocorrências. Além disso, acredita-se, ainda, que as mudanças no uso e cobertura do solo potencializam a ocorrência dos movimentos de massa através das mudanças nas propriedades hidrológicas e mecânicas dos materiais.

A seleção da região do Morro do Baú como área de estudo justifica-se pelo fato de que representa uma região duramente atingida por deslizamentos no evento de Novembro de 2008 e por isso é ideal para servir de área piloto para a aplicação de modelos matemáticos determinísticos em Santa Catarina. Além disso, vários escorregamentos vêm ocorrendo no local nos últimos anos e acredita-se que essa elevada frequência de eventos na região é potencializada pelas atividades antrópicas ocorridas nas últimas décadas no Vale do Itajaí, com a substituição significativa de áreas florestadas para a inserção de grandes áreas agrícolas.

O trabalho, baseado nos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008, pode contribuir na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos e orientar futuras políticas públicas de uso e ocupação do solo na região.

O objetivo geral do trabalho é definir áreas críticas no relevo a escorregamentos translacionais rasos, identificando, através da modelagem matemática, as porções do relevo mais susceptíveis a esses tipos de processos.

O trabalho será dividido nos seguintes objetivos específicos:

- a. Avaliar a importância dos fatores condicionantes topográficos e litológicos desses processos, por meio de análises correlativas;
- b. Simular cenários de susceptibilidade utilizando diferentes valores de espessura do solo;
- c. Avaliar a eficiência do modelo quanto à previsão das áreas susceptíveis, por meio da correlação com o mapa de cicatrizes.

3. MOVIMENTOS DE MASSA

3.1 Tipologia e Classificação

Os movimentos de massa podem ser de natureza diversa e a quantificação das variáveis envolvidas no processo representa uma dificuldade para a classificação. Os movimentos de massa são de diversos tipos e podem ser classificados de várias maneiras, porque envolvem uma grande variedade de materiais, processos e fatores condicionantes (FERNANDES & AMARAL, 1996). De acordo com SELBY (1993), as classificações seguem normalmente critérios de diferenciação a partir do tipo de material mobilizado, da velocidade do movimento, do modo de deformação, da geometria da massa movimentada e do conteúdo de água.

Existem várias propostas de classificação dos movimentos de massa em todo o mundo (VARNES, 1958; VARNES, 1978; GUIDICINI & NIEBLE, 1984; SASSA, 1989), entre outras. Entretanto, deve-se destacar que o trabalho de VARNES (1978) ainda é um dos mais utilizados internacionalmente. Dentre as classificações mais utilizadas no Brasil, destaca-se a desenvolvida por AUGUSTO FILHO (1992), que define os movimentos de massa de forma clara e objetiva, como: rastejo (*creep*); escorregamentos (*slides*) planares, circulares e em cunha; quedas (*falls*); e corridas de massa (*debris flows*).

Entretanto, a aplicação direta desses sistemas de classificação aos movimentos de massa observados na natureza não é simples. Além das dificuldades derivadas das atividades antrópicas e das rápidas transformações que ocorrem nas cicatrizes dos deslizamentos, existem problemas associados à própria complexidade dos fenômenos, onde muitos movimentos são deflagrados como escorregamentos translacionais e se transformam em corridas de massa devido ao excesso de água, por exemplo.

Os rastejos são caracterizados como movimentos de massa lentos (cm/ano) cuja velocidade tende ao decréscimo com a profundidade. São movimentos constantes, sazonais ou intermitentes, que geralmente possuem geometria indefinida do material transportado e vários planos de deslocamento interno (AUGUSTO FILHO, 1992). As causas da movimentação nos rastejos

são a ação da gravidade, associada também aos efeitos das variações de temperatura e umidade. O processo de expansão e contração da massa de material, devido à variação térmica, provoca o movimento vertente abaixo (TOMINAGA, 2009).

Dentre os processos de movimentos de massa, os mais frequentes na Região Sudeste e Sul do Brasil e, principalmente, na Serra do Mar, são os escorregamentos (Figura 3.1). Como o trabalho visa à previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos, um enfoque maior será dado nesse momento a esse tipo de movimento de massa.

Segundo AUGUSTO FILHO (1992), esses movimentos caracterizam-se como movimentos rápidos de curta duração (velocidades médias e altas), com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material deslizado e o que não sofreu movimento. Transportam pequenos a grandes volumes de material cuja geometria é variável. A forma de ruptura permite subdividir esses movimentos gravitacionais de massa em escorregamentos planares (translacionais), circulares (rotacionais) e em cunha. Os escorregamentos planares ocorrem geralmente em solos menos espessos (solos e rochas com um plano de fraqueza bem definido), enquanto os escorregamentos circulares ocorrem em solos mais espessos e homogêneos ou em rochas muito fraturadas. Já os escorregamentos em cunha predominam em solos e rochas com dois planos de fraqueza bem definidos.

Os escorregamentos translacionais formam superfícies de ruptura planar associadas à heterogeneidade dos solos e rochas que apresentam descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas derivadas de processos geológicos, geomorfológicos ou pedológicos (TOMINAGA, 2009). Eles são caracterizados por serem rasos, com plano de ruptura, na maioria das vezes, a 0,5 m a 5,0 m de profundidade e com maiores extensões. Os materiais transportados pelos escorregamentos translacionais podem ser constituídos de rocha, solo e de solo/rocha. Os escorregamentos translacionais, em geral, ocorrem durante ou logo após chuvas intensas. É comum que a superfície de ruptura coincida com a interface solo/rocha, a qual representa uma importante descontinuidade mecânica e hidrológica. A ação da água nestes movimentos é mais superficial e as rupturas ocorrem em curto espaço de tempo, devido ao

rápido aumento da umidade durante eventos de pluviométricos de alta intensidade (FERNANDES & AMARAL, 1996).



Figura 3.1: Escorregamentos translacionais rasos na Região Serrana do Rio de Janeiro. Foto: Nelson Fernandes (2011).

Segundo AGUSTO FILHO (1992), as quedas de blocos são movimentos tipo queda livre ou em um plano inclinado, com velocidades muito altas (m/s). Não possuem planos de deslocamento e apresentam geometria variada (blocos, lascas de rochas, placas). As quedas subdividem-se em rolamento de matacão e tombamento. Ocorrem geralmente em encostas íngremes de paredões rochosos que contribuem para a formação dos depósitos de tálus. As causas das quedas de blocos são diversas: variação térmica do maciço rochoso, perda de sustentação dos blocos por ação erosiva da água, alívio de tensões de origem tectônica, vibrações, entre outras (GUIDICINI & NIEBLE, 1984).

As corridas de massa (Figura 3.2) são movimentos rápidos nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos e possuem muitas superfícies de deslocamento (AGUSTO FILHO, 1992). Elas se desenvolvem ao longo das drenagens onde há uma grande fonte de material disponível que

pode ser mobilizado pela adição da água (SELBY, 1993), transportando solo, rocha e detritos (Figura 3.3) ao longo de seu extenso raio de alcance (mesmo em áreas planas). As corridas de massa são os movimentos gravitacionais de massa de maior caráter destrutivo devido ao alto impacto do seu fluxo e ao seu poder de alcance em áreas de menor declividade, que são consideradas normalmente de baixo risco. Embora as corridas de massa sejam eventos catastróficos, tais ocorrências são mais raras na paisagem, tendo em vista que estão associados a chuvas intensas com elevados períodos de recorrência.



Figura 3.2: Corrida de massa na Região Serrana do Rio de Janeiro. Foto: Alan Smith (2011).



Figura 3.3: Corrida de detritos na região do Morro do Baú em novembro de 2008. Foto: Juarês J. Aumond (2009).

3.2. Fatores Condicionantes

Os fatores condicionantes dos movimentos de massa podem ser divididos em naturais e antrópicos. Em relação aos fatores naturais, podem ser destacados os geológicos, geomorfológicos e climáticos.

BIGARELLA (2003) aponta que os fatores geológicos que influenciam os movimentos de massa são: aspectos litológicos, padrões de fraturas, diáclases e juntas; manto de intemperismo, coesão, peso dos solos e ângulo de atrito; permeabilidade do solo, materiais das encostas, circulação da água e planos de cisalhamento. As descontinuidades da rocha, quando presentes e concentradas muito próximas, favorecem a ação intempérica, facilitando, assim, a surgência de zonas de instabilidade (AUGUSTO FILHO E VIRGILI, 1998; BIGARELLA et al., 2007).

Os fatores condicionantes geomorfológicos englobam parâmetros como ângulo da encosta, forma da encosta, orientação das vertentes (aspecto), elevação e área de contribuição.

O ângulo da encosta exerce significativa influência na movimentação do terreno. Segundo BIGARELLA (2003), o resultado da correlação entre declividade e estabilidade da encosta vai depender dos materiais que a compõe, de seu grau de fragmentação e planos de diaclasamento. Ainda de acordo com o autor, as vertentes muito íngremes, superiores a 40°, possuem um equilíbrio delicado, tornando-se mais vulneráveis a força da gravidade. Em encostas com menor declividade, os movimentos de massa caracterizam-se por materiais de alta plasticidade, ao contrário das vertentes de maior inclinação. Estes materiais quando saturados, proporcionam um movimento fluido que se desloca com alta velocidade, caracterizando as corridas de detritos já mencionadas anteriormente.

Dentre os parâmetros topográficos, a curvatura, especificamente a forma côncava (*hollows*) tem recebido grande atenção. As formas côncavas geralmente são responsáveis pelo controle hidrológico das encostas, ou seja, pelas zonas de fluxos de água superficial e subsuperficial. São as mais favoráveis para a ocorrência de deslizamentos por serem zonas de convergência de sedimentos e de água, tanto superficiais quanto

subsuperficiais (DIETRICH et al., 1986; FERNANDES, 1990; FERNANDES et al., 1994).

A curvatura é a segunda derivada do modelo digital de elevação (a primeira é a declividade), podendo ser expressa na curvatura planta (afetando a concentração e dispersão de fluxo) e/ou na curvatura perfil (afetando a aceleração e desaceleração do fluxo). A curvatura planta/perfil é a composição da curvatura plana e a da curvatura em perfil.

Sob o ponto de vista da curvatura em perfil, um terreno pode ser côncavo, convexo ou retilíneo, influenciando na aceleração ou desaceleração do fluxo da água sobre o terreno e, conseqüentemente, na erosão do solo. A curvatura em planta, por sua vez, influencia diretamente na concentração e/ou dispersão de fluxos de água nas encostas, afetando a distribuição da umidade no interior dos solos. Com base na curvatura em planta, um terreno pode ser convergente, divergente ou retilíneo.

Sob o ponto de vista da aplicação, a curvatura de uma encosta descreve as características físicas de uma bacia de drenagem, o comportamento do fluxo de água superficial e subsuperficial no terreno, com influência direta na dinâmica dos processos erosivos e movimentos de massa (RABACCO & FERNANDES, 2007).

O aspecto tem sido apontado como fator importante na deflagração dos movimentos de massa. Torna-se importante na compreensão dos escorregamentos, pois pode refletir na distribuição da precipitação, na cobertura vegetal, na espessura do solo e na radiação solar, influenciando na umidade do solo e assim contribuindo para a instabilização direta ou indiretamente (FERNANDES et al., 2004).

A área de contribuição é definida como a área à montante do ponto (*pixel*) a ser calculado que contribui com fluxo hidráulico, ou seja, é a área da bacia de drenagem para cada ponto calculado (MOORE et al., 1991). Para esse cálculo utiliza-se o número de células que contribuem, multiplicado pela área que cada célula representa.

Vários são os métodos para determinação da área de contribuição. Existe o que calcula a área de contribuição considerando que todo o fluxo a montante é transferido para um único pixel a jusante, o método do Fluxo Único

(DESMET & GOVERS, 1996; MILDE et al., 1999); o método do Fluxo Multidirecional (TARBOTON, 1997) ; e o método chamado de Fluxo Distribuído (QUINN, 1991). Este último é utilizado pelo modelo SHALSTAB que será empregado nesse trabalho.

QUINN (1991) desenvolveu o método do Fluxo Distribuído onde o escoamento é definido em função da declividade relativa entre as células vizinhas. Neste modelo, em primeiro lugar é calculada a proporção da declividade para cada direção. O algoritmo inicia o cálculo do ponto mais baixo do relevo indo até o divisor, calculando a área para o ponto mais baixo, repetindo esse procedimento para todas as células do *grid*.

RAMOS et al. (2009) determinou o parâmetro de área de contribuição através da metodologia do fluxo único e do fluxo distribuído. A última mostrou-se mais eficiente, pois sugeriu com exatidão a drenagem, localizando as maiores áreas de contribuição de montante para jusante exatamente na calha, não só na drenagem, mas de todos os caminhos preferenciais de fluxo.

Outro fator condicionante importante é o climático. Os elevados índices de pluviosidade nos trópicos tem sido fator determinante na ocorrência de movimentos de massa (BIGARELLA, 2003). Por localizar-se sobre uma plataforma tectonicamente estável e sobre a influência do clima tropical úmido, o Brasil possui um espesso manto de intemperismo (outro importante fator condicionante natural citado pelo autor) em grande parte de seu território.

Os solos são respostas das condições impostas pelos agentes intempéricos (físico-químico) na rocha. De acordo com AUGUSTO FILHO & 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 ruptura.

Dessa forma, as chuvas e o espesso manto de intemperismo tendem a favorecer a ocorrência de movimentos de massa. Quando o solo está saturado ocorre a diminuição do atrito interno do material, facilitando o movimento das partículas e blocos agregados. A pressão da água no solo pode separar os grãos, que provoca a liquefação e faz com que o material se movimente como um fluido (PRESS et al., 2006). Não se pode atribuir como causa dos

movimentos de massa apenas os eventos de intensa pluviosidade, há de se considerar outros fatores. É necessário que se analise o histórico e a intensidade das chuvas.

A vegetação é outro fator muito importante na estabilidade das encostas, tendo em vista que sua fisionomia específica pode diminuir a ocorrência de deslizamentos ou até mesmo acelerar a deflagração desses processos. Esse fator é de extrema relevância, pois controla o escoamento superficial e a infiltração da água no solo (SELBY, 1993; BIGARELLA et al., 2007).

A perda da vegetação expõe o solo à erosão, podendo promover além do escoamento superficial, a infiltração excessiva de água nos planos de cisalhamento, provocando, através da saturação, a perda da coesão interna dos materiais (BIGARELLA, 2003).

GREENWAY (1987) divide a função da vegetação na estabilidade das encostas em dois mecanismos: o hidrológico, que envolve fatores complexos do ciclo hidrológico, e o mecânico, que representa a interação física da folhagem ou sistema de raízes com a encosta.

O primeiro é responsável pela interceptação das folhagens, absorção e evaporação, reduzindo a taxa de infiltração; as raízes aumentam a rugosidade e a permeabilidade do solo, assim, aumentam as taxas de infiltração; diminuição da poro-pressão pela evaporação da umidade pelo sistema radicular; redução da umidade do solo podendo originar rachaduras pelo ressecamento, resultando em uma maior capacidade de infiltração. Já o mecânico é responsável pelo esforço do solo promovido pelas raízes, diminuindo as tensões de cisalhamento; em caso de solos rasos, as raízes podem ancorar-se sobre um substrato firme, consistindo em um suporte para as massas de solo; o peso das árvores pode sobrecarregar a encosta; existência de forças dinâmicas transmitidas à encosta pela atuação do vento na vegetação (ARAÚJO et al., 2005; GREENWAY, 1987).

Tendo como base os processos de movimentos de massa, sabe-se que a cobertura vegetal, de forma geral, inibe suas ocorrências, pois a matéria orgânica, devido à polarização positiva de argila do solo (polarizada negativamente), mantém o solo coeso, em oposição a ação da gravidade (SELBY, 1985).

Entretanto, contribuindo no debate sobre a influência da vegetação nos movimentos de massa, alguns autores defendem a tese de que a floresta facilita a ocorrência de deslizamentos (USSELMANN apud BIGARELLA, 2003). Através do sistema radicular pode-se aumentar a condutividade hidráulica, permitindo a saturação do manto de intemperismo. De acordo com BIGARELLA (2003), esta tese não se fundamenta em fatos concretos, já que se isso fosse verdadeiro, a retirada da floresta contribuiria para a estabilização das encostas. BIGARELLA (2003) atribuiu os deslizamentos em zonas de mata a solos rasos e de alta declividade.

Logo, a vegetação influi de forma positiva e negativa na estabilidade das encostas, contudo, a retirada total da cobertura vegetal conforme apontam estudos (ARAÚJO et al., 2005; BIGARELLA, 2003), aumenta as taxas de erosão e influi incisivamente na instabilidade das encostas.

A análise da vegetação como fator condicionante é um estudo que vem crescendo nos últimos anos, entretanto uma análise mais apurada desse ramo ainda é um desafio. Deve-se considerar que uma área quando é desmatada, em um primeiro momento no que diz respeito a movimentos de massa, essa situação é melhorada, tendo em vista que o peso da vegetação é retirado (efeito mecânico). Entretanto, após alguns anos, isso se inverte, muitas vezes ocasionando a ocorrência de movimentos de massa, já que a raiz perde a sua importância no cálculo da coesão total do solo.

Portanto, analisando a vegetação como um importante fator condicionante é necessário que se entenda quais são as diferenças dos processos geomorfológicos em encostas que possuem características climáticas, pedológicas e morfológicas semelhantes, mas que possuem tipos vegetacionais diferentes.

Vale destacar que as raízes merecem uma atenção especial no que diz respeito à estabilidade das encostas. Vários são os trabalhos que analisam o papel da raiz na resistência ao cisalhamento (WU et al., 1979; GUIMARÃES, 2000; SCHIMIDT et al., 2001; ROERING et al., 2003). No interior do solo encontram-se raízes de diversos tamanhos, comprimentos e orientações que atuam como estruturas de absorção e fixação das espécies, mas também como estruturas que orientam a movimentação da água no solo.

As raízes aceleram a infiltração, reduzem a saturação nas porções superiores do solo, saturando de água as camadas mais profundas, podendo desencadear movimentos de massa nos eventos de chuva mais intensos (DE PLOEY & CRUZ, 1979).

Contudo, as raízes 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).

SILVEIRA et al. (2005) demonstraram experimentalmente a formação de uma camada de solo temporariamente saturada logo abaixo da zona de enraizamento, comprovando uma maior percolação da água no solo até o nível das raízes e uma redução da condutividade hidráulica abaixo do mesmo.

Em relação aos fatores condicionantes antrópicos, destacam-se: a ocupação inadequada de encostas, desmatamentos, cortes e aterros mal executados para construção das casas e estradas, lançamento direto de águas servidas, vazamento da rede de abastecimento de água, fossas sépticas e acúmulo de lixo (FERNANDES & AMARAL, 1996).

3.3 Mecanismos de Ruptura

Vários autores estudaram e escreveram sobre os mecanismos de ruptura dos solos, dentre eles destacam-se BARATA (1969), GUIDICINI E NIEBLE (1984), SIDLE et al. (1985), SELBY (1993), ARAÚJO et al. (2005), entre outros.

A ruptura pode ser deflagrada por uma variedade de processos que reduzem a resistência interna do solo, como por exemplo, após a ocorrência de eventos de grande pluviosidade, onde a resistência da encosta diminui por efeito da água. Dentre os mecanismos de ruptura, podemos destacar o aumento da poro-pressão positiva, devido ao aumento da quantidade de água intersticial. Esse aumento gera a perda de sucção e da coesão aparente, que resultam na diminuição do fator de segurança, ou seja, quando as forças de resistência do solo tendem a diminuir em relação às forças a favor do movimento. Porém, temos que destacar que no caso da perda de sucção, a ruptura poderá ocorrer sem que haja a condição de saturação total do solo, sendo outro mecanismo de instabilização das encostas (FERNANDES et al., 2001; FERNANDES et al., 2004).

Vale ressaltar novamente que este processo (aumento da poro-pressão) torna-se mais importante nas porções côncavas do relevo (*hollows*), geralmente preenchidas por depósitos coluviais, uma vez que estas representam zonas de convergência de fluxos, tanto superficiais quanto subsuperficiais (DIETRICH et al., 1986; FERNANDES, 1990; FERNANDES et al., 1994). Portanto, espera-se um forte controle da morfologia do terreno na localização das cicatrizes de movimentos de massa no campo, uma vez que as formas do relevo, em planta e em perfil, irão definir os níveis de convergência hidrológica de uma determinada topografia, e, em última análise, os níveis de poro-pressão desenvolvidos (FERNANDES & AMARAL, 1996). Vários estudos tiveram sucesso em prever a localização dessas zonas de saturação na paisagem a partir de modelos matemáticos baseados, principalmente, nas características topográficas (O'LOUGHLIN, 1986; DIETRICH et al., 1993).

Outros mecanismos de instabilização das encostas são o impacto associado à queda de lascas rochosas e os abalos sísmicos que podem assumir grande importância localmente.

3.4 Metodologias de Previsão

Durante a sua evolução enquanto ciência, a Geografia vem agregando novas técnicas e ferramentas que visam buscar uma melhor compreensão da paisagem. Com isso, ao longo das últimas décadas, a modelagem matemática vem se tornando uma importante ferramenta de análise teórica e experimental nas mais diversas áreas do conhecimento (FERNANDES, 1996).

Na Geografia Física, seu uso vem sendo difundido de forma acelerada e esta ferramenta vem sendo utilizada em estudos de geomorfologia, hidrologia e pedologia. Quando baseada em processos físicos é uma importante ferramenta para estudos que visam à previsão, por exemplo, de áreas susceptíveis a deslizamentos, inundações ou erosão. Portanto, nota-se aqui a importância da difusão da modelagem nos diversos campos da Geografia.

Uma das maneiras de se prever os movimentos de massa é através da utilização dos modelos que podem representar, simular, prever a susceptibilidade e até mesmo o risco desses processos sob a população.

De maneira geral, um modelo é uma representação simplificada de algum aspecto do mundo real que interesse ao investigador (HUGGETT, 1993), uma abstração qualquer da realidade (KIRKBY et al., 1987). Para FERNANDES (1996) modelos são necessariamente aproximações da realidade, pois são nosso entendimento do funcionamento de certa estrutura ou processo. Contudo, embora alguma simplificação seja sempre necessária, os modelos devem na sua base preservar as relações mais significativas observadas na realidade. Portanto, todos os modelos são subjetivos, uma vez que é o modelador que faz a seleção de quais informações serão incorporadas ao seu modelo particular.

HUGGETT (1985) definiu três principais classes de modelos utilizadas pelos pesquisadores em Geociências: os modelos estocásticos, os estatísticos e os determinísticos. Os estocásticos envolvem variáveis, parâmetros e constantes matemáticas, juntamente com componentes aleatórias obtidas a partir de experimentos, por isso, alguns autores, englobam nos modelos estocásticos, os modelos estatísticos (CHORLEY & HAGGETT, 1975). Entretanto, os modelos determinísticos são baseados em noções matemáticas

clássicas, como de causa e efeito, como relações previsíveis entre variáveis independentes e dependentes para a dedução de uma consequência, ou seja, os modelos matemáticos determinísticos possuem expressões que simulam os processos envolvidos, não havendo aleatoriedade (CHORLEY & HAGGETT, 1975).

De modo geral, os principais procedimentos utilizados na previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos podem ser englobados em quatro grupos principais de forma resumida (FERNANDES et al., 2001; FERNANDES et al., 2004).

A primeira metodologia é aquela baseada em análises a partir da distribuição dos deslizamentos no campo. A hipótese geral desta metodologia é que a distribuição das cicatrizes e depósitos de deslizamentos recentes podem sugerir futuros padrões de comportamento das instabilidades. AMARAL (1996) e WIECZOREK (1984) fizeram mapas de inventário dentro desse enfoque. Em geral, são produzidos mapas refletindo a densidade de deslizamentos no campo, seja para um único evento ou para uma série temporal de algumas décadas. Uma limitação desse tipo de procedimento destacado por VAN WESTEN (1993), é que as informações geradas a partir desses procedimentos limitam-se apenas às áreas onde ocorreram deslizamentos no passado.

A segunda metodologia é aquela baseada em análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos. Em geral, um mapa de susceptibilidade é gerado a partir de diversos outros mapas em que são dados “notas” e “pesos” para cada fator condicionante da instabilização (AUGUSTO FILHO & WOLLE, 1996; XAVIER DA SILVA, 1996). De acordo com VAN WESTEN (1993) esse procedimento envolve enorme subjetividade na atribuição de “notas” e “pesos” por parte do especialista, dificultando a comparação e uma análise detalhada dos resultados obtidos.

Outro tipo de metodologia empregada são os modelos com bases estatísticas. Estes procedimentos foram desenvolvidos visando uma menor subjetividade e melhor repetitividade nos mapeamentos de áreas susceptíveis. De acordo com GUZZETTI et al. (1999), o princípio desse procedimento é a existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes da instabilização e a distribuição dos deslizamentos na paisagem, tanto atuais

quanto pretéritos (CARRARA, 1983; VAN WESTEN, 1993; GUZZETTI et al., 1999). Acredita-se que os fatores que causaram a instabilidade em um certo local no passado serão os mesmos que ali gerarão futuros deslizamentos. Nestes métodos, os critérios e regras de combinação são baseados em fatos, ou seja, padrões mensurados a partir de observações de campo, ao invés da simples experiência do pesquisador, sendo extremamente necessária a disponibilidade de extensos bancos de dados representativos dos processos a serem previstos (FERNANDES et al., 2001).

O último procedimento são os modelos matemáticos que possuem bases físicas, ou seja, que descrevem alguns dos processos e leis físicas que controlam a estabilidade das encostas (MONTGOMERY, 1994; DIETRICH et al., 1995; WU & SIDLE, 1995; DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). As maiores limitações desses procedimentos encontram-se associadas ao conhecimento incompleto de muitos dos processos envolvidos e à dificuldade de obtenção dos dados de entrada dos modelos, principalmente quando aplicado a grandes áreas (FERNANDES et al., 2001). Os modelos determinísticos em bases físicas ou em processos vêm crescendo por permitirem, entre outras coisas, que hipóteses bem específicas possam ser testadas, tanto na escala de encosta quanto em toda bacia de drenagem inteira (FERNANDES & AMARAL, 1996).

Vale ressaltar que a escolha do tipo do modelo matemático a ser usado dependerá, no entanto, dos objetivos a serem alcançados, da natureza do sistema a ser modelado e do nível de compreensão dos processos que operam nesse sistema (FERNANDES, 1996).

SHALSTAB (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998), SINMAP (PACK et al., 1998) e TRIGRS (BAUM et al., 2002) são exemplos de modelos matemáticos determinísticos para escorregamentos translacionais rasos, em bases físicas. Nesse trabalho será utilizado o modelo SHALSTAB, um modelo matemático que acopla um modelo hidrológico e um modelo de estabilidade de encostas.

Como qualquer modelo matemático, este algoritmo possui algumas limitações, como: foi desenvolvido apenas para escorregamentos translacionais rasos; simula condições similares ao talude infinito, onde o comprimento do

escorregamento é muito maior que a espessura do solo; seus resultados estão diretamente ligados à qualidade dos dados de entrada; opera em uma situação de *steady-state*.

O SHALSTAB pode ser aplicado em diversos ambientes e permite que resultados de diferentes locais possam ser diretamente comparados. Outras limitações do modelo dizem respeito às áreas com condições climáticas glaciais, terrenos dominados por escorregamentos profundos, áreas com predomínio de afloramento rochoso, falésias, precipícios e áreas de lençol freático profundo (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). Além disso, este método só pode ser aplicado para pequenas áreas ou bacias, visto que, os dados de entrada (por ex. coesão do solo, ângulo de atrito), em escala média a regional são insuficientes e variam muito dentro da área.

Esse modelo inicialmente foi utilizado com sucesso em diversos locais na costa ocidental dos Estados Unidos (MONTGOMERY, 1994; MONTGOMERY et al., 1998) apresentando resultados com excelente precisão, e também em países como Argentina e Nova Zelândia, onde tem sido utilizado com diversos tipos de resolução, testado e comparado com outros modelos de previsão (RAFAELLI et al., 2001; CLAENSSES et al., 2005).

No Brasil uma das primeiras aplicações do modelo foi realizada por GUIMARÃES (2000) em duas bacias hidrográficas na cidade do Rio de Janeiro, nas proximidades do Parque Nacional da Tijuca. Os mapas de susceptibilidade foram gerados utilizando diferentes valores de coesão e de ângulo de atrito. Os ensaios mostraram na forma mais simples (modelo sem coesão) uma elevada eficiência, atestando também o forte controle topográfico responsável pela detonação de escorregamentos rasos. Posteriormente, o modelo foi também aplicado nessa mesma área juntamente com outras metodologias de previsão (GUIMARÃES et al., 2003; GOMES et al., 2005; GOMES, 2006).

GOMES et al. (2005) analisou e comparou a eficiência do modelo na escala 1:10.000 e 1:50.000, na avaliação de áreas susceptíveis a escorregamentos. Os resultados atestaram que 80% dos pixels no mapa de susceptibilidade a escorregamento na escala de 1:10.000 foi colocado na classe de instáveis, e apenas 50% dos pixels para o mesmo mapa na escala

de 1:50.000. Dessa forma, foi concluído que dados topográficos de maior resolução são necessários, contudo a escala de 1:50.000 ainda é indicada como forma de determinar preliminarmente as áreas susceptíveis. Além disso, foi analisado o papel de alguns parâmetros geomorfológicos (por ex. declividade e área de contribuição) na análise dessas áreas susceptíveis (GOMES, 2002).

RABACCO (2005) comparou a previsão realizada pelo SHALSTAB, em regiões montanhosas cortadas por faixas de oleodutos, com resultados obtidos por outros modelos em bases físicas e também por modelos empíricos.

ZAIDAN (2006) aplicou o modelo em uma bacia de drenagem urbana no município de Juiz de Fora (MG) com o objetivo de avaliar o risco de escorregamentos e determinar a redefinição de áreas de ocupação na mata.

DOURADO (2006) analisou a susceptibilidade a escorregamentos em Teresópolis utilizando o modelo SHALSTAB e o modelo SINMAP.

GOMES (2006) desenvolveu métodos de combinação de modelos matemáticos de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos e corridas de detritos com a utilização do modelo SHALSTAB com o modelo FLO-2D no Rio de Janeiro.

VIEIRA (2007) utilizou o modelo na Serra do Mar Paulista, no município de Cubatão, com o objetivo de avaliar a eficiência desse modelo e analisar a influência dos parâmetros topográficos e litológicos na susceptibilidade da área.

GUIMARÃES et al. (2009) aplicaram o modelo para análise temporal de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos, a partir de dados de pluviosidade média mensal, com a finalidade de identificar na paisagem a variabilidade espacial das áreas susceptíveis. Esse tipo de aplicação permitiu a identificação dos meses de maior risco aos visitantes no parque.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 Complexo do Morro do Baú – Santa Catarina

O Estado de Santa Catarina é atingido por eventos extremos, tais como: chuvas intensas, inundações, secas, temperaturas extremas, geadas, granizo, neve, tornados, furacões e deslizamentos. Estes eventos estão associados ao clima subtropical úmido e à localização do Estado, situado em uma região de encontro das massas atmosféricas Polar Atlântica e Subtropical Atlântica.

O clima da região está associado a uma temperatura média anual de 20°C (GAPLAN, 1986). A precipitação média anual está entre 1.800 e 2.000 mm distribuídos ao longo do ano, com maior intensidade no verão. A região não apresenta déficit hídrico. Um fator que contribui para a instabilidade climática do Estado é o efeito da continentalidade e da maritimidade. Os ventos provenientes dos anticiclones sobre o Atlântico transportam a umidade do mar para o continente, enquanto as serras alongadas na faixa litorânea retêm parte desta umidade, gerando chuvas (MONTEIRO & MENDONÇA, 2005).

A compartimentação geomorfológica do Estado de Santa Catarina tem forte influência nos processos que levam aos eventos de desastres naturais relacionados a movimentos de massa e inundações. De forma simplificada, o Estado pode ser dividido em três compartimentos geomorfológicos: o Planalto da Serra Geral, a Serra do Mar e a Baixada (Figuras 4.1 e 4.2).



Figura 4.1: Compartimentação geomorfológica do Estado de Santa Catarina. Fonte: INPE (2009).

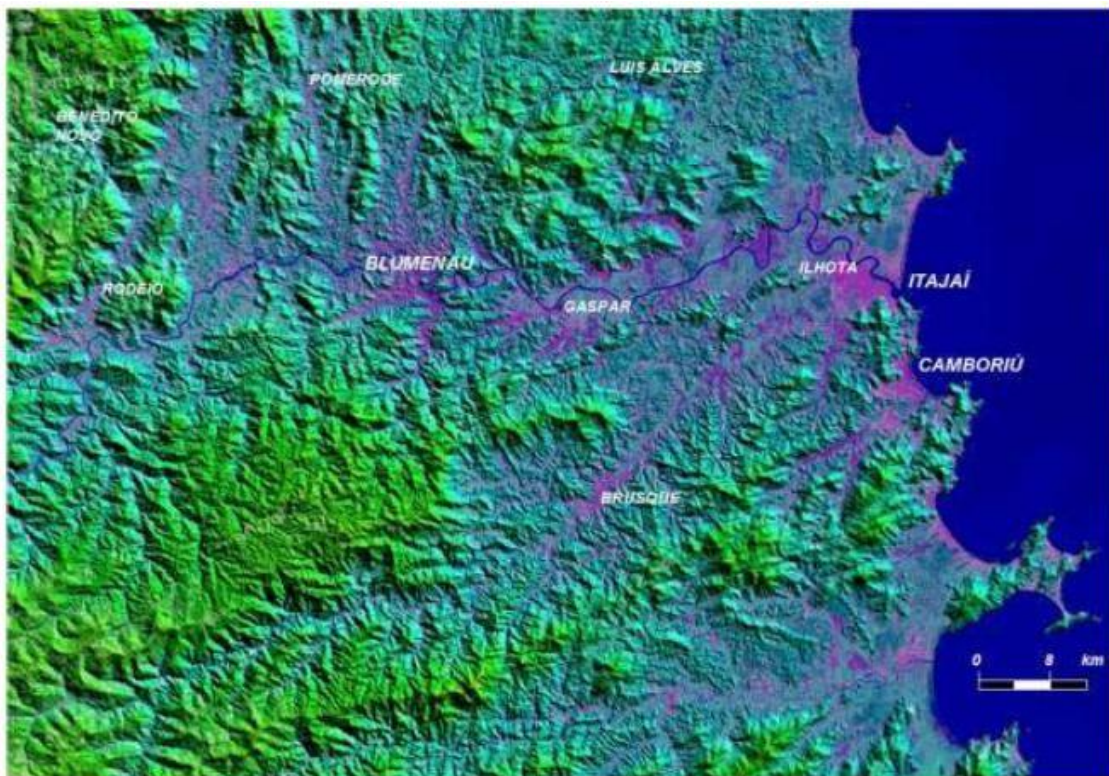


Figura 4.2: Vale do Itajaí com localização de algumas das principais cidades atingidas pelo desastre de novembro de 2008. Fonte: INPE (2009).

O Complexo do Morro do Baú (Figuras 4.3 e 4.4), no Baixo Vale do Itajaí, situa-se nos municípios de Ilhota, Luiz Alves e Gaspar, entre as coordenadas 26°47'10" e 26°50'15" S e 48°55'33" e 48°57'25" W. A área totaliza 750 ha (GAPLAN, 1986). Essa região apresenta extensas áreas de várzea e planícies sedimentares, rodeadas de morros, com o ponto mais elevado conhecido como Morro do Baú (819 m), no município de Ilhota.

É importante destacar que o Complexo do Morro do Baú recebeu esse nome popularmente, não havendo nenhuma associação da palavra “Complexo” com a geologia local, sendo apenas uma forma como os moradores nomearam aquela região montanhosa.

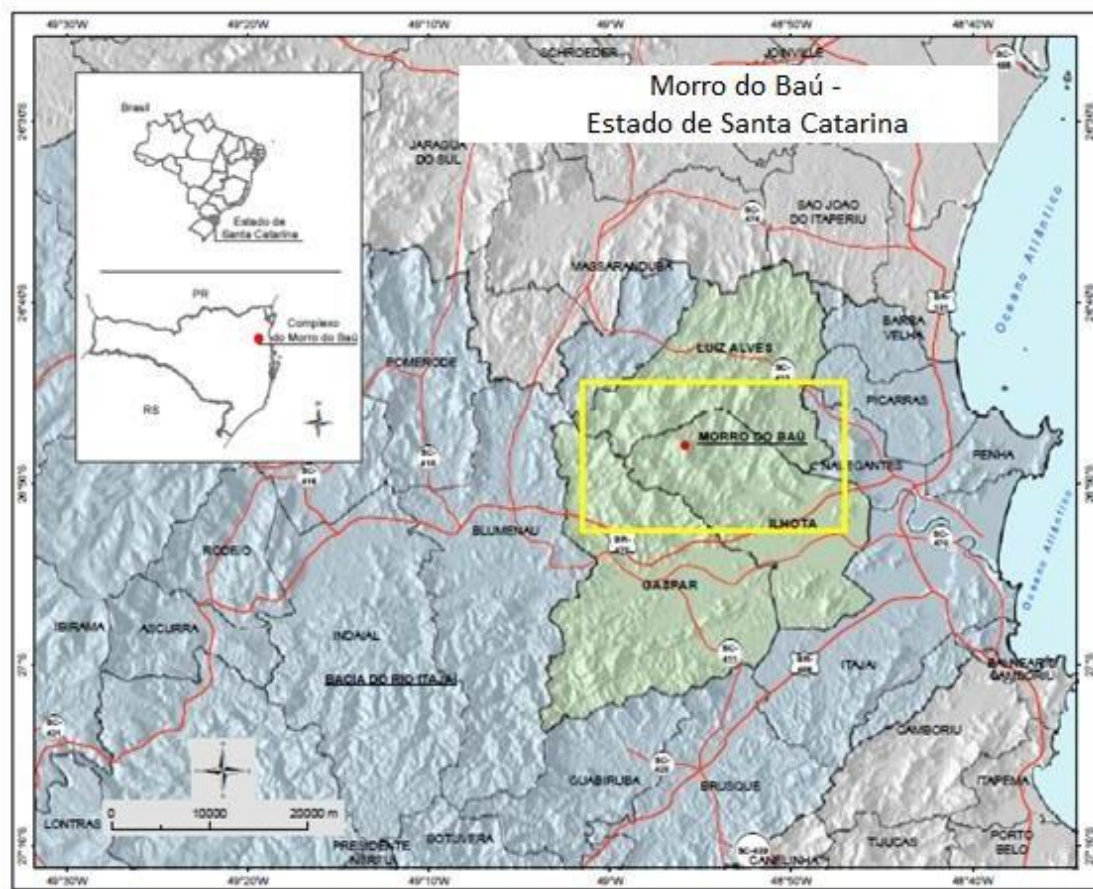


Figura 4.3: Localização do Complexo do Morro do Baú. Fonte: MINUZZI & RODRIGUES (2009).

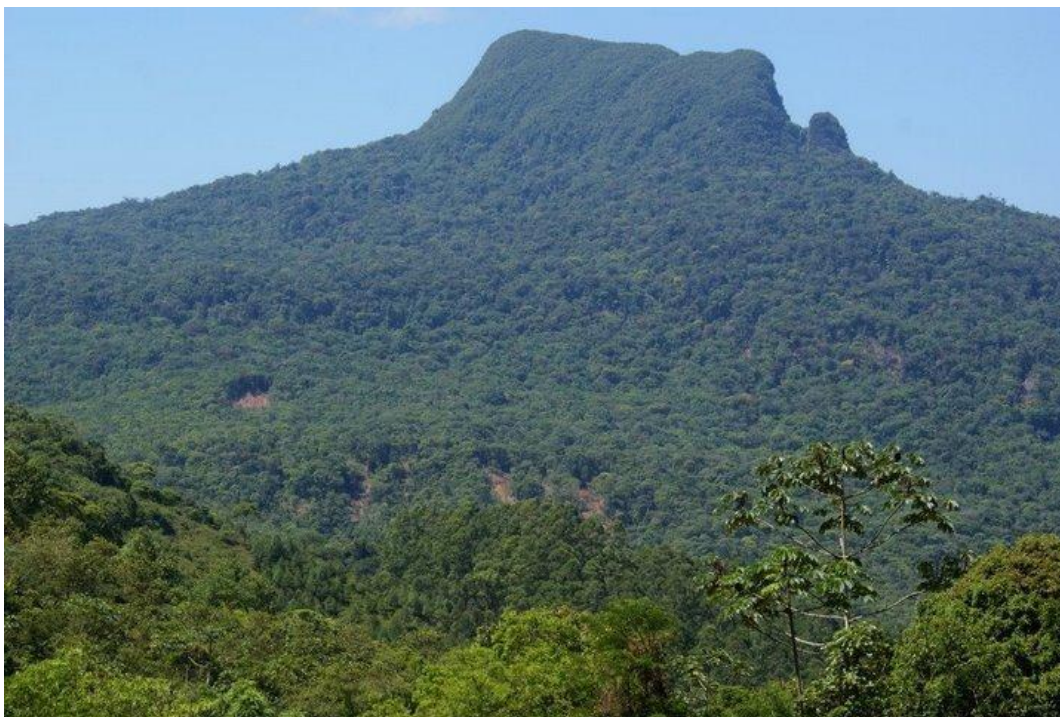


Figura 4.4: Morro do Baú (Maio/2007). Fonte: <http://noticias.terra.com.br/brasil/noticias>. Acesso em: 21/12/2009.

A região do Complexo do Morro do Baú constitui-se de rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Complexo Luis Alves), do Grupo Itajaí e da cobertura sedimentar quaternária (Figura 4.5).

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Complexo Luis Alves) é a unidade estratigráfica predominante na região do Vale do Itajaí. De acordo com o relatório geológico do Projeto Gerenciamento Costeiro - GERCO (IBGE, 2002), o Complexo Luis Alves é a unidade estratigráfica mais antiga da região Sul do Brasil, com rochas do Pré-Cambriano. Está recoberto, a sul, pelos depósitos do Grupo Itajaí, a oeste pelas formações sedimentares da Bacia do Paraná e a leste confina com o Oceano Atlântico, coberto por depósitos quaternários. Segundo CEPED (2009), as rochas desta unidade, de caráter metamórfico, foram originadas, essencialmente no Arqueano, inicialmente como rochas de características ígneas.

A constituição litológica desse complexo compreende, além de gnaisses granulíticos, que são as litologias predominantes, rochas metamórficas de fácies anfíbolito, mais raramente do fácies xisto verde. Como outros componentes litológicos desse complexo, ocorrem: quartzitos, formações ferríferas, paragneisses, pequenos corpos de rochas ultrabásicas, bem como

rochas migmatíticas. As rochas mostram-se capeadas por um manto de intemperismo bastante espesso, atingindo profundidades muitas vezes superiores a 30 m (GAPLAN, 1986).

Neste complexo ocorrem numerosas zonas de cisalhamento com duas direções gerais N80°E e N20°E. Essas estruturas condicionam a formação de vales fluviais alongados, rasos e retilíneos, muitas vezes preenchidos por depósitos aluvionares, apresentando encostas com alta declividade, onde ocorreram grandes movimentos de massa, condicionados por esse relevo acidentado associado às grandes espessuras do manto de intemperismo.

O Grupo Itajaí (Formação Gaspar e Conglomerado Baú) preenche a bacia de mesmo nome, alongada na direção N60°E. É constituído, predominantemente, de turbiditos e arenitos, além de conglomerados (Conglomerado Baú), bem como rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição predominantemente riolítica, raramente básica, com raras camadas de tufo finos. Essas rochas, geralmente estão dispostas em camadas superpostas com pequenas a médias inclinações para sul-sudeste, constituindo elevações do tipo mesa (raramente) ou cuesta, devido à inclinação. O próprio Morro do Baú pode ser interpretado como uma elevação desse tipo. É constituído pela superposição de camadas inclinadas de conglomerado e arenito que, nesse caso, estão mais fortemente cimentadas por sílica, conferindo grande resistência dessas rochas à erosão diferencial. Constitui-se, assim, num morro-testemunho, destacado devido a sua maior elevação (GAPLAN, 1986). Com formação mais recente que o Complexo Luis Alves, se caracteriza pelo relevo bastante acidentado, com mantos de intemperismo de espessura média de 3 m (CEPED, 2009). O Grupo Itajaí apresenta também argilitos e siltitos, com solos com espessura média de 5 a 10 m.

Os depósitos aluvionares quaternários da cobertura sedimentar quaternária são constituídos por sedimentos arenosos, siltico-argilosos, inconsolidados, depositados em planícies de inundação, terraços e fundo de vales (IBGE, 2002).

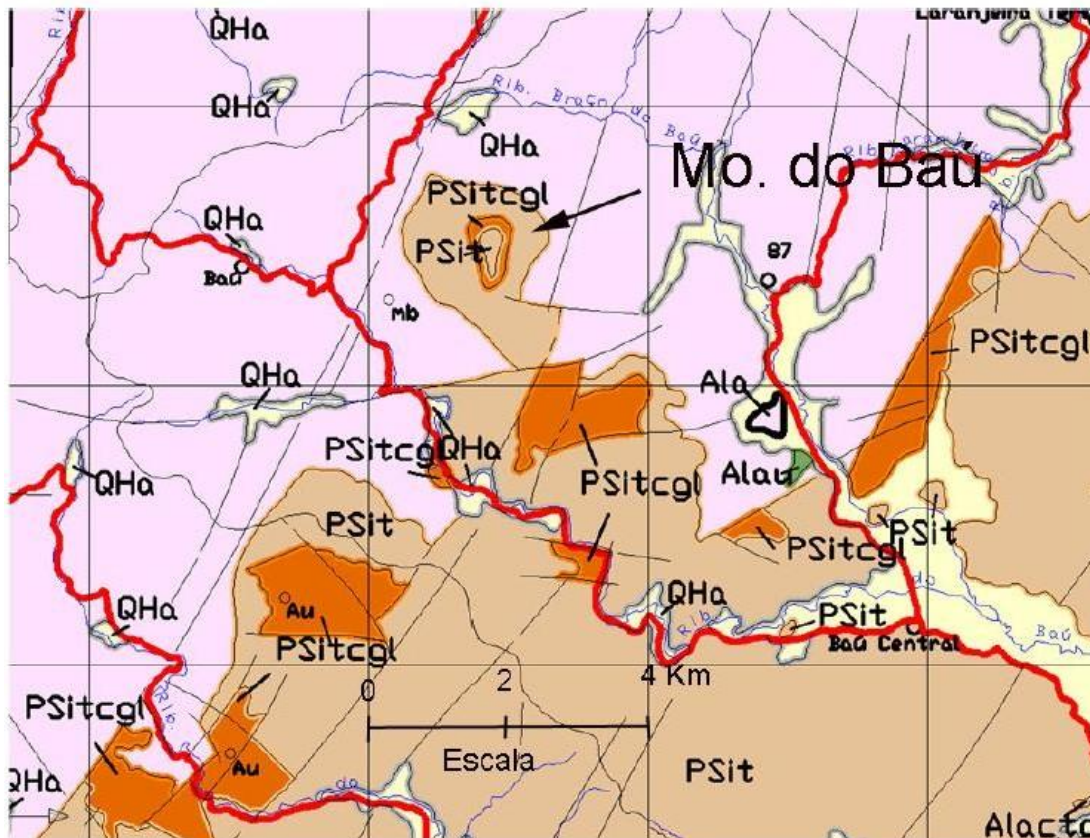


Figura 4.5: Mapa geológico do Complexo do Morro do Baú. Legenda: Cor lilás – Complexo Granulítico; PSitcgl – Grupo Itajaí (Conglomerado Baú); PSit - Grupo Itajaí – (Metassedimentos turbidíticos); QHa – depósitos aluvionares quaternários. Fonte: TOMAZOLLI et al. (2009).

O Complexo do Morro do Baú pertence à unidade geomorfológica das Serras do Leste Catarinense, na Serra do Mar. Essas serras encontram-se dispostas de forma sub-paralela no sentido NE-SW (de Joinville a Laguna), e se apresentam gradativamente mais baixas em direção ao litoral, terminando em pontais, penínsulas e ilhas. A altitude medida é de 600 m, no entanto alguns picos ultrapassam esta cota (GAPLAN, 1986).

De acordo com GARCINDO (2009), os tipos de solo da área refletem a variação litológica do substrato, com neossolos litólicos originados de arenitos e conglomerados da Formação Gaspar (Grupo Itajaí), e argissolos e cambissolos formados sobre o Complexo Granulítico (Complexo Luis Alves).

Nas áreas de relevo ondulado e forte ondulado ocorrem os Argissolos Vermelho-Amarelos, que são caracterizados por sua textura argilosa, originados de rochas ígneas intrusivas (granitos) ou metamórficas (gnaiesses). Em eventos de grande quantidade de chuva, estes tipos de solos podem

apresentar no horizonte B um alto grau de saturação, o que pode favorecer o aumento de solifluxão ou queda de barreiras (SANTOS & UBERTI, 2003).

Sobre as áreas com relevo montanhoso e escarpado, predominam a ocorrência de solos litólicos álicos, que correspondem a solos com textura argilosa e com horizonte A diretamente sobre o substrato rochoso.

A sub-bacia que será analisada no trabalho é a bacia hidrográfica do Ribeirão Braço do Baú (Figura 4.6), que está contida na bacia do rio Itajaí-Açu, na parte leste de Santa Catarina, ocupando uma área de 40km².

MAPA TOPOGRÁFICO

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ ILHOTA (SC)

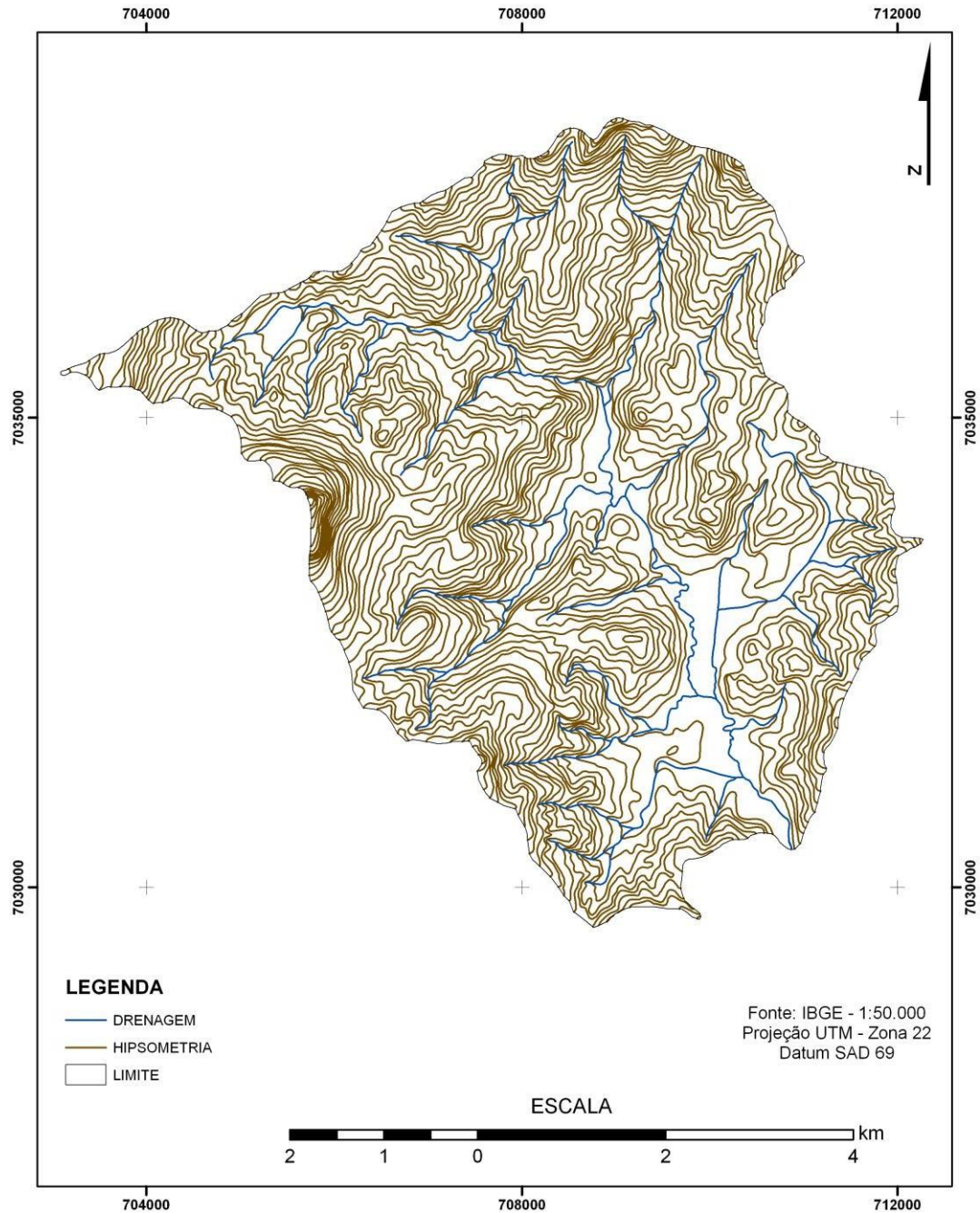


Figura 4.6: Mapa topográfico da Bacia Ribeirão Braço do Baú.

4.2 Histórico de Desastres Naturais em Santa Catarina

As condições atmosféricas com intensas e concentradas chuvas, ocasionando desastres naturais, sempre existiram no Estado de Santa Catarina.

HERMANN et al. (2006) mostraram que, durante o período de 1980 a 2003, 140 ocorrências de escorregamentos em 87 municípios no Estado de Santa Catarina foram totalizados. Considerando-se o número de escorregamentos por ano, pôde-se constatar, a partir da Figura 4.7, que os maiores registros, verificaram-se nos anos de 1994 (19 registros), 1983 (18), 1982 (17), 1989 (13), 2003 (12) e 1990 (10); os demais anos analisados foram inferiores a dez registros. O total de ocorrências registradas não representa a realidade, pois os AVADANs (formulários de Avaliação de Danos da Defesa Civil) registraram apenas como principal ocorrência os escorregamentos que causaram danos materiais e humanos, enquanto matérias de antigos jornais possuem outros eventos em seus bancos de dados.

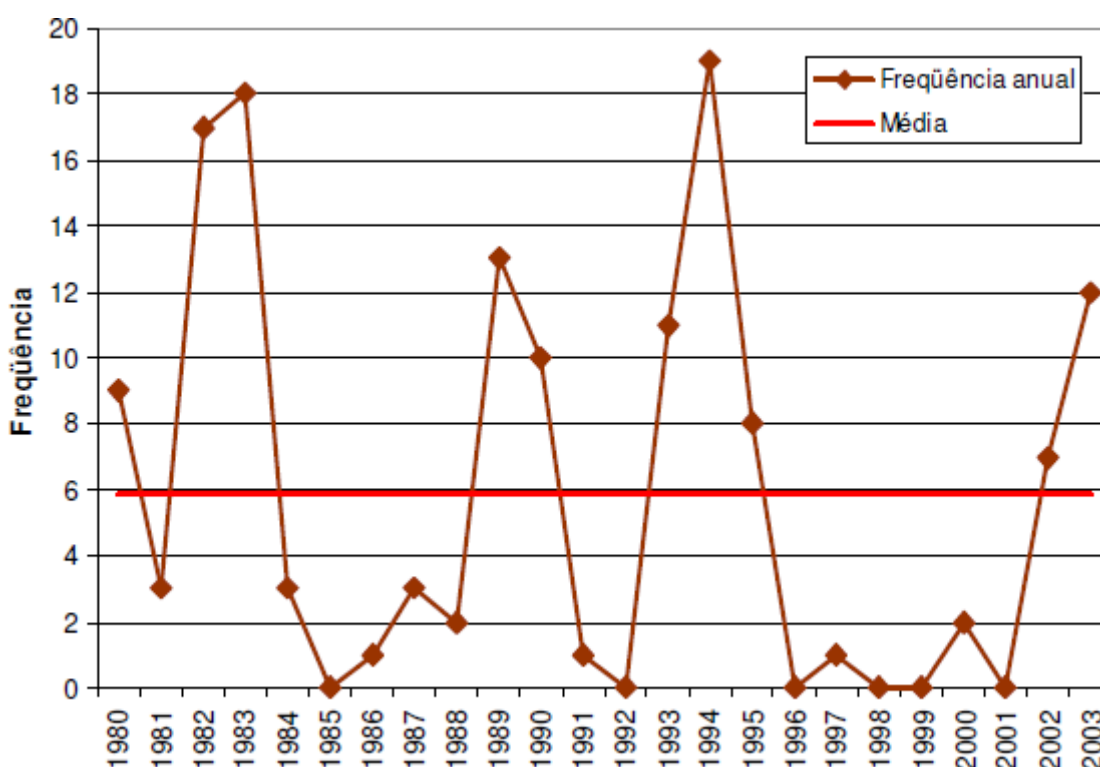


Figura 4.7: Frequência anual de escorregamentos (1980-2003). Fonte: HERMANN et al. (2006).

MARCELINO et al. (2006) utilizaram dados da Defesa Civil e contabilizaram 3.373 desastres naturais para o período de 1980 a 2003 no Estado de Santa Catarina. Cerca de 85% dos desastres também foram causados pelas instabilidades atmosféricas severas. Vale ressaltar que os desastres documentados na Defesa Civil são aqueles em que foram decretados Situação de Emergência (SE) e Estado de Calamidade Pública (ECP) pelos municípios afetados.

Em Santa Catarina também foi observado um aumento significativo de inundações bruscas a partir da década de 90, quando os registros ultrapassaram a média de 23 casos/ano para o período de 1980 a 2003 (MARCELINO et al., 2006).

4.3 Cobertura Vegetal e Uso do Solo

Nas últimas décadas a cobertura vegetal nessa região vem mudando consideravelmente. Anteriormente, grande parte do Vale do Itajaí era coberto pela floresta ombrófila densa.

De acordo com AUMOND et al. (2009), a vegetação do Vale do Itajaí sofreu períodos de intensa exploração e recuperação, como resposta às atividades econômicas preponderantes. A partir da colonização europeia no século XIX, a floresta foi explorada e áreas foram desmatadas para dar lugar à agricultura e às pastagens. Segundo LIMA (2009), no início da colonização de Santa Catarina, os imigrantes europeus se organizaram em pequenas propriedades rurais, nas quais a floresta era derrubada para o plantio sob sistema de pousio, criando um mosaico de vegetação em vários estágios sucessionais e ocasionando um forte impacto no meio natural notado até os dias de hoje. No início do século XX, houve progressiva expansão da madeira em todo o Vale. Nas décadas de 40 e 60, somou-se, a essa exploração, o desmatamento para combater a epidemia de malária. Nas décadas de 70 e 80, a vegetação secundária, com como parte das florestas primárias, foi cortada para fornecimento de lenha, usada como combustível para a indústria. Com o passar dos anos, aumentou a preocupação em minimizar a exploração da Mata Atlântica e permanecer o aumento da cobertura florestal secundária. Nesse meio tempo, em abril de 1961, foi criado o Parque Botânico do Morro do Baú, como uma tentativa de desacelerar o ritmo de destruição das florestas da região.

A bacia do Ribeirão Braço do Baú é coberta pela floresta ombrófila densa montana e alto montana (floresta atlântica), típica de áreas de encostas. De acordo com LISBOA (2001), o Morro do Baú representa a área com a maior diversidade de espécies arbóreas já estudadas para a Região Sul.

Essa área representa a principal área agrícola do município de Ilhota, e os cultivos praticados nas encostas, são, em sua maioria, banana e reflorestamento para produção de madeira. Entretanto, a banana é o cultivo que apresenta maior representatividade. Vale destacar também que nas áreas de planície, o cultivo de arroz é bastante expressivo (VIANNA & SOUZA, 2009).

Segundo AUMOND et al. (2009), a exploração de madeira altera a estrutura das raízes da floresta. Com o corte do tronco, a árvore em geral morre e suas raízes extensas, profundas e de grande diâmetro, lentamente começam a apodrecer, e, em seus locais, ficam espaços abertos, por onde a água infiltra, diminuindo a resistência do solo das encostas.

De acordo com o mesmo autor, as áreas com plantio de pinos (Figura 4.8) e eucaliptos no Morro do Baú aparecem em encostas muito inclinadas. Nesses plantios, a água apresenta dinâmica diferente daquela no interior da floresta conservada. Como as plantas têm praticamente a mesma altura nas plantações, as copas provocam amortecimento da água da chuva, mas como não há outras camadas de vegetação abaixo delas, e a serrapilheira pode ser fina, as gotas de chuva se precipitam sobre o solo com velocidade, provocando sua compactação e favorecendo o escoamento da água pela superfície. A água que escoar superficialmente pelas encostas durante os eventos de grande precipitação se concentra nas encostas, facilitando os movimentos de massa (AUMOND et al., 2009).



Figura 4.8: Escorregamentos em plantações de pinos na bacia Ribeirão Braço do Baú. Dez/2008. Fonte: AUMOND et al. (2009).

Já os extensos cultivos de bananeiras (Figura 4.9) nos município de Ilhota, ocorrem na baixa, média e alta encosta. Os topos das encostas, em geral, encontram-se cobertos por florestas secundárias. Os bananais se caracterizam por plantações em fileiras, onde se faz roçada, capina e uso intensivo de agrotóxicos no controle de pragas e ervas. Além disso, a bananicultura demanda grande quantidade de fertilizantes. O uso de herbicidas, aliado aos fungicidas e bactericidas, provoca morte da vida do solo, dificultando o desenvolvimento do sistema radicular das plantas e a consequente fixação do solo nas encostas (AUMOND et al., 2009). A dinâmica da água dentro dos plantios de banana também é diferente da que ocorre na floresta. Uma vez ultrapassadas as folhas no topo da planta, a água não encontra mais obstáculos, caindo em grandes gotas sobre os restos de cultura e do solo. Em chuvas intensas a água tem dificuldade para se infiltrar, excedendo a sua capacidade de infiltração e desce as encostas, causando erosão.

Contudo, de acordo com CASTRO (2003), a substituição da vegetação nativa por bananeiras agrava a instabilidade das encostas por facilitar a saturação do solo em sua parte mais superficial, tendo em vista que a maioria das raízes da bananeira localiza-se entre 20 e 40 cm de profundidade (LIMA et al., 2003). Em contrapartida, CATTAN et al. (2007; 2009) encontraram valores de escoamento superficial mais elevados em plantações de banana se comparadas as áreas florestadas. FREITAS (2003) avaliando a substituição da floresta para a inserção de bananeiras no Rio de Janeiro verificou uma menor eficiência da copa florestal em reter a precipitação, dessa forma, a quantidade da precipitação terminal nas bananeiras foi consideravelmente maior. Nota-se, portanto, que não há consenso na literatura se existe o aumento da instabilidade de encostas em áreas de plantações de banana, o que mostra que estudos relacionados ao tema devem ser continuados em diferentes áreas.



Figura 4.9: Escorregamentos em áreas de cultivos de bananas em encostas íngremes na bacia do Ribeirão Braço do Baú. Dez/2008. Fonte: AUMOND et al. (2009).

VIANNA & SOUZA (2009) fizeram um levantamento das condições do Complexo do Morro do Baú, com a finalidade de ter uma primeira avaliação do desastre ocorrido na região em 2008. Encontraram que os deslizamentos em áreas não antrópicas ocorreram, sobretudo, em locais com reflorestamento (pinos ou eucaliptos – 23%) e lavouras de banana (18%).

4.4 Evento de Novembro de 2008

O evento catastrófico de Novembro foi precedido de um longo período de precipitação, iniciado em meados de setembro de 2008. Em novembro, fortes chuvas atingiram o Estado de Santa Catarina e causaram inúmeras perdas ao Estado, sobretudo na área do Vale Rio Itajaí. Além das enchentes e inundações, ocorreram inúmeros movimentos de massa que afetaram áreas urbanas e rurais (Figuras 4.10 e 4.11).



Figura 4.10: Cicatrizes de deslizamentos ocorridas em Novembro de 2008 no Morro do Baú. Foto: Nelson Fernandes (2008).



Figura 4.11: Deslizamentos na região do Morro do Baú em Santa Catarina. Foto: Lídia K. Tominaga. Dez/2008. Fonte: Relatório IG/SP.

De acordo com a Defesa Civil de Santa Catarina, o evento deixou um saldo de 135 mortos, 80.000 desabrigados e desalojados, 51 municípios atingidos e grandes perdas materiais. A grande maioria dos movimentos de massa ocorreu entre os dias 22 e 24 de novembro, período em que ocorreram precipitações intensas e concentradas, totalizando mais de 400 mm por dia, de acordo com dados meteorológicos da EPAGRI/CIRAM (Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina). Esse pico máximo de chuva, antecedido pelo período de cerca de três meses de precipitações contínuas, provocaram a saturação do solo e culminaram na ocorrência de inúmeros movimentos de massa.

De acordo com MINUZZI & RODRIGUES (2009), não houve registro de um mês de Novembro tão chuvoso nas regiões do Vale do Itajaí como observado em 2008, quando diversos recordes históricos foram quebrados (Figuras 4.12 e 4.13). Em Blumenau e Joinville, o valor máximo de pluviosidade do mês de Novembro era em torno de 1.000 mm, para uma média

climatológica desse mês de aproximadamente 150 mm. Os totais acumulados de chuva de Novembro de 2008 são os de maior registro histórico.

Em relação aos valores diários máximos registrados em Novembro de 2008 (dias 22 e 23), a estação da EPAGRI/FURB, localizada em Blumenau, registrou no referido mês 283,1 mm em apenas 24 horas, sendo que, o recorde anterior obtido pela mesma estação era de 190,4 mm.

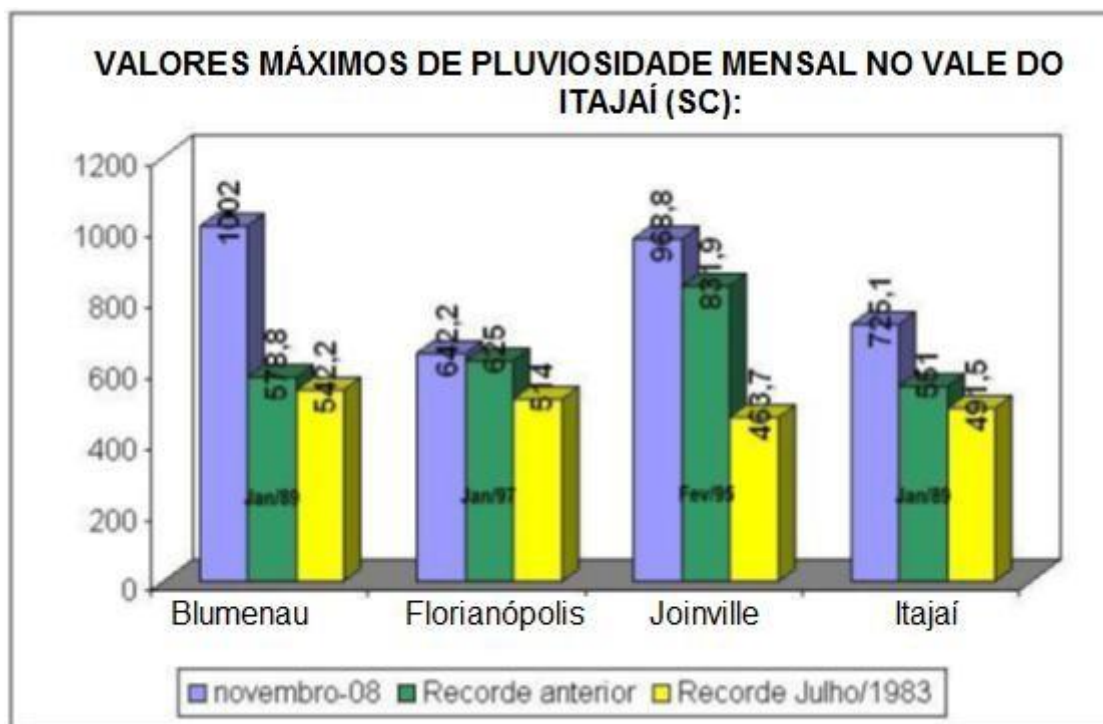


Figura 4.12: Recordes de Novembro de 2008, comparados com Julho/1983 e outros meses. Fonte: MINUZZI & RODRIGUES (2009).

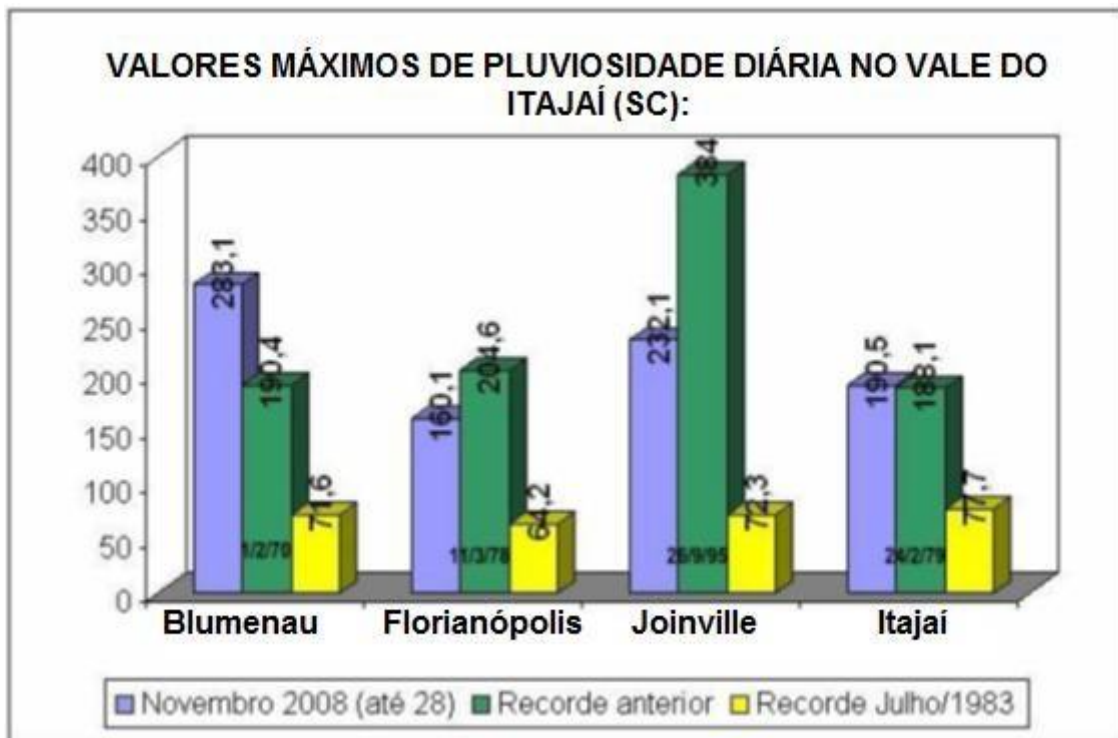


Figura 4.13: Recordes diários de Novembro de 2008, comparados com Julho/1983 e outros meses. Fonte: MINUZZI & RODRIGUES (2009).

As chuvas intensas que ocorreram sobre Santa Catarina nesse período (20 a 24 de novembro) foram causadas pelo estabelecimento de um bloqueio atmosférico no Oceano Atlântico, acompanhado por um vórtice ciclônico em altitude (entre 4.000 m e 5.000 m), localizado entre o Leste de Santa Catarina e o Leste do Paraná, que favoreceu a ascensão do ar úmido e a formação de nuvens carregadas ao longo da Serra do Mar. A combinação destes dois fatores favoreceu a intensificação das chuvas sobre Santa Catarina. A persistência da situação do bloqueio fez com que o fenômeno tenha sido ainda mais significativo, resultando nos grandes volumes de chuvas registrados ao longo deste período.

De acordo com VIANNA & SOUZA (2009) as chuvas de Novembro de 2008 não são um fato isolado no Vale do Itajaí. A região já convive com eventos dessa magnitude há décadas e suas consequências são cada vez mais catastróficas com as intervenções humanas nas áreas anteriormente não ocupadas, através do aumento da expansão urbana, produção agrícola e incremento industrial.

De acordo com HERMANN et al. (2006) as condições atmosféricas com intensas e concentradas chuvas sempre existiram no Estado de Santa Catarina. A autora lembra que existem registros de inundações datadas desde meados do século XIX, que resultaram no transbordamento do Rio Itajaí-Açu. Na época, as consequências do evento foram menos alarmantes devido à baixa concentração populacional. Portanto, as chuvas de Novembro de 2008 não podem ser caracterizadas como excepcionais.

Desta forma, é necessário que todos estejam preparados para eventos dessa magnitude novamente, através de informação, planejamento, investimentos, mapeamento de alta resolução e definição apurada de áreas de risco a movimentos de massa, tendo em vista que, de acordo com IPCC (2007), os desastres naturais de origem atmosférica tendem a continuar aumentando no Brasil, com destaque para as tempestades e os eventos de precipitações intensas sobre a Região Sul e Sudeste do Brasil. O relatório aponta ainda que a tendência é que as precipitações ficarão ainda mais intensas e concentradas, ou seja, chuvas muito fortes e em poucos dias.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados e os procedimentos metodológicos do trabalho foram divididos em 8 (oito) etapas principais para que se determinem as áreas mais susceptíveis a escorregamentos na área de estudo selecionada. Para que tal objetivo seja alcançado, essa divisão foi feita da seguinte forma:

5.1 Seleção do Modelo SHALSTAB

A previsão de áreas instáveis na paisagem será investigada através da utilização de um modelo, que privilegia o controle topográfico e hidrológico dos deslizamentos nas encostas.

A seleção do modelo SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) foi baseada em encontrar um modelo matemático determinístico com bases físicas, no qual os resultados pudessem contribuir diretamente para a compreensão da ocorrência espacial de escorregamentos rasos. Esses escorregamentos foram os mais frequentes no entorno do Morro do Baú, no evento de novembro de 2008.

O SHALSTAB calcula um índice de estabilidade sob condições hidrológicas de *steady-state*, considerando parâmetros geotécnicos, hidrológicos e topográficos.

O SHALSTAB é um modelo matemático determinístico que visa identificar áreas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, sendo esse modelo, desenvolvido no início dos anos 80 (DIETRICH et al. 1992, 1993, 1995; MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). Essa rotina automatizada recebeu esta nomenclatura quando foi lançada uma versão para ser utilizada através de uma extensão do *software* ArcView, a partir da versão 3 (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). O SHALSTAB acopla um modelo hidrológico e um modelo de estabilidade de encostas (Figura 5.1) para definir as zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos.

De acordo com FERNANDES et al. (2001), o SHALSTAB analisa a susceptibilidade a escorregamento para cada célula de um MDE, combinando parâmetros hidrológicos, como, por exemplo, o balanço entre a concentração e

transmissão de água no solo (locais com saturação do solo) e parâmetros de estabilidade, como o exemplificado pela equação do talude infinito, em que se simula a estabilidade de uma porção do solo situada, diretamente, sobre embasamento rochoso.

O SHALSTAB é alimentado por informações topográficas (declividade e área de contribuição) e propriedades dos solos (espessura, densidade, coesão e ângulo de atrito). O produto final é um mapa representado por classes de susceptibilidade a deslizamentos, utilizando uma grade regular e calculando, para cada célula (*pixel* da grade), o grau de susceptibilidade.

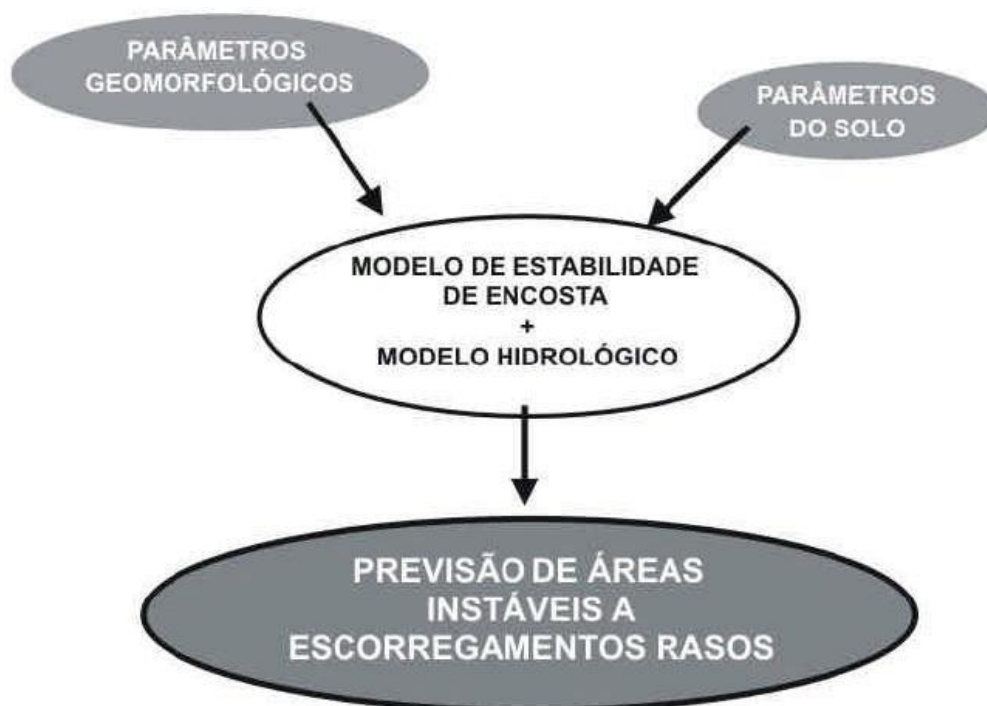


Figura 5.1: Fluxograma de funcionamento do modelo SHALSTAB (modificado de MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

5.1.1 Modelo de Estabilidade de Encosta

A estabilidade de uma encosta pode ser expressa pela razão entre as tensões responsáveis pela sustentação do material da encosta (σ) e as tensões responsáveis por sua desestabilização (τ) (COULOMB *apud* CARSON & KIRKBY, 1972). A teoria baseada no talude infinito, elaborada por MORH-COULOMB, define que a tensão resistente é expressa pela equação (5.1):

em que: τ é a tensão tangencial, σ é a tensão normal, μ é a poro-pressão, C' é a coesão efetiva e ϕ é o ângulo de atrito interno.

Na análise por Talude Infinito, os efeitos causados pelo atrito nas laterais e nas extremidades são ignorados, e a análise é considerada em relação a um plano infinito do solo sobre um plano inclinado. Isso se justifica para os locais onde o comprimento da encosta é muito maior do que a espessura do solo, em que são consideradas as tensões tangencial e normal para a base de uma coluna de solo. Com base nessas hipóteses, esse modelo de estabilidade ajusta-se melhor a escorregamentos translacionais rasos de contato abrupto entre solo-rocha.

Nessa análise de um talude infinito (Figura 5.2) o bloco está inserido no interior do regolito (material homogêneo); portanto, a determinação do peso (P) não poderá ser obtida de forma direta, por causa da dificuldade de se obter a espessura do solo perpendicular à superfície (e). Desse modo, uma forma de obtenção de P é por meio das medidas da espessura vertical do bloco (z) cuja seção transversal tem o formato do paralelogramo em amarelo na Figura 5.2. Esse artifício é empregado tomando-se cuidado para que o paralelogramo amarelo e o retângulo possuam áreas iguais, a fim de que, desse modo, possam ser mantidas as mesmas proporções.

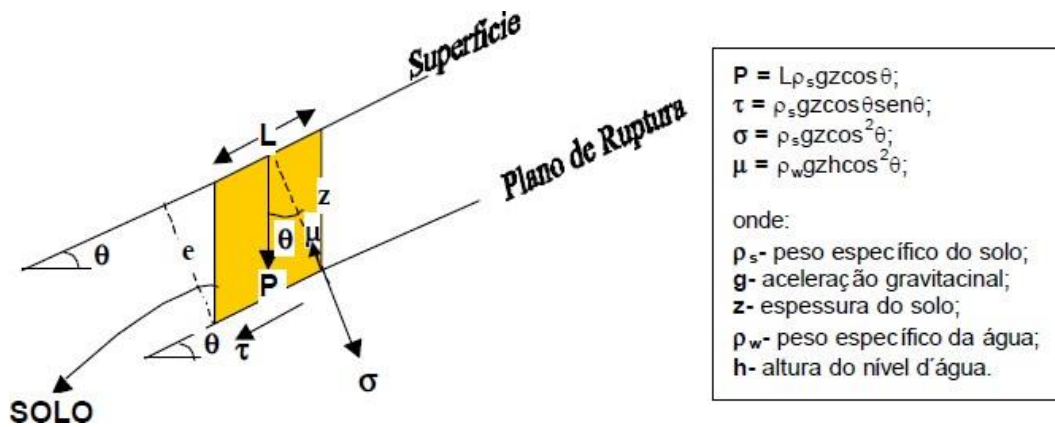


Figura 5.2: Componentes relacionadas a um bloco inclinado, onde: θ é a declividade, μ é a poro-pressão e P é o peso do bloco. O comprimento L pode ser eliminado devido ao modelo considerar o talude como infinito (modificado de GUIMARÃES, 2000).

De acordo com as substituições feitas dos valores de τ e de σ na equação original de COULOMB, é obtida a equação (5.2):

$$(5.2)$$

A partir dessa equação, o parâmetro coesão poderá ser ou não considerado, sendo a mesma resolvida para a razão h/z , que consiste na proporção da coluna de solo saturado. Assim são obtidas as equações (5.3) e (5.4), respectivamente, para a solução do modelo sem e com coesão.

$$(5.3)$$

— — —

$$(5.4)$$

— — — — —

5.1.2 Modelo Hidrológico

BEVEN & KIRKBY (1979) mostraram que o padrão de saturação do solo no relevo está relacionado com a razão (a/bM) , em que **a/b** é a área drenada que passa por uma unidade de comprimento de contorno dividida pela declividade **M** (Figura 5.3).

Partindo desse princípio, o modelo hidrológico desenvolvido por O'LOUGHLIN (1986) definiu um padrão de equilíbrio de saturação do solo baseado na análise da área de contribuição a montante, transmissividade do solo e declividade. Nesse modelo, considera-se que o fluxo infiltra-se até um plano de mais baixa condutividade, em geral o contato solo-rocha, seguindo então um caminho determinado pela topografia.

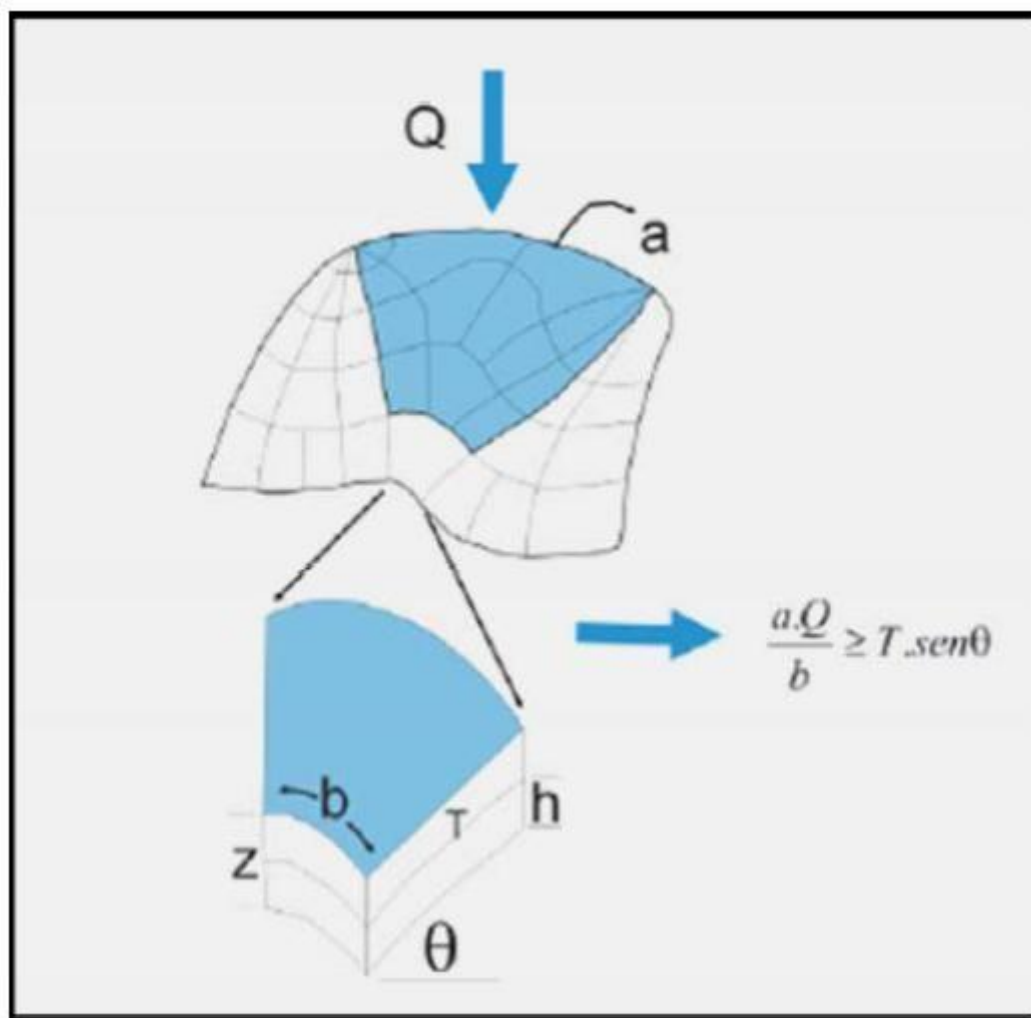


Figura 5.3: Esquema das variáveis usadas no modelo hidrológico de O'LOUGHLIN (1986). A área sombreada (área de contribuição) refere-se à área drenada acumulada a montante (a)

que passa pelo comprimento de contorno unitário (b) (modificado de MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

Nessa abordagem, a condição necessária para que exista uma zona de saturação em uma encosta é que o fluxo de água acumulado em um certo ponto, isto é, o produto entre a área drenada a montante (a) e a precipitação (Q) que passa por um elemento de contorno de comprimento (b) seja maior do que o produto da transmissividade do solo (T) e o seno da declividade local (θ) (equação 5.5).

(5.5)

a

De acordo com esse autor, a condição de saturação é definida por um índice de umidade (W) que define a condição de saturação quando esta se apresenta em estado de equilíbrio, podendo a equação acima ser escrita da seguinte maneira (equação 5.6):

(5.6)

— ———

Dessa forma, conforme mencionado por MONTGOMERY & DIETRICH (1994), a razão Q/T corresponde ao controle hidrológico, enquanto a razão $a/b\text{sen}\theta$ corresponde ao controle morfológico. De acordo com esse modelo, as zonas de saturação ocorrem sempre onde o fluxo de drenagem a montante excede a capacidade do perfil do solo de transmitir esse fluxo.

Na concepção inicialmente proposta por O'LOUGHLIN (1996), a discretização da topografia é feita em polígonos irregulares que são definidos a partir da interseção das curvas de nível com as linhas de gradiente máximo (Figura 5.3). A região a montante do ponto de análise, possuindo comprimento **b** delimitado pelas linhas de maior gradiente, perpendiculares às curvas de nível, é denominada área de contribuição (a) para uma determinada célula.

De acordo com MONTGOMERY & DIETRICH (1994), o modelo hidrológico desenvolvido por O'LOUGHLIN (1996) pode também ser escrito em função da razão de h/z . Sabe-se que o fluxo de água (q) é expresso pelo produto da velocidade (v) pela área da seção transversal (S) (equação 5.7).

(5.7)

$$q = v \cdot S$$

Com base na lei de Darcy, que direciona a condutividade hidráulica (K_{sat}) com o gradiente hidráulico (i) (equação 5.8), os autores fazem uma aproximação para esse último termo, que é descrito na equação (5.9), considerando apenas o potencial gravitacional (potencial de elevação) na variação do potencial total uma vez que as variações no potencial relativas aos poros do solo (potencial de pressão) são menores do que aquelas relativas ao relevo. Essa é uma aproximação bastante razoável, tendo em vista que o modelo é aplicado sempre em áreas de relevo movimentado.

(5.8)

(5.9)

Sabendo-se que o gradiente hidráulico (i), ou seja, a razão entre a diferença de potencial gravitacional entre dois pontos Hg_1 e Hg_2 e o comprimento L , é igual ao $\sin\theta$, a Lei de Darcy pode ser reescrita substituindo (i) por $(\sin\theta)$ e a velocidade do fluxo descrita pela equação (5.10).

(5.10)

A área da seção transversal saturada (S) em função da projeção vertical de h pode ser expressa pela equação (5.11); portanto, o fluxo de água pode ser expresso pela substituição de (5.10) e (5.11) em (5.7), obtendo-se a equação (5.12).

(5.11)

(5.12)

Assumindo que o fluxo superficial e o fluxo da rocha são desprezíveis, em vales não canalizados, MONTGOMERY & DIETRICH (1994) afirmam que a precipitação (Q) multiplicada pela área de contribuição será a quantidade de *runoff* que ocorre através do comprimento b na condição de equilíbrio. Desta forma, foi acrescentado o comprimento b à equação (5.12). Para o modelo hidrológico, o fluxo é expresso pelo produto da precipitação por unidade de tempo e a área drenada a montante.

(5.13)

a

Considerando a transmissividade (T), citada na equação (5.6), como produto da permeabilidade saturada (K_{sat}), pela espessura do solo (e), e sendo $e = z \cdot \cos\theta$, esse parâmetro pode ser expresso pela equação (5.14). Com isso o denominador da equação (5.6) pode ser escrito a partir da equação (5.15).

(5.14)

(5.15)

Desse modo, substituindo-se as equações (5.13) e (5.15) na equação (5.6), obtemos a equação (5.16):

(5.16)

Resolvendo a equação (5.16), é possível colocar o modelo hidrológico em função da razão **h/z** (equação 5.17).

(5.17)

- _____

5.1.3 Combinação entre os Modelos

A partir da razão **h/z**, foram combinadas as equações (5.3) e (5.17), modelo de estabilidade de encosta e modelo hidrológico, respectivamente, obtendo-se a equação (5.18).

(5.18)

_____ - _____

Pode-se então escrevê-la em função da quantidade de chuva, em estado de equilíbrio, necessário para a ocorrência de escorregamentos (equação 5.19)

(5.19)

— — —

Esta última equação é a combinação do modelo de estabilidade de encosta, que é resolvida pela rotina automatizada SHALSTAB para cada célula da grade. Esse modelo utiliza três variáveis topográficas: a área drenada (a), o comprimento do contorno unitário (b) e o ângulo da encosta (θ); três variáveis de propriedades do solo: a densidade do solo (ρ_s), o ângulo de fricção interna (ϕ) e a transmissividade do solo (T); além da precipitação efetiva (Q).

Os mapas obtidos por este procedimento classificam a susceptibilidade da ocorrência de escorregamentos translacionais rasos na paisagem como: incondicionalmente instável (são áreas que devido à declividade é difícil a acumulação de solos, sendo assim são áreas predominantemente de afloramentos rochosos; incondicionalmente estável (mesmo acontecendo grandes descargas hidráulicas não há condições da ocorrência de escorregamentos devido à baixa inclinação da encosta; e áreas de média instabilidade (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

O modelo SHALSTAB, prevê que zonas íngremes, próximas aos divisores são instáveis, porém, necessitam de uma grande descarga hidráulica para detonar o processo, o que não acontece com as zonas íngremes convergentes sem um canal de drenagem, que necessitam de quantidades de chuva menores para dar início ao movimento de massa.

As classes de estabilidade (Tabela 5.1) geradas pelo modelo são sete (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; traduzido por GUIMARÃES, 2000) e seguem a condição apresentada pela igualdade entre a razão da área drenada por unidade de contorno (a/b) e razão hidrológica (Q/T).

Tabela 5.1 : Tabela representativa das classes de estabilidade que são geradas pelo modelo SHALSTAB (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998) e um possível agrupamento de classes para simplificação da interpretação do mapa gerado.

Classe	Classe de estabilidade	Condição	Classe Agrupada
A	Incondicionalmente estável e saturado	- -)	Áreas estáveis
B	Incondicionalmente estável e não saturado >-2.2	- - 1-)	
C	Estável e não saturado -2.5- -2.2	- - - - -	Áreas de média instabilidade
D	Instável e não saturado -2.8 - -2.5	- - - - -	
E	Instável e saturado -3.1 - - 2.8	- - - - -	
F	Incondicionalmente instável e não saturado < -3.1	- -	Áreas instáveis
G	Incondicionalmente instável e saturado	- -	

5.2 Seleção da Bacia Experimental

A hipótese do trabalho será testada na bacia Ribeirão Braço do Ba, tendo em vista que é uma área com grandes plantações de banana, pinos e eucalipto, além de ter sido fortemente atingida por escorregamentos translacionais rasos no evento de 2008. Portanto, a aplicação do modelo que contribui para a produção de um mapeamento de áreas susceptíveis nessa área é de extrema importância.

5.3 Geração do MDE e Parâmetros Topográficos

O modelo digital de elevação (MDE) foi obtido a partir da base topográfica do IBGE à escala 1:50.000, com a resolução espacial de 10 m. A resolução adotada aqui foi definida por ser o menor detalhe que pode ser representado nesta escala de acordo com a acuidade visual do IBGE.

As camadas utilizadas foram a drenagem e a hipsometria, e sobre esta última foi colocado o atributo altimetria no programa *ArcView* 3.2. O plano de informação drenagem foi editado, alterando-se a direção dos vetores para que o mesmo corresponda a direção real do fluxo d'água da drenagem. Esse passo foi necessário para o ajuste do modelo digital de elevação hidrologicamente consistente.

É necessário que a representação da superfície do terreno seja feita da forma mais adequada possível, tendo em vista que esse é um dado fundamental na previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos, já que é base para o cálculo da forma, ângulo da encosta e a área de contribuição (GUIMARÃES, 2003; FERNANDES et al., 2004).

A partir do MDE, foi feita a extração direta das seguintes variáveis morfométricas: hipsometria, ângulo da encosta, orientação das vertentes, curvatura em plana, curvatura em perfil, curvatura planta/perfil e área de contribuição.

O algoritmo de interpolação escolhido foi o "*Topo to Raster*", uma rotina da extensão *Spatial Analyst* do *ArcGis* 9.3, derivada da rotina TOPOGRID do *ArcInfo* (ESRI, 1993). Essa rotina é uma versão licenciada do algoritmo de

ANUDEM (HUTCHINSON, 1993) voltado para análise hidrológica dos modelos digitais de elevação.

Essa abordagem enfatiza a rede de drenagem e a eliminação automática de depressões na geração do modelo, definido diretamente em termos das propriedades morfológicas do terreno. Esta análise engloba uma técnica de interpolação interativa das diferenças finitas, com restrições locais obtidas a partir do traçado da hidrografia. Neste modelo, as depressões são quase que automaticamente eliminadas, sendo apenas necessário assinalar a existência de lagos, de modo que o próprio algoritmo se encarrega de evitar a formação de falsas áreas planas.

A acurácia e a qualidade dos dados de entrada e saída do modelo digital de elevação 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 susceptíveis pelo SHALSTAB.

Todos os parâmetros topográficos utilizados no trabalho foram obtidos a partir do modelo digital de elevação gerado.

5.4 Seleção dos Parâmetros de Entrada do Modelo

Como não existem valores de parâmetros do solo para a área de estudo, foram utilizados parâmetros de trabalhos preexistentes em regiões com características semelhantes, para testar o modelo. Nas simulações apresentadas neste trabalho, os parâmetros do solo são considerados constantes para toda a área, sendo modificada, apenas, a espessura do solo.

5.5 Mapa de Cicatrizes dos Escorregamentos de 2008

Para reconstituir os escorregamentos ocorridos no evento de Novembro de 2008 no Morro do Baú, o mapeamento de cicatrizes foi feito de acordo com a análise visual dessas feições, utilizando a ausência de vegetação e a posição da encosta como principais critérios para a identificação de cicatrizes. Esse último critério foi abordado por VIEIRA (2007), no qual a autora mostrou que as

rupturas dos escorregamentos translacionais rasos ocorrem na porção ou terço superior da cicatriz. Sendo assim, nas demais porções ocorrem o transporte e deposição do material. Portanto, a cicatriz foi mapeada por meio de polígono fechado, englobando somente a sua porção superior.

O mapeamento realizou-se por meio do sensor HRC do satélite sino brasileiro CBERS – 2B (2,7 m de resolução) de abril de 2009. Vale ressaltar que possíveis movimentos cobertos por vegetação não foram registrados, somente aqueles que, mesmo de maneira parcial, apresentam solo exposto.

É necessário ressaltar a limitação da imagem CBERS que é pancromática e não torna possíveis composições para melhor interpretação. Além disso, como a imagem é de abril de 2009, muitas características do evento de novembro de 2008 não são mais representadas.

5.6 Análise da Influência dos Fatores Topográficos e Litológicos

Para a avaliação da distribuição espacial das cicatrizes e auxílio na interpretação das previsões feitas pelo modelo, foram construídos mapas de hipsometria, ângulo da encosta, curvatura, área de contribuição e aspecto, a partir do modelo digital de elevação confeccionado através da metodologia descrita anteriormente (Tabela 5.2).

Os dados obtidos pelas correlações dos mapas topográficos e os mapas de cicatrizes permitiram analisar a distribuição do número de células de cada classe afetadas ou não pelos escorregamentos (GAO, 1993; GUIMARÃES, 2000). Primeiro foi analisada a Frequência (F) de cada parâmetro topográfico, calculando a razão entre o número de células de cada classe e o total de células da bacia. Em um segundo momento, outros dois índices foram analisados: o primeiro, que consiste na razão do número de células, de cada classe, afetadas pelos escorregamentos e o total de células da bacia que foram afetadas, chamado de Concentração de Cicatrizes (CC) e, o segundo, a razão entre o número de células afetadas por escorregamentos e o total de células daquela classe, ou seja, a frequência de células afetadas dentro de cada classe estudada, correspondendo ao Potencial de Escorregamentos (PE).

Acredita-se que, conforme destacado por GAO (1993), este último índice represente um potencial de deslizamento associado a cada classe estudada.

Destaca-se que, para a determinação das classes de cada parâmetro morfológico analisado, foi confeccionado, através do *ArcGis* (ESRI, 1993), um histograma de frequência de valores de cada célula (*pixel*) para as distintas variáveis morfológicas. Posteriormente, cada mapa foi dividido em um determinado número de classes que melhor representasse sua distribuição.

A (CC) indica a distribuição do total dessas feições entre todas as categorias, enquanto o (PE) calcula a distribuição dessas cicatrizes em cada categoria, considerando a representatividade de cada uma no total da área da bacia. Portanto, os valores de frequência (F) e concentração de cicatrizes (CC) geram percentuais totais iguais a 100%, uma vez que tais índices são referentes, respectivamente, ao total de células da bacia e ao total de cicatrizes mapeadas. Contudo, o potencial de escorregamento (PE) apresenta sempre valores menores que os demais índices, tendo em vista que somente são apresentadas as células afetadas dentro de cada categoria.

O mapa geológico utilizado corresponde ao mapeamento do Projeto Gerenciamento Costeiro – GERCO (2002), na escala de 1:100.000. O mesmo procedimento adotado para a análise dos fatores topográficos descrito acima foi utilizado para a análise litológica.

Tabela 5.2: Classes dos mapas dos parâmetros topográficos

Mapas (unidades)	Classes
Hipsometria (m)	0-81,1 / 81,1-162,2 / 162,2-243,3 / 243,3-324,5 / 324,5-405,6 / 405,6-486,7 / 486,7-567,8 / 567,8-648,9 / 648,9-730 / 730-811,1
Ângulo da encosta (°)	0-5,5 / 5,5-11 / 11-16,5 / 16,5-22 / 22-27,5 / 27,5-33 / 33-38,6 / 38,6-44,1 / 44,1-49,6 / 49,6-55,1
Aspecto	N / NE / E / SE / S / SW / W / NW
Curvatura	Côncava / Convexa / Retilínea
Área de contribuição (log 10) (m ²)	1-1,55 / 1,55-2,11 / 2,11-2,67 / 2,67-3,23 / 3,23-3,79 / 3,79-4,35 / 4,35- 4,91 / 4,91-5,47 / 5,47-6,03 / 6,03-6,59
Litologia	Complexo Granulítico / Grupo Itajaí / Depósitos Quaternários

5.7 Simulação dos Cenários de Susceptibilidade

Como já descrito anteriormente, o modelo SHALSTAB fornece uma previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos a partir da combinação de um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade de encosta. Considerando, portanto, as bases teórico-conceituais desse modelo, assim como os valores dos parâmetros mecânicos e hidrológicos, foram simulados diferentes grupos de cenários no *software ArcView 3.2*.

Foram simulados 4 (quatro) cenários, denominados A1, A2, A3 e A4. O objetivo dessas simulações foi verificar condições de susceptibilidade a deslizamento na bacia, considerando os valores geotécnicos fixos, conforme mostra tabela abaixo e alterando apenas as espessuras do solo. A finalidade dessa variação foi analisar o papel exercido pelas diferentes espessuras de solo na região, muito significativas devido aos solos originados em diferentes tipos de rocha.

Tabela 5.3: Parâmetros geomecânicos utilizados no modelo SHALSTAB.

PARÂMETROS (unidade)	A1	A2	A3	A4
Coesão do solo (Pa)	6000	6000	6000	6000
Peso específico do solo (kN/m ³)	1430	1430	1430	1430
Espessura média máxima do solo (m)	2	5	10	15
Ângulo de atrito interno (°)	34	34	34	34

5.8 Validação dos Cenários Simulados

Para cada cenário foi analisada a distribuição das categorias de susceptibilidade, representadas pelo $\log(Q/T)$, e os percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE).

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O capítulo de resultados e discussões foi dividido em 3 (três) partes principais. Na primeira parte será discutido o modelo digital de elevação e o mapa de cicatrizes (6.1). Na segunda parte será feita a análise dos fatores topográficos e litológicos (6.2). Na última parte serão interpretados e discutidos os mapas de susceptibilidade gerados a partir dos parâmetros geotécnicos utilizados nos cenários A1, A2 e A3. Para cada cenário foram analisados os índices de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) das categorias de susceptibilidade, assim como também foram analisados os índices de susceptibilidade a partir da razão $\log Q/T$.

6.1 Modelo Digital de Elevação e Mapa de Cicatrizes

O modelo digital de elevação foi feito a partir da base 1:50.000 do IBGE, com 10 m de resolução (Figura 6.1). A rotina de elaboração do modelo já foi descrita anteriormente. Foram adicionados alguns pontos com cotas entre 15 e 19 m nas áreas mais planas do modelo, visto que a interpolação do modelo sem esses pontos produzia um MDE com cotas inferiores a 0 m na planície.

Ainda que a escala 1:50.00 não seja a mais indicada para esse tipo de análise, seu uso aqui fez-se necessário tendo em vista que foi a melhor base topográfica encontrada para a área.

De acordo com DIETRICH et al. (1998) existe uma relação direta entre o aumento da resolução do MDE e a acurácia dos resultados finais da susceptibilidade. Ainda, VIEIRA (2007) aponta que o MDE de alta resolução permite, muitas vezes, além da utilização na análise da previsão da susceptibilidade, a verificação de feições geomorfológicas (anfiteatros, vales sob diferentes graus de dissecação e a distribuição da rede de drenagem) e outras sub-bacias que melhoram esta análise.

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

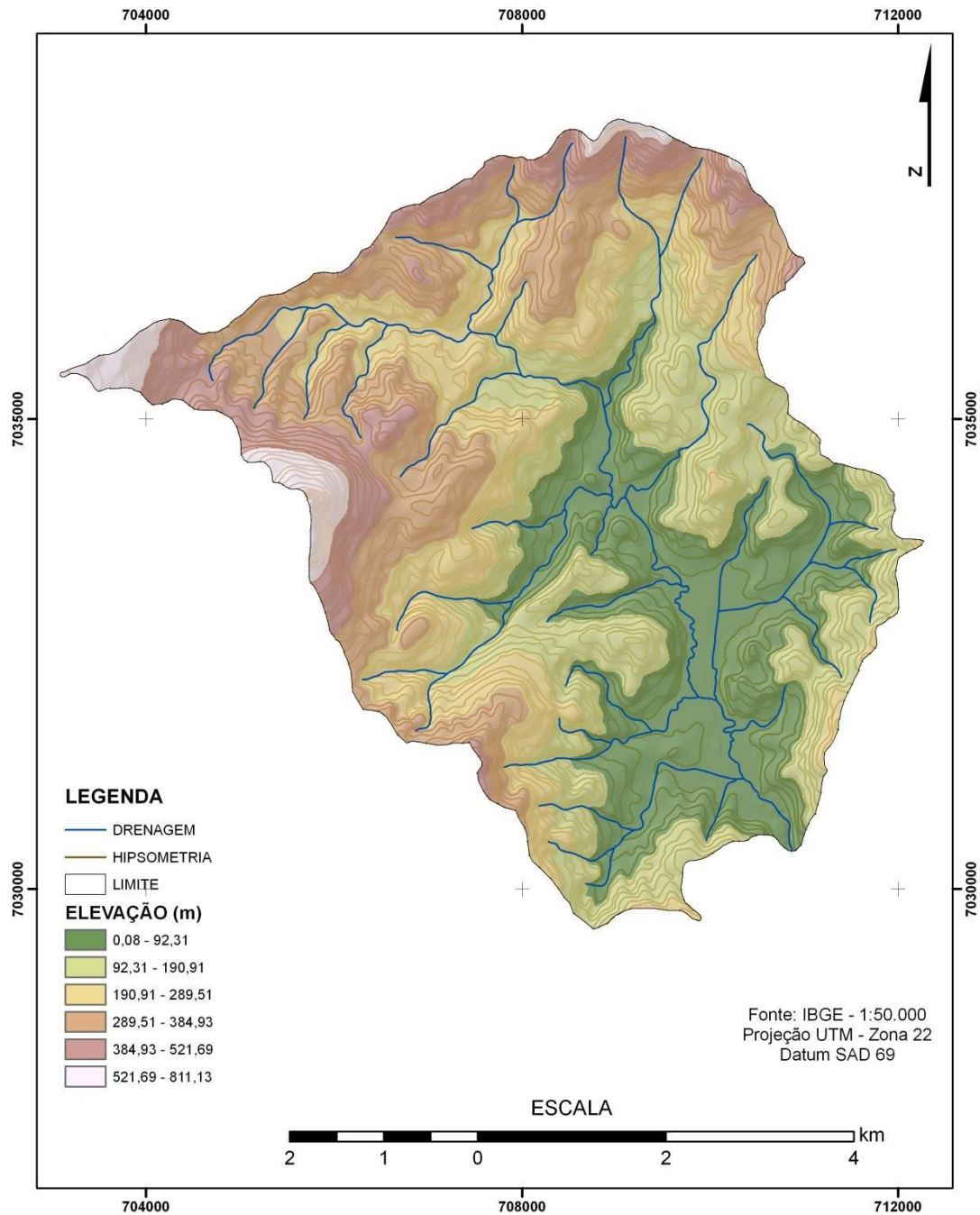


Figura 6.1: Modelo digital de elevação da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

Em relação ao mapeamento de cicatrizes (Figura 6.2), foram identificadas 193 cicatrizes de escorregamentos translacionais rasos. Do total de 401858 células (*pixel*) que compõem a bacia, 6966 foram afetadas por cicatrizes, ou seja, 1,73% da área total.

Na elaboração do mapa de cicatrizes foram encontradas algumas dificuldades para a definição de alguns polígonos. Além da imagem CBERS ser pancromática, o que muito dificulta a definição das cicatrizes, não existem imagens no *Google Earth* após o evento que colaborem pra essa definição visualmente. A imagem CBERS possui muitas áreas brancas que são difíceis de serem caracterizadas como área desmatada para agricultura, erosão ou cicatrizes. Algumas puderam ser checadas em campo, outras nas partes mais elevadas da bacia não foram checadas. Todos os escorregamentos translacionais rasos foram mapeados, inclusive os que originaram grandes corridas de massa na região.

MAPA DE CICATRIZES

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

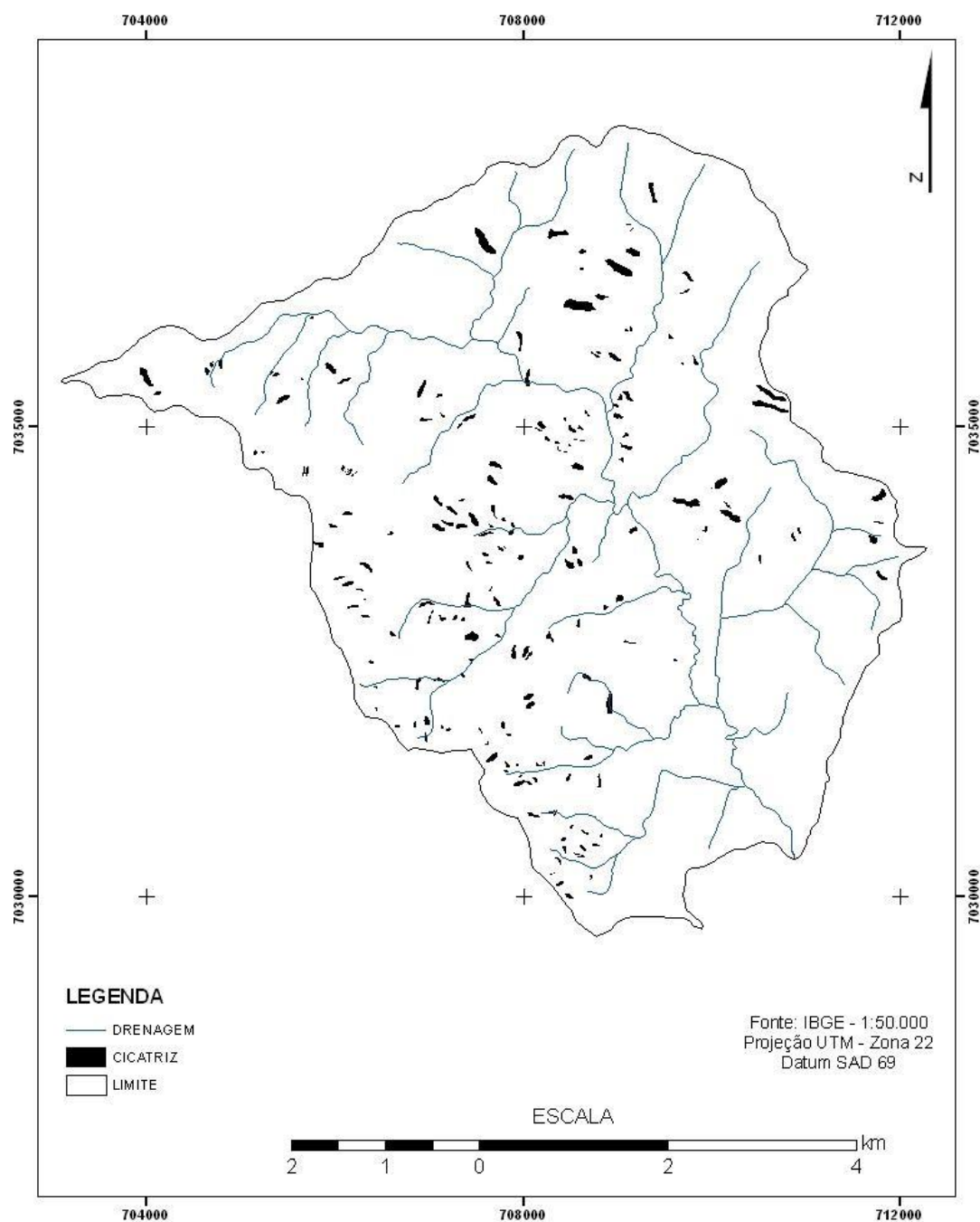


Figura 6.2: Mapa de cicatrizes da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

6.2 Análise da Influência dos Fatores Topográficos e Litológicos

Como mencionado anteriormente, os resultados apresentados foram analisados seguindo a metodologia utilizada por GAO (1993).

Serão discutidas a seguir a influência da hipsometria, ângulo da encosta, aspecto, curvatura, área de contribuição e litologia na deflagração dos escorregamentos.

6.2.1 Hipsometria

A análise da hipsometria é necessária porque pode influenciar na distribuição dos escorregamentos em função da variação do volume pluviométrico conforme as diferenças altimétricas, devido ao efeito orográfico. Além disso, é muito comum a avaliação dessa variável associada ao ângulo de encosta, por exemplo.

A FIGURA 6.3 apresenta o mapa de hipsometria da bacia. As classes que possuem maiores valores de CC (81,1-405,6 m) possuem os maiores valores de PE, totalizando 8,5%. O menor PE (0,47%) encontra-se na classe 730-811,1 m, fato que pode ser explicado pelo comportamento orográfico da precipitação, mais intenso no terço médio e pela redução do ângulo da encosta. Nas encostas mais elevadas, a presença de paredões rochosos e solos pouco espessos podem justificar poucas cicatrizes, tendo em vista que esses valores estão localizados aos paredões próximos ao Morro do Baú, compostos basicamente por arenitos com solos pouco espessos (2 a 3 m). Além disso, o morro composto por rochas sedimentares com baixo ângulo de mergulho, tem topografia tabular, subhorizontal, difícil de ser intemperizado.

Entre o intervalo da classe de 486,7-567,8 m, nota-se um elevado PE (2,5%) que pode ser explicado pela grande quantidade de plantações nessa altitude, que potencializaram muitos escorregamentos translacionais rasos (LIMA, 2009).

Observa-se, também, um aumento no PE até a classe de 400 m e uma redução desse índice com o aumento da altitude. Essa tendência foi

encontrada por VIEIRA (2007) na Serra do Mar em São Paulo e por GAO (1993) na Virgínia nos Estados Unidos.

De acordo com GARCINDO (2009) resultados similares para hipsometria revelaram que os escorregamentos do evento de 2008 ocorreram predominantemente a uma altitude de aproximadamente 400 m, adensados principalmente entre 170 e 300 m em relevo suave ondulado e ondulado.

MAPA DE HIPSOMETRIA

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

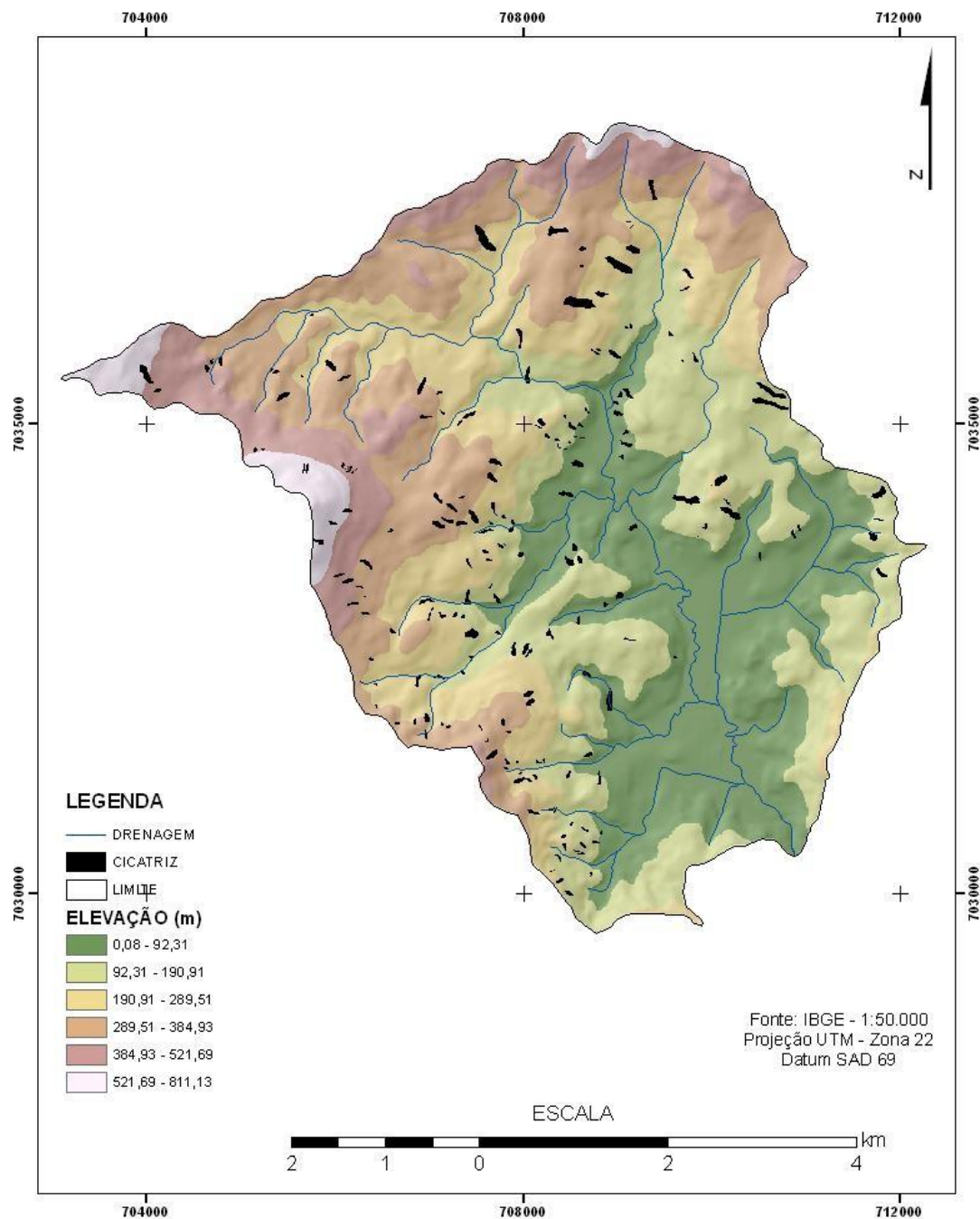


Figura 6.3: Mapa de hipsometria da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

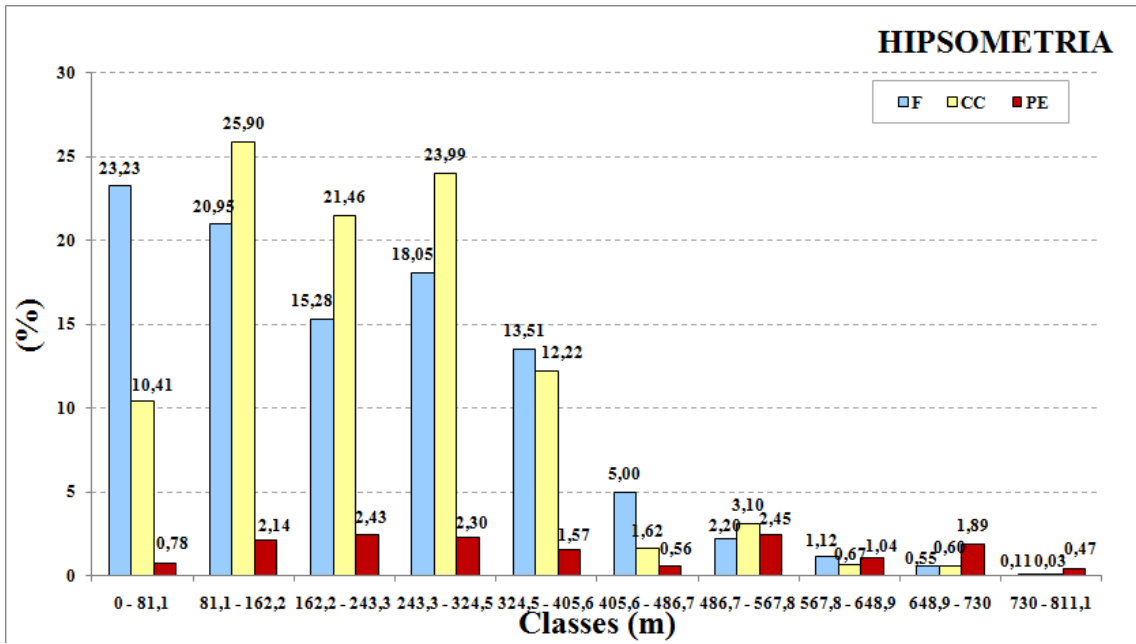


Figura 6.4: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de hipsometria.

6.2.2 Ângulo da Encosta

Cerca de 73% das encostas da bacia possuem ângulos entre 11 e 27°, totalizando 68% dos escorregamentos. Embora essas classes apresentem elevado PE (7%), os ângulos entre 27 e 55° totalizam 16% de PE, mesmo totalizando baixos valores de concentração de cicatrizes (17%) (Figuras 6.5 e 6.6).

A frequência (F) nas classes baixas é muito elevada (76% na classe 0-22°), e o PE tende a aumentar com o aumento do ângulo da encosta. GUIMARÃES (2000) encontrou em seu trabalho que a partir de 44° o PE tende a diminuir, e afirmou que tal fato se deve a presença de paredões rochosos ou solo pouco espessos nesses ângulos de encosta. Nota-se que a frequência (F) das últimas classes é baixíssima, mas quando ocorre tendem a apresentar elevado PE (4,81%, 2,22% e 1,30%, respectivamente).

MAPA DE ÂNGULO DA ENCOSTA

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

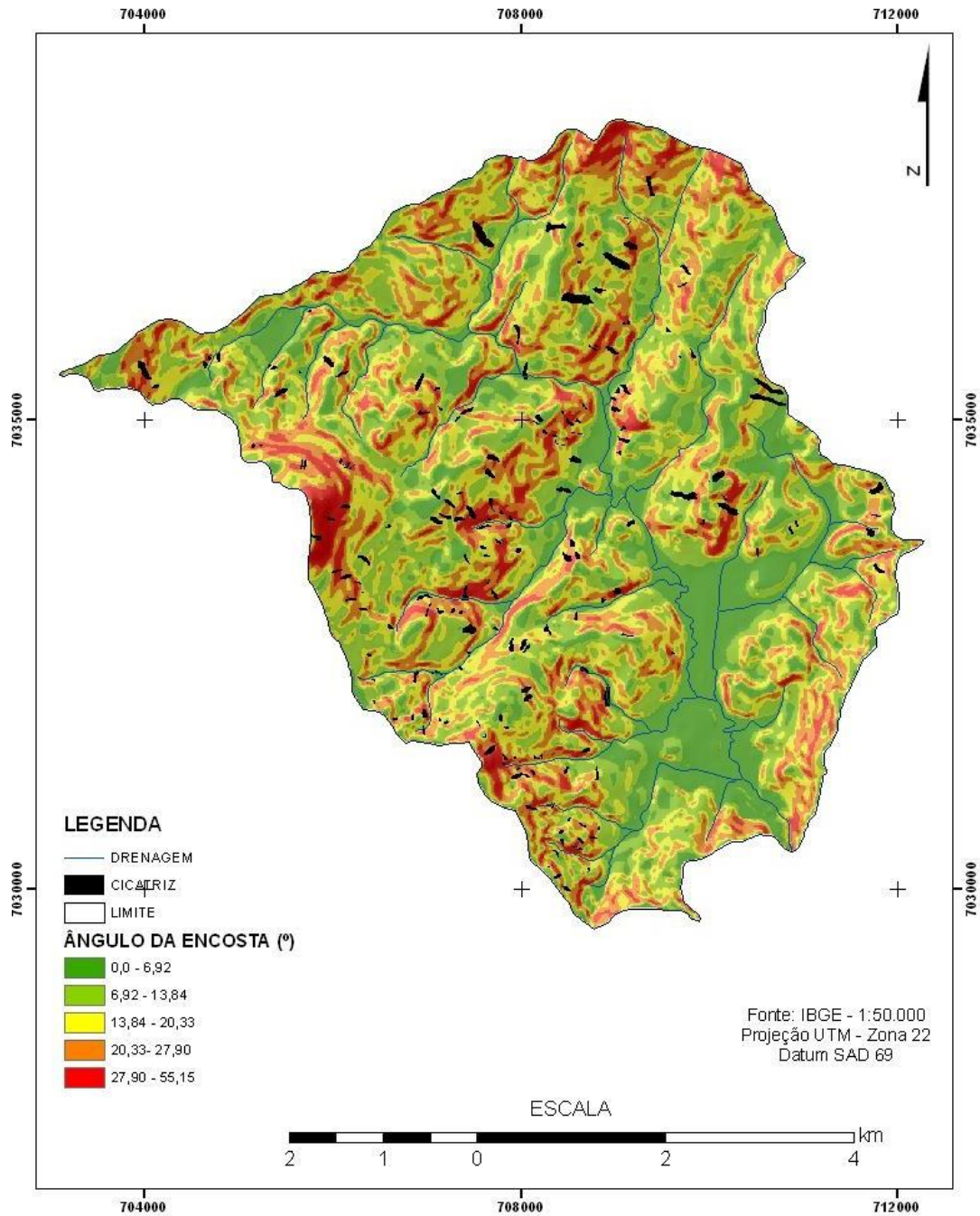


Figura 6.5: Mapa de ângulo da encosta da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

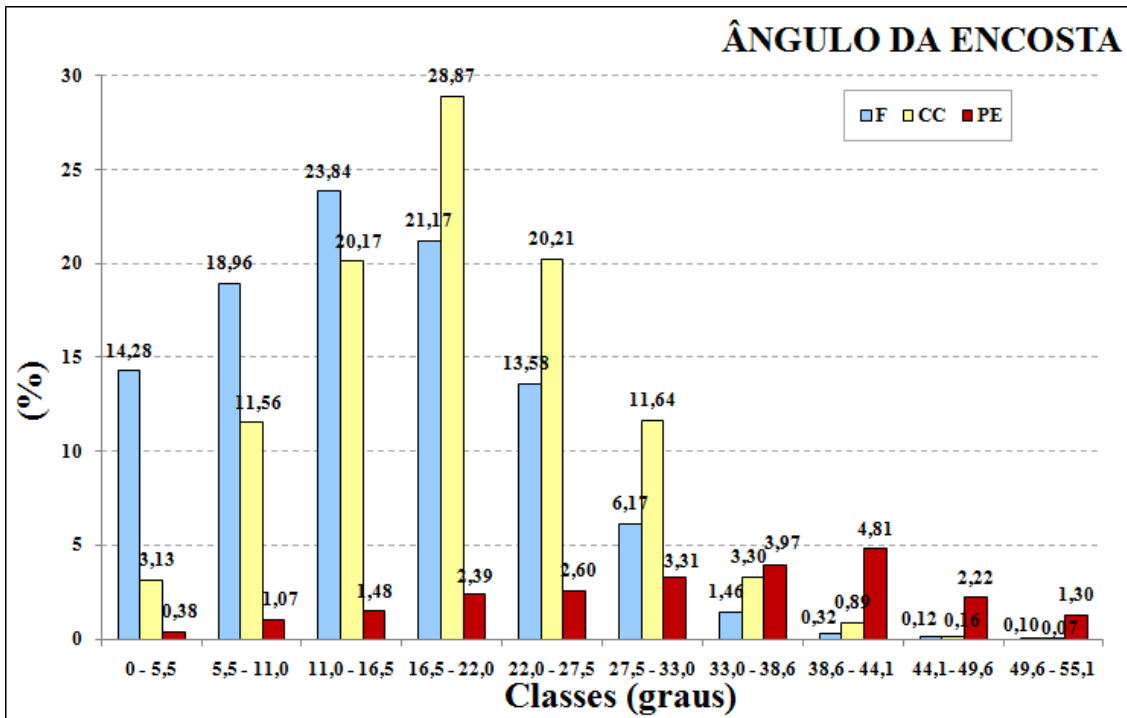


Figura 6.6: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de ângulo da encosta.

6.2.3 Aspecto

A orientação das encostas determina a maior frequência da radiação solar, tipologia da cobertura vegetal e conteúdo de umidade dos solos, influenciando direta ou indiretamente na distribuição das áreas susceptíveis a deslizamentos em uma determinada área.

A FIGURA 6.7 apresenta o mapa de aspecto. As encostas voltadas para Leste tiveram o PE mais elevado (7%), perfazendo um total de CC de 66% (Figura 6.8). As encostas voltadas para oeste tiveram o PE mais reduzido (3,20%). Esse valor pode estar associado à menor susceptibilidade das vertentes que pode estar associada à presença de material rochoso ou à cobertura vegetal mais preservada, devido ao maior sombreamento e manutenção da umidade dos solos (GAO, 1993; VIEIRA, 2007).

Da mesma forma, GARCINDO (2009) encontrou para a área do Morro do Baú escorregamentos localizados nas encostas voltadas para leste. Esse resultado é contraditório, visto que se espera maior sentido de fluxo nas encostas que recebem mais sol, voltadas para o Norte no Hemisfério Sul, onde o intemperismo atua de forma mais eficaz. Contudo, em muitos casos, a geologia pode responder por esse comportamento, sobrepondo essa razão. Na área em questão, o mergulho das rochas no Complexo Luis Alves possui sentido N80°E e N20°E (IBGE, 2002), fato que pode justificar tal concentração na vertente leste.

MAPA DE ASPECTO

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ ILHOTA (SC)

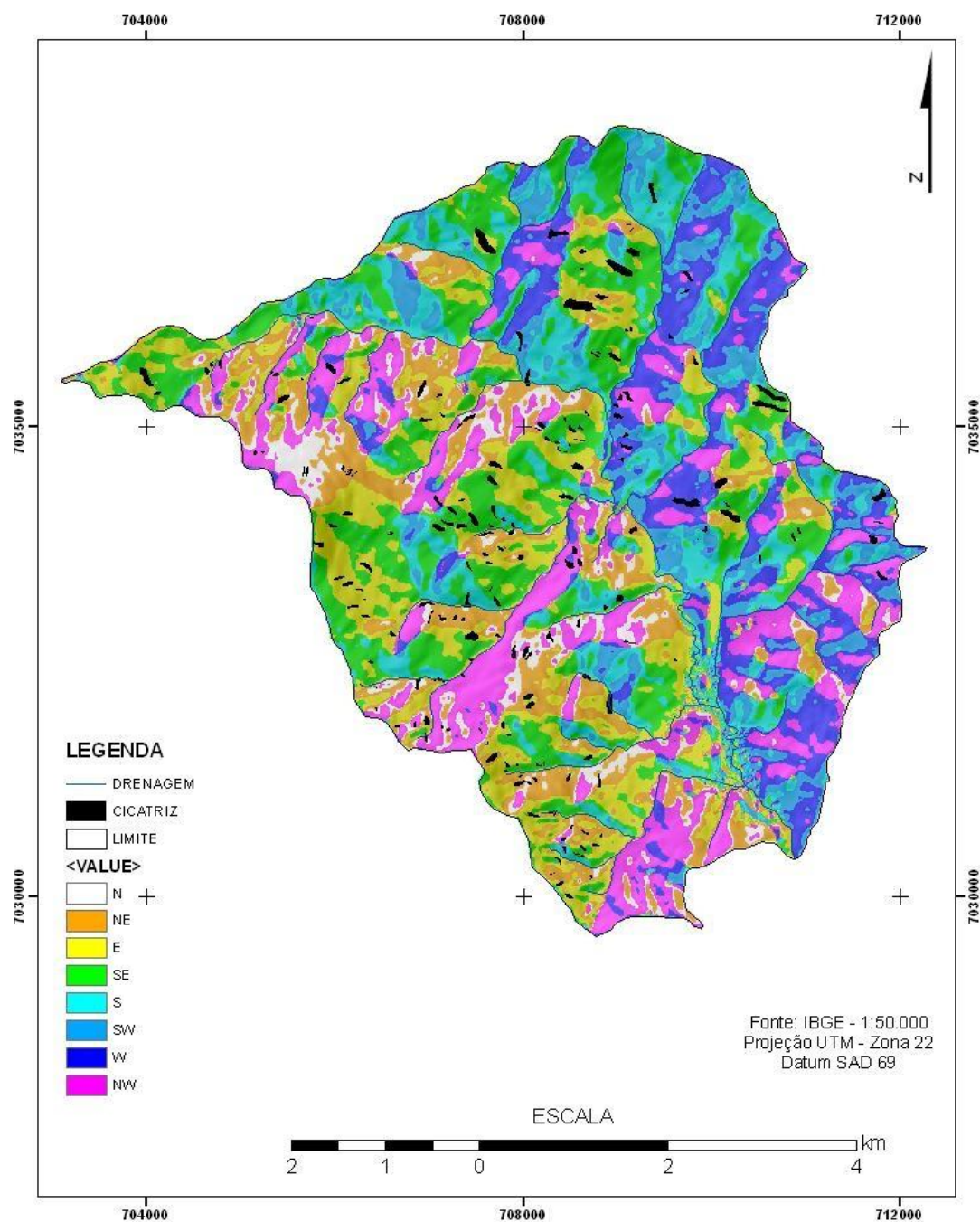


Figura 6.7: Mapa de aspecto da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

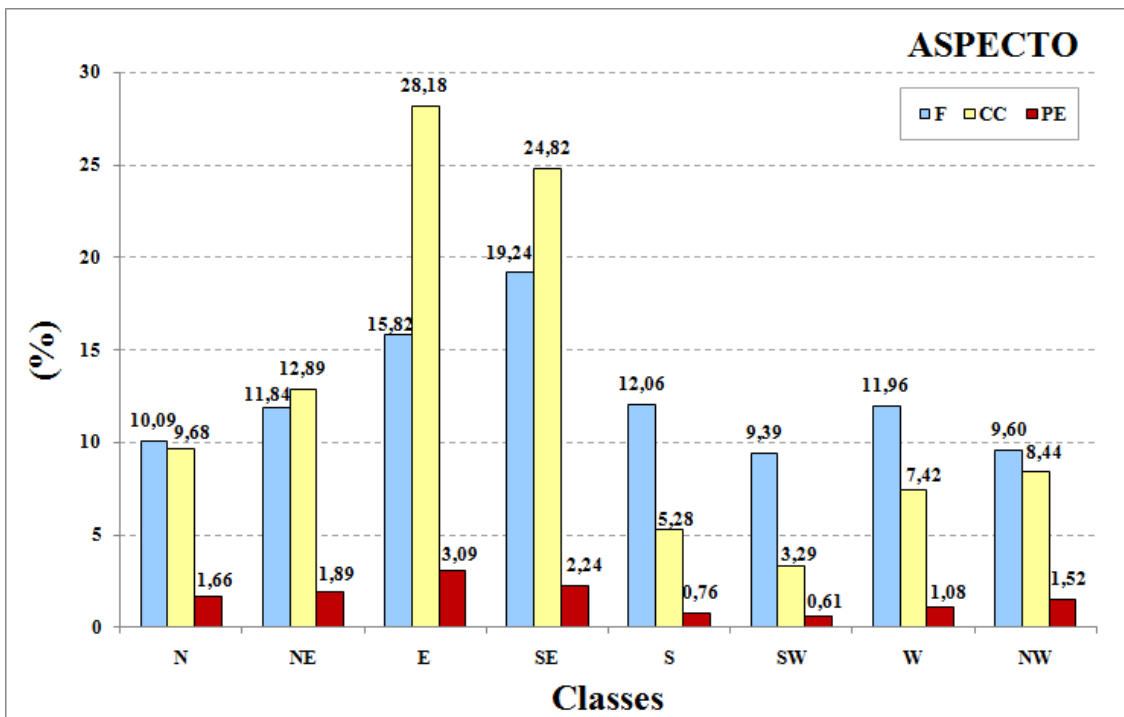


Figura 6.8: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de aspecto.

6.2.4 Curvatura

Foram elaborados mapas de curvatura em planta (curvatura perpendicular ao sentido da inclinação da encosta), em perfil (curvatura no sentido da inclinação da encosta) e curvatura em planta/perfil.

Como já citado anteriormente, as formas côncavas são áreas preferenciais para a concentração de água e elevação mais rápida das cargas de pressão durante um evento pluviométrico (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). Dessa forma, precisam de um menor volume de água para ocorrer ruptura (RENEAU & DIETRICH, 1987). O contrário ocorre com as encostas convexas, onde o fluxo é preferencialmente divergente.

Na curvatura em planta (Figuras 6.9 e 6.10), a frequência (F) das encostas côncavas é a mais baixa (27,17%), contudo possuiu a maior CC (35,82%) e o maior PE (2,29%). Esse dado se encontra de acordo com a literatura, tendo em vista que as encostas côncavas quando analisadas em planta são responsáveis pela convergência de fluxos, aumentando a poropressão do solo. As outras classes apresentaram comportamento muito semelhante. A maior frequência foi encontrada nas encostas retilíneas, fato que pode ser explicado pelo relevo tabular originado das rochas sedimentares. Além disso, HEIMSATH et al. (1999), demonstraram que, quanto maior o tamanho do pixel, maior a tendência da forma do relevo ser descrita como retilínea. DIETRICH et al. (2001) e GOMES (2002) encontram esse mesmo padrão em seus trabalhos.

Outra observação que deve ser destacada é que as grandes plantações de banana ocorrem em muitas encostas côncavas próximas ao contato litológico do Grupo Itajaí com o Complexo Luis Alves, podendo aumentar, ainda mais, a elevada concentração de cicatrizes nessas encostas.

Na curvatura em perfil (Figura 6.11 e 6.12), as encostas convexas foram mais frequentes (38,52%) e apresentaram a maior CC (55,20%) e o maior PE (2,48). Resultados semelhantes com elevados valores de encostas convexas para a Serra do Mar paulista foram encontrados por IPT (1986). Contudo, na análise de áreas susceptíveis a movimentos de massa, a curvatura em perfil é

a menos importante, visto que é responsável pela aceleração e desaceleração do fluxo.

Na curvatura em planta/perfil (Figuras 6.13 e 6.14), as áreas côncavas apresentaram os maiores valores de CC (47,19%) e PE (2,06%). Esse tipo de curvatura também é muito importante na análise de áreas susceptíveis a movimentos de massa. De acordo com a literatura, a curvatura em planta/perfil pode ser dividida em nove classes, contudo nesse trabalho foi muito difícil encontrar o limiar entre os nove tipos encontrados. Sendo assim, novamente esse tipo de curvatura foi dividido em côncavo, convexo e retilíneo.

Considerando que os mapeamentos em planta/perfil e em planta são mais adequados em estudos sobre escorregamentos rasos, pois indicam com maior eficácia a presença de porções convergentes de fluxo e detritos, as formas côncavas apresentaram-se mais susceptíveis a esses processos do que as demais formas. O PE nas encostas côncavas foram maiores nas curvaturas em planta e em planta/perfil (2,29% e 2,06%, respectivamente). Esse resultado foi encontrado em diversos trabalhos (DIETRICH et al., 1986; MONTGOMERY et al., 1991; GUIMARÃES et al., 1998; GUIMARÃES et al., 2003, entre outros).

MAPA DE CURVATURA (PLANTA)

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

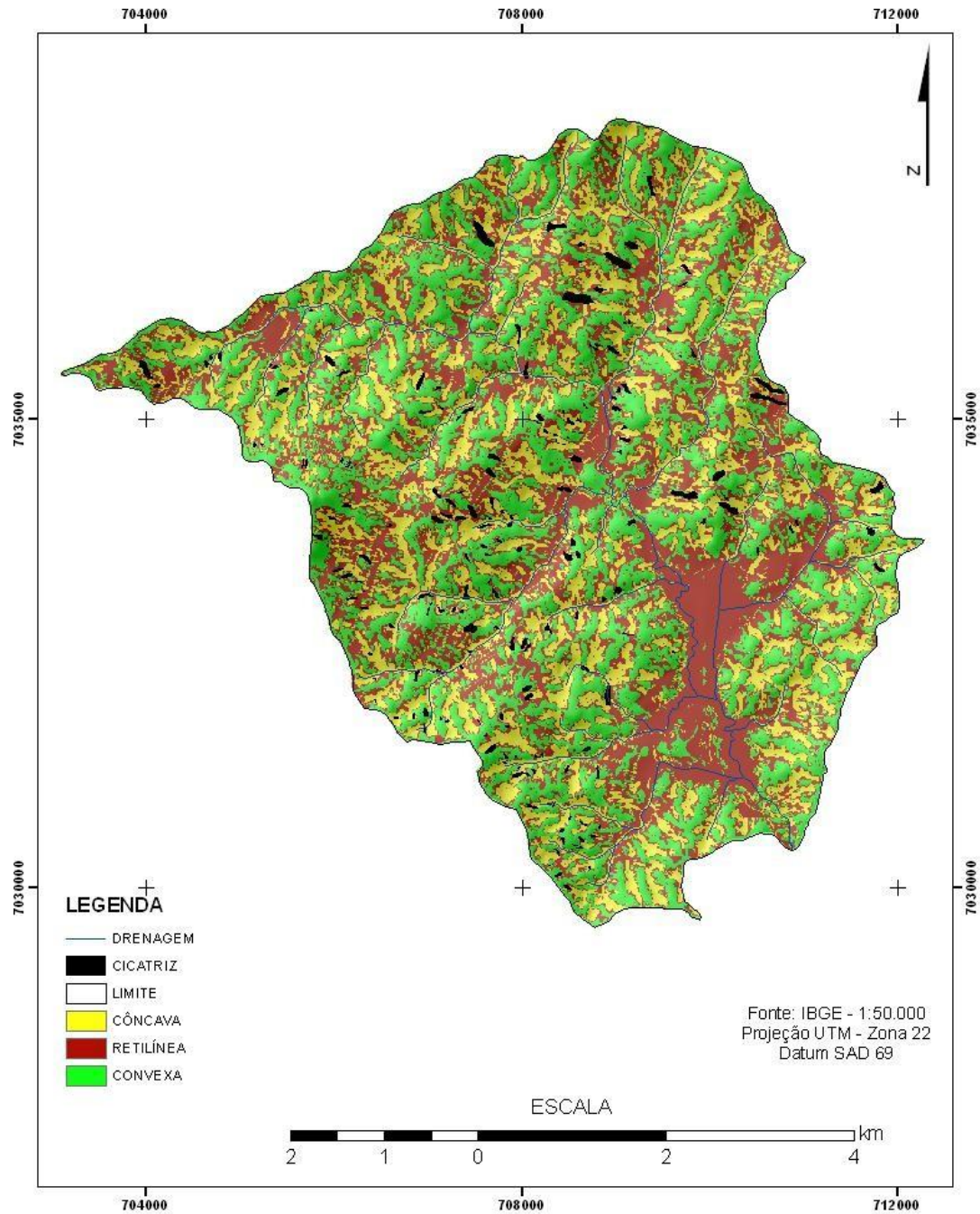


Figura 6.9: Mapa de curvatura em planta da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

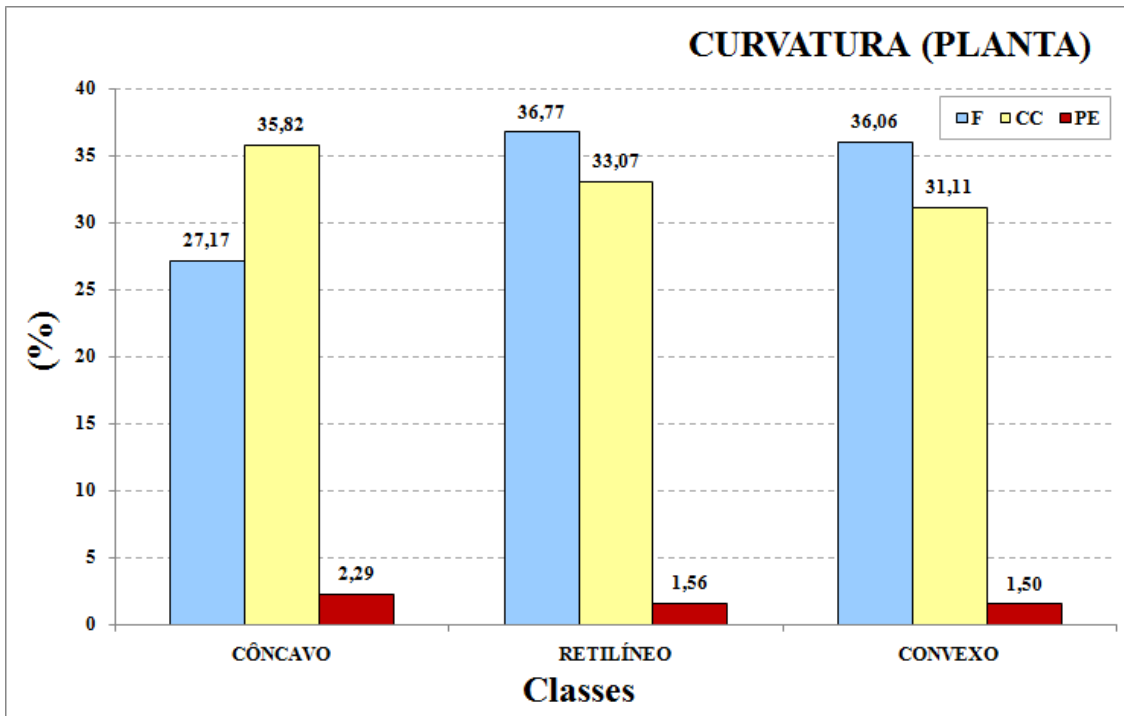


Figura 6.10: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura em planta.

MAPA DE CURVATURA (PERFIL)

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

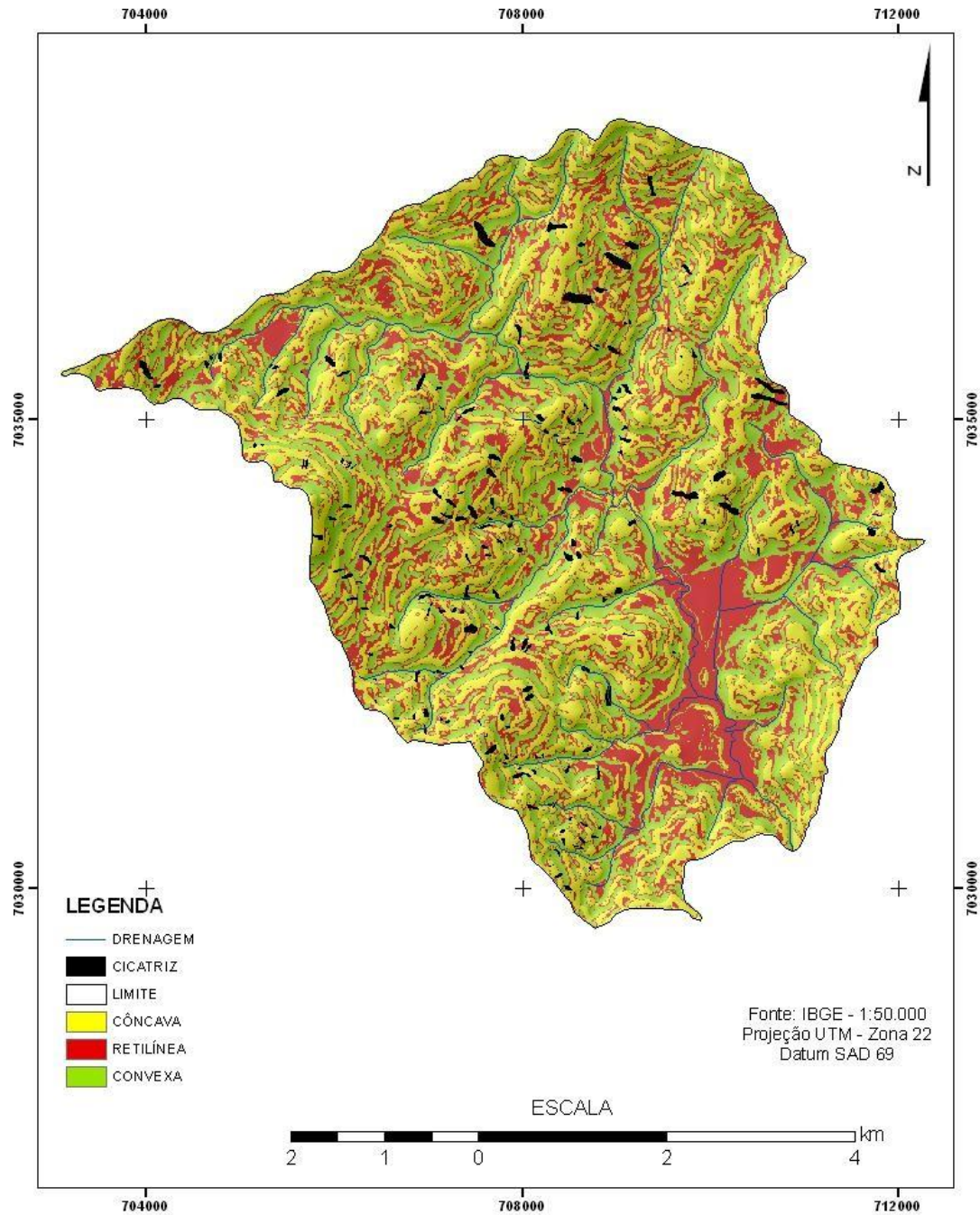


Figura 6.11: Mapa de curvatura em perfil da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

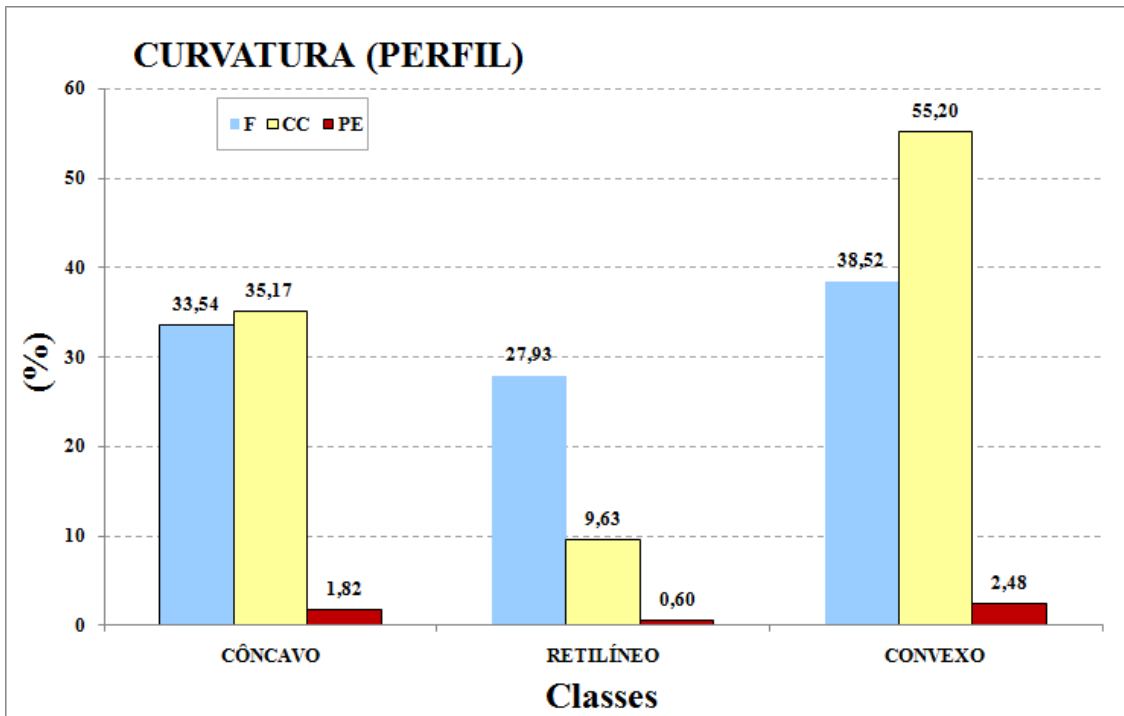


Figura 6.12: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura em perfil.

MAPA DE CURVATURA (PLANTA/PERFIL)

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

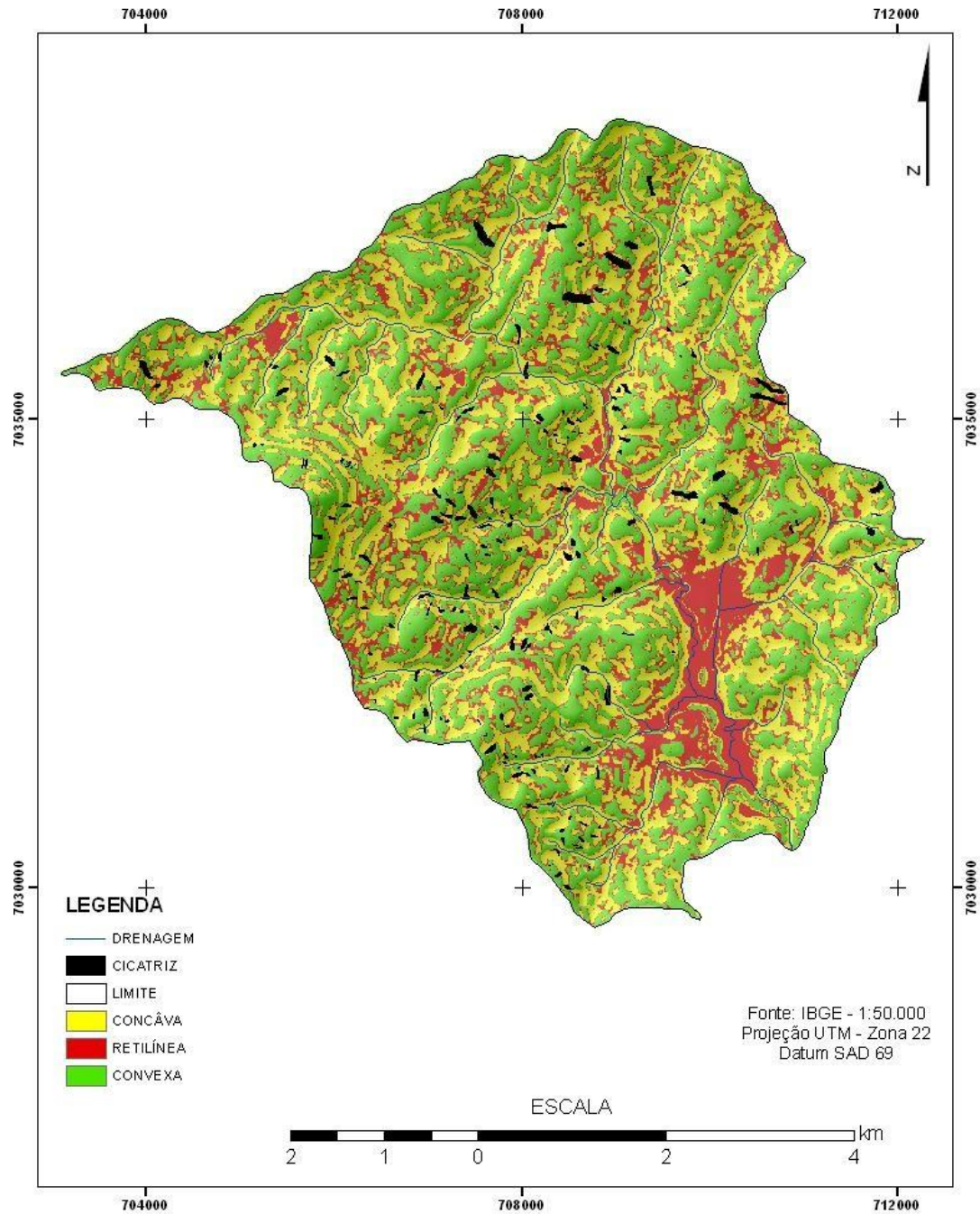


Figura 6.13: Mapa de curvatura planta/perfil da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

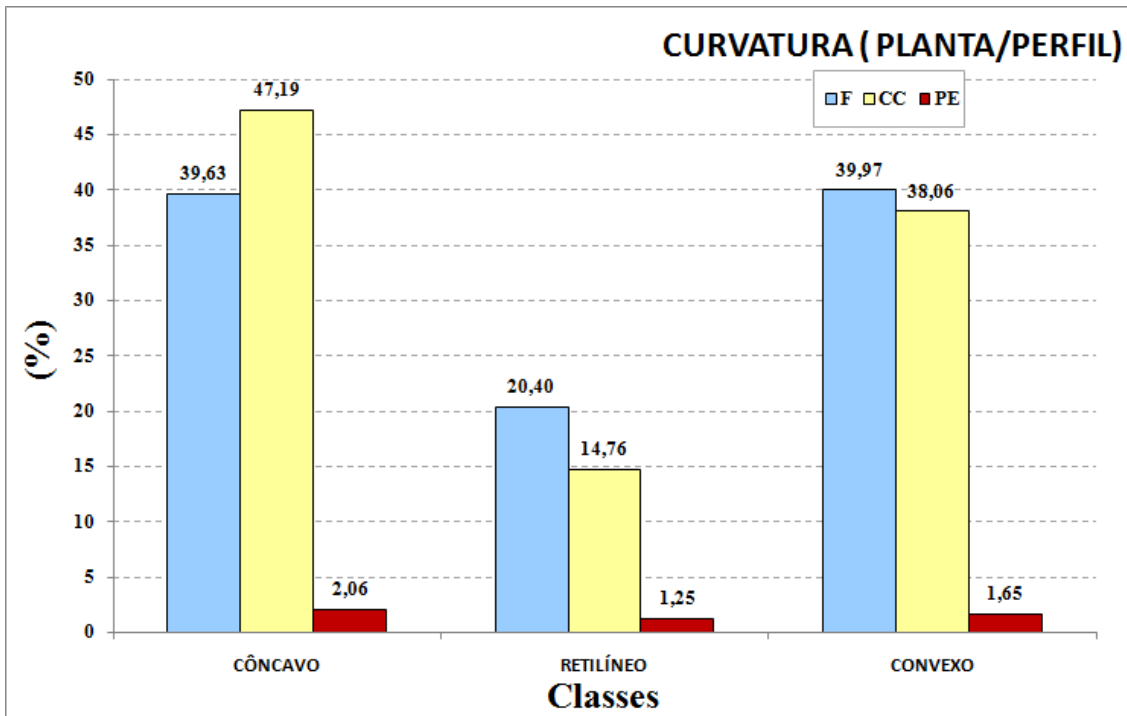


Figura 6.14: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de curvatura planta/perfil.

6.2.5 Área de Contribuição

O parâmetro topográfico área de contribuição demonstra relação direta entre forma da encosta e os processos hidrológicos e erosivos atuantes. Possui papel importante na análise da susceptibilidade, principalmente, quando utilizada juntamente com outras variáveis como ângulo da encosta, por exemplo.

A última porção que é a classe de maior área de contribuição são os setores baixos da bacia, onde estão os fundos de vales com menores ângulos de encostas.

A FIGURA 6.15 e 6.16 apresenta elevada CC (80%) e PE (4%) nas classes (\log_{10}) 1,55-2,67 m². Nota-se que as classes de maior área de contribuição apresentaram valores muito baixos de CC e do PE. Esse fato observado pode ser explicado pelo fato dos locais onde foram identificados tais índices estarem associados aos fundos dos vales fluviais, onde predominam os menores ângulos dessas encostas.

MAPA DE ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

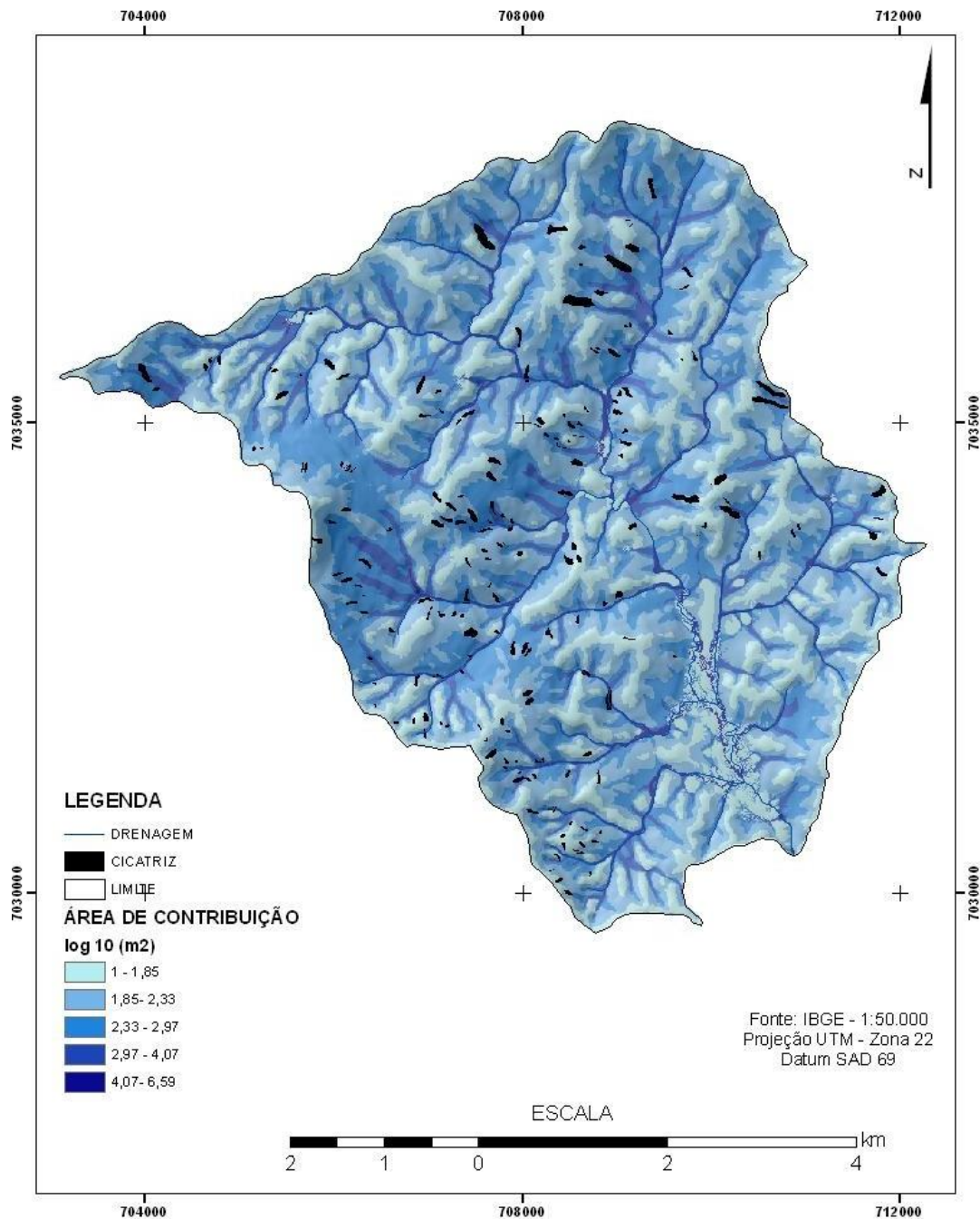


Figura 6.15: Mapa de área de contribuição da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

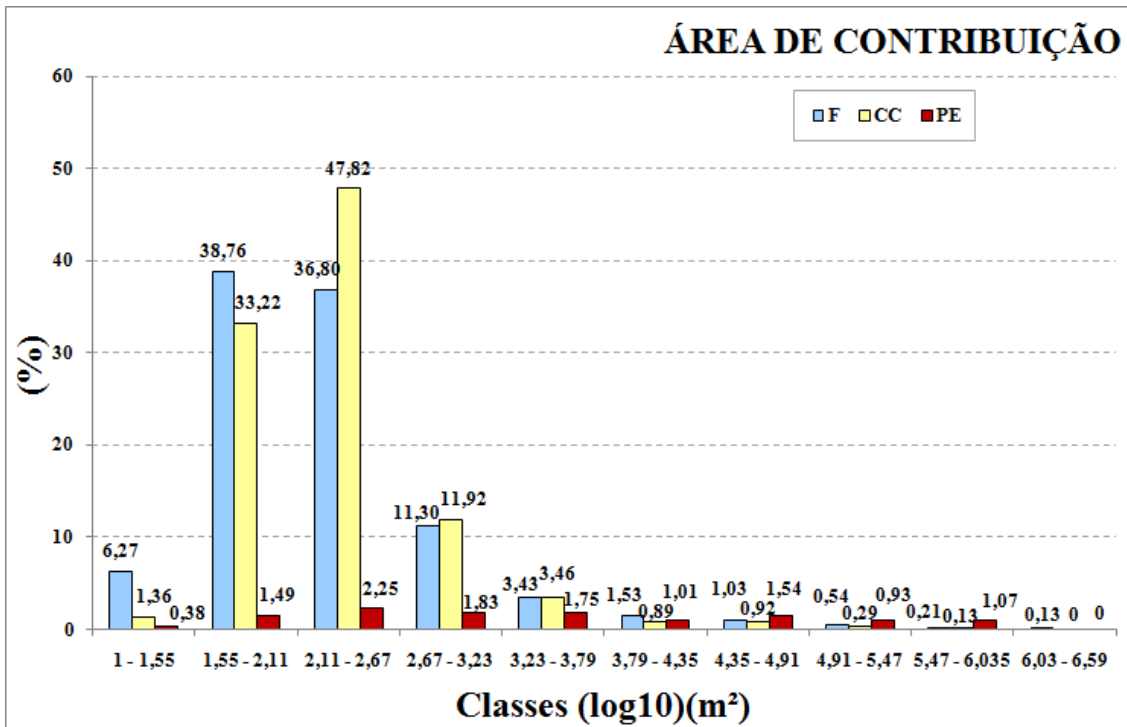


Figura 6.16: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de área de contribuição.

6.2.6 Litologia

Quanto à distribuição percentual das unidades litológicas (Figura 6.17), o Complexo Granulítico aparece em 78,86% da bacia e a CC é de 81,22%, com um PE de 1,79%. Contudo, o Grupo Itajaí, composto por rochas sedimentares que tem uma Frequência (F) de 12,74% na bacia, possui um PE mais elevado (2,3%) que o Complexo Granulítico. Como já era esperado, os depósitos quaternários, que localizam-se nos fundos de vales, possuem a menor frequência (8,40%) e totalizam 0,40% dos escorregamentos (Figura 6.18).

De modo geral, a litologia não afeta tanto escorregamentos translacionais rasos, tendo em vista que a pequena espessura de solo pouco é capaz de refletir as propriedades mecânicas e hidrológicas originais da rocha. Contudo, na área do Morro do Baú, existem muitos escorregamentos espessos, que envolvem maiores espessuras de solo e, conseqüentemente, propriedades mecânicas e hidrológicas residuais da unidade litológica de origem.

Os escorregamentos situam-se, preferencialmente, no Complexo Granulítico, cujo terreno é marcado por vales retilíneos profundos, encaixados em falhas e fraturas de direções predominantes N20°E e N80°E, com encostas íngremes de elevadas declividades. Foram nas encostas íngremes desses vales que ocorreram a maior parte dos escorregamentos translacionais rasos. Embora eles tenham ocorrido em todas as unidades geológicas, esse tipo de movimento mostrou incidência bem maior no Complexo Granulítico, por essa unidade possuir coberturas pedogenéticas muito espessas associadas às elevadas declividades das encostas de vales encaixados em falhas e fraturas.

Os litotipos mais comuns dessa unidade são os gnaisses granulíticos leucocráticos empobrecidos de quartzo, apresentando minerais facilmente intemperizáveis, portanto, quando essas rochas são expostas à superfície, devido à composição mineralógica, tornam-se mais frágeis e instáveis. A orientação em planos preferenciais facilita a infiltração da água, agravando os processos de degradação físico-química das rochas. De fato, observam-se nestas áreas profundos mantos de alteração, por vezes da ordem de dezenas de metros, e o desenvolvimento de um relevo suave-ondulado.

No Grupo Itajaí que possui CC de 16,84%, encontram-se rochas resistentes ao intemperismo, sobretudo nos arenitos e conglomerados da Formação Gaspar. Nestes sedimentos litificados ocorrem predominância de grãos detríticos de quartzo, feldspatos potássicos e líticos, mais resistentes ao intemperismo. Também verificam-se processos de cimentação por sílica, que confere ainda mais resistência a estrutura. Apresentam acamamento subhorizontal, o que dificulta a infiltração vertical em profundidades efetivas, favorecendo o desenvolvimento de escarpas íngremes e relevo montanhoso. Por outro lado, no Grupo Itajaí encontram-se também siltitos e argilitos, com espessuras de solo de aproximadamente 5 a 10 m. Logo, o PE mais elevado nessa classe muito possivelmente pode ser explicado nas áreas em que essas rochas aparecem.

LIMA (2009) mostrou que os pontos de escorregamento adensam-se, sobretudo, nos argissolos, solos que possuem gradiente textural acentuado, o que lhes confere a característica de horizontes subsuperficiais enriquecidos com argila. Esta propriedade dificulta a infiltração vertical da água favorecendo a movimentação lateral.

MAPA DE LITOLOGIA

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ

ILHOTA (SC)

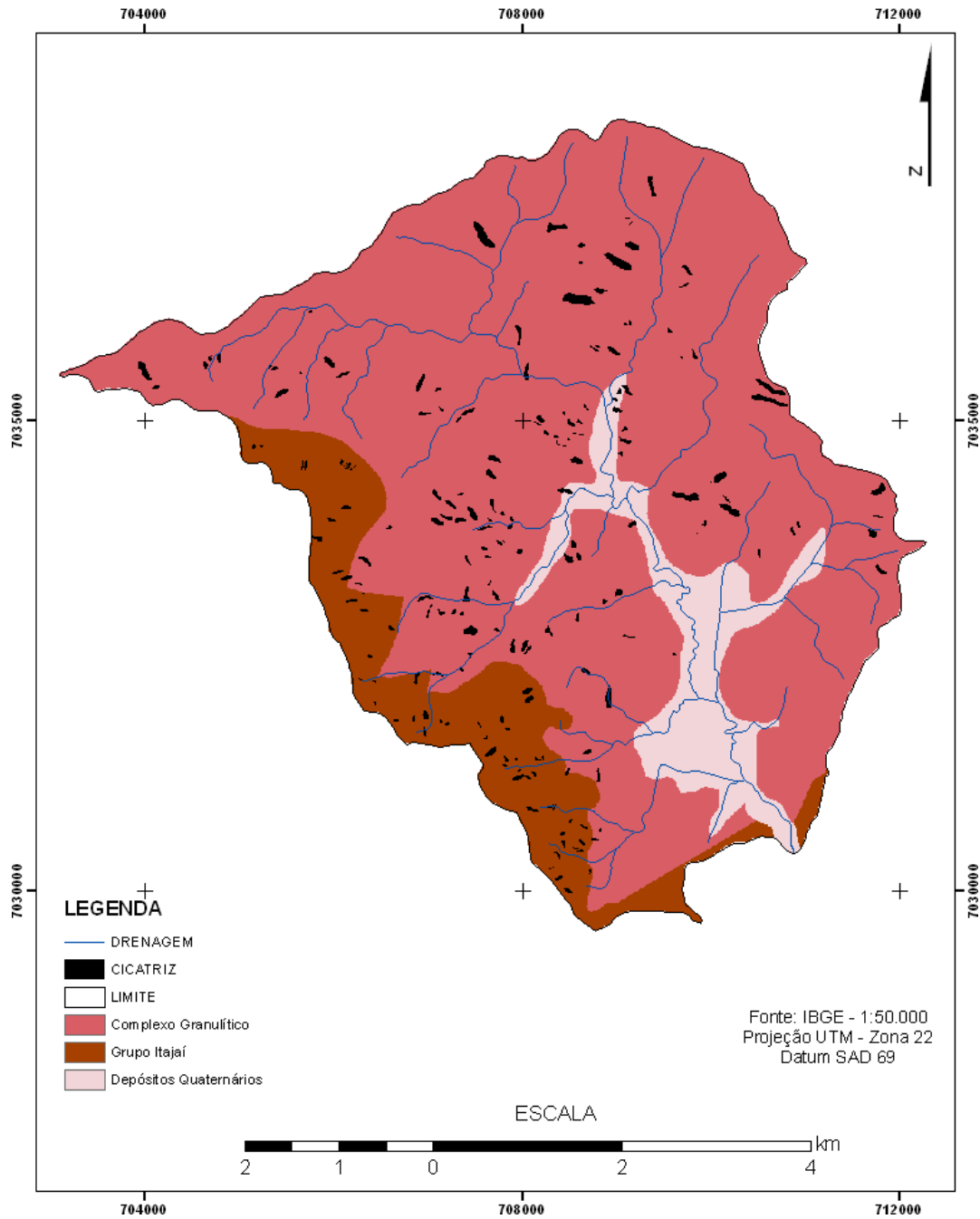


Figura 6.17: Mapa litológico da Bacia do Ribeirão Braço do Baú.

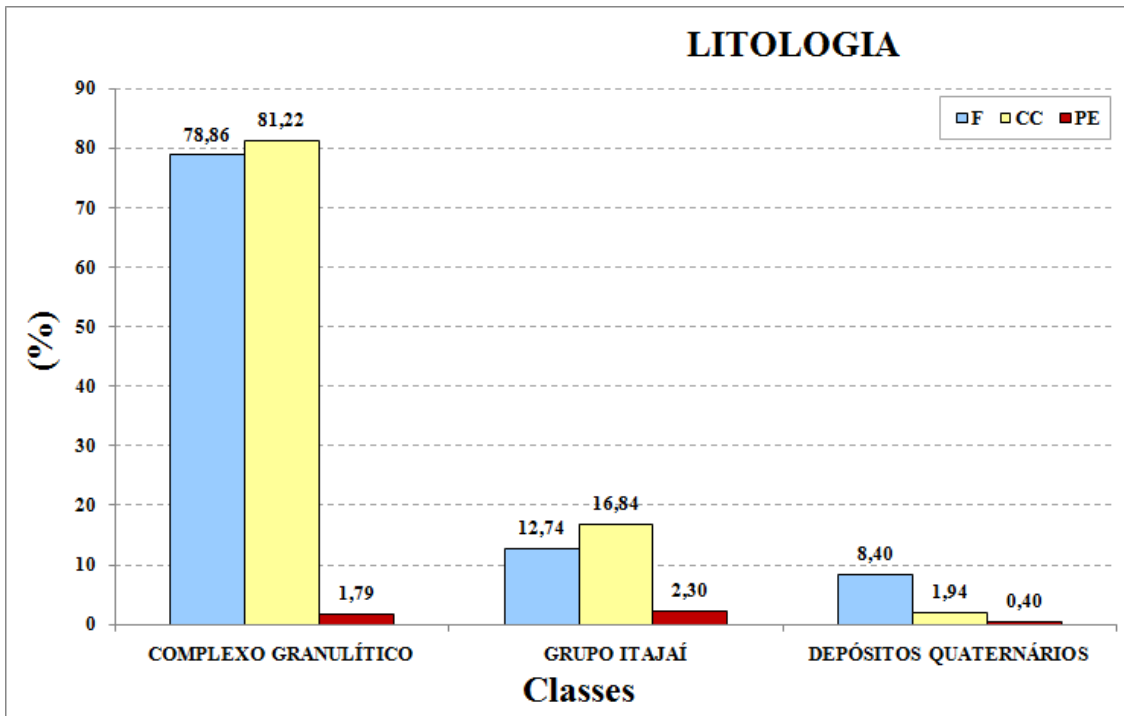


Figura 6.18: Distribuição do percentual de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) para cada classe de litologia.

6.3 Mapas de Susceptibilidade do Modelo SHALSTAB

Para cada cenário foi analisada a distribuição das categorias de susceptibilidade, representadas pelo log (Q/T), os percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE).

6.3.1 Cenários A1, A2, A3 e A4

Foram elaborados 4 (quatro) diferentes cenários A1, A2, A3 e A4 (Figuras 6.19, 6.20, 6.21 e 6.22) mudando apenas a espessura do solo, tendo em vista que na área de estudo essa espessura é muito variável (2 a 30 m em média) pela heterogeneidade dos tipos de rocha encontrados.

Os quatro mapas apresentaram uma forte similaridade quanto à distribuição espacial das categorias de susceptibilidade, principalmente os cenários A3 e A4.

A Frequência (F) dessas classes mostrou que menos de 3% da área foi classificada como incondicionalmente instável em todos os cenários. A partir daí, a área ocupada pelas demais categorias sofreu aumento e uma queda brusca na classe de $\log(Q/T) > -2.2$. Houve um aumento significativo na classe de incondicionalmente estável, chegando a quase 90% quando o valor de solo é igual a 2 m. Todos os cenários apresentaram valores semelhantes na categoria incondicionalmente estável.

A queda acentuada da frequência na classe de $\log(Q/T) > -2.2$ poderia ser corrigida se houvesse o ajuste das classificações de susceptibilidade a escorregamento para condições tropicais (DOURADO, 2006), dessa forma, os valores estariam mais bem distribuídos e talvez a classe de incondicionalmente estável assumisse uma frequência menor. A escala utilizada também pode contribuir para esse comportamento não esperado nessa classe.

A mudança mais significativa entre os cenários ocorreu na área ocupada pela classe incondicionalmente estável entre A4 e A1. No cenário A1, 90% da bacia possuem valores localizados na classe de incondicionalmente estável, percentual esse que é reduzido para 40% com o aumento da espessura do solo (cenário A4 – 15 m).

Com o aumento da espessura do solo, observou-se uma expansão das áreas instáveis, principalmente na classe $\log(Q/T) < -2,5$ com ângulos superiores a 27° . Esse resultado é similar ao encontrado por VIEIRA (2007).

Observa-se um forte controle topográfico na distribuição das categorias de susceptibilidade do modelo. As áreas instáveis $\log(Q/T) < -2,5$ aparecem associadas às encostas com ângulos superiores a 27° , acima de 243 m de altitude. Verificou-se também uma relação direta entre os valores mais elevados de área de contribuição e a localização dessas áreas instáveis, assim como a curvatura em planta nas encostas côncavas.

As áreas mais estáveis localizaram-se nos topos dos principais interflúvios, com baixos ângulos de encosta e em maior proporção em fundos de vales da bacia.

CLAESSENS et al. (2005) analisaram os efeitos da resolução do MDE para o risco a deslizamentos, avaliando a distribuição da declividade e a susceptibilidade aos escorregamentos em MDE com 10, 25, 50 e 100 m em uma bacia de 12 km². Os autores encontraram que para resoluções grosseiras, uma grande área era considerada como estável ou instável e nas melhores resoluções essa divisão era feita de uma forma muito mais apropriada.

GOMES (2002) verificou que na escala 1:50.000 ocorre superestimação dos valores de ângulo de encosta em baixos declives e em altos declives isso se inverte, gerando uma subestimação desses valores. Já quando analisamos o parâmetro área de contribuição nota-se o mesmo processo só que de forma inversa, ou seja, pequenas áreas de contribuição são subestimadas e grandes áreas de contribuição são superestimadas. Isso ocorre pelo fato de escalas melhores (inclusive 1:10.000), possuírem uma melhor discretização do relevo e, conseqüentemente, um melhor detalhamento das áreas, demonstrando o comportamento distinto de escalas de análise.

A partir disso, as classes instáveis e estáveis de susceptibilidade a escorregamentos vão ter comportamentos diferentes, pois seus resultados estão intimamente interligados aos resultados dos mapas de ângulo da encosta e área de contribuição. Por isso, existe uma diminuição da classe instáveis e aumento das estáveis.

De forma geral, nos mapas gerados pelo SHALSTAB, a maior parte da bacia é considerável incondicionalmente estável em todos os cenários, com quase nove vezes mais área do que as classes instáveis para o cenário A1.

MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE - CENÁRIO A1

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

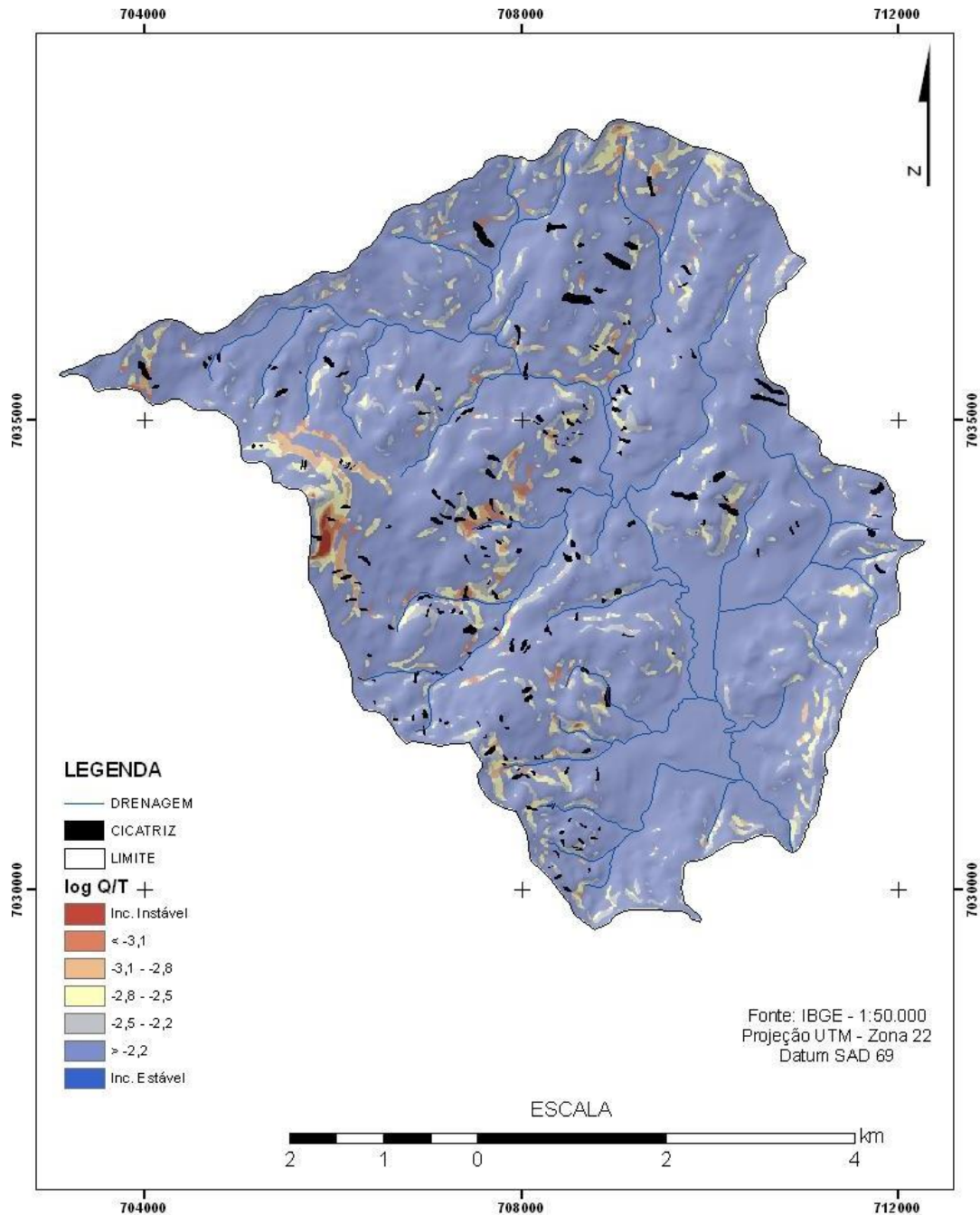


Figura 6.19: Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A1 (espessura do solo = 2 m).

MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE - CENÁRIO A2

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

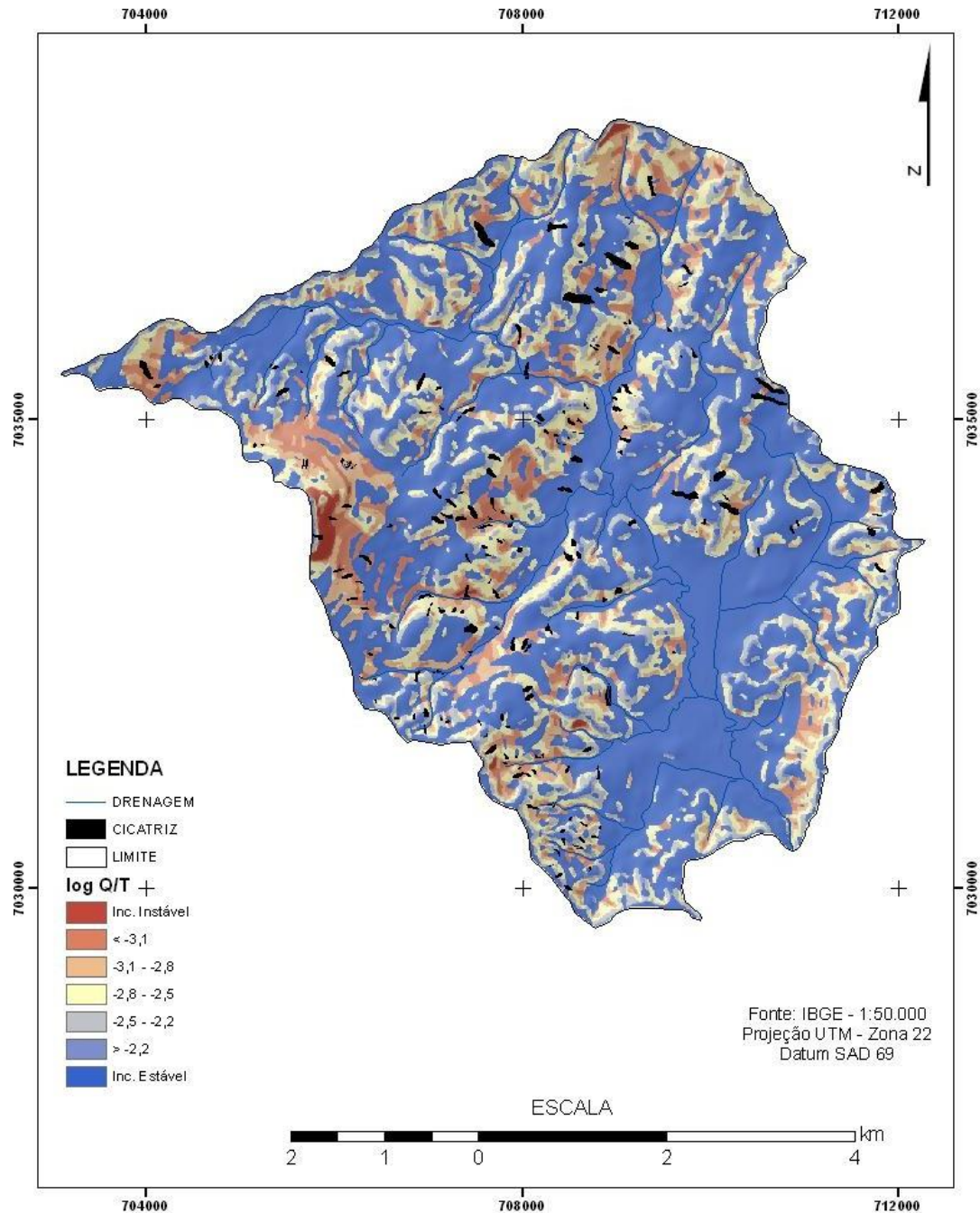


Figura 6:20: Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A2 (espessura do solo = 5 m).

MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE - CENÁRIO A3

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

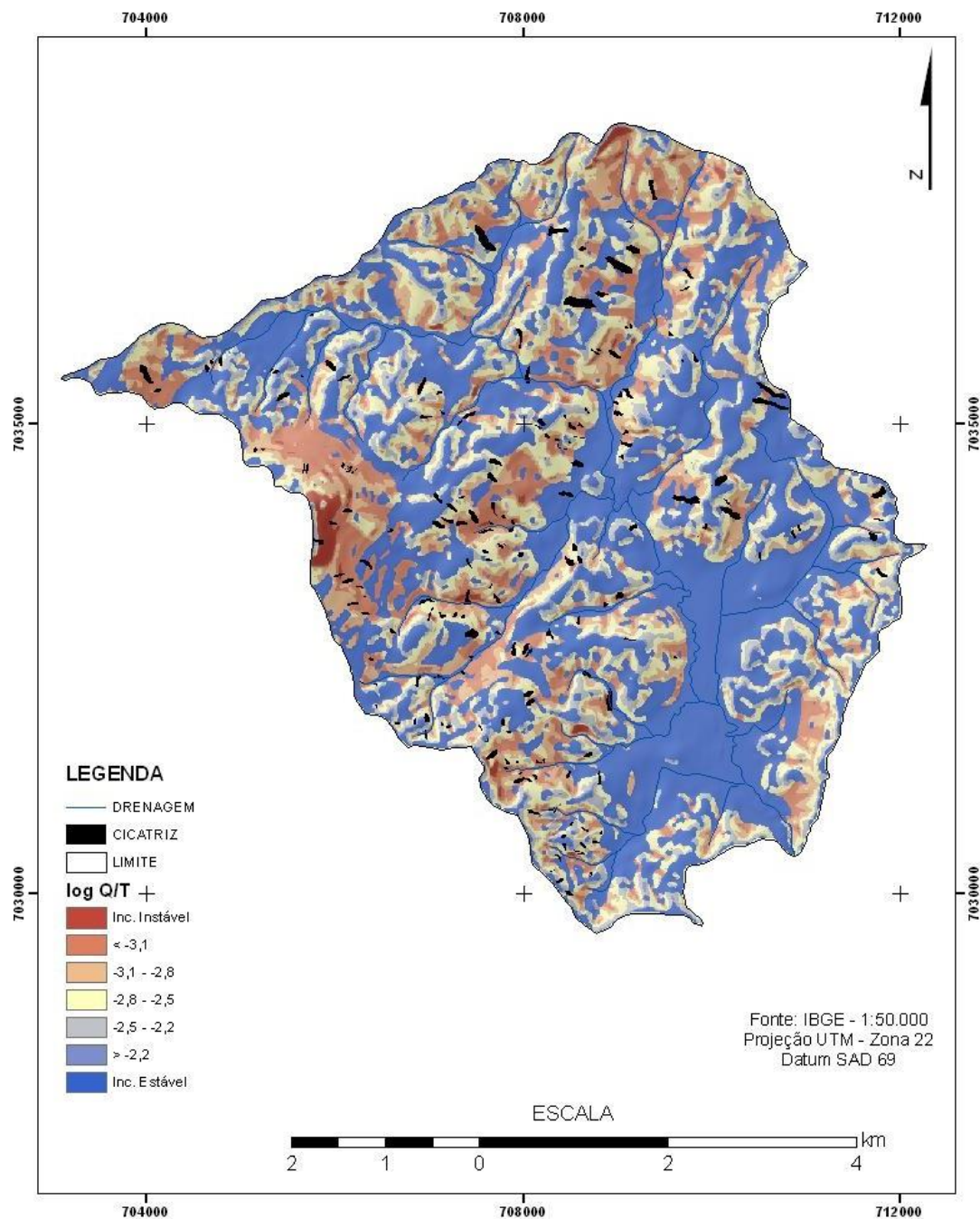


Figura 6.21: Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A3 (espessura do solo = 10 m).

MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE - CENÁRIO A4

BACIA DO RIBEIRÃO BRAÇO DO BAÚ
ILHOTA (SC)

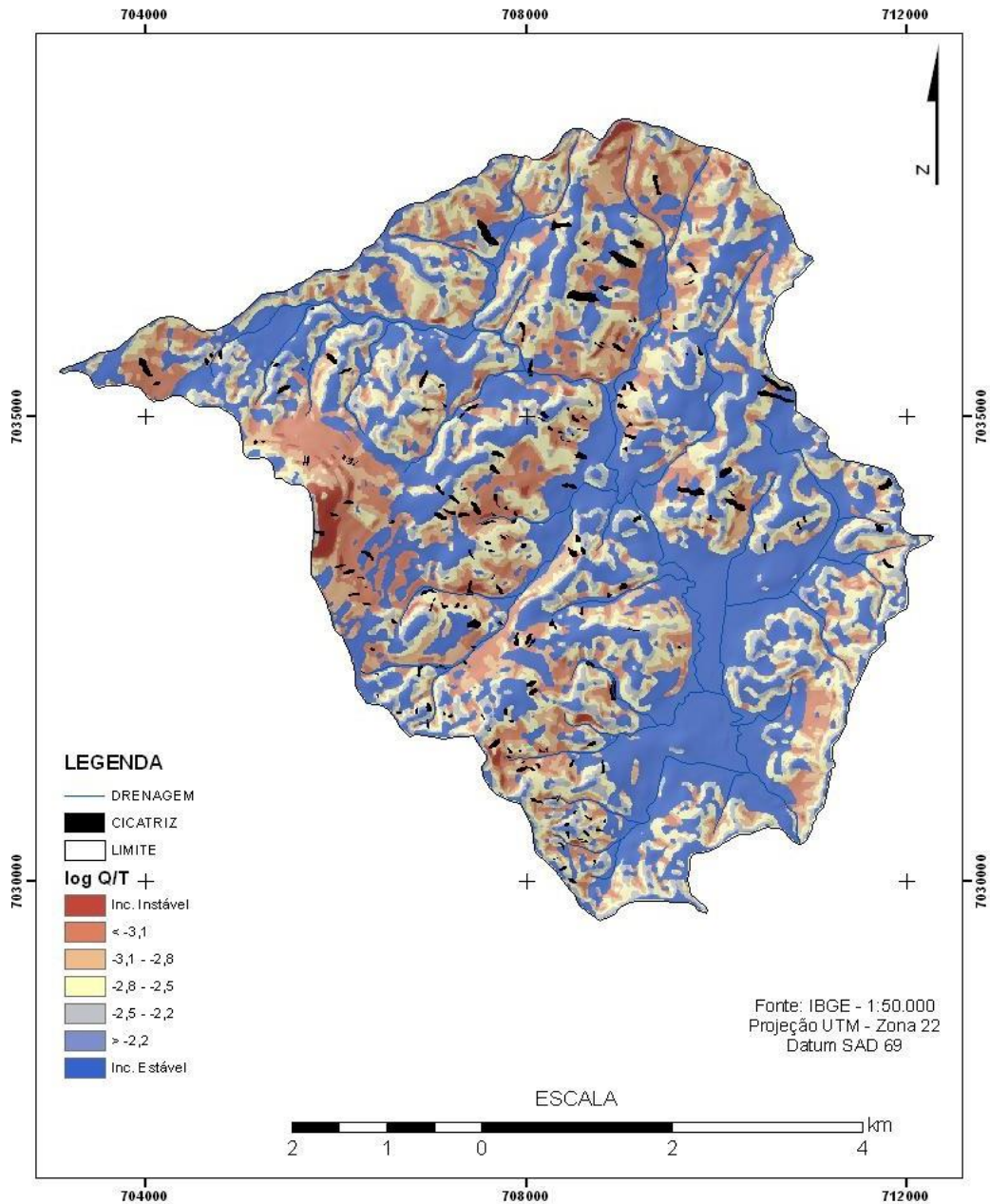


Figura 6.22: Mapa de susceptibilidade do modelo SHALSTAB – CENÁRIO A4 (espessura do solo = 15 m).

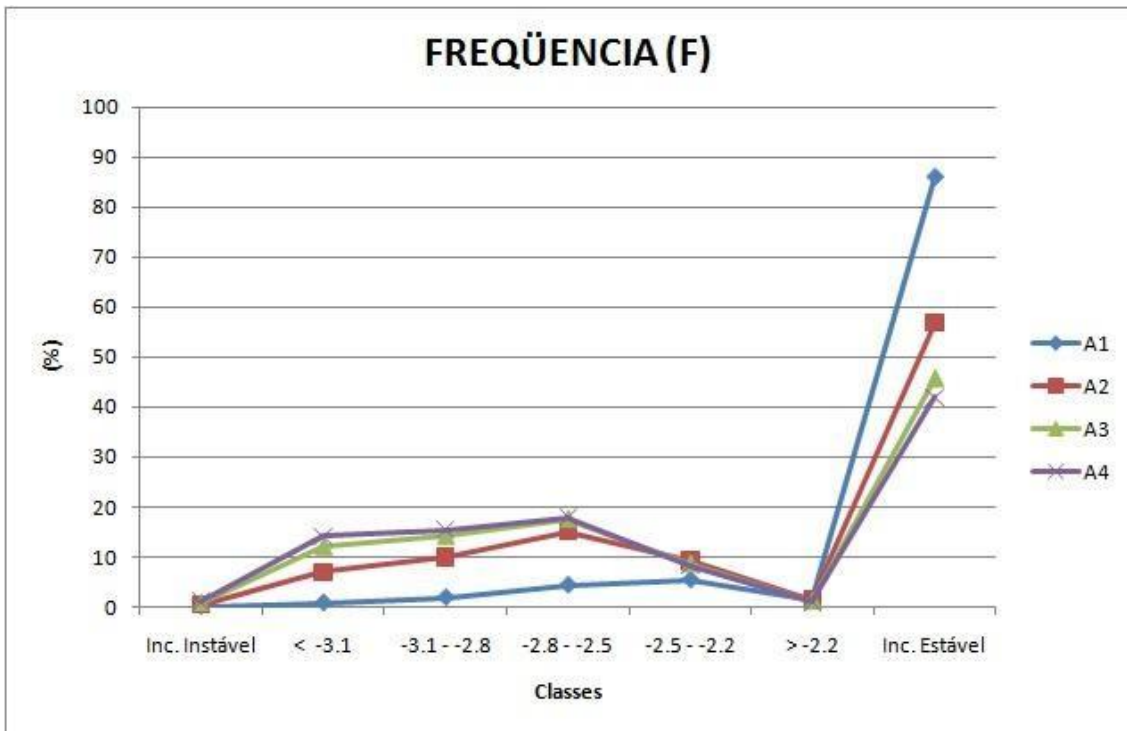


Figura 6.23: Frequência (F) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.

6.3.2 Validação dos Cenários A1, A2, A3 e A4

Na avaliação da Concentração de Cicatrizes (CC) todos os cenários apresentaram tendência semelhante quanto à distribuição dos escorregamentos em cada uma das classes de susceptibilidade (Figura 6.24). O maior índice de CC situou-se no cenário A1, em torno de 80% na classe incondicionalmente estável.

O cenário A4 (15 m de espessura de solo) apresentou 60% da CC nas classes de instabilidade, enquanto o cenário A1 (2 m de espessura de solo) apresentou menos de 15% da CC nessas mesmas classes. Tendência muito similar ao comportamento do cenário A4 nessas classes foi a do cenário A3 (10 m de solo) para as mesmas classes instáveis. Dessa forma, observa-se que o aumento da espessura do solo é capaz de aumentar os valores de CC nas classes instáveis, reduzindo esse percentual nas classes estáveis.

Nota-se que na classe $\log(Q/T) -2.8 - -2.5$ ocorreu uma variação de aproximadamente 10% da CC entre o cenário A1 e os demais cenários que apresentam comportamento similar, mostrando a importância do parâmetro de espessura do solo novamente.

Considerando-se percentuais acumulativos da Concentração de Cicatrizes (CC) em cada uma das classes de susceptibilidade, no cenário A3 20% dos escorregamentos se concentraram na categoria de $\log(Q/T) < -3.1$, 44% em $\log(Q/T) < -2.8$ e 64% em $\log(Q/T) < -2.5$.

DIETRICH & MONTGOMERY (1998) identificaram 54% dos escorregamentos em valores de $\log(Q/T) < -3.1$, 68% em $\log(Q/T) < -2.8$ e 90% em $\log(Q/T) < -2.5$.

DIETRICH et al. (1998) mostram que para capturar mais de 60% das cicatrizes utilizando um grid de $10m^2$ de resolução (o grid utilizado nesse trabalho), um limite de $\log(Q/T) < -2.8$ pode ser mais adequado. Nesse trabalho foi necessário o limite da classe de $\log(Q/T) < -2.5$

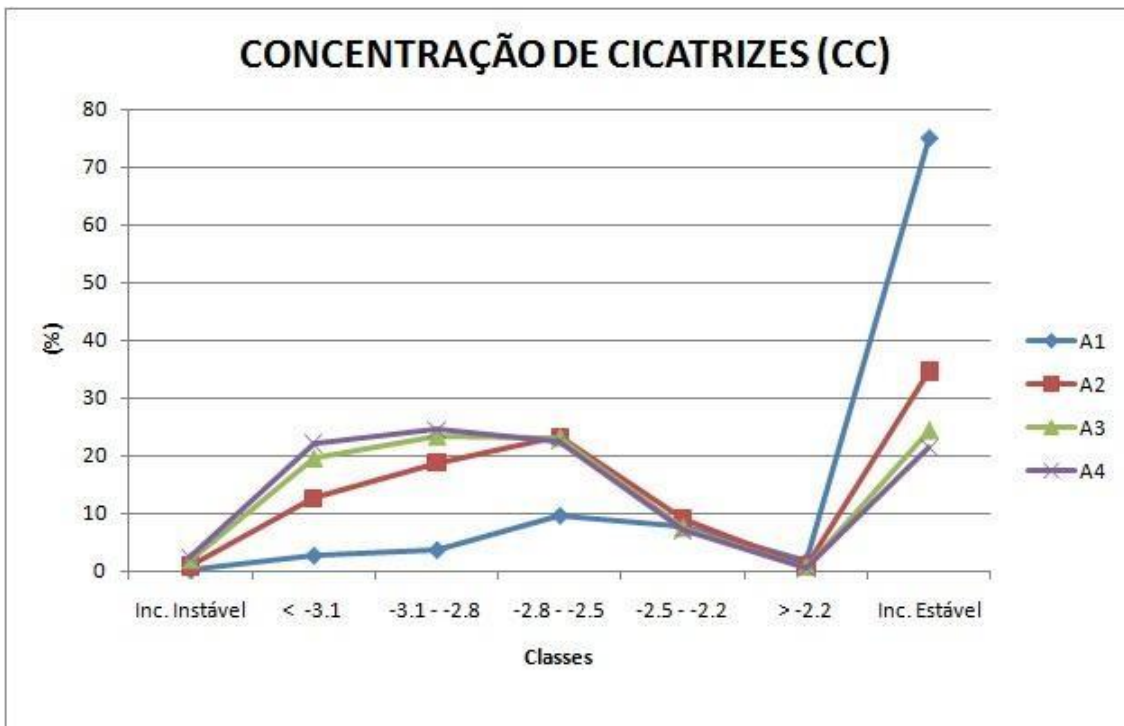


Figura 6.24: Concentração de Cicatrizes (CC) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.

Os maiores índices de PE foram registrados na classe incondicionalmente instável e $\log(Q/T) < -3.1$. Esse índice, em todos os cenários decaiu na classe de $\log(Q/T) < -2.8$ até $\log(Q/T) > -2.2$. Como resultado coerente com a literatura, os menores valores de PE foram encontrados na classe incondicionalmente estável.

O PE mais elevado se encontra no cenário A1 (solo com 2 m de espessura) com 0,06% na classe de $\log(Q/T) < -3.1$.

De modo geral, em todas as análises a classe estável obteve muitas cicatrizes, indicando um pequeno acerto no modelo. Esse resultado é diretamente relacionado com a base de 1:50.000. Esse mesmo comportamento foi encontrado por GOMES (2002) quando o autor comparou a escala de 1:50.000 com a escala de 1:10.000. Na escala de 1:10.000, o autor encontrou boa parte das cicatrizes localizadas em áreas instáveis, enquanto na outra escala, essa frequência foi maior nas classes estáveis. Logo, a escala de 1:50.000 deteriora, muitas vezes, a eficiência do modelo, visto que nessa escala verifica-se uma maior homogeneidade das classes com uma predominância da classe estável.

DOURADO (2006) constatou que na escala de 1:50.000 o índice de correlação entre as áreas susceptíveis a escorregamentos calculadas pelo modelo SHALSTAB caíram apenas 10% nas áreas de alto risco (instáveis), e 90% nas áreas de baixo risco (estáveis).

Portanto, análises de áreas susceptíveis na escala de 1:50.000 ficam altamente comprometidas por conta de tais fatores apresentados, tendo em vista que os mapas de susceptibilidade são diretamente dependentes da base topográfica trabalhada.

Em relação à espessura do solo, o cenário A1 apresentou o maior PE em quase todas as classes (exceto a classe incondicionalmente instável), contudo a diferença percentual entre esses valores é muito baixa (0,01%) entre as classes.

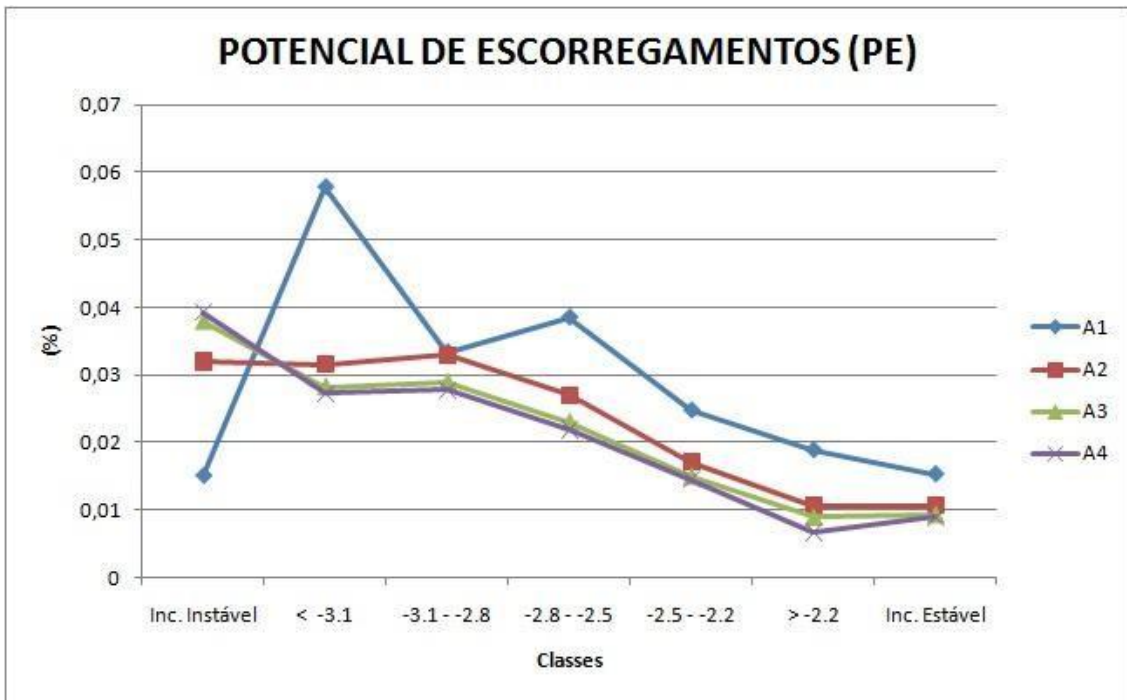


Figura 6.25: Potencial de Escorregamentos (PE) das classes de susceptibilidade dos mapas gerados nos cenários A1, A2, A3 e A4.

7. CONCLUSÕES

As validações dos mapas topográficos, litológico e de susceptibilidade por meio dos índices percentuais de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE) foram satisfatórias. O uso exclusivo da (CC) altera a interpretação final sobre a eficiência das análises, enquanto o uso do (PE) representa a distribuição das cicatrizes em cada categoria de análise, considerando sua representatividade na bacia.

Nessa pesquisa foram observadas importantes relações entre os fatores topográficos e a distribuição dos escorregamentos ocorridos em 2008. As classes hipsométricas entre 81,1-405,6 m totalizaram o maior PE (8,5%), assim como as encostas superiores a 27 e 55° e orientadas para leste, tornando-as mais susceptíveis a escorregamentos. A litologia bastante diversificada na área influenciou diretamente na ocorrência de escorregamentos, assim como a topografia côncava que controlou muito a ocorrência desses processos.

A correlação entre a classe crítica e as cicatrizes de escorregamento foi baixa, apresentado, certas vezes, cerca de 80% da concentração de cicatrizes na classe incondicionalmente estável. Esta baixa correlação deve estar relacionada aos seguintes motivos: limitação do modelo para escorregamentos translacionais rasos; falta de discretização dos tipos de solo e parâmetros físicos; mudanças no uso e ocupação do solo nas grandes áreas agrícolas; e a base topográfica de 1:50.000 utilizada no trabalho.

Os resultados demonstraram a importância de uma boa resolução do modelo digital de elevação e de uma base topográfica compatível para esse tipo de análise. A escala de 1:50.000 apresentou muitas limitações, contudo, mesmo com problemas nos resultados, essa escala é recomendada tendo em vista sua facilidade de acesso, baixo custo e disponibilidade da cobertura de grande parte do Estado de Santa Catarina.

Quanto ao mapa de cicatrizes, é necessário que seja feito outro mapeamento com uma imagem mais próxima a data do evento de novembro de 2008 e com uma resolução melhor que a utilizada neste trabalho.

Em relação aos trabalhos futuros, é necessário que seja analisado o papel exercido pelo sistema de raízes na coesão dos solos para os diferentes

cultivos apresentados na região. Além disso, outros modelos de previsão de escorregamentos translacionais rasos como o TRIGRS e o SINMAP devem ser empregados na área, assim como modelos para previsão de corridas de detritos como o FLO-2D. Destaca-se aqui a necessidade de investimento em uma base topográfica melhor e um mapa litológico mais detalhado. Uma melhor análise litológica pode ser feita também através de novos cenários com valores geotécnicos para rochas do Complexo Luis Alves e rochas sedimentares do Grupo Itajaí.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL, C. P. (1996). *Escorregamentos no Rio de Janeiro: Inventário, condicionantes e redução do risco*. Tese de Doutorado. Departamento de Engenharia Civil. PUC-RIO, Rio de Janeiro. 262p.

ARAÚJO, G. H. S.; ALMEIDA, J. R.; GUERRA, A. J. T. (2005). *Gestão ambiental de áreas degradadas*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 320p.

AUGUSTO FILHO, O. (1992). *Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica*. In: Conferência Brasileira sobre estabilidade de encostas. Rio de Janeiro: ABMS/ABGE. p.721-733.

AUGUSTO FILHO, O.; WOLLE, C. M. (1996). Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP. *Solos e Rochas*. v.19, n.1, p.45-62.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. (1998). Estabilidade de taludes. In: *Geologia de Engenharia*. São Paulo, ABGE.

AUMOND, J. J.; SEVEGNANI, L.; TACHINI, M.; BACCA, L. E. (2009). *Condições naturais que tornam o vale do Itajaí sujeito aos desastres*. In: FRANK, B.; SEVEGNANI, L. (orgs.). *Desastre de 2008 no Vale do Itajaí: Água, gente e política*. Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí. 192p.

BARATA, F. E. (1969). *Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro*. 7th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng. Mexico. v.2, p.507-516.

BAUM, R. L.; SAVAGE W. Z.; GODT J. W. (2002). *TRIGRS: A FORTRAN Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis*. USGS Open-file Report 02-424, Golden, Colorado. 35p.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. (1979). A Physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*. v.24, p.43-69.

BIGARELLA, J. J. (2003). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis: Ed. da UFSC. 1026p.

BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERRMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. (2007). *Estrutura 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*. (v.3). Florianópolis: UFSC. 556p.

CARRARA, A. (1983). Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology*. v.15, n.3, p.403-426.

- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. (1972). *Hillslope form and processes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- CASTRO, A. L. C. (2003). *Manual de Desastres. Volume 1: Desastres Naturais*. Brasília: MPO. 177p.
- CEPED. (2009). *Resposta ao desastre em Santa Catarina no ano de 2008: avaliação das áreas atingidas por movimentos de massa e dos danos em edificações durante o desastre*. Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. Florianópolis: CEPED. 46p.
- CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. (1975). *Modelos físicos e de informação em Geografia*. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos.
- CLAENSSES, L.; HEUVELINK, G. B. M.; SCHOORL, J. M.; VELDKAMP, A. (2005). DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*. v.30, p.461-477.
- CATTAN, P.; BUSSIÈRE, F.; NOUVELLON, A. (2007). Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. *Hydrological Processes*. v.21, p.2196–2205
- CATTAN, P.; RUY, S. M.; CABIDOCHÉ, Y. M.; FINDELING, A.; DESBOIS, P.; CHARLIER, J. B. (2009). Effect on runoff of rainfall redistribution by the impluvium-shaped canopy of banana cultivated on an Andosol with a high infiltration rate. *Journal of Hydrology*. v.368, p.251- 261.
- DESMET, P. J. J.; GOVERS, G. (1996). Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. *Int. J. Geographical Information Systems*. v.10, n.3, p.311-331.
- DE PLOEY, J.; CRUZ, O. (1979). Landslides in the serra do Mar, Brazil. *Catena*. v.6, p.111-122.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; RENEAU, S. L. (1986). *Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes*. In: ABRAHAMS, A. D. (ed.). *Hillslope Processes*. Boston: Allen & Unwin. p.362-388
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R.; MCKEAN, J.; BAUER, R. (1992). Erosion thresholds and land surface morphology.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R.; MCKEAN, J. (1993). Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. *Journal of Geology*. v.101, p.259-278.
- DIETRICH, W. E.; REISS, R.; HSU, M. L.; MONTGOMERY, D. R. (1995). A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*. v.9, p.283-400.

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. (1998). *SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential*. NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement), Technical Report.

DIETRICH, W. E.; ASUA, J. C. B.; M. TRSO (1998). A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in the forest lands of Northern California, Stillwater Ecosystem, Watershaded & Riverine Sciences, Berkeley.

DIETRICH, W. E.; BELLUGI, D.; REAL DE ASUA, R. (2001). Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management, in M.S. Wigmosta, and S.J. Burges, editors, *land Use and Watersheds: human influence on hydrology and geomorphology in urban areas*. Amer. Geoph. Union, *Water Science and Application*. v.2, p.195 – 227.

DOURADO, F. A. S. (2006). *Análise da Susceptibilidade a escorregamentos de massa na bacia do rio Paqueta – Teresópolis – Estado do Rio de Janeiro, utilizando os modelos SINMAP e SHALSTAB*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia Aplicada. UERJ. 98p.

ESRI (1993). *Understanding GIS – The ARC/INFO Method*. Environmental Systems Research Institute. Wiley, New York. 535p.

FERNANDES, N. F. (1990). *Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos complexos de rampa – Bananal (SP)*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro. 151p.

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. (1994). Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchanneled valleys – southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*. v.19, p.609-626.

FERNANDES, N. F. (1996). Modelagem matemática em Geomorfologia: Potencialidades e limitações. I Simpósio Nacional de Geomorfologia. *Revista Sociedade e Natureza*.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. (1996). *Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica*. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (eds.). *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand. p.123-194.

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

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*. v.55, p.163-181.

FREITAS, M. M. (2003). *Funcionalidade hidrológica dos cultivos de banana e territorialidades na paisagem do Parque Municipal de Grumari-Maciço da Pedra Branca – RJ*. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro.

GAPLAN. (1986). *Atlas de Santa Catarina*. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro. 173p.

GAO, J. (1993). Identification of topographic settings conducive to landsliding from Nelson County, Virginia, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*. n.18, p.579-591.

GARCINDO, L. B. (2009). *Análise preliminar dos escorregamentos no Morro do Baú – out a nov de 2008*. EPAGRI/CIRAM. Relatório técnico apresentado ao GTC - Grupo técnico científico de apoio às catástrofes naturais em Santa Catarina. 11p.

GOMES, R. A. T. (2002). *Condicionantes Geomorfológicas e o Efeito da Escala Cartográfica na Previsão de áreas críticas a deslizamentos*. Dissertação de Mestrado. UFRJ/PPGG, Rio de Janeiro. 109p.

GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JR, O. A.; FERNANDES, N. F. (2005). Análise de um modelo de previsão de deslizamentos (SHALSTAB) em diferentes escalas cartográficas. *Solos e Rochas*. Revista Brasileira de Geotecnia. v.28, p.85-97.

GOMES, R. A. T. (2006). *Previsão de áreas de risco a movimentos de massa a partir da modelagem matemática de previsão de escorregamentos e corridas de massa*. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro.

GREENWAY, D. (1987). *Vegetation and slope stability*. In: ANDERSEN, M; RICHARDS, K. (eds.). *Slope Stability*. New York: Wiley.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. (1984). *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. São Paulo: Edgar Blücher. 142p.

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

GUIMARÃES, R. F. (2000). *Utilização de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos com controle topográfico: adequação e calibração em duas bacias de drenagem*. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro.

GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO JR, O. A. (2003). Parameterization of soil properties for a modelo f topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*. v.69. p.99-108.

GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. G.; CARVALHO JR, O. A.; MARTINS, E. S.; OLIVEIRA, S. N.; FERNANDES, N. F. (2009). Análise temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. *Revista Brasileira de Geociências*. v.39, n.1, p.190-198.

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

HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K.; FINKEL, R. C. (1999). Cosmogenic nuclides, topography and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology*. v. 27, n.1-2, p.151-172.

HERMANN, M. L.; PELLERIN, J. R. G. M.; SAITO, S. M. (2006). In: HERMANN, M. L. (org.) *Atlas de desastres naturais do estado de Santa Catarina*. Florianópolis: IOESC. 146p.

HUGGETT, R. J. (1985). *Earth Surface Systems*. New York: Springer-Verlag. 270p.

HUGGETT, R. J. (1993). *Modelling the human impact on nature: Systems analysis of environmental problems*. Oxford: Oxford University Press.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. (2002). *Projeto Gerenciamento Costeiro - GERCO (3ª fase)*. Florianópolis.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. (2009). Disponível em: www.ibge.gov.br . Acesso em: 12/10/2009

INPE. (2009). *As chuvas de novembro de 2008 em Santa Catarina: um estudo de caso visando à melhoria do monitoramento e da previsão de eventos extremos*. Relatório INPE. 67p.

IPT (1986) Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na serra do Mar na área de Cubatão. IPT, São Paulo.

KIRKBY, M. J.; NADEN, P.; BURT, T.; BUTCHER, D. (1987). *Computer simulation in physical geography*. New York: John Wiley & Sons. 227p.

LIMA, M. B.; SILVA, S. O.; FERREIRA, C. F. (2003). Banana. O produtor pergunta, a Embrapa responde. Embrapa Informação e Tecnologia. Brasília, DF.

LIMA, G. M. A. (2009). *Correlação entre os movimentos de massa e a cobertura vegetal na bacia do Braço do Ribeirão Baú, Município de Ilhota, SC*. Monografia. Departamento de Geografia. UFSC, Santa Catarina.

LISBOA, R. B. Z. (2001). *Análise fitossociológica de uma comunidade arbórea na floresta ombrófila densa, no parque botânico do Morro do Baú, Ilhota/SC*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Biologia. UFSC, Santa Catarina.

MARCELINO, E. V.; NUNES, L. H.; KOBAYAMA, M. (2006). Mapeamento de risco de desastres naturais do Estado de Santa Catarina. *Caminhos de Geografia*. v.8, n.17, p.72-84.

MILDE, L. C. E.; MORAES, J. M., FERRAZ, F. F. De B.; MORTATTI, J. E SCHULER, A. E. (1999). Uso do hecprepro no tratamento de modelo digital de terreno em hidrologia: estudo de caso. *Revista Geociências*. São Paulo. v.18, n.2, p.285-301.

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA. (2009). Disponível em: <http://mct.gov.br>. Acesso em: 04/09/2009.

MINUZZI, R.; RODRIGUES, L. (2009). *Novembro com recordes de chuva em SC: 1000 mm em Blumenau*. Setor de Previsão de Tempo e Clima – EPAGRI/CIRAM. Disponível em: <http://ciram.epagri.rct-sc.br>. Acesso em: 13/02/2009.

MONTEIRO, M. A.; MENDONÇA, M. (2006). In: HERMANN, M. L. (org.) *Atlas de Desastres Naturais do estado de Santa Catarina*. Florianópolis: IOESC. 146p.

MONTGOMERY, D. R. (1994). Road surface drainage, channel initiation, and slope stability. *Water Resources Research*. v.30, n.6, p.1925-1932.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control shallow landsliding. *Water Resources Research*. v.30., p.1153-1171.

MONTGOMERY, D. R.; SULLIVAN, K.; GREENBERG, M. H. (1998). Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*. v.12, p.943-955.

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

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

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G. GOODWIN, C. N. (1998). *A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping*. SINMAP User's Manual. 68p.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. (2006). *Para Entender a Terra*. Tradução para o português coordenada por Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman. 656p.

QUINN, P.; BEVEN, K; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*. v.5, n.1, p.59-79.

RABACCO, L. M. L. (2005). *Avaliação de modelos de susceptibilidade a movimentos gravitacionais de massa numa faixa de dutos*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia de Computação. UERJ, Rio de Janeiro.

RABACCO, L. M. L; FERNANDES, N. F. (2007). Uso de sistemas de informação geográficas para determinação de depósitos coluvionares. *Anais da Rio Pipeline Conference & Exposition*.

RAFAELLI, S. G.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M. (2001). A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. *Journal of Hydrology*. v.244, p.33-42.

RAMOS, V. M.; GUIMARÃES, R. F.; REDIVO, A. L.; CARVALHO JR, FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T. (2003). Avaliação de metodologias de determinação do cálculo de áreas de contribuição. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 4, n.2, p.41-49.

RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. (1987). Size and location of colluvial landslides in a steep forested landscape. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim* (IAHS Publ.). n.165, p.39-47.

ROERING J. J.; SCHMIDT K. M.; STOCK J. D.; DIETRICH W. E.; MONTGOMERY D. R. (2003). Shallow Landsliding, root reinforcement, and the spatial distribution of trees in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal*. n.40, p.237-253.

SANTOS, J. T.; UBERTI, A. A. A. (2003). *Solos*. In: AUMOND, J. J.; PINHEIRO, A.; FRANK, B (orgs.). *Bacia do Itajaí: Aspectos Físicos e Biológicos*. Blumenau: EDIFURB.

SASSA, K. (1989). Geotechnical classification of landslides. *Landslide News*. v.3, p.21-24.

SCHMIDT, K. M.; ROERING, J. J.; STOCK, J. D.; DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R.; SCHAUB T. (2001). *Canadian Geotechnical Journal*, v.38, p.995-1024.

SELBY, M. J. (1985). *Earth's changing surface: An introduction to Geomorphology*. New York: Oxford University Press. 607p.

SELBY, M. J. (1993). *Hillslope materials & processes*. New York: Oxford University Press New York. 450p.

SIDLE, R. C.; PEARCE, A. J.; O'LOUGHLIN, C. L. (1985). Hillslope stability and land use. *Water Resources Monograph Series*. Washington: American Geophysical Union. v.11, 141p.

SILVEIRA, C. S.; BARBOSA, M. C.; COELHO NETTO, A. L. (2005). A tracer experiment as alternative methodology to understand infiltration pathway in a tropical rainforest soil. *Solos e Rochas*. v.28, n.3, p.261-270.

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

TOMAZZOLI, E. R.; FLORES, J. A. A.; BAUZYS, F. (2009). *Movimentos de massa ocorridos no evento de novembro de 2008, no entorno do Morro do Baú, Vale do Itajaí (SC): caracterização geológica-geomorfológica*. 5ª Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas (COBRAE). São Paulo, SP.

TOMINAGA, L. K. (2009). *Escorregamentos*. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (orgs.). *Desastres Naturais: Conhecer para Prevenir*. São Paulo: Instituto Tecnológico. p.27-39.

VAN WESTEN, C. J. (1993). *Application of geographic information system to landslide hazard zonation*. Enschede, The Netherlands, ITC Publication. 245p.

VARNES, D. J. (1958). Landslides types and processes. In: ECKEL, E. B. (ed.) *Landslides and Engineering Practice*. Washington: National Academy of Science. p.20-47.

VARNES, D. J. (1978). Slope movements types and processes. In: SCHUSTER, R. L.; KRIZEK, R.J. (eds.) *Landslides Analysis and Control*. Washington: National Academy of Science, p.11-33.

VIANNA, L. F. N. V.; SOUZA, J. M. (2009). *Relatório sobre o levantamento dos deslizamentos ocasionados pelas chuvas de novembro de 2008 no complexo do Morro do Baú nos municípios de Ilhota, Gaspar e Luis Alves*. EPAGRI/CIRAM. Relatório técnico apresentado ao GTC - Grupo técnico científico de apoio às catástrofes naturais em Santa Catarina. 30p.

VIEIRA, B. C. (2007). *Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas*. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro.

WIECZOREK, G. F. (1984). Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin Association of Engineering Geologists*. v. 21, n. 3, p. 337-342.

WU, T. H.; MCKINNELL, W. P.; Swanston, D. N. (1978). Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*. n. 16, p. 19–33.

WU, W.; SIDLE, R. C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*. v.31, n. 8, p. 2097-2110.

XAVIER DA SILVA, J.; GOES, M. H. B.; FERREIRA, A. L.; BERGAMO, R. B. A. A.; LERVOLINO, P.; ROCHA, E. N.; PACHECO, E. A.; SILVEIRA, R. S.; MACHADO, R. D.; COSTA, W. P. (1996). *Estimativa de Riscos de Deslizamentos/Desmoronamentos no Maciço do Tinguá e Arredores*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia.

ZAIDAN, R. T. (2006). *Riscos de Escorregamentos numa Bacia de Drenagem Urbana no Município de Juíz de Fora – MG*. Tese de Doutorado. UFRJ, Rio de Janeiro.

