



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

Maria Carolina Villaça Gomes

**CORRIDAS DE DETRITOS E AS TAXAS DE
DENUDAÇÃO A LONGO-TERMO DA SERRA DO
MAR/SP**

São Paulo
2016



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

Maria Carolina Villaça Gomes

CORRIDAS DE DETRITOS E AS TAXAS DE DENUDAÇÃO A LONGO-TERMO DA SERRA DO MAR/SP

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

Orientadora: Prof^a Dr^a Bianca Carvalho Vieira

Coorientador: Prof. Dr. André Augusto R. Salgado

Área de concentração: Geografia Física

Linhas de pesquisa: Estudos interdisciplinares em pedologia e geomorfologia

Agências financiadoras: CNPq (159016/2013-4)/
CAPES/COFECUB (7212-5)

São Paulo
2016

FICHA CATALOGRÁFICA

Catálogo na Publicação

Serviço de Biblioteca e Documentação

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

Gomes, Maria Carolina Villaça

Influência dos movimentos de massa nas taxas de denudação a longo-termo da Serra do Mar/SP / Maria Carolina Villaça Gomes; orientadora: Bianca Carvalho Vieira - São Paulo, 2016.

140 f.; il.

Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Geomorfologia. 2. Corridas de detritos. 3. Parâmetros morfométricos. 4. Isótopos cosmogênicos. 5. Serra do Mar.

I. Vieira, Bianca Carvalho. II. Universidade de São Paulo – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física. III. Título

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

Maria Carolina Villaça Gomes

*Corridas de detritos e as taxas de denudação a longo-
termo da Serra do Mar/SP*

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

Profª Drª Bianca Carvalho Vieira (Orientadora)
Departamento de Geografia - Universidade de São Paulo

Dr. Silvio Takashi Hiruma
Instituto Geológico do Estado de São Paulo

Profª Drª Laura Delgado Mendes
Instituto Multidisciplinar - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Profª Drª Helen Nébias Barreto
Departamento de Geociências- Universidade Federal do Maranhão

Prof. Dr. Edilson Pissato
Depto. de Geologia Sedimentar e Ambiental - Universidade de São Paulo

São Paulo
2016

GOMES, M.C.V. (2016) Corridas de detritos e as taxas de denudação a longo-termo da Serra do Mar (SP). Tese (Doutorado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo: 140p.

RESUMO

Esta pesquisa teve como hipótese que as corridas de detritos são os principais processos responsáveis pela evolução do relevo da Serra do Mar (SP), esperando-se, portanto, uma relação direta entre as taxas de denudação a longo-termo mais elevadas e a maior magnitude das corridas de detritos, sendo esta fortemente controlada pela morfometria das bacias de drenagem. Acredita-se que as características morfométricas das bacias, por serem determinantes na dinâmica hidrológica das bacias de drenagem, são fundamentais para a compreensão da geração e da propagação de corridas de detritos em ambiente tropical úmido. Desta forma, o objetivo principal desta pesquisa foi verificar as relações existentes entre a magnitude das corridas de detritos, a morfometria das bacias e as taxas de denudação a longo-termo em relevo escarpado de margem passiva em ambiente tropical úmido, como a Serra do Mar. Para tanto, foram definidos os seguintes objetivos específicos: (i) avaliar o potencial de geração de corridas de detritos das bacias de drenagem; (ii) avaliar a relação entre a morfometria das bacias e a magnitude das corridas de detritos; (iii) discutir a evolução a longo-termo do relevo a partir das taxas de denudação em escala de bacia de drenagem e; (iv) avaliar a importância das corridas de detritos como os principais processos exógenos para a evolução do relevo em margens passivas de ambiente tropical úmido. Os procedimentos adotados para desenvolvimento da pesquisa foram (i) seleção das bacias de drenagens; (ii) amostragem de sedimento aluvial; (iii) mapeamento dos depósitos de corridas de detritos; (iv) aplicação dos índices morfométricos; (v) aplicação dos Índices Adimensionais para determinação do potencial de geração de corridas de detritos; (vi) preparação das amostras e análise da concentração de ^{10}Be e; (vii) análise integrada dos resultados obtidos. As bacias possuem características morfométricas que lhes confere alta capacidade erosiva, conforme o elevado Índice de Rugosidade e Relação de Relevo. A partir da aplicação dos índices Adimensionais, as bacias classificadas com maior potencial de geração de corridas foram a Rio Claro 1 e a Massaguaçu. A identificação dos depósitos de corridas em superfície e a dimensão dos blocos subsidiaram a classificação de cinco bacias com maior magnitude e cinco com menor magnitude. As taxas de denudação médias a longo-termo variaram entre 10,9 m/My e 35,2 m/My, com média de 25 m/My. Observou-se que as variações litológicas e a rede de lineamentos estruturais pôde explicar melhor a distribuição das taxas, em detrimento das características morfométricas das bacias de drenagem. Acredita-se que as taxas de denudação elevadas para algumas bacias com menor magnitude indicaram que estes processos seriam os processos responsáveis pelo maior trabalho geomorfológico e, conseqüentemente, pela evolução a longo-termo da Serra do Mar (SP).

Paravras-chave: Corridas de detritos; Parâmetros morfométricos; Isótopo cosmogênico ^{10}Be ; Serra do Mar.

GOMES, M.C.V. (2016) Debris flows and long-term denudation rates in the Serra do Mar (SP). Phd (Doctorate in Physical Geography), Faculty of Philosophy, Letters and Social Sciences, University of São Paulo: 140.

ABSTRACT

This research has the hypothesis that debris flows are the major processes related to landforms evolution of the Serra do Mar (SP), and we expected therefore a direct relationship between long-term denudation rates and higher magnitude debris flows events, which is strongly controlled by drainage basin morphometry. We believe that morphometric characteristics, fundamental to drainage basins hydrological dynamics, are determinant to debris flows initiation and propagation in humid tropical environments. Thus this research aims to verify the relationships between debris flows magnitude, basin morphometry and long-term denudation rates in escarped reliefs such as Serra do Mar. Therefore, specific goals are: (i) evaluate the potential to debris flows generation; (ii) evaluate the relationship between drainage basin morphometry and debris flows magnitude; (iii) discuss long-term landforms evolution from denudation rates at drainage basin scale and; (iv) evaluate the importance of debris flows like the main exogenous processes to landforms evolution in passive margins in humid tropical environment. The procedures adopted to the research development were: (i) selection of drainage basins; (ii) alluvial sediment sampling; (iii) mapping debris flows deposits; (iv) application of morphometric parameters; (v) application of Dimensionless Indices to measure the potential to debris flow generation; (vi) sample preparation and analysis of ^{10}Be concentration; (vii) integrated analysis of the results. The basins have morphometric characteristics which gives them high erosive power, as the high Ruggedness Index and Relief Ratio. From the Dimensionless Indices application, the basins classified with higher potential to debris flows generation were Rio Claro 1 and Massaguaçu. The identification of superficial debris flows deposits and boulders size subsidized the classification of five basins with higher magnitude and five with lower magnitude. Long-term denudation rates ranged between 10.9 m/My and 35.2 m/My, averaging 25 m/My. We observed that lithological variations, fractures and folds could explain better rates distribution, instead of morphometrics characteristics of drainage basins. We believe that high long-term denudation rates for some basins with lower magnitude indicates that such processes would be the main processes for the geomorphological work and consequently for the long-term evolution of the Serra do Mar (SP).

Keywords: Debris flows; morphometrics parameters, ^{10}Be cosmogenic nuclide, Serra do Mar.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 Mecanismos responsáveis pela manutenção da altitude da Serra do Mar. Fonte: Macedo (1989)..... 5
- Figura 2 Depósito característico das corridas de detritos. São observados detritos galhosos e rochosos, com blocos de diferentes tamanhos, que foram canalizados para a rede de drenagem. Foto: GEORIO..... 7
- Figura 3 Bloco-diagrama que exemplifica o desenvolvimento de corridas de detritos induzidas por escorregamentos nas encostas. O padrão tracejado indica o setor onde há maior incisão fluvial associada às corridas, enquanto o pontilhado menor indica a redução da incisão e, o pontilhado maior, a deposição dos detritos mais grosseiros, geralmente nas confluências com canais de menor declividade. A redução do tamanho das setas indica a redução do poder de incisão fluvial associada às corridas de detritos. Fonte: Stock e Dietrich (2006)..... 9
- Figura 4 Feições indicativas do maior grau de intemperismo/erosão no setor do leito fluvial onde as corridas foram mais intensas. Observa-se o maior fraturamento do leito rochoso e de suas margens (A e B), a abrasão das rochas (C) e o desprendimento de partícula de areia (D). Fonte: modificado de Stock e Dietrich (2005)..... 10
- Figura 5 Comportamento das hidrógrafas de duas bacias com morfometria distinta. Na hidrógrafa 1 (bacia circular), observa-se o acentuado pico de vazão, que não ocorre na hidrógrafa 2. Nota-se, também, que tempo necessário para o aumento máximo na vazão é significativamente menor. Fonte: modificado de Ritter *et al.* (1995)..... 12
- Figura 6 Relação entre a acumulação/produção de sedimentos e o parâmetro “Relação de Relevo” (Rr) para a alta bacia do rio Cheyenne, Dakota do Sul, Estados Unidos. Quanto maior a Rr, maior a produção de sedimentos, indicando a maior probabilidade de ocorrência de corridas. Fonte: Modificado de Hadley e Schumm (1961)..... 13
- Figura 7 Perfis transversais dos rios Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro-RJ). Observa-se a maior simetria nos perfis do rio Quitite, enquanto o rio Papagaio apresentou forte assimetria em todos os perfis, o que pode ter colaborado para a redução do pico de vazão nesta bacia. Fonte: Gomes (2006). 15
- Figura 8 Relação entre a denudação do relevo, a relação declividade-extensão (RDE) e o relevo. Observa-se o aumento exponencial da denudação conforme o aumento no RDE e no relevo. Fonte: modificado de Schumm (1963)..... 17
- Figura 9 Relação entre o índice topográfico de umidade e a declividade média da bacia antes e após as corridas (A) e entre o índice de poder erosivo do canal e a declividade média da bacia antes e após as corridas de detritos. Observa-se, em ambos, um coeficiente de determinação elevado (0,7 e 0,75, respectivamente), indicando sua boa previsão da om as corridas de detritos. Fonte: Modificado De Chen e Yu (2011)..... 19
- Figura 10 Aplicações do isótopo cosmogênico ^{10}Be : (1) cronologia glacial; (2) cronologia fluvial (terraços, incisão); (3) cronologia de linhas de costa; (4) taxas de erosão de encosta; (5) taxa de denudação média de bacias de drenagem; (6)

cronologia de soterramento (cavernas, terraços e paleossolos); (7) cronologia de escorregamentos; (8) cronologia de escarpas de falha; (9) cronologia de erupções vulcânicas; (10) cronologia de desertos; (11) cronologia de leques aluviais; (12) arqueologia; e (13) cronologia pedogenética. Fonte: Modificado de Ivy-Ochs e Kober (2008).	21
Figura 11 Distribuição das taxas de desnudação em margens passivas. Os valores expressam a razão entre as taxas obtidas em bacias oceânicas e bacias continentais. Nota-se que, ao menos, as taxas em bacias oceânicas são duas vezes maiores. Fonte: Marent (2011).	23
Figura 12 Relação entre a taxa de denudação e os parâmetros topográficos no interflúvio das bacias do rio Grande e Paraíba do Sul (MG). Observa-se a relação linear entre as taxas e os parâmetros, sendo a correlação mais forte entre a declividade média e as taxas. Fonte: Rezende <i>et al.</i> (2013).	26
Figura 13 Unidades litológicas existentes na Serra do Mar em Caraguatatuba (SP). Fonte: Modificado de Perrota <i>et al.</i> (2005).	32
Figura 14 Totais pluviométricos anuais em postos localizados na planície costeira (5 m e 6 m) e na escarpa (400 m, 760 m e 840 m). Nota-se um total aproximadamente 50% maior na escarpa, induzido pelo efeito orográfico. Fonte: Pelegatti (2008).	33
Figura 15 Região Serrana do Rio Janeiro, onde os escorregamentos de 2011 claramente ocorreram em locais já atingidos por eventos pretéritos. Foto: Bianca C. Vieira (2011).	35
Figura 16 Corrida de detritos no vale do rio Vieira, em Teresópolis-RJ. (A) Observa-se a pequena quantidade de escorregamentos nas encostas, que pouco contribuiu para a corrida que ocorreu na drenagem principal. (B) Depósito dos blocos em um setor do canal com declividade mais suave, onde também são identificados blocos de corridas pretéritas (blocos mais escuros). Foto: (A) Bianca Vieira; (B) do autor.	37
Figura 17 Escorregamentos rasos generalizados nas encostas da Serra do Mar em Cubatão (SP), em 1985. Nota-se que o material mobilizado pelos escorregamentos se concentrou nas drenagens, resultando em corridas de detritos. Foto: Arquivo IPT.	39
Figura 18 Isoietas das chuvas de 17 e 18 de março de 1967 em Caraguatatuba-SP. Os pontos pretos indicam as ocorrências de movimentos de massa. Nota-se que as localidades mais atingidas estão inseridas nas isoietas de maior valor. Fonte: Fúlfaro <i>et al.</i> (1976).	39
Figura 19 Cicatrizes dos escorregamentos de 1967, no pico do Jaraguá, Caraguatatuba (SP). Foto: Arquivo público de Caraguatatuba.	40
Figura 20 Fluxograma das etapas da pesquisa.	43
Figura 21 Localização das bacias de drenagem no município de Caraguatatuba (SP).	44
Figura 22 Locais onde foram coletadas as amostras nas 10 bacias de drenagem.	47
Figura 23 Identificação de feições características dos depósitos de corridas de detritos: (A) Blocos próximos à drenagem e ao sopé da encosta e (B) depósitos no próprio canal, onde se observa o imbricamento dos blocos, mostrando a direção do fluxo, e a inversão granulométrica, em que os blocos de maior dimensão são transportados mais próximos da superfície.	48
Figura 24 Ângulo mínimo entre o fluxo e a curva de nível para que se inicie a deposição do material.	49

- Figura 25 Trecho da carta geomorfológica da região de Caraguatatuba-SP em uma das bacias. Observa-se no centro e parte superior da figura um setor preenchido por pontos, que correspondem a taludes de detritos coluviais. 50
- Figura 26 Mapa de áreas atingidas por movimentos de massa em março de 1967 em Caraguatatuba-SP. A autora não diferenciou as cicatrizes de escorregamentos dos depósitos das corridas, tendo melhor representado os movimentos complexos que ocorreram no evento de 1967. Fonte: Cruz (1990). 51
- Figura 27 Momento em que são introduzidos os 20mL de HCl a $10,2\text{mol.L}^{-1}$ na coluna de resina aniônica. A coluna se torna amarela após a passagem do referido ácido.... 60
- Figura 28 Precipitado formado no fundo do tubo após as sucessivas etapas de limpeza e centrifugação. 60
- Figura 29 Amostras sendo evaporadas para posteriormente serem levadas ao forno para a etapa de Oxidação. Nota-se que, próximo ao final do processo em laboratório, a amostra é reduzida a um pequeno resíduo em pó. 62
- Figura 30 Estatística básica (valor por bacia, valor médio e desvio padrão) dos parâmetros morfométricos por bacia de drenagem. Observa-se que a Área foi o parâmetro com maior desvio padrão, enquanto a Amplitude Altimétrica apresentou o menor. Para a Densidade de Drenagem foi verificado que os valores são muito semelhantes, dentre as quais se destaca apenas a bacia do Guaxinduba. 68
- Figura 31 Estatística básica (valor mínimo, mediana, valor máximo e desvio padrão) do fator topográfico (LS) por bacia de drenagem. Destacam-se os valores máximos para as bacias do Santo Antônio e Rio Claro 2, embora os valores de mediana mostrem uma grande semelhança entre todas as bacias. 69
- Figura 32 Estatística básica (valor mínimo, valor médio, valor máximo) do stream power index (SPI) por bacia de drenagem. Nota-se que há uma variação ínfima entre os valores máximos e médios para todas as bacias, enquanto que para os valores mínimos, apenas a bacia do Mococa tenha sido inferior às demais. 69
- Figura 33 Estatística básica (valor mínimo, valor médio e valor máximo) do índice topográfico de umidade (TWI) por bacia de drenagem. Observa-se que são muito semelhantes os valores mínimos, médios e máximos para todas as bacias. 70
- Figura 34 Perfis topográficos regionais (A e B), transversais à Serra do Mar na região de Caraguatatuba-SP. 73
- Figura 35 Perfis topográficos regionais (C e D), transversais à Serra do Mar na região de Caraguatatuba-SP. 74
- Figura 36 Distribuição absoluta (acima) e distribuição relativa (abaixo) das anomalias de drenagem (RDEs/RDEt) por bacia de drenagem. 77
- Figura 37 Perfis longitudinais fluviais de bacias de drenagem com capturas fluviais (A) e sem capturas (B)..... 79
- Figura 38 Depósito de corrida de corrida de detritos que entulhou toda a seção da drenagem principal da bacia do Guaxinduba. 82
- Figura 39 Depósito de blocos às margens da drenagem principal da bacia do Guaxinduba. 83
- Figura 40 Blocos que se espalharam após o desconfinamento de uma corrida de detritos na bacia do Ribeirão Aldeia..... 83
- Figura 41 Depósito de blocos localizado em soleira rochosa no Ribeirão Pau D'Alho. Depósitos como este podem funcionar como barramentos naturais, os quais, em vazões extremas, podem se romper, iniciando uma nova corrida. 84

Figura 42 Observa-se o forte imbricamento do depósito de blocos de diferentes dimensões situado às margens do Ribeirão Aldeia.....	84
Figura 43 Localização das bacias e os respectivos depósitos, que serão detalhadas nas figuras 44, 45 e 46.	85
Figura 44 Depósitos de corridas das bacias situadas a Nordeste de Caraguatatuba. Os depósitos se localização principalmente nas planícies alveolares (Santo Antônio e Guaxinduba) e na ruptura de declive entre escarpa e baixada (Massaguaçu e Mococa).....	86
Figura 45 Depósitos de corridas de detritos nas bacias localizadas no centro do município de Caraguatatuba. Estes se localizam nas pequenas planícies alveolares. 87	87
Figura 46 Bacias de drenagem localizadas a centro-sul do município de Caraguatatuba, nas quais não foram identificados depósitos de corridas após a transição escarpa-baixada.	88
Figura 47 Distribuição dos lineamentos e cruzamentos estruturais (acima) e mapa de densidade desses cruzamentos. Verifica-se a maior concentração destes em bacias cujas taxas foram baixas e intermediárias. Fonte: modificado de Moura <i>et al.</i> (2012). 94	94
Figura 48 Relação entre as taxas de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias. Destes, o único que apresentou bom coeficiente de correlação (R^2) foi o RDE (0,63).	95
Figura 49 Distribuição dos lineamentos estruturais na região de Caraguatatuba, com destaque para aqueles que condicionam a rede de drenagem nas bacias do Pau D'Alho (em azul) e Aldeia (em vermelho). Fonte: modificado de Moura <i>et al.</i> (2012). 100	100
Figura 50 Litologia em escala 1:50.000 das bacias do Santo Antônio, Guaxinduba e Massaguaçu. Observa-se a ocorrência de uma mesma unidade litológica (Rochas Paramórficas) nos estrangulamentos das drenagens principais do Santo Antônio e Guaxinduba, assim como o maior número de anomalias de drenagem de 1ª ordem no setor da escarpa do Guaxinduba.	112
Figura 51 Cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967 nas bacias dos rios Canivetal, Santo Antônio e Guaxinduba. Observa-se que as cicatrizes se concentram entre as isoietas de 400 e 500mm.	115
Figura 52 Influência do relevo na distribuição das chuvas na Ilha de São Sebastião, localizada à Sudoeste do município de Caraguatatuba, onde se localizam as bacias do Piraçununga, Rio Claro I e Rio Claro II. Observa-se o volume de chuva significativamente inferior da vertente a sotavento, que se assemelha ao volume precipitado sobre o continente nas proximidades. Fonte: Milanese e Galvani (2011). 116	116
Figura 53 Ocorrência de planícies alveolares nas bacias com cabeceiras de drenagem no Planalto de Paraitinga.	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Parâmetros morfométricos utilizados para avaliação do controle morfométricos na iniciação, propagação e depósito de corridas de detritos.....	11
Tabela 2 Características morfométricas de duas bacias atingidas por corridas de detritos com diferentes magnitudes, em Caraguatatuba (SP).	16
Tabela 3 Ocorrências de movimentos de massa na Serra do Mar. Os valores de área, velocidades e volumes se referem aos processos de corridas de massa.	36
Tabela 4 Classificação dos blocos mobilizados por corridas a partir da sua dimensão.	51
Tabela 5 Parâmetros morfométricos que serão aplicados nesta pesquisa.	53
Tabela 6 Parâmetros morfométricos e os respectivos pesos utilizados na análise quantitativa.	55
Tabela 7 Estatística básica dos parâmetros morfométricos das bacias de drenagem..	67
Tabela 8 Valores do coeficiente de correlação entre os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem.	71
Tabela 9 Valores normalizados para cada parâmetro morfométricos, peso atribuído a cada parâmetro e hierarquização das bacias a partir dos Índices Adimensionais.	81
Tabela 10 Classificação das bacias de drenagem a partir da magnitude estimada das corridas de detritos.....	85
Tabela 11 Localização dos pontos de amostragem e informações associadas às taxas de denudação médias determinadas com ^{10}Be	90
Tabela 12 Distribuição relativa das variações litológicas por bacia de drenagem.	93
Tabela 13 Coeficiente de correlação entre as taxas de denudação e a litologia das bacias de drenagem.	94
Tabela 14 Coeficiente de correlação entre taxa de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem.	95
Tabela 15 Valores médios dos parâmetros morfométricos para as bacias classificadas a partir da ocorrência de eventos de maior e menor magnitude das corridas de detritos.	103
Tabela 16 Taxas de denudação obtidas a partir do ^{10}Be em escarpamentos de margens passivas.	107

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO, HIPÓTESE E OBJETIVO.....	1
2 EVOLUÇÃO DE RELEVOS ESCARPADOS E OS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS.....	4
2.1 Corridas de detritos e morfometria de bacias.....	6
2.2 Determinação das taxas de denudação a longo-termo: aplicação do isótopo cosmogênico ^{10}Be	20
3 SERRA DO MAR	29
4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	42
4.1 Seleção das bacias de drenagem	42
4.2 Amostragem de sedimento aluvial	45
4.3 Mapeamento dos depósitos de corridas de detritos	46
4.4 Aplicação dos parâmetros morfométricos	52
4.5 Hierarquização da predisposição às corridas de detritos - abordagem qualitativa.....	54
4.6 Preparação das amostras e análise da concentração de ^{10}Be	55
4.6.1 Extração do quartzo das amostras	56
4.6.2 Extração do ^{10}Be atmosférico	56
4.6.3 Adição do elemento traçador (Fenaquita).....	57
4.6.4 Dissolução total do quartzo.....	57
4.6.5 Recuperação do Be	57
4.6.6 Precipitação do Be.....	58
4.6.7 Eliminação dos cátions metálicos e ânions: separação em resinas de trocas de íons	58
4.6.8 Oxidação.....	61
4.6.9 Catodagem	61
4.6.10 Mensuração da concentração de Be	62
4.6 Análise integrada dos resultados	63
5 RESULTADOS.....	65
5.4 Análise qualitativa da predisposição à geração de corridas de detritos ..	80
5.5 Magnitude das corridas de detritos	81
5.6 Taxas de denudação a longo-termo em bacias de drenagem	89

5.7 Fatores controladores das taxas de denudação médias a longo-termo ..	89
5.7.2 Controle morfométrico	92
6 DISCUSSÃO	97
6.1 Morfometria das bacias de drenagem.....	97
6.2 Controle morfométrico na iniciação e na magnitude das corridas de detritos	101
6.3 Denudação média a longo-termo da Serra do Mar, Caraguatatuba-SP	105
6.4 Corridas de detritos e a evolução a longo termo da Serra do Mar (SP)	113
6.5 Evolução da escarpa da Serra do Mar em Caraguatatuba-SP	121
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
8 REFERÊNCIAS.....	128

1 INTRODUÇÃO, HIPÓTESE E OBJETIVO

Os movimentos de massa são frequentemente apontados como os processos responsáveis pela evolução de relevos escarpados (DIETRICH; DUNNE, 1978; STOCK; DIETRICH, 2006; THOMKINS *et al.*, 2006; LARSEN; MONTGOMERY, 2012; entre outros). Dentre as diferentes tipologias, as corridas de detritos se destacam em função do seu amplo raio de alcance, magnitude e da sua capacidade de transporte de material. Stock e Dietrich (2006) apontam que canais com gradientes elevados são especialmente denudados por corridas de detritos, apresentando taxas proporcionais entre a incisão do vale por corridas e a taxa média de denudação a longo-termo da bacia. Larsen e Montgomery (2012) mostram que a incisão do vale fluvial (por corridas de detritos e processos fluviais), ao promover o aumento do ângulo das encostas, aproxima estas encostas de seu limite crítico de estabilidade, levando à ruptura destas, principalmente quando este ultrapassa o ângulo de atrito do material.

Embora muitos trabalhos apontem a importância destes processos, que ocorrem de maneira episódica, poucos buscaram compreender a relação entre estes processos e a evolução a longo-termo destas paisagens. Parte da dificuldade pode ser devido à complexa associação entre as mudanças em escala geológica ($10^6 \sim 10^7$ anos) e aquelas que variam de alguns minutos a anos, situação comum em bacias hidrográficas de regime torrencial, características de relevos escarpados (WEINMEISTER, 2007).

Nas últimas décadas, uma técnica que vem se destacando para a determinação das taxas de denudação a longo-termo é uso do isótopo cosmogênico ^{10}Be (LAL, 1991; NISHIZUMI *et al.* 1993; GRANGER; MUZIKAR, 2001; BIERMAN; CAFFEE, 2002; SALGADO *et al.*, 2007; entre outros). Segundo Von Blanckenburg (2005), para estudos com essa finalidade, este isótopo tem ampla utilização devido a sua radioatividade natural, bem como por não existir nas rochas antes da sua exposição ao campo dos raios cósmicos.

Recentemente, um grande número de trabalhos em que o ^{10}Be foi utilizado obtiveram resultados satisfatórios sobre a evolução do relevo a longo-termo (taxa média da bacia hidrográfica ou solo/rocha). No entanto, estes priorizaram a discussão dos fatores controladores das taxas, como: litologia,

estrutura, atributos morfométricos, entre outros, em detrimento da influência destes fatores nos processos geomorfológicos e, conseqüentemente, nas taxas de denudação (GRANGER; MUZIKAR, 2001; BIERMAN; CAFFEE, 2002; MONTGOMERY; BRANDON, 2002; HEIMSATH *et al.*, 2006; VANACKER *et al.*, 2007; CHEREM *et al.*, 2012; BARRETO *et al.*, 2013; REZENDE *et al.*, 2013; SALGADO *et al.*, 2014).

A Serra do Mar é um exemplo de relevo escarpado que se enquadra nesta situação, isto é, já há um número considerável de taxas de denudação mensuradas com o ^{10}Be (SALGADO *et al.*, 2014; GONZALEZ *et al.*, 2016; e SALGADO *et al.*, 2016), mas pouco se discutiu como os processos geomorfológicos de curto-termo se relacionam com sua evolução a longo-termo.

São diversos os autores que afirmam que os movimentos de massa de grande magnitude são os maiores responsáveis pela evolução da Serra do Mar (BIGARELLA, *et al.*, 1965; MEIS; SILVA, 1968; DE PLOEY; CRUZ, 1979, entre outros). A despeito da vasta bibliografia sobre a Serra do Mar e sua evolução ao longo dos últimos 100 milhões de anos, estas também não enfocaram nas relações entre processos de curto-termo e a evolução do relevo a longo-termo, ainda que forneçam informações fundamentais para esta discussão.

Portanto, tem-se como hipótese nesta pesquisa que as corridas de detritos são os principais processos responsáveis pela evolução do relevo da Serra do Mar, esperando-se, portanto, uma relação direta entre as taxas de denudação a longo-termo mais elevadas e a maior magnitude das corridas de detritos, sendo esta fortemente controlada pela morfometria das bacias de drenagem. No que diz respeito aos parâmetros morfométricos, entende-se que, por estes serem determinantes na dinâmica hidrológica das bacias de drenagem, são fundamentais para a compreensão da geração e da propagação de corridas de detritos em ambiente tropical úmido. Desta forma, espera-se uma relação direta entre a magnitude das corridas de detritos e os parâmetros morfométricos que melhor descrevem o grau de suscetibilidade das bacias hidrográficas.

Desta forma, **o objetivo principal desta pesquisa foi verificar as relações existentes entre a magnitude das corridas de detritos, a morfometria das bacias e as taxas de denudação a longo-termo em relevo**

escarpado de margem passiva em ambiente tropical úmido, como a Serra do Mar.

Para tanto, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar o potencial de geração de corridas de detritos das bacias de drenagem;
- Avaliar a relação entre a morfometria das bacias e a magnitude das corridas de detritos;
- Discutir a evolução a longo-termo do relevo a partir das taxas de denudação em escala de bacia de drenagem;
- Avaliar a importância das corridas de detritos como os principais processos exógenos para a evolução do relevo em margens passivas de ambiente tropical úmido;

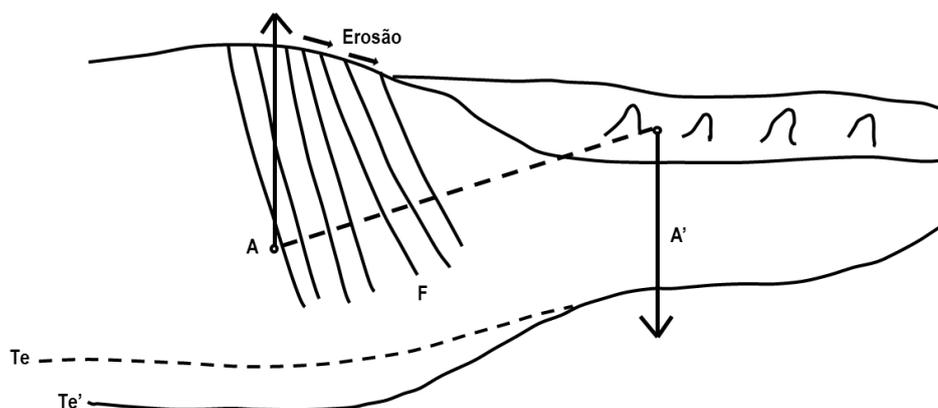
2 EVOLUÇÃO DE RELEVOS ESCARPADOS E OS PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS

A ocorrência de depósitos sedimentares próximos a grandes escarpamentos mostra a importância dos movimentos de massa para a evolução destes relevos, sendo os pacotes sedimentares grosseiros ou conglomeráticos associados a restos vegetais na coluna estratigráfica um registro confiável da ocorrência destes processos (FÚLFARO *et al.*, 1976). No entanto, a evolução destes relevos escarpados engloba outros processos, uma vez que, a ocorrência exclusivamente de processos denudacionais poderia, ao longo do tempo geológico-geomorfológico, levar à suavização destas paisagens, o que não se verifica.

A explicação para a manutenção da altimetria destes relevos escarpados em relação ao nível do mar seria a sucessão de abatimentos na bacia oceânica defronte ao escarpamento e aos soerguimentos dos mesmos, promovidos pelo movimento flexural, em busca do equilíbrio isostático (Macedo, 1989). O autor, ao discutir a evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes, dentre elas a Serra do Mar, afirma que tal fato ocorreria devido ao acúmulo dos sedimentos erodidos do escarpamento na bacia oceânica, adjacente ao escarpamento. O autor também acrescenta que o espesso pacote sedimentar promove a subsidência da região marinha, e, ao mesmo tempo, o alívio de carga no escarpamento leva ao soerguimento deste, por compensação isostática (Figura 1). Para o autor, este movimento flexural se deve: à amplitude topográfica entre o escarpamento e a bacia sedimentar marinha; aos falhamentos presentes no escarpamento e na bacia, facilitando o deslocamento das massas e; a reduzida espessura elástica efetiva da crosta afetada por efeitos termais, facilitando os movimentos rotacionais (MACEDO, 1989).

Complementando o modelo de Macedo (1989), Gilchrist e Summerfield (1990) propuseram um modelo para o sudoeste da África do Sul, em que destacam a distinta dinâmica fluvial nas faces continental e oceânica do escarpamento. Para os autores, o alto gradiente hidráulico na face oceânica da escarpa leva a uma denudação intensa, ao contrário da face continental, devido ao baixo gradiente hidráulico. Saadi (1998) ainda acrescenta que, na face voltada ao oceano, o maior gradiente hidráulico leva à escavação de vales

íngremes e profundos, com capturas fluviais e adaptação às características estruturais.



Binária de forças isostáticas que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais da Serra do Mar durante todo o desenvolvimento da Bacia de Santos.

A – Força ascensional por alívio de carga (erosão);

A' – Força-peso dos sedimentos;

Te' – Espessura elástica efetiva normal;

Te – Espessura elástica efetiva afetada por efeitos termais;

F – Falhamentos profundos do Cinturão Ribeira que facilitam a movimentação de blocos crustais.

Figura 1 Mecanismos responsáveis pela manutenção da altitude da Serra do Mar.
Fonte: Macedo (1989).

Este poder de incisão fluvial devido ao gradiente hidráulico é fundamental para a dinâmica destas paisagens, pois promove o aumento do ângulo das encostas, parâmetro de fundamental importância na estabilidade, devido ao seu papel na dinâmica hidrológica da encosta e do efeito do ângulo nas forças solicitantes (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994).

A existência de encostas íngremes, que condicionam a formação de mantos de alteração pouco desenvolvidos, somada aos eventos pluviométricos prolongados e intensos, tornam estas paisagens especialmente sujeitas aos movimentos de massa. Estes processos estão condicionados à razão entre as forças que promovem a resistência do material ao deslocamento e as forças solicitantes, ocorrendo após um limiar crítico ultrapassado (WOLMAN; MILLER, 1960).

No caso da Serra do Mar, assim como outras áreas em que as encostas são recobertas por solos, merecem destaque os escorregamentos rasos e as corridas de detritos (BIGARELLA *et al.*, 1965; MEIS; SILVA, 1968; DE PLOEY; CRUZ, 1979, entre outros). Embora os primeiros sejam a tipologia mais frequente, às corridas de detritos são atribuídas as maiores taxas de mobilização de material e de incisão do canal, sobretudo devido a sua magnitude, mesmo apresentando menor frequência (DIETRICH; DUNNE, 1978; STOCK *et al.* 2005).

Ainda que as corridas estejam associadas a eventos pluviométricos intensos e prolongados, sua ocorrência e magnitude também são controladas por outros fatores, como a morfometria das bacias e a disponibilidade de material para transporte. Dependendo da combinação entre estes, poderão ocorrer corridas inclusive com magnitude “moderada”, cujos registros na paisagem (por exemplo, os depósitos), permitem que seja inferida a intensidade de eventos pretéritos.

Por se tratar de um processo com caráter essencialmente hidrodinâmico, as características das bacias de drenagem certamente são fundamentais para a sua ocorrência e magnitude. Dentre estas características, a morfometria de bacias vem sendo amplamente utilizada para o entendimento de seus fatores condicionantes e deflagradores (JAKOB, 1996; DE SCALLY *et al.*, 2001; TUNUSLUOGLU *et al.*, 2008; CHEN; YU, 2011, ZHANG *et al.*, 2015; VIEIRA *et al.*, 1997), da relação entre magnitude e frequência (JAKOB, 1996), diferenciação de bacias de drenagem considerando os processos geomorfológicos predominantes (DE SCALLY *et al.*, 2001; WILFORD *et al.*, 2004; ROWBOTHAW *et al.*, 2005; MAO *et al.*, 2009; HEISER *et al.*, 2015; THEULE *et al.*, 2015), bem como para a previsão de áreas suscetíveis (AUGUSTO FILHO, 1993; GRAMANI *et al.*, 2005).

2.1 Corridas de detritos e morfometria de bacias

As corridas de detritos são fenômenos que se desenvolvem como um escoamento, principalmente nos *hollows* e ao longo das drenagens, geralmente alcançando velocidades da ordem de 10 m/s e com grandes dimensões (STINY, 1910; TAKAHASHI, 1991; DIETRICH; DUNNE, 1978; RENEAU;

DIETRICH, 1987; RITTER *et al.*, 1995, entre outros). De acordo com Znamensky (2001), trata-se de uma massa conjugada (sólidos e fluido), atuando sob a ação da gravidade, e que flui e escoia sobre taludes ou relevos de baixas declividades até atingirem a imobilidade (Figura 2).

Alguns eventos identificados como corridas de detritos, na verdade, tratam de fenômenos como corridas de lamas (*mudflows*), torrentes de detritos (*debris torrentes*), escorregamentos de lama (*mudslides*), entre outros. Para De Scally *et al.* (2001) e Iverson *et al.* (1997), a nomenclatura diversa reflete a origem, composição e aparência muito distinta destes fenômenos.



Figura 2 Depósito característico das corridas de detritos. São observados detritos galhosos e rochosos, com blocos de diferentes tamanhos, que foram canalizados para a rede de drenagem. Foto: GEORIO.

Cruz e Massad (1997) apontam algumas das principais propriedades das corridas de detritos, que evidenciam a capacidade de trabalho geomorfológico destes processos: alta velocidade (5 a 20 m/s); alta capacidade

de erosão e destruição por força de impacto (30 a 1000 kN/m²) e; alta capacidade de transporte (troncos de árvores, blocos de rochas, cascalho, areias e silte, atingindo grandes distâncias e sobre rampas de baixas declividades (5 a 15°).

Estas características podem estar associadas, muitas vezes, às diferentes origens destes fenômenos. A literatura mostra que são três os principais mecanismos de iniciação das corridas de detritos: (i) induzidas por escorregamentos nas encostas (AUGUSTO FILHO, 1993; IVERSON *et al.*; 1997; GABET; MUDD, 2006); (ii) mobilização de material do próprio canal (HUNGR *et al.*, 2005; JAKOB, 2005; TAKAHASHI, 2007) e; (iii) o efeito dos incêndios (CANNON; GARTNER, 2005; GODT; COE, 2007).

As corridas induzidas por escorregamentos são ocasionadas pela perda de atrito interno das partículas de solo, em virtude da destruição de sua estrutura interna, na presença de excesso de água, devido ao desenvolvimento de poro-pressão positivas (GUIDICINI; NIEBLE, 1983; IVERSON *et al.*; 1997; GABET; MUDD, 2006). Somando-se a isso, Selby (1993) aponta os seguintes fatores como alguns dos responsáveis pela ocorrência do processo: (i) colapso da estrutura dos solos durante o escorregamento; (ii) presença de argilas com alto limite de liquidez em áreas com altos índices pluviométricos; (iii) presença de solos de baixo limite de liquidez em áreas com baixos índices pluviométricos e; (iv) descongelamento do solo.

Algumas corridas são geradas e possuem maior magnitude devido à ocorrência de incêndios e sua iniciação e propagação estão associadas ao escoamento superficial canalizado, decorrente da ausência da cobertura vegetal. Este escoamento provoca erosão nas encostas, carregando material para os canais fluviais. Quando estas bacias são atingidas por chuvas intensas, as altas taxas de escoamento superficial levam ao aumento do pico de vazão dos canais, mobilizando o material depositado no canal (CANNON, 2001).

Destaca-se, também, que muitos destes processos são característicos de bacias hidrográficas de pequena ordem ou de bacias de ordem zero, onde o escoamento superficial pode ser concentrado e o suprimento de sedimento é provavelmente alto, condição ideal para sua iniciação (DIETRICH *et al.*, 1987; RITTER *et al.*, 1995).

A deposição das corridas de detritos ocorre quando há uma perda de energia do fluxo. Benda e Cundy (1990) e Stock e Dietrich (2006) mostram a importância da topografia para a deposição, em que a mudança do gradiente do canal e/ou a confluência com um canal de gradiente menor provoca uma redução significativa na sua propagação, assim como o ângulo da junção destes canais (Figura 3). Outro indicador da redução da energia das corridas foi verificado por Stock e Dietrich (2006) em uma série de bacias atingidas por corridas de detritos no Oeste dos Estados Unidos. Os autores observaram, em campo, que após a junção de tributários houve um menor grau de intemperismo/erosão do leito fluvial, se comparado ao setor à montante, indicado pelo maior fraturamento do leito rochoso e pela abrasão das rochas (Figura 4).

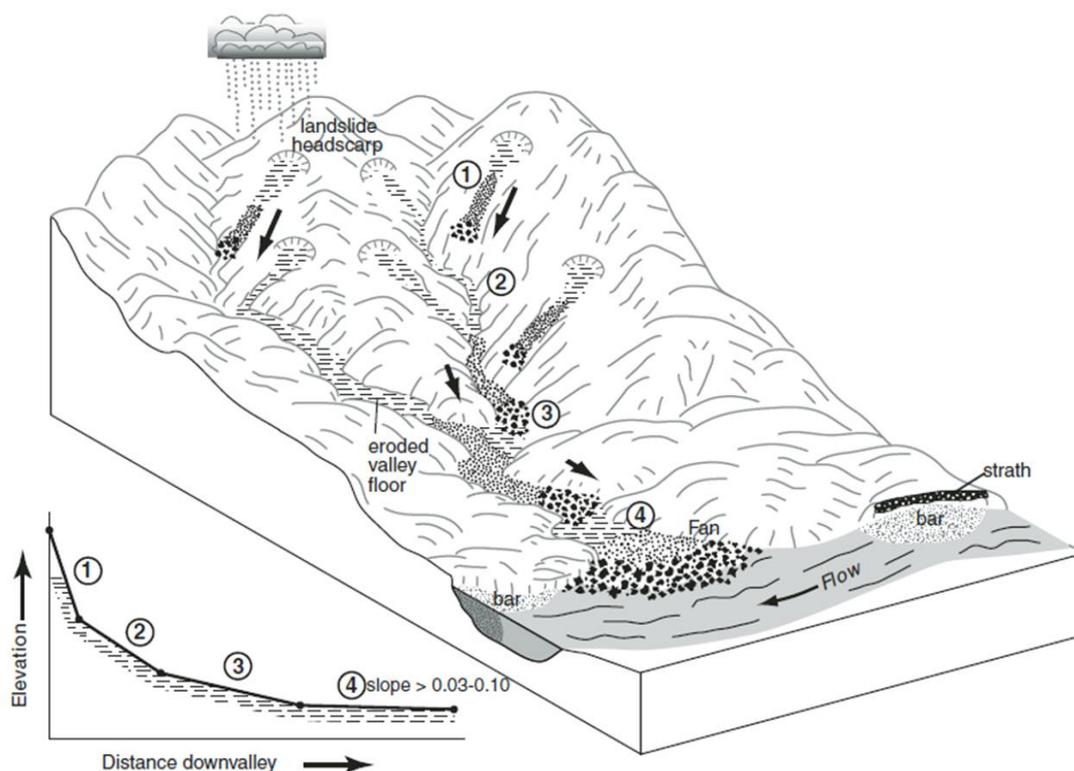


Figura 3 Bloco-diagrama que exemplifica o desenvolvimento de corridas de detritos induzidas por escorregamentos nas encostas. O padrão tracejado indica o setor onde há maior incisão fluvial associada às corridas, enquanto o pontilhado menor indica a redução da incisão e, o pontilhado maior, a deposição dos detritos mais grosseiros, geralmente nas confluências com canais de menor declividade. A redução do tamanho das setas indica a redução do poder de incisão fluvial associada às corridas de detritos. Fonte: Stock e Dietrich (2006).

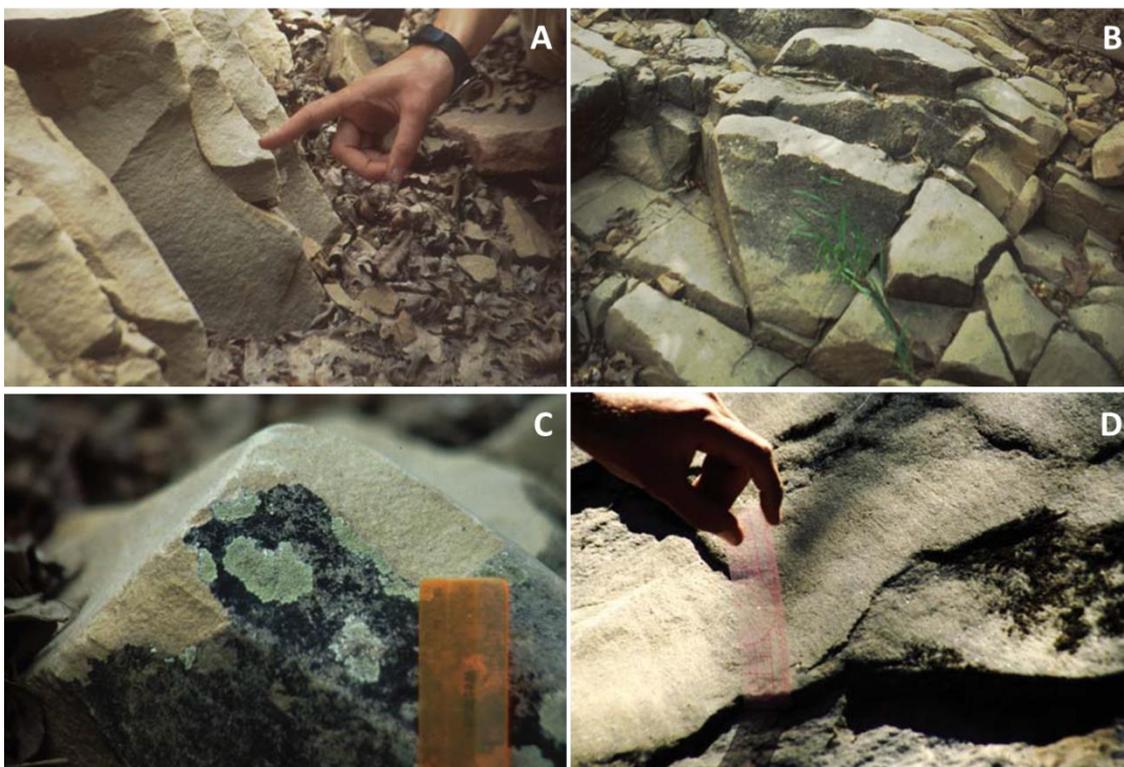


Figura 4 Feições indicativas do maior grau de intemperismo/erosão no setor do leito fluvial onde as corridas foram mais intensas. Observa-se o maior fraturamento do leito rochoso e de suas margens (A e B), a abrasão das rochas (C) e o desprendimento de partícula de areia (D). Fonte: modificado de Stock e Dietrich (2005).

A iniciação, a propagação e a deposição das corridas de detritos, conforme sucintamente descrito, são etapas destes processos fortemente influenciadas por um conjunto de fatores referentes à morfometria da bacia. Esta representa uma série de parâmetros que já vem sendo utilizados para tentar explicar as diferentes etapas do processo (STINY, 1910; TAKAHASHI, 1991; JAKOB, 1996; CHEN; YU, 2011), bem como para análises de suscetibilidade e risco às corridas (AUGUSTO FILHO, 1993; DE SCALLY *et al.*, 2001). Dentre os parâmetros mais utilizados estão: *índice de circularidade*, *relação de relevo*, *rugosidade*, *(as)simetria do canal*, *declividade do canal*, *área de deposição ou leque*, dentre os principais. Além destes, há outros índices que, muitas vezes, podem ser mais representativos das condições hidro-erosivas das bacias, como o *índice topográfico de umidade* e o *índice de potencial erosivo do canal* (Tabela 1). Estes parâmetros estão diretamente

associados à dinâmica hidrológica da bacia, caracterizando as relações entre o escoamento da água nas encostas e a resposta hidrológica dos canais.

Tabela 1 Parâmetros morfométricos utilizados para avaliação do controle morfométricos na iniciação, propagação e depósito de corridas de detritos.

TRABALHO	PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS UTILIZADOS
Augusto Filho (1993)	<ul style="list-style-type: none"> • Índice de circularidade • Declividade média do canal
Jakob (1996)	<ul style="list-style-type: none"> • Área da bacia • Declividade • Relevo da bacia • Razão de relevo • Rugosidade • Densidade de drenagem
Vieira <i>et al.</i> (1996)	<ul style="list-style-type: none"> • (As)simetria do canal • Declividade do canal
De Scally <i>et al.</i> (1997)	<ul style="list-style-type: none"> • Rugosidade • Área da bacia • Elevação máxima • Elevação mínima • Relevo (diferença entre cota máxima e mínima) • Área do leque
Chen e Yu (2011)	<ul style="list-style-type: none"> • Fator topográfico (LS) • Razão de relevo • Índice de potencial erosivo do canal (SPI) • Índice de caracterização do terreno (TCI) • Índice topográfico de umidade (TWI) • Razão elevação-relevo
Dias e Vieira (2014)	<ul style="list-style-type: none"> • (As)simetria do canal • Razão de relevo • Rugosidade • Densidade de drenagem
Meyer <i>et al.</i> (2014)	<ul style="list-style-type: none"> • Declividade • Curvatura • Fluxo acumulado • Área de contribuição

O Índice de circularidade é o parâmetro que descreve a relação entre a circunferência de mesma área que a bacia e o seu perímetro. Quanto mais circular, o tempo de concentração necessário para que toda a bacia esteja contribuindo para uma determinada seção é menor, levando à ocorrência de picos na vazão, associados a processos de dinâmica superficial, como as inundações e corridas de detritos (TUCCI, 1993). Quanto mais alongadas, a tendência é um aumento do tempo de concentração e da vazão, não atingindo picos como em bacias mais circulares (Figura 5).

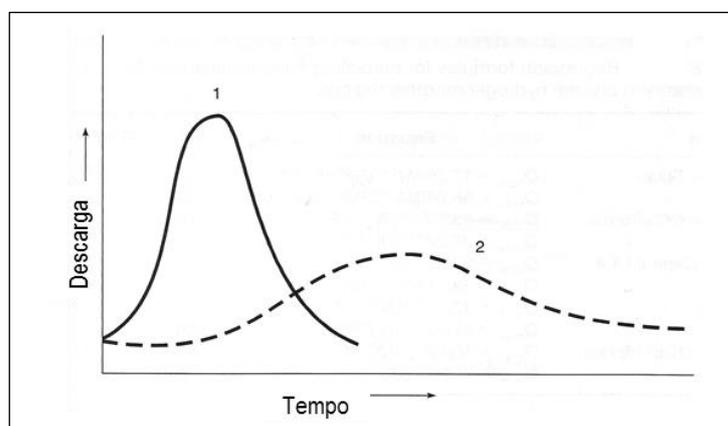


Figura 5 Comportamento das hidrógrafas de duas bacias com morfometria distinta. Na hidrógrafa 1 (bacia circular), observa-se o acentuado pico de vazão, que não ocorre na hidrógrafa 2. Nota-se, também, que tempo necessário para o aumento máximo na vazão é significativamente menor. Fonte: modificado de Ritter *et al.* (1995).

Para Augusto Filho (1993), que avaliou o papel dos condicionantes morfométricos na geração de corridas de detritos na Serra do Mar, em Ubatuba-SP, as bacias com condições mais favoráveis são aquelas com maior índice de circularidade e maior declividade do canal. Entretanto, Crozier (1986) afirma que as bacias com formato alongado são mais propensas à ocorrência de corridas, o que mostra que este índice, isoladamente, não pode definir a suscetibilidade da bacia.

A relação de relevo expressa a razão entre a amplitude altimétrica máxima e a extensão da bacia, sendo medida paralelamente à principal linha

de drenagem, indicando o potencial de transporte ou armazenamento de sedimento da bacia (Figura 6). É possível esperar uma correlação entre o relevo e a ocorrência de corridas de detritos, uma vez que, quanto mais íngreme é a bacia, mais próximos estarão os sedimentos armazenados do seu ângulo de repouso (JAKOB, 1996).

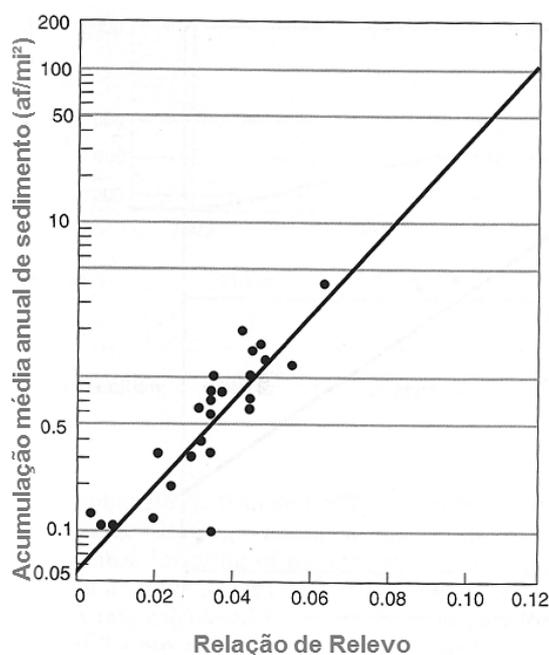


Figura 6 Relação entre a acumulação/produção de sedimentos e o parâmetro “Relação de Relevo” (Rr) para a alta bacia do rio Cheyenne, Dakota do Sul, Estados Unidos. Quanto maior a Rr, maior a produção de sedimentos, indicando a maior probabilidade de ocorrência de corridas. Fonte: Modificado de Hadley e Schumm (1961).

A densidade de drenagem é a relação entre o total de canais e a área da bacia, sendo um dos parâmetros que apresentam as melhores correlações com os picos de vazão (HORTON, 1945). Isto pode ser explicado porque bacias constituídas de solos com maior transmissividade (evidenciado por maiores profundidades e maior desenvolvimento da estrutura), inibem o escoamento superficial, favorecem o fluxo basal, gerando uma densidade de drenagem baixa e resultando em picos de vazão de baixa magnitude (RITTER *et al.* (1995). Em locais com solos pouco desenvolvidos ou encostas

impermeáveis, o excessivo escoamento superficial promove uma maior dissecação, resultando em uma densidade de drenagem alta. Considerando que grande parcela do total pluviométrico escoar em superfície, haverá um aumento rápido da vazão, que, em escala de bacia, poderá gerar picos de vazão de alta magnitude (RITTER *et al.*, 1995).

A rugosidade é um parâmetro que está associado à densidade de drenagem, sendo proporcional a esta e à amplitude altimétrica. Sua utilização requer uma base cartográfica de detalhe, em que estejam representados todos os canais, inclusive os efêmeros, assim como a densidade de drenagem (JAKOB, 1996), uma vez que os canais efêmeros, muitas vezes têm participação efetiva na iniciação de corridas de detritos induzidas por escorregamentos rasos (IPT, 2006). Sua aplicação também pode ser difícil devido à cobertura vegetal mais densa, que escondem os canais em fotografias aéreas e imagens de satélite. É um parâmetro que vem sendo utilizado com sucesso em muitos estudos mostrando boa correlação entre a descarga média dos canais, a precipitação anual média e a produção de sedimentos (IPT, 2006).

A asimetria dos canais é o parâmetro menos utilizado. Entretanto, Vieira *et al.* (1997) e Gomes (2006) apresentaram resultados consistentes entre a magnitude da corrida e as características dos perfis transversais, uma vez que o tempo de residência da água no solo é menor em vales simétricos, favorecendo a geração de picos de vazão de alta magnitude.

Vieira *et al.* (1997) e Gomes (2006), por exemplo, avaliaram como os parâmetros geomorfológicos, geológicos e de uso do solo podem condicionar a gênese e a propagação de corridas de massa em duas bacias contíguas que foram atingidas por deslizamentos e corridas de diferentes magnitudes em 1996 no Rio de Janeiro. As diferentes magnitudes (rio Quitite - 90.000 m³ e rio Papagaio - 42.000 m³) e as velocidades das corridas (rio Quitite -5,3 m/s e rio Papagaio - 2,8 m/s, já na área de baixada) foram associadas, à simetria/assimetria dos vales, o que implicaria em um maior ou menor tempo de residência da água no solo, bem como ao uso do solo. Segundo os autores, na bacia do rio Quitite foi verificada uma significativa simetria, indicando um tempo de residência da água no solo menor do que na bacia do Papagaio,

além do padrão de drenagem retilíneo, que favoreceu o desenvolvimento de maiores velocidades do fluxo (Figura 7).

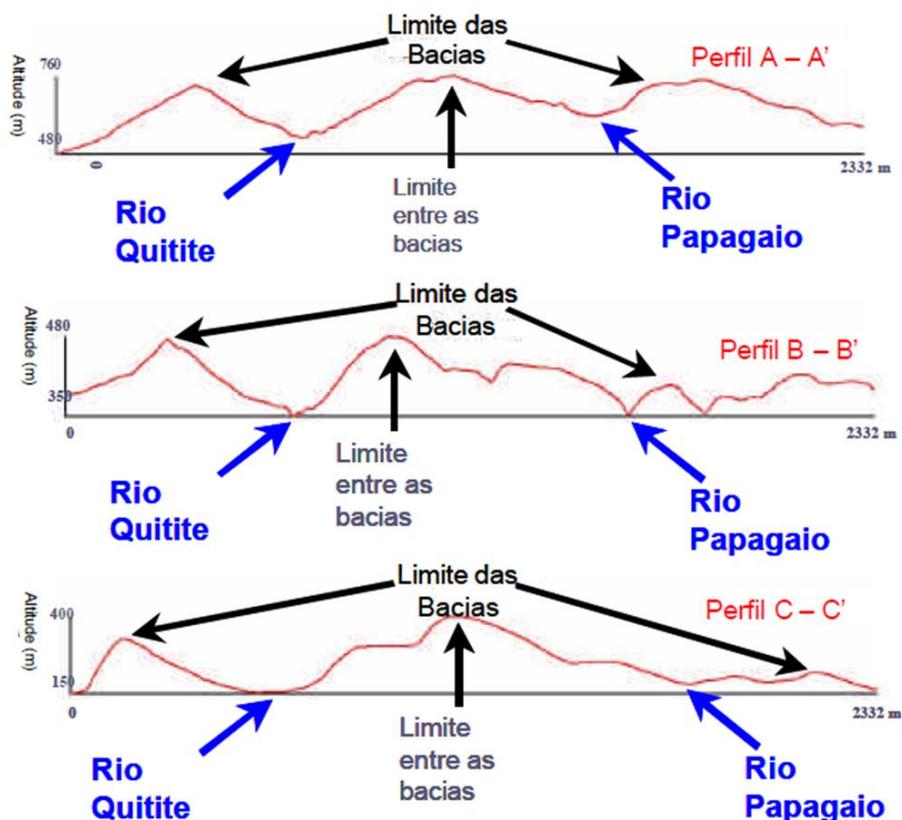


Figura 7 Perfis transversais dos rios Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro-RJ). Observa-se a maior simetria nos perfis do rio Quitite, enquanto o rio Papagaio apresentou forte assimetria em todos os perfis, o que pode ter colaborado para a redução do pico de vazão nesta bacia. Fonte: Gomes (2006).

A influência dos parâmetros morfométricos nas corridas também foi avaliada por Dias (2014), em duas bacias atingidas por corridas e escorregamentos em 1967, em Caraguatatuba-SP. De acordo com a autora, a bacia com corridas de maior magnitude (maior alcance e blocos mobilizados com maior diâmetro) apresentou altos valores para o índice de Rugosidade, Relação de Relevo e Densidade de Drenagem. Embora não haja consenso na literatura quanto ao papel da forma da bacia na deflagração das corridas, o índice de circularidade da primeira bacia analisada por Dias (2014) foi baixo.

Quanto à segunda bacia, onde as corridas foram menos extensas e constituídas de blocos de menor dimensão, foi classificada como pouco rugosa, com baixo índice de dissecação. Seu formato mais arredondado, segundo Augusto Filho (1993), a torna mais propensa a corridas.

Tabela 2 Características morfométricas de duas bacias atingidas por corridas de detritos com diferentes magnitudes, em Caraguatatuba (SP).

PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	UNIDADE	BACIA DO MASSAGUAÇU	BACIA DO GUAXINDUBA
Área da bacia	Km ²	20,5355	24,1584
Índice de Rugosidade	Adimensional	1.624,50	3.444,10
Relação de Relevô	m/km	132,73	77,76
Densidade de Drenagem	km/km ²	1,71	3,41
Índice de Circularidade	km ² /km ²	0,555515	0,257015
Hierarquia de Drenagem	Ordinal	3 ^a ordem	4 ^a ordem
Tipo de drenagem	Adimensional	Paralela	Paralela

Fonte: modificado de Dias (2014).

O índice topográfico de umidade descreve a distribuição espacial e extensão de zonas de saturação para geração de escoamento superficial como uma função da área de contribuição a montante e declividade da encosta (havendo adaptações que incluem a transmissividade do solo) (WILSON; GALLANT, 2000).

O índice de poder erosivo do canal é a medida do poder erosivo do fluxo do canal, baseado na premissa de que a vazão é proporcional à área de contribuição. É um índice que aumenta de maneira não-linear conforme aumenta a declividade da encosta, podendo ocorrer processos variados (MITCHELL; MONTGOMERY, 2006).

O Índice de Hack ou Slope-Length Index, conhecido no Brasil como *Relação Declividade-Extensão*, é um índice que associa o gradiente da drenagem ao comprimento do canal à montante da seção do canal. Vem sendo utilizado para a interpretação geológica dos perfis longitudinais, sobretudo os efeitos da atividade neotectônica e das falhas e fraturas (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; LIMA; CORRÊA, 2011; MARQUES NETO; PEREZ FILHO, 2013). É importante destacar que este índice se relaciona com o Índice de Potencial Erosivo do Canal, refletindo, portanto, na sua capacidade de erodir o leito e transportar sedimentos, refletindo nas taxas de denudação (Figura 8).

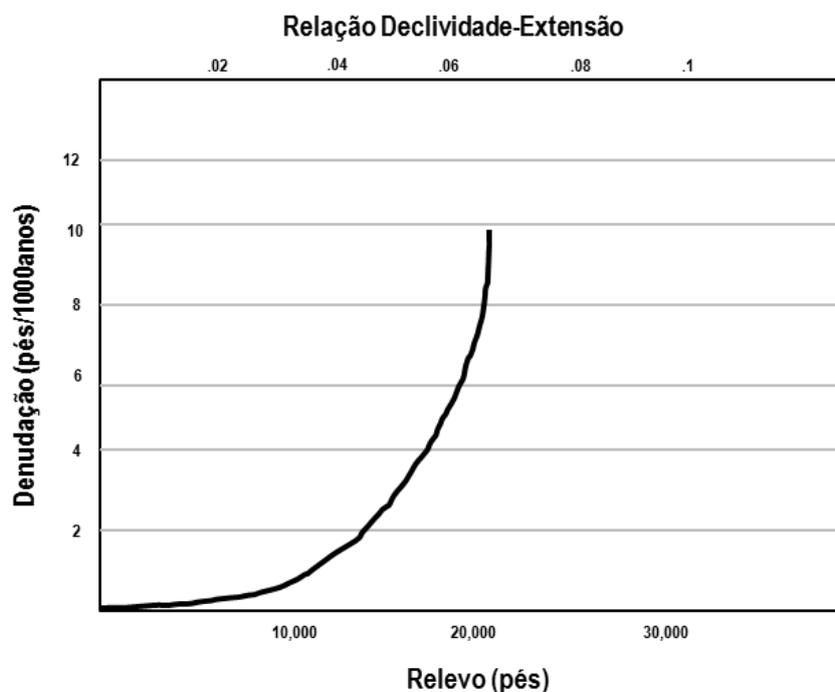


Figura 8 Relação entre a denudação do relevo, a relação declividade-extensão (RDE) e o relevo. Observa-se o aumento exponencial da denudação conforme o aumento no RDE e no relevo. Fonte: modificado de Schumm (1963).

Com o objetivo identificar as condições topográficas da iniciação de corridas de detritos, Chen e Yu (2011) selecionaram 11 bacias na região norte e central de Taiwan, considerando os seguintes parâmetros: Fator topográfico

(RUSLE)¹, Índice Topográfico de Umidade, Índice de Poder Erosivo do Canal, Hipsometria, Fator Forma, e Razão de Relevo. Tais parâmetros foram analisados anterior e posteriormente à ocorrência das corridas. Os resultados mostraram que as áreas fonte das corridas apresentaram entre 30° e 42°, mais alto do que os valores encontrados por outros autores (entre 27° e 38°). Além disso, a iniciação das corridas ocorreu em locais com baixa declividade e alto *Índice Topográfico de Umidade* e também o inverso (Figura 9). Por fim, os autores afirmaram que o *Índice de Poder Erosivo do Canal* sofreu um aumento após a ocorrência da corrida, mantendo a alta suscetibilidade das bacias em questão.

Estes resultados ressaltam a importância da análise dos índices topográfico de umidade e de poder erosivo do canal para uma melhor compreensão da iniciação das corridas, visto a boa correlação apresentada nas pesquisas de Chen e Yu (2011).

O conhecimento dos parâmetros morfométricos que melhor se correlacionam com as corridas pode contribuir, também, para as análises de magnitude destes processos. Entendendo a magnitude como a medida de escala a qual se refere a massa ou volume de material mobilizado em um evento, para determinar a magnitude das corridas de detritos, uma série de técnicas já foram propostas, sendo parte delas associadas ao volume mobilizado no evento (CROZIER; GLADE, 1999).

¹ RUSLE- *Revised Universal Soil Loss Equation* (Equação Universal de Perda de Solos Revisada)

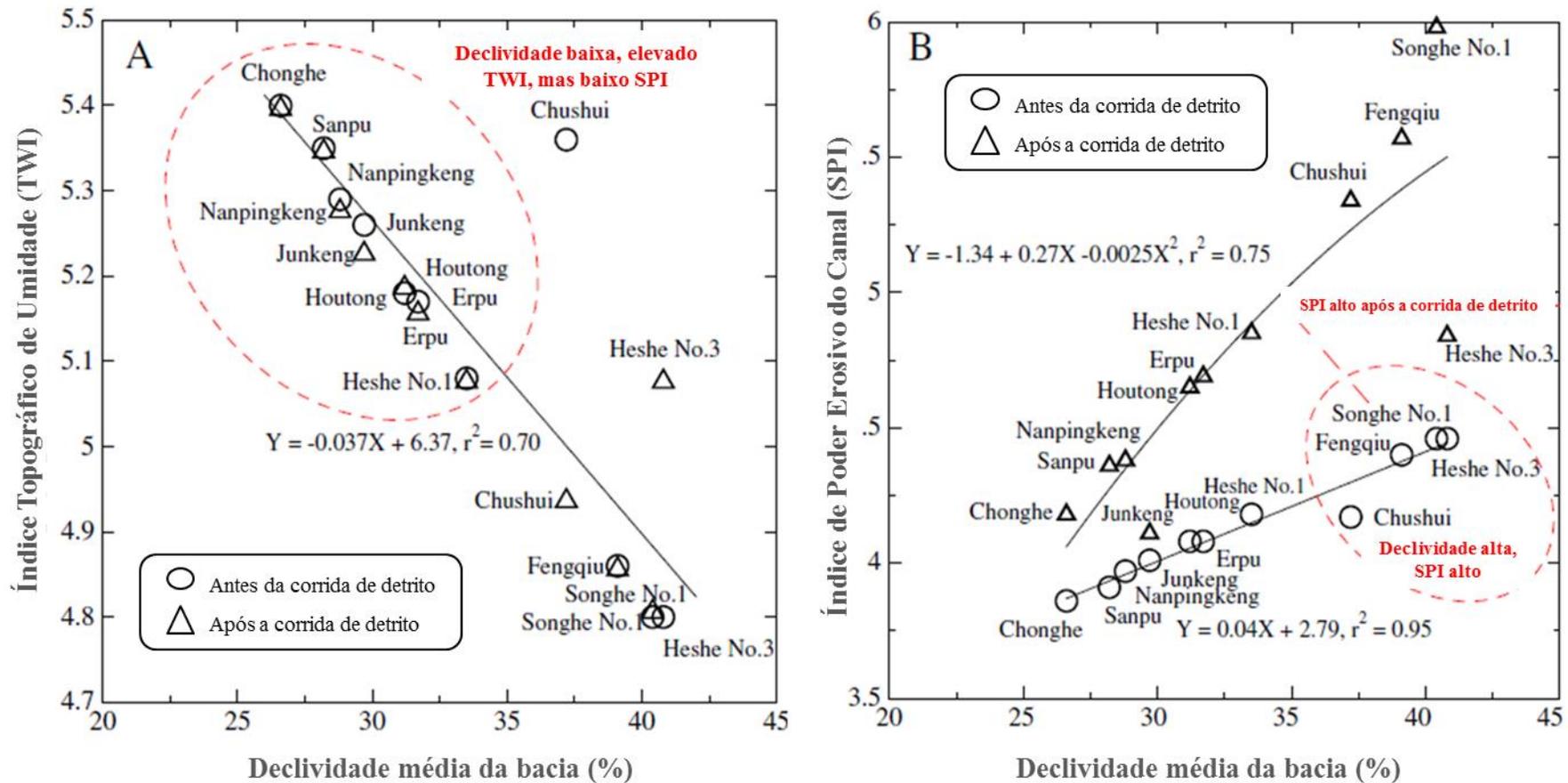


Figura 9 Relação entre o índice topográfico de umidade e a declividade média da bacia antes e após as corridas (A) e entre o índice de poder erosivo do canal e a declividade média da bacia antes e após as corridas de detritos. Observa-se, em ambos, um coeficiente de determinação elevado (0,7 e 0,75, respectivamente), indicando sua boa previsão da ocorrência das corridas de detritos. Fonte: Modificado De Chen e Yu (2011).

2.2 Determinação das taxas de denudação a longo-termo: aplicação do isótopo cosmogênico ^{10}Be

Há algumas décadas, a determinação das taxas de desnudação a longo-termo vem sendo realizada a partir de diferentes técnicas geocronológicas, dentre elas, a partir de isótopos. Os isótopos podem ser definidos como elementos químicos com um mesmo número atômico, mas que possuem diferente número de massa.

Os isótopos cosmogênicos têm, recentemente, oferecido uma nova técnica para a estimativa da taxa de denudação, por determinar quanto tempo os minerais estão expostos aos raios cósmicos próximos da superfície da paisagem (GRANGER *et al.*, 1996).

Von Blanckenburg (2005) afirma que a datação a partir de isótopos cosmogênicos pode variar entre intervalos de 10^3 e 10^5 anos, fornecendo uma boa estimativa da denudação natural a longo-termo, sendo pouco sensível a mudanças a curto-termo.

O método consiste na mensuração da quantidade deste elemento em uma amostra, e, conhecendo-se a altitude, latitude, profundidade, o sombreamento do relevo e o tempo de exposição, é possível determinar, por meio da exposição dos sedimentos aos raios cósmicos, a taxa de desnudação (LAL, 1991; NISHIIZUMI *et al.* 1993; GRANGER; MUZIKAR, 2001; VON BLANCKENBURG, 2005; entre outros).

Segundo Von Blanckenburg (2005), para estudos com a finalidade de determinar a taxa de denudação a longo-termo, este isótopo tem ampla utilização devido a sua radioatividade natural, por não existir nas rochas antes da sua exposição ao campo dos raios cósmicos, por sua meia-vida longa bem como pela abundância de quartzo em muitos litotipos (DUNAI, 2010).

Dentre os minerais que podem ser utilizados para a análise da concentração do ^{10}Be destaca-se o quartzo, em razão da sua resistência à perda dos núclídeos cosmogênicos, bem como sua abundância em rochas sedimentares e silicáticas (VON BLANCKENBURG, 2005).

Dorn e Phillips (1991) apontam que os isótopos cosmogênicos são superiores a outras técnicas de datação em grande parte das situações geomorfológicas, porque suas concentrações são baseadas nos processos

físicos que estão quantitativamente associados ao tempo percorrido. Algumas das aplicações do ^{10}Be são apresentadas na Figura 10.

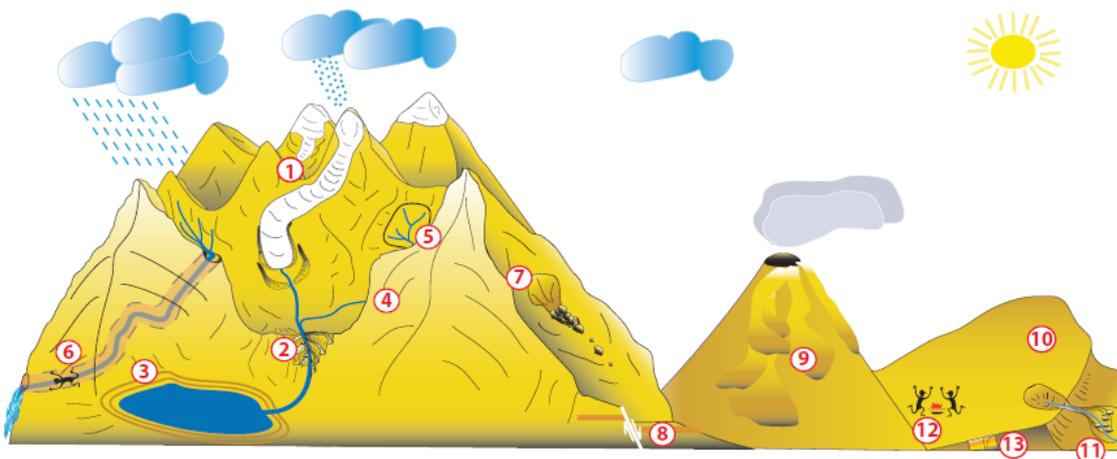


Figura 10 Aplicações do isótopo cosmogênico ^{10}Be : (1) cronologia glacial; (2) cronologia fluvial (terraços, incisão); (3) cronologia de linhas de costa; (4) taxas de erosão de encosta; (5) taxa de denudação média de bacias de drenagem; (6) cronologia de soterramento (cavernas, terraços e paleossolos); (7) cronologia de escorregamentos; (8) cronologia de escarpas de falha; (9) cronologia de erupções vulcânicas; (10) cronologia de desertos; (11) cronologia de leques aluviais; (12) arqueologia; e (13) cronologia pedogenética. Fonte: Modificado de Ivy-Ochs e Kober (2008).

Von Blanckenburg (2005) apresenta as premissas associadas à aplicação deste método aos sedimentos aluviais, a saber:

- (i) A denudação na bacia é uniforme ao longo do tempo, ou seja, a produção de isótopos cosmogênicos na bacia é igual à saída via desnudação total e decaimento radioativo, e todo sedimento erodido é sempre transportado por um canal fluvial;
- (ii) Em caso de litologia homogênea, cada área da bacia exposta à erosão deverá contribuir parcialmente com material na amostra de sedimentos aluviais, em proporção a sua taxa de erosão;
- (iii) Em caso de litologia heterogênea, os litotipos contêm distribuição granulométrica semelhante, e o tamanho dos grãos mobilizados não depende do processo morfogenético em operação;

- (iv) O quartzo não é enriquecido a partir da dissolução de outros minerais. Se houver, seu efeito deverá ser corrigido;
- (v) O armazenamento de sedimento na bacia deve ser mínimo e;
- (vi) A escala de tempo de denudação é menor que o decaimento radioativo.

O autor ainda afirma que alguma discordância com as premissas é inevitável em ambientes naturais complexos, mas que, mesmo assim, supera a maior parte das outras formas de estimativa da denudação, sendo a precisão do método suficiente para muitas das possíveis aplicações.

De acordo com Dunai (2010), as possíveis utilizações dos isótopos cosmogênicos são a datação de exposição de superfícies geológico-geomorfológicas, datação de soterramentos, determinação de taxa de denudação, determinação de taxas de soerguimento e dinâmica de formação do solo.

Uma das aplicações do ^{10}Be que vem se consolidando é a avaliação das taxas de denudação em escarpamentos de margens passivas, buscando compreender a evolução da vertente continental e da vertente oceânica destes escarpamentos, bem como o modelo de evolução destes compartimentos geológico-geomorfológicos. Os autores vêm obtendo resultados que mostram que a desnudação a longo-termo das vertentes oceânicas é muito mais intensa do que as continentais, sendo, em grande parte dos casos, duas vezes maior (FIGURA 11).

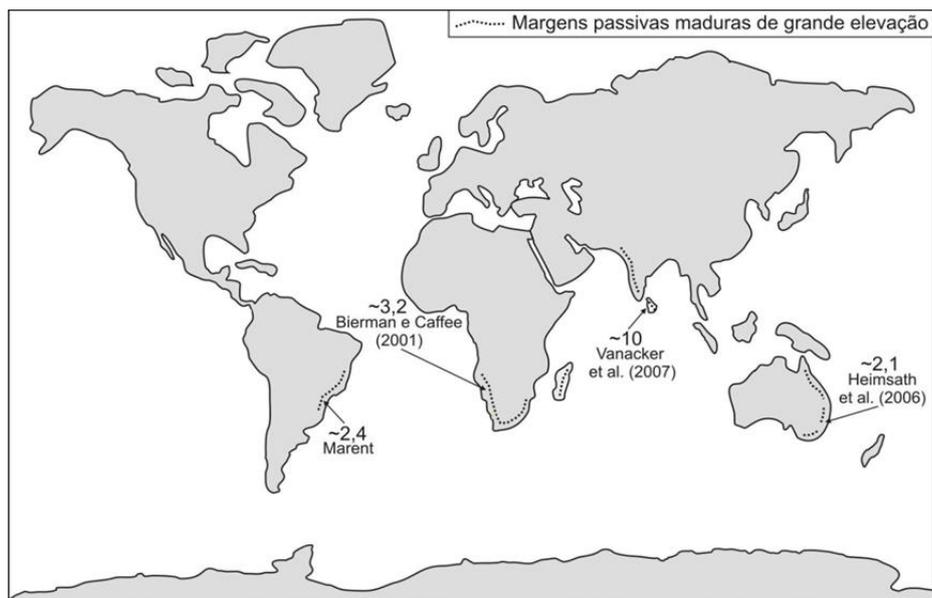


Figura 11 Distribuição das taxas de desnudação em margens passivas. Os valores expressam a razão entre as taxas obtidas em bacias oceânicas e bacias continentais. Nota-se que, ao menos, as taxas em bacias oceânicas são duas vezes maiores. Fonte: Marent (2011).

Parte dos autores cujas pesquisas utilizaram o ^{10}Be ainda avaliou as relações existentes entre as variáveis topográficas e as taxas de desnudação, tendo observado que não há, de forma geral, uma relação de dependência (BIERMAN; CAFFEE, 2001; HEIMSATH *et al.*, 2006; VANACKER *et al.*, 2007; CHEREM *et al.*, 2012; BARRETO *et al.*, 2013; REZENDE *et al.*, 2013; SALGADO *et al.*, 2014, entre outros). Autores que utilizaram outras técnicas para determinação das taxas de desnudação também verificaram estas relações de dependência entre topografia e as taxas. Schumm (1963), ao calcular a taxa de desnudação média em bacias com aproximadamente 4.000 km², verificou uma relação exponencial entre as taxas de desnudação e o relevo da bacia, indicando que as taxas aumentam rapidamente com o soerguimento. A mesma relação exponencial foi observada por Granger *et al.* (1996) entre as taxas e a declividade. Ahnert (1970) avaliou a relação entre taxas de desnudação e o relevo da bacia em bacias hidrográficas de média latitude, e notou uma relação linear entre a taxa de desnudação e a declividade. Já Summerfield e Hulton (1994) afirmam que o relevo local controla as taxas de desnudação em bacias de grande dimensão.

É importante destacar as relações entre as taxas de desnudação e a declividade observadas por Montgomery e Brandon (2002) e Binnie *et al.* (2007). Os primeiros constataram que há uma relação linear entre a declividade e as taxas até os 20°, havendo, acima disto, uma correlação fraca, justificada, pelos autores, pela maior ocorrência de movimentos de massa. O mesmo comportamento foi observado por Binnie *et al.* (2007), que acreditam que isto se deve ao predomínio de processos *steady-state* até 20° a 30° e, acima disto, dos movimentos de massa.

Recentemente, uma série de pesquisas vem sendo realizada no Brasil com o objetivo de compreender a evolução do relevo bem como avaliar os fatores controladores das taxas denudacionais. Salgado *et al.* (2007), Cherem *et al.* (2012), Barreto *et al.* (2013), Rezende *et al.* (2013) são alguns dos pesquisadores e colaboradores que vêm utilizando a técnica de análise da concentração de ^{10}Be para avaliação de paisagens continentais.

Cherem *et al.* (2012) investigou a denudação a longo-termo de dois escarpamentos escalonados que separam importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro – rios Doce, Paraíba do Sul e São Francisco. Além disso, avaliaram a influência das seguintes variáveis morfométricas nas taxas: relevo da bacia, declividade, área, e poder erosivo do canal. Os resultados mostram que há uma correlação positiva entre as taxas de denudação dos planaltos e a área das bacias e o poder erosivo dos canais. No entanto, para os flancos escarpados, essa correlação é inexistente. Além disso, em bacias de maiores dimensões, não houve correlação positiva, que pode ser explicada pela existência de áreas mais rebaixadas em bacias maiores, o que reduz a declividade e o relevo da bacia, levando à redução da desnudação.

Na mesma linha, Barreto *et al.* (2013) realizaram um levantamento das taxas de denudação a longo-termo a partir da análise da concentração de isótopos cosmogênicos para comparar as taxas na vertente leste (bacias dos rios Doce e Jequitinhonha) e oeste (bacia do rio São Francisco) em um trecho mais a Sul da Serra do Espinhaço (Minas Gerais). Foram selecionadas três bacias regionais, onde o litotipo predominante é o quartzito. Os autores também buscaram avaliar a relação entre algumas variáveis geomorfológicas e as taxas de denudação, não havendo correlação com nenhuma das variáveis selecionadas: elevação máxima, elevação média, relevo da bacia, declividade

média e área da bacia, fato já observado por outros autores que aplicaram a mesma técnica de determinação da taxa denudacional a longo-termo (MATMON *et al.*, 2003).

Ainda que alguns autores não tenham verificado um controle morfométrico nas taxas de denudação, muitas vezes em função de um forte controle litológico (BARRETO *et al.*; 2013; SALGADO *et al.*, 2014, entre outros), há trabalhos em que relações consistentes foram observadas. Rezende *et al.* (2013) discutiram os fatores controladores da evolução do relevo de um trecho do interflúvio entre as bacias do rio Grande (bacia do rio Paraná) e o do rio Paraíba do Sul, no Sul de Minas Gerais. Dos fatores controladores considerados, se destaca a boa correlação entre as taxas de denudação e dois parâmetros topográficos: amplitude de relevo e declividade média das sub-bacias (FIGURA 12). Mesmo a correlação tendo sido expressiva, os autores afirmam que não é geral, sendo provável que a fraca correlação esteja relacionada ao controle litológico, uma vez que há boa correlação entre a litologia e as taxas. Rezende *et al.* (2013) ainda apontam que este controle litológico nas taxas de denudação merece destaque em ambiente tropical úmido, uma vez que áreas graníticas, assim como Salgado *et al.* (2014), apresentaram taxas baixas.

Muitos autores também já discutiram ou mencionaram a representatividade da concentração de isótopos cosmogênicos em amostras de sedimentos aluviais de bacias onde predominam os movimentos de massa (BROWN *et al.*, 1995; SMALL *et al.*, 1997; NIEMI *et al.* 2005; YANITES *et al.*, 2009, entre outros). Ainda que muitos trabalhos façam referência a esta questão, estes são os trabalhos onde os autores buscaram verificar o grau de interferência dos movimentos de massa na concentração de isótopos, sobretudo a partir da aplicação de modelos e detrimento da inter-relação entre estes processos de curto-termo e as taxas a longo-termo.

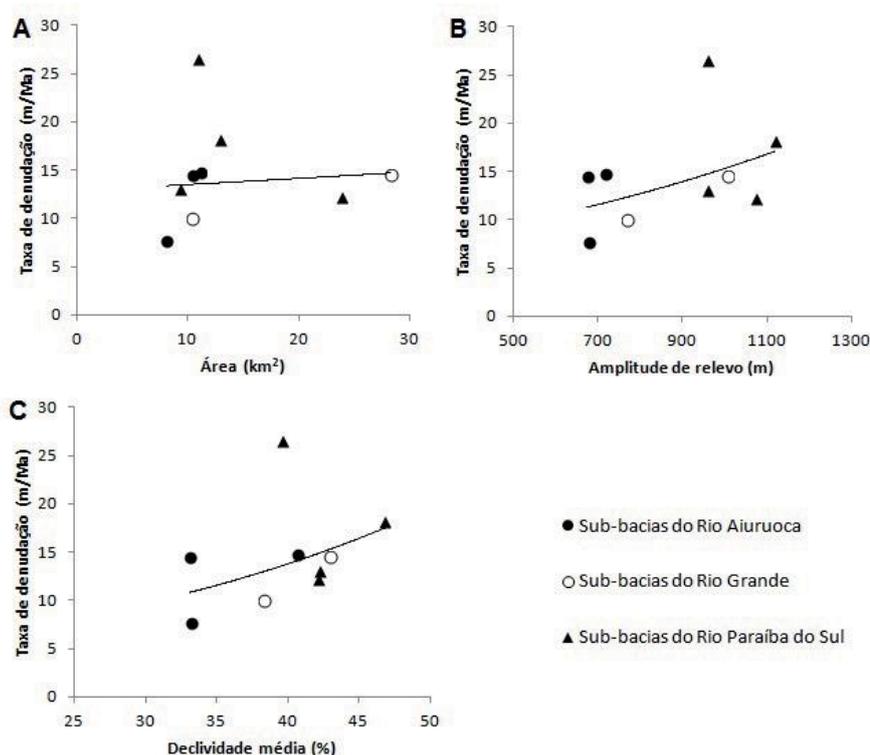


Figura 12 Relação entre a taxa de denudação e os parâmetros topográficos no interflúvio das bacias do rio Grande e Paraíba do Sul (MG). Observa-se a relação linear entre as taxas e os parâmetros, sendo a correlação mais forte entre a declividade média e as taxas. Fonte: Rezende *et al.* (2013).

Niemi *et al.* (1995) foram precursores dos trabalhos com tal finalidade. Os autores compararam as taxas de desnudação obtidas a partir de modelo numérico e a partir da análise da concentração de ^{10}Be em sedimentos fluviais e de escorregamentos em rocha, chegando à conclusão de que pelo modelo numérico, os aumentos da taxa de erosão acompanham o tamanho da bacia, presumivelmente relacionado ao aumento da probabilidade de grandes movimentos de massa em bacias de maior área. Além disso, e talvez a maior contribuição desta pesquisa, os autores observaram que as taxas derivadas da datação são estatisticamente representativas das taxas derivadas do modelo em bacias de 3ª ou, na maioria, 4ª ordem, possivelmente porque os canais destas ordens apresentariam vazão suficiente para misturar os sedimentos oriundos dos escorregamentos aos sedimentos transportados pelos demais processos, sejam eles constantes ou não. Por fim, afirmam que o método

contribui para o estudo da variabilidade temporal e espacial dos movimentos de massa.

Brown *et al.* (2005) compilaram uma série de dados oriundos de anos de monitoramento em uma bacia experimental em Porto Rico, com o objetivo de discutir, entre outras questões, o papel dos deslizamentos nas taxas de desnudação. Considerando que a composição química dos sedimentos não é uniformemente distribuída entre todas as frações granulométricas, os autores estimaram a concentração de ^{10}Be para as principais frações granulométricas identificadas no sedimento fluvial do canal principal da bacia. A partir desta concentração variável, foi realizada a análise ponderada da concentração de ^{10}Be nos sedimentos fluviais (a porcentagem de cada fração granulométrica foi definida a partir de uma série de dados de concentração de sedimentos em suspensão e de fundo). Os autores obtiveram resultados que corroboram os estudos de balanço de massa na área de estudo, confirmando a aplicabilidade deste isótopo em áreas sujeita a movimentos de massa.

Nesse sentido, Yanites *et al.* (2009) aplicaram um modelo 2D para simular a influência dos deslizamentos na produção de isótopos cosmogênicos. Os autores também empregaram um modelo de mistura de sedimentos, no qual a concentração de isótopos cosmogênicos do material erodido por deslizamentos e processos *steady-state* são combinados para avaliar como melhor inferir taxas de erosão da concentração dos isótopos, buscando fornecer ferramentas para melhor amostragem em campo. Os resultados apontam que, onde não há mistura dos sedimentos pela ação fluvial, os cosmogênicos são estimadores pouco precisos das taxas de desnudação a longo-termo em bacias dominadas por deslizamentos.

No que diz respeito às taxas de desnudação obtidas a partir da concentração de isótopos em amostras de sedimentos de deslizamentos, os autores consideram a profundidade da ruptura como um importante fator a ser levado em conta para a análise da representatividade da taxa obtida. Por exemplo, quando os escorregamentos são do tipo translacional raso (< 5 m), o resultado é mais confiável, uma vez que sua frequência tende a ser maior, se aproximando da premissa de erosão constante (*steady-state*) e não por eventos pontuais, de maior magnitude. Quando os deslizamentos forem mais profundos, a tendência é de que as taxas não sejam representativas, mas

ainda dependerá da habilidade do sistema de misturar os sedimentos e ponderar a magnitude dos eventos na taxa.

Os resultados discutidos nestas pesquisas confirmam a viabilidade da utilização do ^{10}Be com a finalidade de melhor compreender a dinâmica das taxas de desnudação a longo-termo em áreas sujeitas a processos de curto-prazo não constantes, como grande parte das tipologias de movimentos de massa.

3 SERRA DO MAR

A Serra do Mar é um conjunto de escarpas festonadas, alongada paralelamente com direção aproximadamente ENE, que constitui um relevo montanhoso singular na borda atlântica da América do Sul, se estendendo por cerca de 1.500 km, desde o vale do Rio Itajaí, em Santa Catarina até a região de Campos dos Goytacazes, no Rio de Janeiro (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).

Trata-se de um compartimento geológico-geomorfológico cuja gênese e evolução estão diretamente associadas às características litológicas, estruturais e aos processos tectônicos. É classificada como Serrania Costeira, um compartimento que faz parte do que Almeida (1964) denominou Província Costeira.

As rochas do embasamento são do Sistema Orogênico Mantiqueira (cinturões orogênicos Araçuaí, Ribeira e Tijucas). A região tem o embasamento pré-siluriano afetado por expressivo sistema de zonas de cisalhamento neoproterozoico, de direção essencialmente NE do Paraná ao Sul de São Paulo, e ENE no leste de São Paulo e Rio de Janeiro (Sistema Transcorrente Paraíba do Sul) (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012).

As zonas de cisalhamento são paralelas e anastomosadas, e foram reativadas como falhas normais no Mesozóico controlando o rifteamento. Segundo Gontijo-Pascutti *et al.* (2012), elas ainda foram reativadas como falhas normais durante o Paleógeno, na formação dos riftes da Serra do Mar e da Mantiqueira. De acordo com os autores, essas zonas de cisalhamento, falhas e fraturas de diversas orientações formadas em processos antigos, também se movimentaram como falhas transcorrentes, normais e inversas. Estes movimentos afetaram tanto o embasamento quanto a cobertura sedimentar, bem como condicionaram o relevo em blocos altos, baixos e adernados, controlando a dinâmica erosiva e sedimentar e a pedogênese da região.

Segundo Zalán e Oliveira (2005), a evolução da Serra do Mar ocorreu em duas principais etapas, que ocorreram no Cretáceo Inferior e no Paleógeno. A primeira está relacionada ao soergimento regional que progrediu para o rifteamento, levando à separação de América do Sul e África, formação de margens passivas e abertura do Atlântico Sul. O rifteamento e a formação da

margem passiva envolveu falhas normais lítricas mergulhando para o lado Sudeste. Em um segundo momento, houve um novo soerguimento, principalmente na região costeira do Paraná ao Espírito Santo alcançando o Sul de Minas Gerais, com a formação do sistema de riftes no Eoceno e o realçamento da Serra do Mar e da Mantiqueira.

Além disso, estudos relacionados à movimentação neotectônica ao longo dos sistemas de riftes e das Serras têm mostrado que a tectônica neogênico-quadernária afetou segmentos de relevos soerguidos e abatidos, podendo alcançar centenas de metros, controlando a dinâmica fluvial (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012), evidenciados pelos falhamentos tectônicos em camadas sedimentares pleistocênicas ou até mesmo mais novas (RICCOMINI *et al.*, 1989). Outra evidência é a distribuição anômala de areias em águas profundas, que pode indicar rejuvenescimento das áreas-fonte, seja por soerguimento generalizado ou pela criação de desníveis topográficos por abatimento de blocos (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005).

A complexa história evolutiva da Serra deu origem a diversas associações migmatíticas e metamórficas, bem como inúmeros corpos ígneos, o que explica a ampla variedade de tipos litológicos do embasamento exposto (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998) (FIGURA 13). Esta variedade, somada aos lineamentos estruturais, foi determinante na configuração do traçado hoje observado da Serra: o avanço da erosão sobre rochas como filitos, xistos, metarenitos, calcários, dolomitos, etc., no vale do Rio Ribeira (PR/SP), a proximidade da linha de costa devido à existência de *stocks* e batólitos graníticos no estado do Paraná, e a existência de rochas alcalinas (nefelina sienitos) na Ilha de São Sebastião. Por outro lado, falhas, zonas de cisalhamento, fraturas e rochas supracrustais condicionam lineamentos maiores e segmentos locais da rede de drenagem (ALMEIDA, 1964; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).

Hasui *et al.* (1994) propuseram uma classificação dos conjuntos litológicos vinculados a entidades geotectônicas:

- Gnaisses e metassedimentos de alto grau metamórfico (fácies granulito), representando níveis crustais mais profundos alçados por processos tectônicos; também são observados metassedimentos de graus metamórficos inferiores;

- Gnaisses de médio grau (fácies anfibolito) e metassedimentos de grau médio a baixo (fácies anfibolito a xisto-verde), representando níveis crustais menos profundos.

De acordo com esta complexa configuração lito-estrutural existente na Serra, há diferentes feições geomorfológicas (IPT, 1986): (i) Escarpa da borda do planalto, estabelecida a partir da ruptura de declive positiva contínua, interrompida pela drenagem; (ii) espigões, caracterizados por topos angulosos e vertentes abruptas, dos quais podem partir espigões menores, cuja ocorrência está condicionada à rede de drenagem; (iii) morros maiores no seu sopé, apresentando topos subarredondados a arredondados, que encontram-se nivelados aos níveis de aplainamento dos espigões da escarpa, com declividades médias a altas e; (iv) morros e morrotes isolados na planície costeira, que ocorrem no interior da mesma, apresentando, geralmente, formas convexas amplas, com encostas de baixa a média declividade.

Das referidas feições geomorfológicas, nas três primeiras é notável a ocorrência de movimentos coletivos de massa, associados aos eventos pluviométricos intensos e prolongados.

Mesmo com os altos índices pluviométricos ao longo de toda a Serra, a distribuição espacial no sentido litoral-escarpa não se dá de forma homogênea, pois a topografia interfere na circulação atmosférica, levando a uma variação da distribuição pluviométrica que induz à concentração da precipitação na vertente a barlavento, indicando um aumento na direção costa-interior (CONTI, 1975; PELEGATTI, 2008) (FIGURA 14).

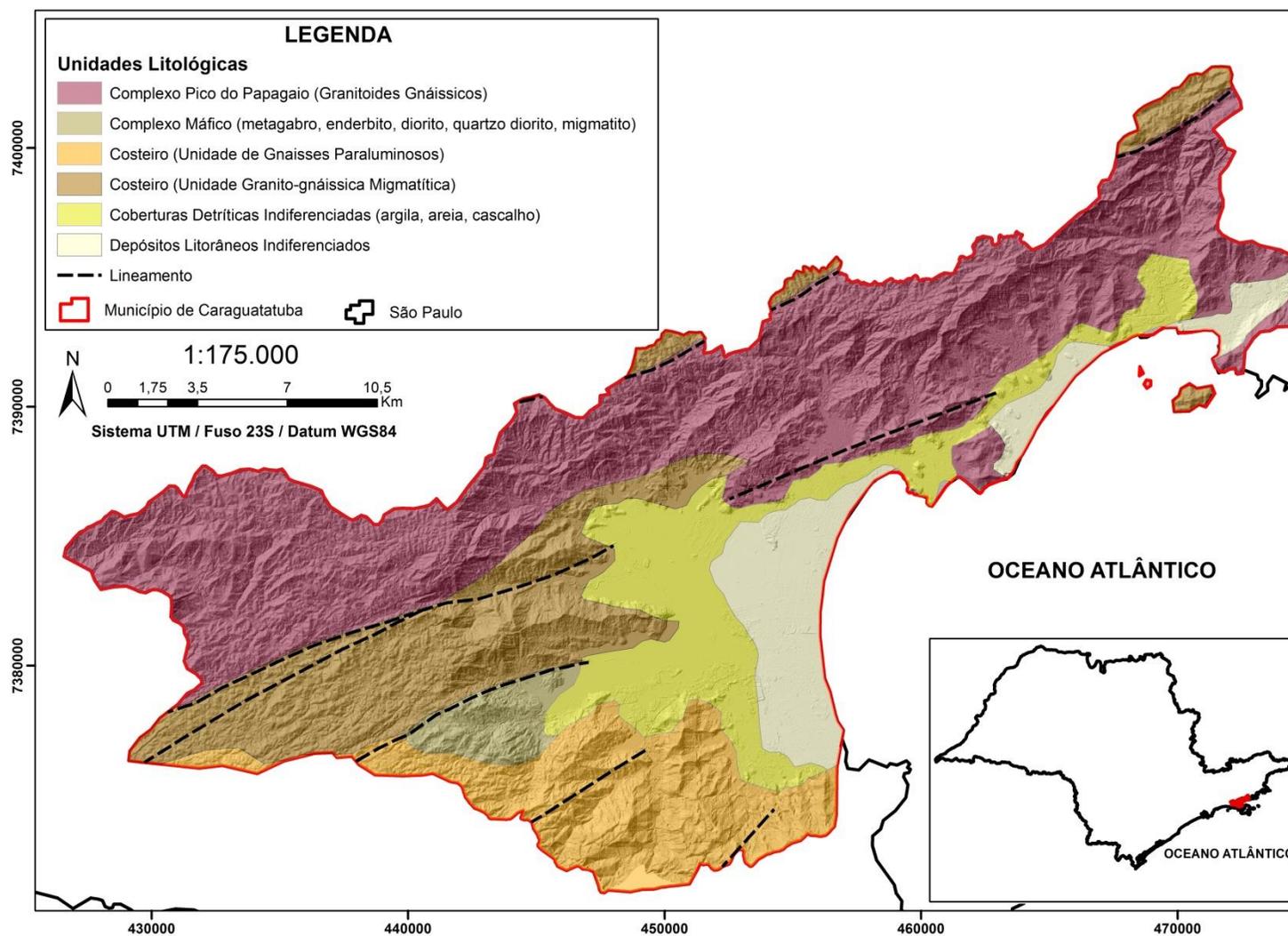


Figura 13 Unidades litológicas existentes na Serra do Mar em Caraguatatuba (SP). Fonte: Modificado de Perrota et al. (2005).

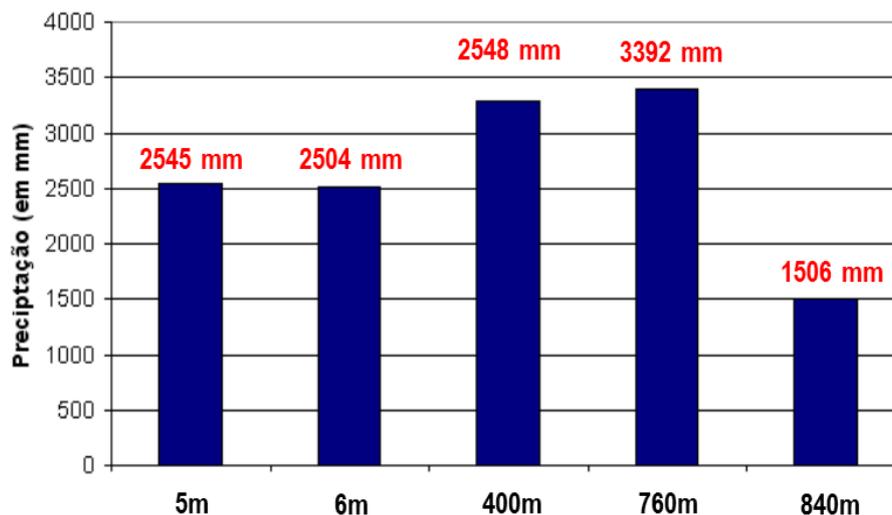


Figura 14 Totais pluviométricos anuais em postos localizados na planície costeira (5 m e 6 m) e na escarpa (400 m, 760 m e 840 m). Nota-se um total aproximadamente 50% maior na escarpa, induzido pelo efeito orográfico. Fonte: Pelegatti (2008).

A atuação das Massas Tropical Atlântica e Equatorial Continental, ambas úmidas e mais fortes no verão, leva à ocorrência de chuvas prolongadas e, muitas vezes, extremamente intensas, que atingem intensidades de até 120 mm/h (CRUZ, 1974).

A existência de uma densa vegetação, especificamente a mata tropical atlântica ou floresta latifoliada úmida de encosta é muito importante para a dinâmica hidrológica das bacias hidrográficas da Serra. As funções mecânicas e hidrológicas desempenhadas pelo dossel e sistema radicular parecem favorecer a estabilização de suas encostas, embora em situações de índices pluviométricos extremos, mesmo as áreas de alto grau de preservação da cobertura vegetal não estão imunes aos movimentos de massa. Tal fato é comprovado ao resgatarmos alguns dos eventos mais catastróficos associados aos movimentos de massa: mais recentemente na região serrana do Rio de Janeiro, em 2011 e Santa Catarina, em 2008, e um dos primeiros eventos generalizados de movimentos de massa na Serra do Mar bem documentado - em Caraguatatuba-SP, no ano de 1967. Nestes casos, em grande parte das áreas atingidas não houve intervenção humana.

Existem muitas evidências de ocorrência de movimentos de massa na Serra do Mar confirmando a recorrência destes eventos neste compartimento (FIGURA 15). No entanto, nas três últimas décadas, o melhor registro destes eventos e o adensamento das ocupações humanas chamaram a atenção para sua frequência e magnitude (TABELA 3).

No verão de 2011, a Serra foi palco de eventos de alta magnitude em duas localidades: estados do Paraná e Rio de Janeiro. No estado do Paraná, devido à pequena ocupação, são poucas as informações disponíveis sobre o evento. No estado do Rio de Janeiro, os altos índices pluviométricos registrados ao longo do verão, somados ao evento de maior intensidade entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 (~300 mm/48h), atingiram principalmente os municípios de Nova Friburgo, Petrópolis e Teresópolis, onde foram registrados 3622 escorregamentos (COELHO NETTO *et al.*, 2011), que culminaram em corridas de detritos. Os escorregamentos ocorreram nos contatos colúvio/rocha e solo/rocha, enquanto as corridas de detritos alcançaram até 20 km de extensão (AVELAR *et al.*, 2011). Destaca-se, neste evento, que algumas corridas foram deflagradas tendo havido poucos escorregamentos nas encostas (FIGURA 16).

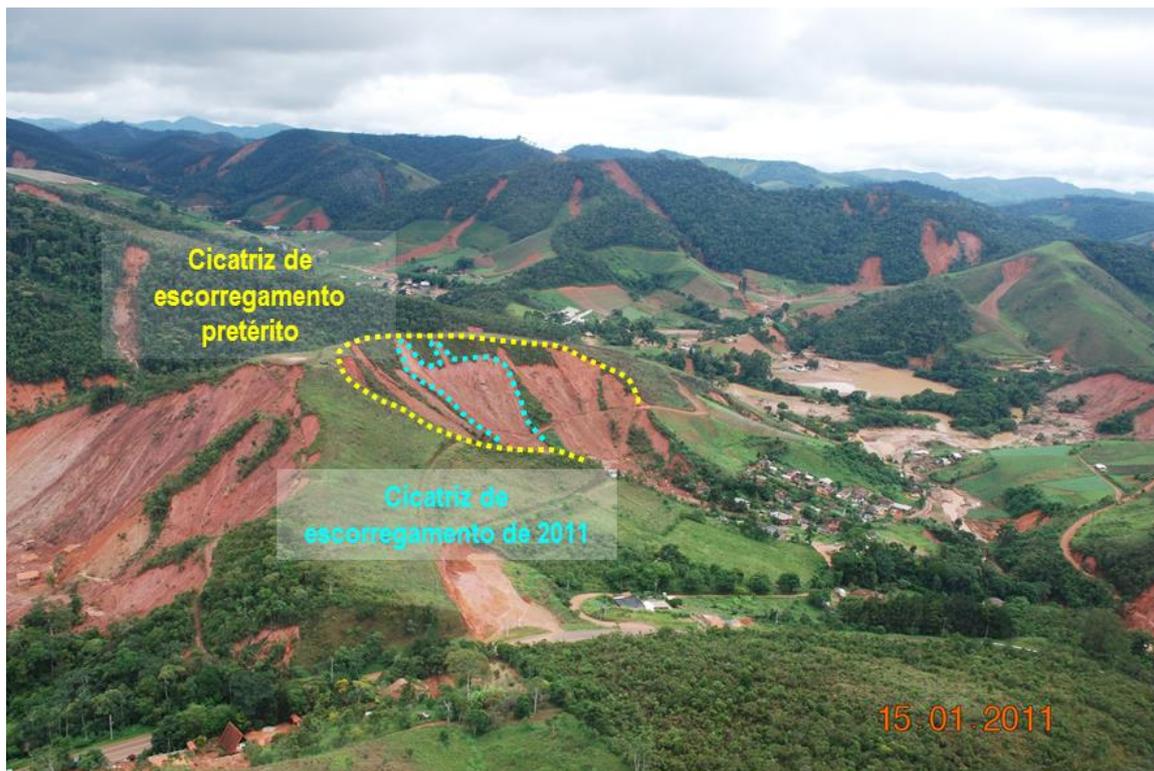


Figura 15 Região Serrana do Rio Janeiro, onde os escorregamentos de 2011 claramente ocorreram em locais já atingidos por eventos pretéritos. Foto: Bianca C. Vieira (2011).

Tabela 3 Ocorrências de movimentos de massa na Serra do Mar. Os valores de área, velocidades e volumes se referem aos processos de corridas de massa.

ANO	LOCAL (Estado)	Chuva	Area (Km ²) Speedy (m/s) Volume (m ³)	PERDAS (nº mortes); outros danos
1928	Mont Serrat (SP)	-	Vol:> 1x10 ⁵	(60); destruição da Santa Casa
1958	Mont Serrat (SP)	-	-	(43); destruição de 100 casas
1966	Rio de Janeiro (RJ)	-	-	(100)
1967	Serra das Araras (RJ)	275mm/24h	Vol:> 10x10 ⁶	(1200); > 100 casas destruídas, danos em rodovias, destruição da usina hidrelétrica
	Caraguatatuba (SP)	420mm 586mm/48h	Vol:> 7,6x10 ⁶	(120); 400 casas destruídas, danos em rodovias
1971	Ferrovias Santos-Jundiá (SP)	-	Vol:1x10 ⁵ (estimado)	Viaduto de aço destruído, obras de estabilização de encostas
1974	Tubarão (SP)	394mm/ 72h 742mm/16 dias	-	(195); área urbana inundada
1975-1976	Grota Funda (SP)	-	S:8,4 Vol:> 10x10 ⁶	Pilares da ponte ferroviária danificados
1976	Rio Cachoeira (SP)	276mm/24h	A:4 Vol:1x10 ⁵	Inundação nas indústrias, duas barragens de terra e alvenaria foram construídas
1988	Cubatão (SP)	-	-	(10)
	Petrópolis (RJ)	145mm/24h 414mm/144h	-	(171); 5 mil desabrigados, 1,100 moradias interditadas
	Rio de Janeiro (RJ)	-	-	(~300); destruição de dezenas de moradias
1994	Cubatão (SP)	60mm/24h	A:2,64 S:10 Vol:3x10 ⁵	Inundação da Refinaria da Petrobrás, interrupção das operações e limpeza (US\$ 44mi)
1996	Cubatão (SP)	-	A: 2,64 S: > 10 Vol.: 1,6x10 ⁴	Trabalhos de limpeza
	Rodovia Oswaldo Cruz (SP)	10 mm/10 min 442 mm/13 h	-	Rodovia danificada, obras de estabilização de encostas, Estação de Captação de água afetada
	Bacia do Rio Papagaio (RJ)	202mm/24h	A: 2,13 Vol.: 9x10 ⁴	(1);centenas de casas destruídas
	Bacia do Rio Quitite (RJ)	202mm/24h	A: 2,53 Vol.: 4x10 ⁴	casas destruídas
	Rio de Janeiro (RJ)	-	-	(54)
1999	Rodovia Anchieta (SP)	128mm/24h 274mm/72h	Vol.:3x10 ⁵	200 m de área afetada, tráfego interrompido por várias semanas, Estação de Captação afetada
2002	Petrópolis (RJ)	-	-	(88)
2008	Santa Catarina (SC)	720 mm/72h	-	(135); 80,000 desalojados/desabrigados, 85 municípios em situação de emergência
2010	Angra dos Reis (RJ)	-	-	(53)
	Rio de Janeiro	-	-	(253)
2011	Córrego Dantas (RJ)	269mm/72h	A: 52	(429); 3, 220 desaparecidas, 2,031 desalojados, desabrigados e muitos prejuízos econômicos
	Córrego Vieira (RJ)	269mm/72h	A: 33	
	Córrego da Posse (RJ)	92,6mm/72h	A: 12	(343); 9,110 desaparecidas, desalojados, 6,727 desabrigados e inúmeros prejuízos
	Córrego do Cuiabá (RJ)	35,8mm/72h	A: 36	(71); 6,223 desaparecidos, desalojados, 191 desabrigados e inúmeros prejuízos
	Antonina (PR)	-	-	(4)
2013	Córrego do Pilões (SP)	23mm/10min 115min/1h 273mm/09h	-	Danos a reservatório de água, cilindros de cloro e estrada de serviço destruídos,

Fonte: Vieira e Gramani (2015).

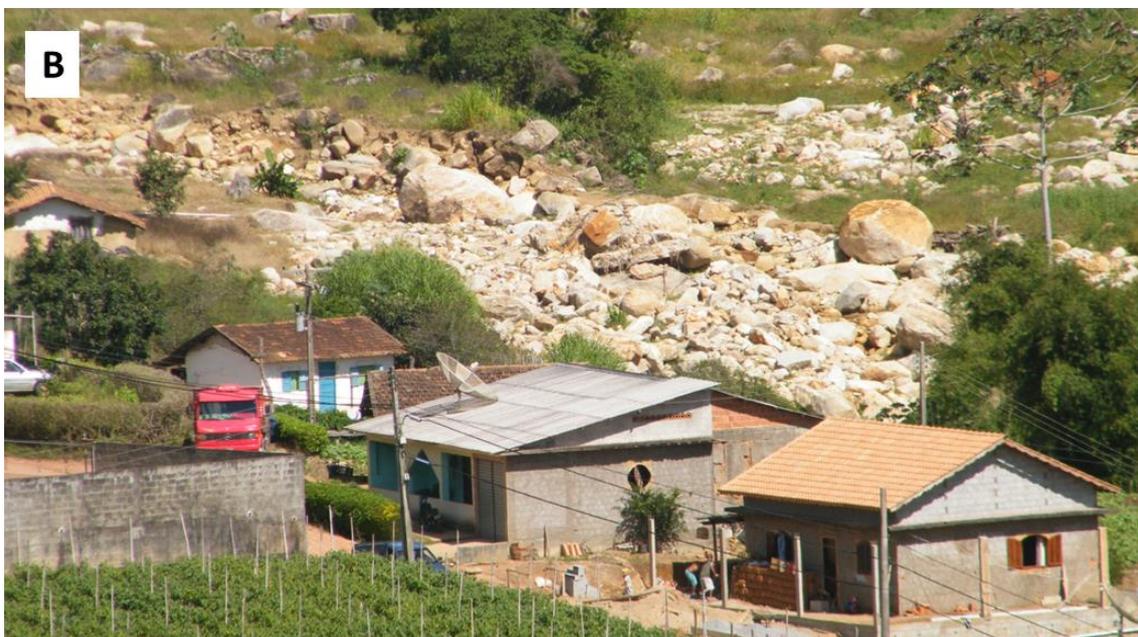
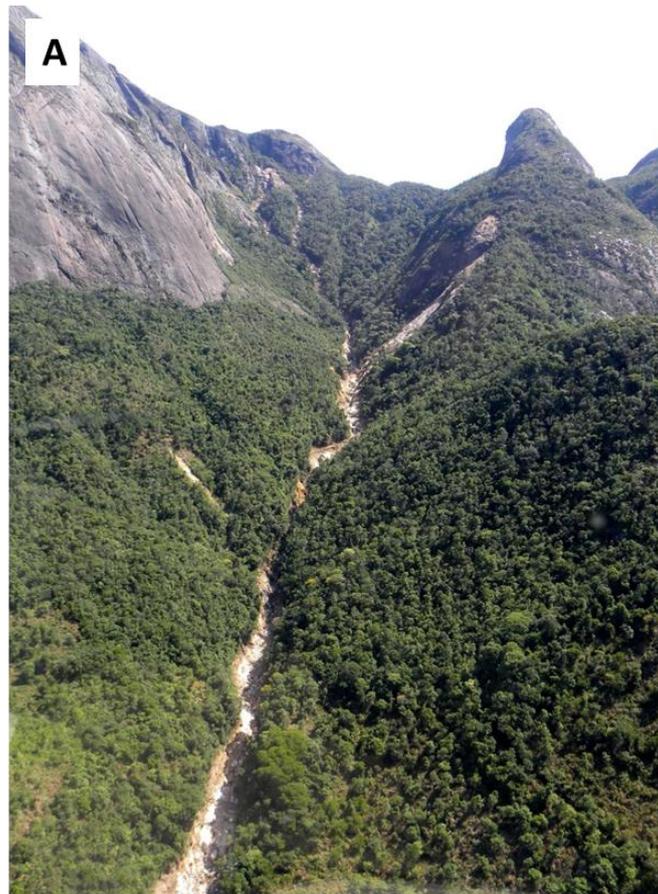


Figura 16 Corrida de detritos no vale do rio Vieira, em Teresópolis-RJ. (A) Observa-se a pequena quantidade de escorregamentos nas encostas, que pouco contribuiu para a corrida que ocorreu na drenagem principal. (B) Depósito dos blocos em um setor do canal com declividade mais suave, onde também são identificados blocos de corridas pretéritas (blocos mais escuros). Foto: (A) Bianca Vieira; (B) do autor.

Em 2008, o setor da Serra no estado de Santa Catarina foi palco de um dos eventos. Aproximadamente 700 mm de chuva concentrada em apenas 72 horas deflagraram escorregamentos rotacionais profundos, corridas de lama e inundações (Figura 15), deixando números que chamam a atenção - 135 mortes, mais de 80,000 desalojados/desabrigados, 85 municípios em situação de emergência e 14 em estado de calamidade pública (VIEIRA; GRAMANI, 2015).

No estado de São Paulo, os anos de 1985 e 1967 foram marcados por catástrofes na região da Baixada Santista e Caraguatatuba, respectivamente. No primeiro, foram registrados 380 mm apenas nos dias 23 e 24 de janeiro de 1985, cerca de 40-60% do valor total deste mês (VIEIRA; GRAMANI, no prelo). Somado aos altos índices pluviométricos, o grau de degradação da floresta tropical úmida decorrente da poluição emitida pelo polo industrial de Cubatão certamente contribuiu para a magnitude do evento. Os escorregamentos rasos induziram corridas de detritos com uma grande concentração de sólidos que, por sua vez, alcançaram as indústrias situadas ao sopé da escarpa, causando enorme destruição e prejuízo (FIGURA 17).

No verão de 1966/67, Caraguatatuba (SP) também foi atingida por chuvas que levaram à ocorrência de escorregamentos generalizados. O volume de chuva registrado ao longo da estação foi acima do normal, culminando com o episódio dos dias 17 e 18 de março. No mês de março foram registrados 945,6 mm, sendo que apenas nos dias 17 e 18 choveu 586 mm (CRUZ, 1974), o que representava cerca de 35% do total pluviométrico anual daquela região (WOLLE, 1986) (FIGURA 18).



Figura 17 Escorregamentos rasos generalizados nas encostas da Serra do Mar em Cubatão (SP), em 1985. Nota-se que o material mobilizado pelos escorregamentos se concentrou nas drenagens, resultando em corridas de detritos. Foto: Arquivo IPT.

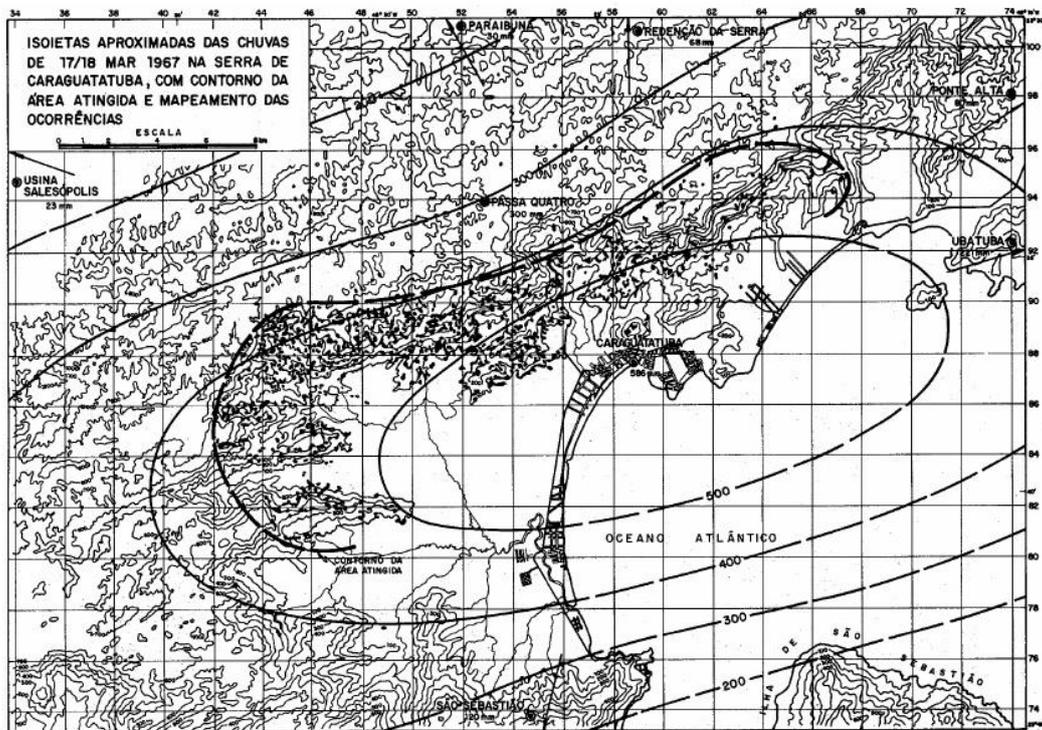


Figura 18 Isoietas das chuvas de 17 e 18 de março de 1967 em Caraguatatuba-SP. Os pontos pretos indicam as ocorrências de movimentos de massa. Nota-se que as localidades mais atingidas estão inseridas nas isoietas de maior valor. Fonte: Fúlfaro *et al.* (1976).

A referida autora relata que chovia desde o dia 16, tendo aumentado a intensidade a partir das 18h do dia 17. Nas primeiras horas do dia 18, começaram os deslizamentos generalizados, culminando em uma avalanche por volta das 13h, que alargou o leito rio Santo Antônio, na área urbana do município, de cerca de 10-20 para 60-80m.

Cruz (1974) afirma que as corridas foram originadas pelo material mobilizado pelos escorregamentos (FIGURA 19). Devido à velocidade do fluxo, uma série de reações em cadeia levou à remoção de materiais já depositados a jusante da escarpa. Os blocos chegaram às dimensões de 2,7 a 4,0 m em seu eixo maior, pesando de 30 a 70 toneladas.



Figura 19 Cicatrizes dos escorregamentos de 1967, no pico do Jaraguá, Caraguatatuba (SP). Foto: Arquivo público de Caraguatatuba.

Fúlfaro *et al.* (1976) realizaram um estudo para estimar o tempo de recorrência dos movimentos de massa de grandes dimensões em Caraguatatuba. Foram reconhecidos pelo menos quatro grandes níveis de

escorregamentos pretéritos. Foram datados restos de madeira presentes nos depósitos, o que resultou num tempo de recorrência de 1.000 anos.

Com o objetivo de verificar os principais condicionantes topomorfológicos destes deslizamentos, Cruz (1990) selecionou uma área experimental para realização do estudo e pôde constatar que grande parte ocorreu em cruzamentos de alinhamentos estruturais e em vertentes escarpadas com mais de 22°, sendo mais concentrados nos flancos mais elevados da área mapeada, como também nas bacias de recepção dos anfiteatros mais expostos aos fluxos pluviais ou nos nichos de cabeceiras de drenagem.

Com o objetivo de analisar o risco a movimentos de massa e inundação para subsidiar a escolha entre alternativas locacionais da unidade de tratamento de gás do gasoduto da PETROBRAS em Caraguatatuba, IPT (2006) realizou um estudo detalhado sobre os depósitos das corridas que ocorreram em 1967 em algumas bacias que drenam para o setor em que a planície fluvio-marinha apresenta maior extensão.

O autor compilou dados a respeito do evento, a partir dos quais constatou que as corridas ocorreram num raio variando de 7 a 15 km de extensão, no entanto, variaram no tempo e no espaço, alterando suas características conforme o escoamento, passando de *debris flows* para *mud flows* e, finalmente, *mud floods*.

Estes trabalhos revelam a intensa morfogênese neste setor na Serra do Mar em Caraguatatuba. Por outro lado, próximo a estas áreas fortemente atingidas em 1967, em outras bacias, as feições decorrentes do evento mostram que os processos devem ter sido menos intensos. Tal fato pode estar associado aos maiores índices pluviométricos nas bacias mais atingidas, mas as características topográficas certamente influenciaram na ocorrência dos escorregamentos rasos e corridas de detritos, que, neste caso, deixaram cicatrizes e depósitos menos expressivos. Dias (2014) verificou que na bacia do rio Massaguaçu, com características morfométricas distintas daquelas mais atingidas, os blocos depositados têm menor dimensão se comparado às demais. Portanto, entende-se que a morfometria é um importante condicionante destes processos, o que despertou o interesse em melhor compreender esta relação.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos adotados para desenvolvimento da pesquisa foram (i) seleção das bacias hidrográficas; (ii) amostragem de sedimento aluvial; (iii) mapeamento dos depósitos de corridas de detritos; (iv) aplicação dos índices morfométricos; (v) preparação das amostras e análise da concentração de ^{10}Be e; (vi) análise integrada dos resultados obtidos (FIGURA 20).

4.1 Seleção das bacias de drenagem

As bacias foram selecionadas de forma a atender os critérios dos métodos empregados bem como a representatividade dos fenômenos estudados (FIGURA 21). Desta forma, foram selecionadas: (i) bacias de drenagem com presença e ausência de evidências de corridas de detritos (ex. depósitos de blocos em superfície); e (ii) bacias com área entre 10 e 50 Km², de acordo com os trabalhos pioneiros de utilização de sedimentos fluviais para determinação da taxa de denudação a longo-termo a partir do ^{10}Be (BROWN *et al.*, 1995; GRANGER *et al.*, 1996).

Para a seleção de bacias com depósitos de corridas de detritos, foram utilizados trabalhos anteriores, nos quais eles foram mapeados. Na carta geomorfológica da área de Caraguatatuba, elaborada por Cruz (1974), foram mapeadas algumas feições sedimentares associadas à ocorrência de movimentos de massa, como solos colúvio-aluviais e os taludes de detritos colúviais. Em outro trabalho de Cruz (1990), são apresentadas as feições oriundas de movimentos de massa ocorridos no evento de 1967 em Caraguatatuba, com destaque para as bacias do Camburu, Pau D'Alho e Santo Antônio. Fúlfaro *et al.* (1976), por sua vez, representaram todas as cicatrizes dos processos ocorridos no evento de 1967, em toda a área atingida, enquanto IPT (2006) mapearam a distribuição das isoessuras de sedimentos mobilizados por corridas de detritos em parte das bacias que drenam a escarpa da Serra do Mar em Caraguatatuba.

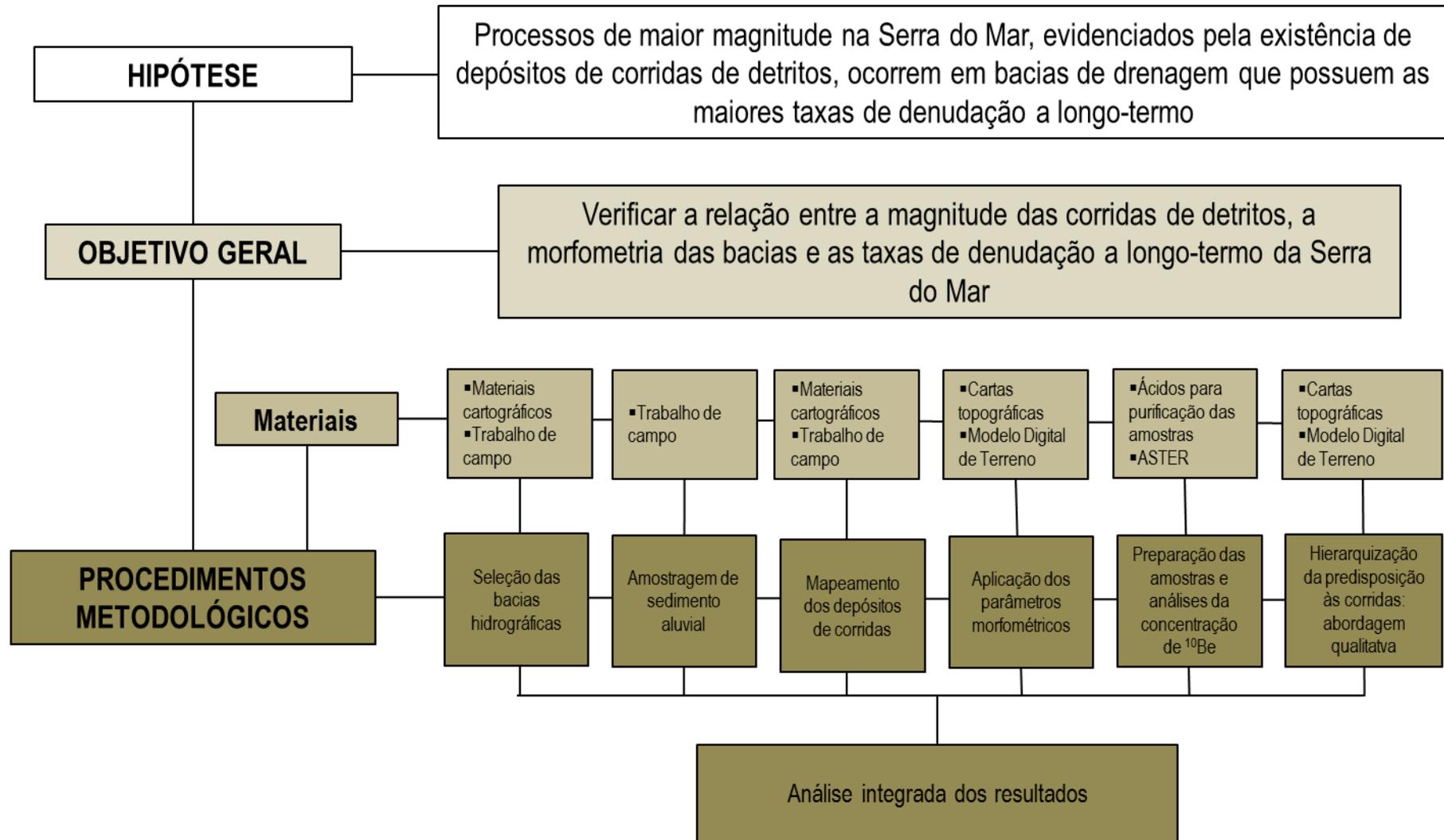


Figura 20 Fluxograma das etapas da pesquisa.

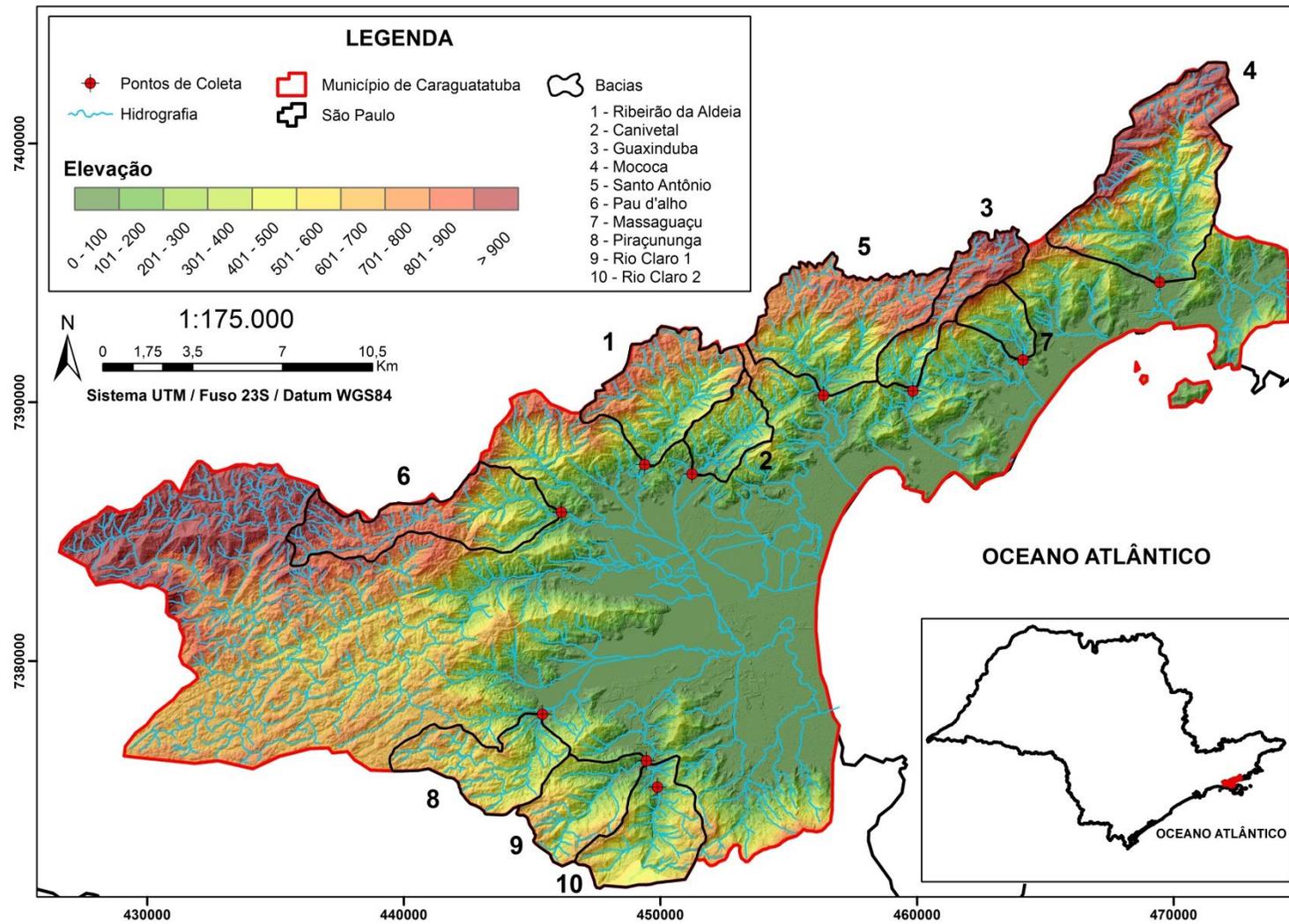


Figura 21 Localização das bacias de drenagem no município de Caraguatatuba (SP).

As informações disponíveis nestes materiais orientaram a seleção de 10 bacias de drenagem, as quais também possuíam dimensões apropriadas para determinação das taxas de denudação em escala de bacia de drenagem com o ^{10}Be . Para confirmação da escolha destas bacias, foi realizado um trabalho de campo para verificação da existência dos depósitos de corridas de detritos naquelas bacias onde estes haviam sido previamente identificados.

4.2 Amostragem de sedimento aluvial

A amostragem de sedimento aluvial para a análise de concentração de ^{10}Be deve respeitar os pressupostos já estabelecidos na literatura (BROWN *et al.*, 1995; GRANGER *et al.*, 1996; NIEMI *et al.*, 2005; VON BLANCKENBURG, 2005; YANITES *et al.*, 2009), a saber:

- Mínima perturbação antrópica, de forma que o material coletado seja representativo da dinâmica natural dos processos hidrogeomorfológicos;
- Inexistência de movimentos de massa profundos, que poderiam mobilizar sedimentos com uma baixa concentração de ^{10}Be , levando à alteração das taxas de desnudação. Nesse sentido, Niemi *et al.* (2005), ao comparar as taxas de erosão em áreas submetidas aos movimentos de massa, a partir de datação e por um modelo numérico que englobava os possíveis efeitos dos movimentos de massa nas taxas, apontam que as taxas derivadas da datação são estatisticamente representativas das taxas derivadas do modelo em bacias de 3ª ou 4ª ordem, comprovando que a partir destas ordens o curso d'água já é suficiente para misturar o material mobilizado por movimentos de massa mais profundos que pudessem conter uma concentração menor de ^{10}Be . Tal constatação permite que a análise da concentração deste isótopo cosmogênico seja aplicável em bacias localizadas em relevos escarpados que sofrem com os movimentos de massa, como a Serra do Mar e;

Desta forma, a coleta de amostras em áreas sujeitas aos movimentos de massa deve privilegiar os sedimentos aluviais, onde o material mobilizado pelos escorregamentos estará diluído, resultando em um valor médio de

denudação à montante do local onde foi realizada a amostragem (BROWN *et al.*, 1995; NIEMI *et al.*, 2005; YANITES *et al.*, 2009).

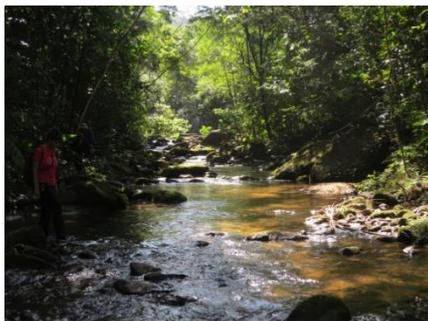
As coletas foram realizadas, portanto, no meio da seção transversal do canal fluvial (FIGURA 22), sendo que, em sua maioria, em um trecho do canal principal já na planície flúvio-marinha. Os trabalhos de campo foram realizados no mês de agosto de 2015, uma vez que a ocorrência de escorregamentos recentes (frequentes nos meses mais úmidos, no verão) poderia comprometer o resultado da análise da concentração de ^{10}Be .

4.3 Mapeamento dos depósitos de corridas de detritos

O mapeamento dos depósitos de corridas teve como objetivo identificar sua distribuição espacial e avaliar a magnitude das corridas. Para tanto, foram realizados trabalhos de campo nas bacias anteriormente selecionadas, onde buscou-se identificar e caracterizar os depósitos a partir da dimensão dos blocos depositados e da sua tipologia.

Os critérios adotados para identificação em campo dos depósitos foram: (i) proximidade dos blocos do sopé das encostas; (ii) proximidade dos blocos da rede de drenagem e; (iii) imbricamento dos blocos (FIGURA 23). Para definição do ponto mais a montante a ser vistoriado em campo, utilizou-se o critério adotado pelo Projeto GIDES-JICA² para determinação de onde as corridas começam a depositar – o ângulo mínimo de 30° entre o canal e curva de nível (FIGURA 24). Vale ressaltar que este critério serve para corridas que ocorrem associadas à rede de drenagem. Desta forma, não foram mapeados os depósitos localizados ao longo da escarpa, sobretudo em patamares associados às soleiras rochosas.

² Trata-se de um Projeto de Gestão Integrada de Riscos em Desastres Naturais, por meio da Cooperação Técnica Internacional entre os governos brasileiro e japonês. O principal produto deste projeto será um manual técnico de mapeamento de risco/perigo para a prevenção de desastres causados por movimentos de massa.



Bacia do Ribeirão Aldeia



Bacia do Rio Pau D'Alho



Bacia do Rio Canivetal



Bacia do Rio Piraçununga



Bacia do Rio Guaxinduba



Bacia do Rio Claro I



Bacia do Rio Massaguaçu



Bacia do Rio Claro II



Bacia do Rio Mococa



Bacia do Rio Santo Antônio

Figura 22 Locais onde foram coletas as amostras nas 10 bacias de drenagem.

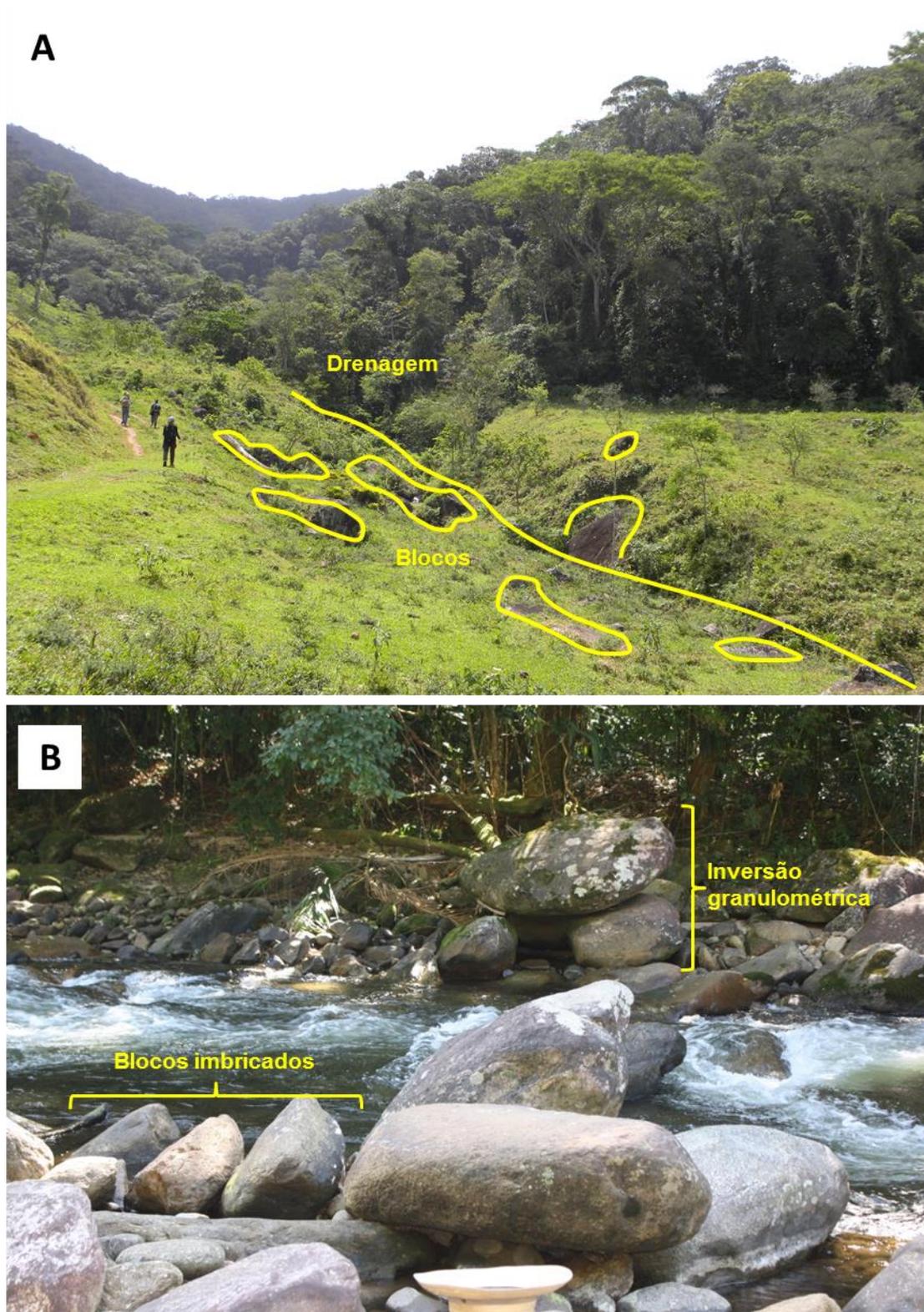


Figura 23 Identificação de feições características dos depósitos de corridas de detritos: (A) Blocos próximos à drenagem e ao sopé da encosta e (B) depósitos no próprio canal, onde se observa o imbricamento dos blocos, mostrando a direção do fluxo, e a inversão granulométrica, em que os blocos de maior dimensão são transportados mais próximos da superfície.

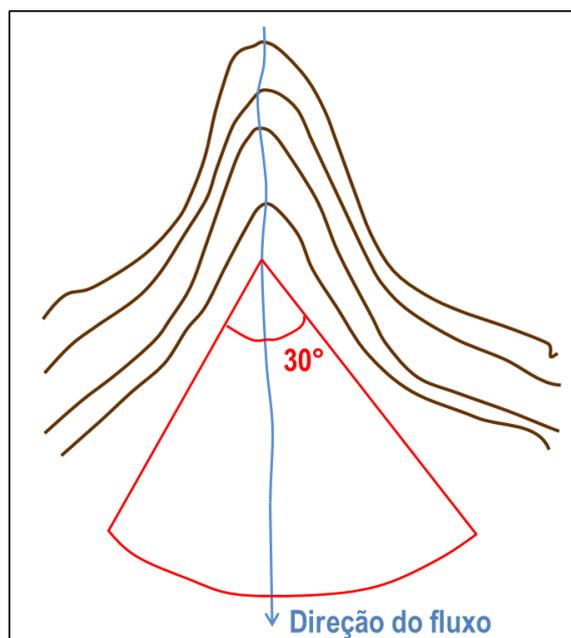


Figura 24 Ângulo mínimo entre o fluxo e a curva de nível para que se inicie a deposição do material.

Os mapas de Cruz (1974, 1990) também foram utilizados para definição dos limites a montante e a jusante de onde os depósitos ocorrem, uma vez que nestes são representadas feições sedimentares como os taludes de detritos (FIGURA 25) e as cicatrizes de escorregamentos de 1967 (FIGURA 26), que também englobam os depósitos das corridas.

Para a classificação dos blocos a partir da sua dimensão, foi utilizada a proposta de Stoffel (2010), cujo trabalho teve por objetivo reconstruir a relação magnitude-frequência das corridas de detritos nos últimos 150 anos nos Alpes suíços. O autor utilizou a dimensão dos blocos como um dos critérios para a determinação da magnitude das corridas, classificando os blocos em pequenos (< 0,5 m), médios (0,5 a 1,5 m), grandes (1,5 a 2,5 m) e gigantes (> 2,5 m) (TABELA 4). Os depósitos identificados em campo foram georreferenciados para posterior mapeamento, para o qual foi utilizado *Software ArcGis 10.2*. Além disso, foi elaborado um *buffer* de 50m nas drenagens, buscando relacionar os depósitos identificados em campo e os cursos d'água.

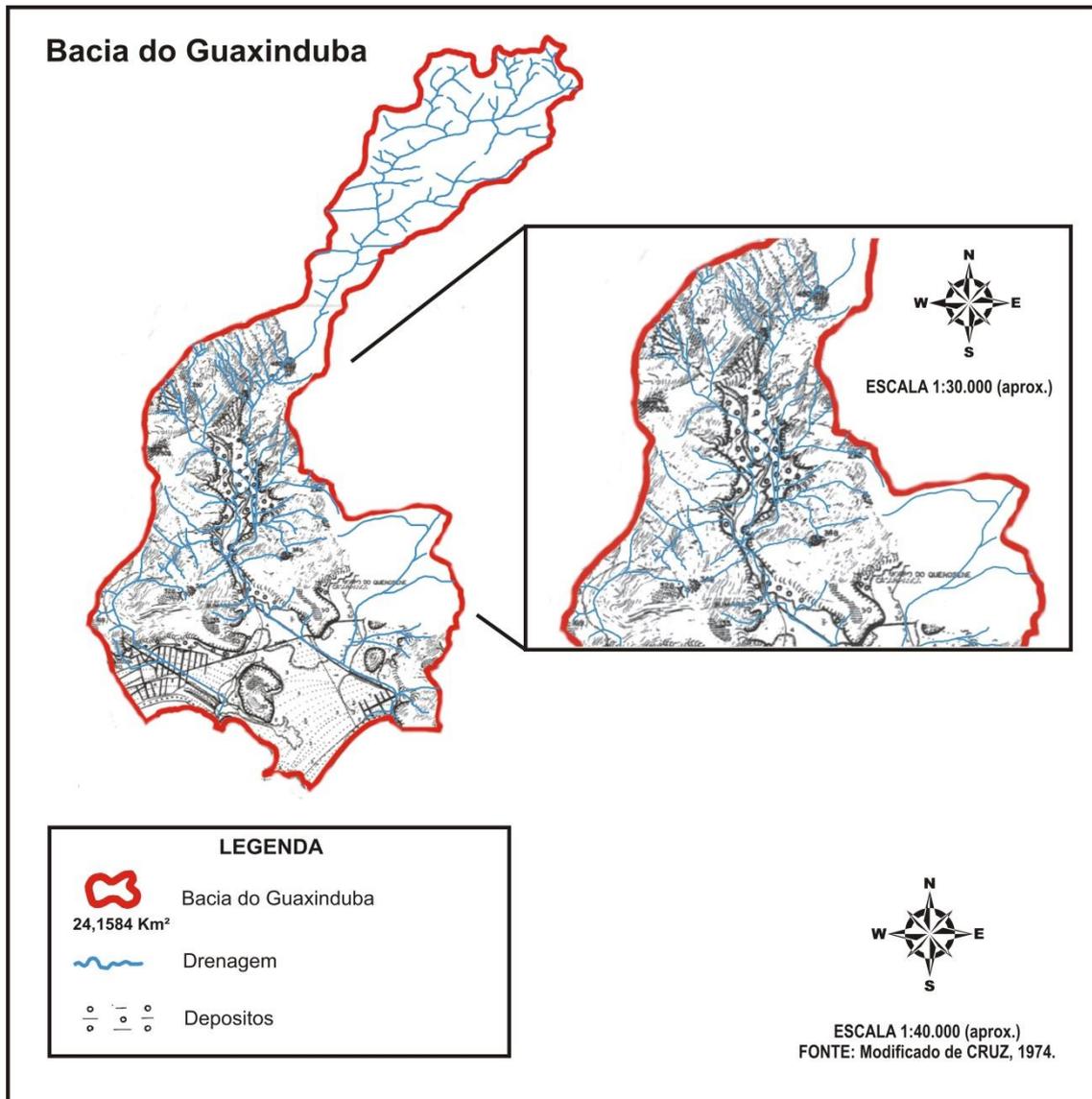


Figura 25 Trecho da carta geomorfológica da região de Caraguatatuba-SP em uma das bacias. Observa-se no centro e parte superior da figura um setor preenchido por pontos, que correspondem a taludes de detritos coluviais.

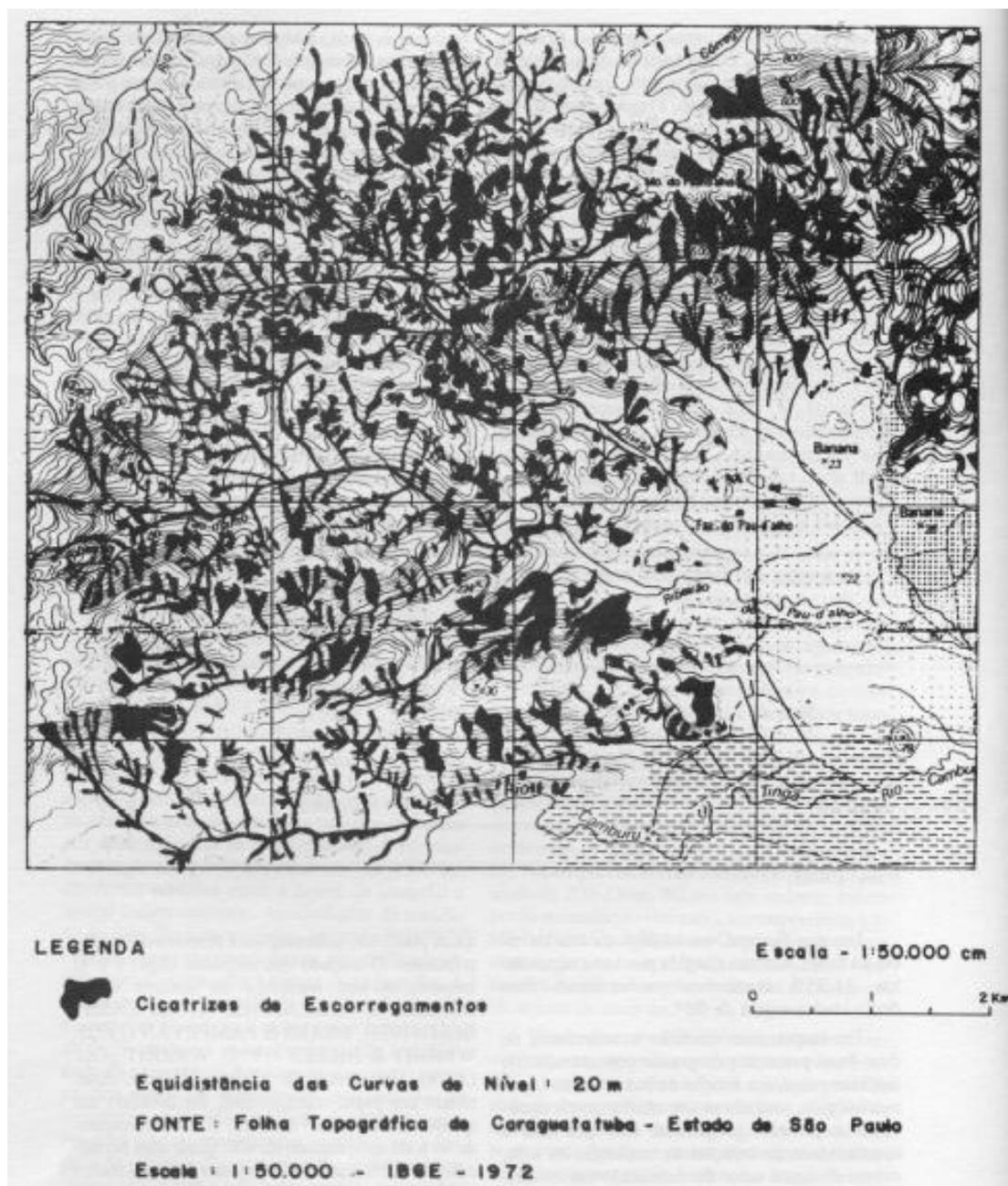


Figura 26 Mapa de áreas atingidas por movimentos de massa em março de 1967 em Caraguatatuba-SP. A autora não diferenciou as cicatrizes de escorregamentos dos depósitos das corridas, tendo melhor representado os movimentos complexos que ocorreram no evento de 1967. Fonte: Cruz (1990).

Tabela 4 Classificação dos blocos mobilizados por corridas a partir da sua dimensão.

Classe	Dimensão dos blocos
Pequeno	< 0,5 m
Médio	0,5 a 1,5 m
Grande	1,5 a 2,5 m
Gigante	> 2,5 m

Fonte: modificado de Stoffel (2010).

4.4 Aplicação dos parâmetros morfométricos

Os parâmetros foram selecionados com base na literatura, levando em consideração a sua relevância na ocorrência dos movimentos de massa, em especial, as corridas de massa, e também de sua relevância nos processos em bacias de drenagem, como produção de sedimentos. Dessa forma, com base nos trabalhos de Horton (1945), Strahler (1952), Miller (1953), Schumm (1963), Melton (1957), Crozier, (1986), Augusto Filho (1993), Jakob (1996), Vieira *et al.* (1997), De Scally *et al.* (2001), Chen e Yu (2011), Pareta e Pareta (2011) e Zhang *et al.* (2015). Foram selecionados os parâmetros Área da bacia (AA), Índice de Rugosidade (IR), Índice de Circularidade (IC), Relação de Relevo (RR), Densidade de Drenagem (DD), Hierarquia de Drenagem (HD), Declividade Média do Canal (DMC), Amplitude Altimétrica (AA), Área acima de 30° (A₃₀), Relação Declividade-Extensão (RDEs/RDEt), o Stream Power Index (SPI), o Índice de Capacidade de Transporte de Sedimento (LS), o Índice Topográfico de Umidade (TWI) e o Perfil Longitudinal (PL) (TABELA 5). Conforme já mencionado, muitos trabalhos apontam que estes são os parâmetros que melhor se correlacionam com a produção de sedimentos em áreas onde os processos predominantes são as corridas de detritos.

Os parâmetros foram extraídos em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica) no *software ArcGIS 10.1*, a partir da digitalização de cartas topográficas em escala 1:50.000, disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) das quais foram extraídas as drenagens e curvas de nível do município de Caraguatatuba como um todo. Em seguida foi gerado um *TIN (Triangulated Irregular Network* ou Rede Triangular Irregular) a partir das curvas de nível com o objetivo de espacializar as características do terreno, gerando um modelo matemático com informações de altimetria, necessária para grande parte dos parâmetros calculados e para a elaboração dos perfis longitudinais das drenagens principais das bacias, uma vez que as informações altimétricas do *TIN* devem ser interpoladas com o *shapefile* correspondente à drenagem principal para a geração do gráfico de altitude x distância, posteriormente tratado no *Microsoft Excel*.

Tabela 5 Parâmetros morfométricos que serão aplicados nesta pesquisa.

Parâmetros Morfométricos			
Parâmetro (Fonte)*	Fórmula	Unidade	Descrição
Índice de Rugosidade (IR) (Melton, 1957; Jakob, 1996; De Scally <i>et al.</i> , 2001; Pareta e Pareta, 2011; Zhang <i>et al.</i> 2015).	$Ir = H \cdot Dd$	Adimensional	H: amplitude altimétrica; Dd: densidade de drenagem.
Índice de Circularidade (IC) (Miller, 1953; Crozier, 1986; Augusto Filho, 1993; Pareta e Pareta, 2011; Zhang <i>et al.</i> , 2015).	$IC = \frac{A}{Ac}$	Km ² /Km ²	A: área da bacia; Ac: área do círculo correspondente ao mesmo perímetro da bacia.
Relação de Relevo (RR) (Schumm, 1956; Jakob, 1996; Wilford <i>et al.</i> , 2004; Chen e Yu, 2011; Zhang <i>et al.</i> , 2015).	$Rr = \frac{H_m}{L_h}$	M/Km	Hm: amplitude topográfica máxima; Lh: comprimento da bacia.
Densidade de Drenagem (DD) (Horton, 1945; Jakob, 1996; Wilford <i>et al.</i> , 2004; Pareta e Pareta, 2011; Zhang <i>et al.</i> , 2015).	$Dd = \frac{L_t}{A}$	Km/Km ²	Lt: comprimento dos canais; A: área da bacia.
Perfil Longitudinal (PL) (Vieira <i>et al.</i> , 1997).	--	m/m	Índice obtido a partir de perfis longitudinais no rio principal da bacia.
Hierarquia de Drenagem (HD) (Strahler, 1952; Pareta e Pareta, 2011; Zhang <i>et al.</i> , 2015).	Metodologia de Strahler (1952)	Ordinal	Estabelece a classificação e determinado curso d'água no conjunto total da bacia.
Declividade Média do Canal (DMC) (Kanjani e Gramani, 2001; Kovanen e Slaymaker, 2008)	--	Porcentagem (%)	Declividade média do rio principal da bacia.
Amplitude Altimétrica (AA) (Jakob, 1996; Kovanen e Slaymaker, 2008; Zhang <i>et al.</i> , 2015)	AA: Hmax - Hmin	m	Hmax: elevação máxima; Hmin: elevação mínima.
Área acima de 30° (A₃₀) (IPT, 2002; Wilford <i>et al.</i> , 2004)	--	Km ²	Área total da bacia com ângulo acima de 30°.
Relação Declividade-Extensão (RDEs/RDEt) (Galve <i>et al.</i> , 2014)	$RDE = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot L$	Adimensional	ΔH : Diferença altimétrica entre 2 pontos de um segmento da drenagem; Δl : projeção horizontal da extensão do segmento; L: comprimento total da drenagem a montante do ponto
Stream Power Index (SPI) (Moore <i>et al.</i> , 1991; Chen e Yu, 2011; Zhang <i>et al.</i> , 2015)	$SPI = \log(A \cdot \tan \beta)$	Adimensional	A: Área de contribuição; β : declividade
Índice de Capacidade de Transporte de Sedimento (LS) (Moore <i>et al.</i> , 1991; Zhang <i>et al.</i> , 2015)	$LS_{rusle} = (m+1)(A/22,13)^m (\sin \beta / 0,0898)^n$	Adimensional	m e n: constantes; A: Área de contribuição; β : declividade
Índice Topográfico de Umidade (TWI) (Beven e Kirkby, 1979; Chen e Yu, 2011)	$TWI = \log(A \cdot \tan \beta)$	Adimensional	A: Área de contribuição; β : declividade

* Trabalhos em que os parâmetros foram inicialmente publicados e/ou aplicados.

4.5 Hierarquização da predisposição às corridas de detritos - abordagem qualitativa

Com o objetivo de hierarquizar as bacias de drenagens do ponto de vista da sua suscetibilidade às corridas de massa, utilizou-se a metodologia desenvolvida por Gramani *et al.* (2005), que propuseram uma análise qualitativa simplificada baseada na análise de parâmetros morfométricos considerados como condicionantes de corridas de massa. De acordo com os autores, esta análise tem o objetivo identificar o grau de criticidade relativo entre as bacias de drenagem selecionadas em relação à deflagração de corridas geradas por escorregamentos nas encostas.

Em relação aos parâmetros, é importante destacar que foram selecionados a partir dos casos nacionais e internacionais reportados na literatura, sobretudo aqueles com maior frequência foram associados à maior predisposição às corridas, como a área total da bacia, a amplitude da bacia, a declividade da drenagem principal e o índice de circularidade.

Os valores obtidos para cada parâmetro foram transformados em índices adimensionais, isto é, para um mesmo parâmetro, os valores de cada bacia foram divididos pelo menor valor, o que foi denominado “normalização”. Após esta etapa, procedeu-se à ponderação, cujos pesos foram definidos segundo sua importância relativa no processo de geração e desenvolvimento de corridas de massa (Gramani *et al.*, 2005), cuja determinação se baseou em Kanji e Gramani (2001) (TABELA 6). Posteriormente, foram somados os valores ponderados de todos os parâmetros para cada bacia e, por fim, aplicou-se a normalização novamente, resultando em um índice relativo de criticidade entre as bacias, em que, quanto maior a soma, mais suscetível é a bacia (Gramani *et al.*, 2005).

Tabela 6 Parâmetros morfométricos e os respectivos pesos utilizados na análise quantitativa.

Fatores	Peso
% Área total declividade > 30°	2,50
Inverso da área total	0,50
Amplitude da bacia	1,00
Declividade da drenagem principal	0,50
Inverso da circularidade	0,50

4.6 Preparação das amostras e análise da concentração de ^{10}Be

Os procedimentos necessários para datação-determinação das taxas de desnudação do relevo a partir da análise da concentração de ^{10}Be podem ser divididos em três etapas: preparação das amostras coletadas em campo; análise da concentração de ^{10}Be e aplicação da equação para determinação da taxa de desnudação.

Para preparação das amostras são necessárias as seguintes etapas: (i) concentrar e purificar o material em questão/mineral por processos físicos e químicos e (ii) enriquecimento químico do isótopo e separação de isótopos de outros elementos (DUNAI, 2010).

A combinação de técnicas adequadas para preparação de uma determinada amostra depende da natureza da rocha (DUNAI, 2010). Dentre os minerais que podem utilizados, o quartzo se destaca, pois apresenta maior resistência à perda dos núclídeos cosmogênicos, bem como à sua abundância em rochas sedimentares e silicáticas (VON BLANCKENBURG, 2005), caso das rochas que constituem escarpa da Serra do Mar.

A primeira etapa foi realizada no Laboratório de Pedologia do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo. As amostras foram secas ao ar durante 1 semana, e, posteriormente, foram peneiradas para separação das frações granulométricas entre 0,25 e 1 mm, conforme sugerido por Granger *et al.* (1996).

A partir da pré-preparação das amostras, as etapas subsequentes foram realizadas no Laboratoire National de Nucléides Cosmogéniques (L²NC) o Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, na França. As etapas descritas aqui, podem ser encontrados em Gosse e Phillips (1991), Granger *et al.* (1996) e Von Blackenburg (2005).

4.6.1 Extração do quartzo das amostras

Com o objetivo de purificar as amostras, ou seja, eliminar os minerais, além do quartzo, as mesmas são submetidas a um tratamento químico a partir dos ácidos clorídrico (HCl) a 37% e fluorsilícico (H₂SiF₆) a 34%. O HCl é utilizado para dissolver os carbonatos existentes na amostra, enquanto o H₂SiF₆ tem por objetivo eliminar os outros minerais (exceto o quartzo), bem como parcialmente os feldspatos e as micas (minerais ricos em alumínio).

Inicialmente, aproximadamente 100g de material de cada amostra são acondicionadas em frascos Nalgéne de 250ml, que são previamente pesados vazios. Em seguida, os frascos com material são novamente pesados, e inicia-se o tratamento químico, adicionando-se ao material um volume d'água deionizada suficiente para umedecer toda a amostra, 1/3 do volume do frasco com o ácido clorídrico e 2/3 com o ácido fluorsilícico. Após a inserção dos ácidos, as amostras foram agitadas durante 24h a 240rpm.

Para atingir no nível de purificação exigido para as etapas seguintes, a adição dos ácidos deve ser repetida quantas vezes forem necessárias (enquanto o líquido estiver translúcido). Neste caso, a adição foi repetida três vezes, sendo que, entre cada uma delas, a solução (HCl, H₂SiF₆ e H₂O) foi descartada e as amostras foram enxaguadas com água deionizada. Após a última adição, as amostras foram enxaguadas até atingirem pH 7 e secadas em estufa a 90°C.

4.6.2 Extração do ¹⁰Be atmosférico

Esta etapa teve por objetivo eliminar o ¹⁰Be atmosférico da amostra, cuja concentração é significativamente superior que o ¹⁰Be *in situ*. Para tanto, são realizadas três adições de ácido fluorídrico (HF) a 48%, correspondendo, cada adição, à dissolução de, aproximadamente, 10% da massa de quartzo.

O volume de ácido fluorídrico a ser adicionado em cada etapa foi calculado a partir da massa de material existente no frasco: para cada 1g de quartzo, 4ml de ácido. Primeiramente é adicionada uma quantidade de água deionizada suficiente para umedecer as amostras e, em seguida, adiciona-se o ácido. Após cada etapa de adição do ácido, as amostras são agitadas durante 24h, a 240rpm, e os dejetos ácidos são descartados. Ao final da terceira etapa, as amostras são enxaguadas com água deionizada até atingirem pH 7 e secadas durante 24h em estufa a 90°C. Após a secagem, as amostras são pesadas, pois, para as etapas seguintes, são necessários apenas 20g de material, enquanto o restante é reservado para eventuais repetições do processo.

4.6.3 Adição do elemento traçador (Fenaquita)

Pretende-se, nesta etapa, fixar a relação de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, que será posteriormente mensurada pelo espectrômetro de massa. Para tanto, é adicionada uma solução de Fenaquita (Be_2SiO_4). Como nas etapas anteriores, as amostras são umedecidas e um volume de, aproximadamente, 100 μL (entre 98 e 102 μL) é adicionado ao material umedecido. A concentração da solução utilizada foi $3025 \pm 9\mu\text{g/g}$. Destaca-se que a solução de Fenaquita utilizada possui baixa relação $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, de forma a permitir a mensuração de baixas concentrações de ^{10}Be pelo acelerador de massa.

4.6.4 Dissolução total do quartzo

A dissolução total do quartzo permitirá que apenas o ^{10}Be contido em seu interior seja preservado. Para tanto, adiciona-se novamente o ácido fluorídrico (HF) a 48%, cujo volume é calculado a partir da massa de quartzo: para cada 1g de material são adicionados 4mL de ácido e mais 30mL para assegurar a dissolução total. Em seguida, as amostras são agitadas durante 48h a 240rpm. Utiliza-se o HF devido a sua capacidade de ataque a materiais silicáticos.

4.6.5 Recuperação do Be

Esta etapa tem como finalidade recuperar o Be que está em solução após toda a dissolução do quartzo na etapa anterior. Primeiramente, as

amostras são colocadas em béquers em teflon e, em seguida, em uma placa aquecida a 200°C. Ao final da evaporação, o pequeno resíduo no fundo do béquer, é recuperado por meio da adição de 3mL de ácido clorídrico (HCl) a 7mol.L⁻¹ e, então, transferido para um tubo. O material residual do frasco é recuperado por meio de três enxágues com 10mL de ácido clorídrico, que também são transferidos para o tubo. Ao final desta etapa, a amostra adquire uma coloração bem amarelada, devido à presença dos íons de Ferro e de Cloro.

4.6.6 Precipitação do Be

O objetivo desta etapa é separar o Be de outros elementos traços e obtê-lo sob a forma Be(OH)₂. Inicialmente, são adicionadas algumas gotas de amoníaco (H₅NO) 32%, e a solução é agitada manualmente até a percepção da formação de precipitados, o que ocorre entre pH 8 e 9. Em seguida, verifica-se o pH das amostras, que são reservadas até atingirem temperatura ambiente. Assim que este estado é alcançado, as amostras são centrifugadas durante 5 minutos a 4000rpm, o que leva à acumulação do precipitado no fundo do tubo. Após a centrifugação, verifica-se novamente o pH e, se estiver entre 8 e 9, a solução é descartada (tomando-se cuidado para que o precipitado não descole do fundo do tubo).

Uma segunda etapa é o enxágue do precipitado. Adiciona-se 10mL de água (pH 8-9), o tubo é agitado em um *Vortex* e, por fim, centrifugado novamente por 5 minutos a 4000rpm. A solução de enxágue é descartada e o precipitado no fundo do tubo é dissolvido com 1,5mL de solução de ácido clorídrico a 10,2 mol.L⁻¹.

4.6.7 Eliminação dos cátions metálicos e ânions: separação em resinas de trocas de íons

Esta etapa tem por objetivo eliminar outros elementos traço que não foram eliminados nas etapas de “eliminação do Be atmosférico” e “precipitação do Be”. Para tanto, são utilizadas duas resinas, sendo a resina aniônica para separação do Ferro (Fe) e Manganês (Mn) (estes íons são cátions, mas, por se associarem aos ânions – principalmente com o Cloro - são eliminados já pela

resina aniônica) e a resina catiônica para separação do Alumínio (Al) e do Boro (B).

- **Resina aniônica:** Inicialmente, são preparadas as colunas (uma para cada amostra) com a resina para troca de íons ânions - Fe e Mn – (Resina DOLWEX 1*8 (SERVA 100-200 mesh)), e são posicionados abaixo da coluna béquers para armazenar os resíduos. As resinas devem ser limpas por meio da introdução de 30mL de água deionizada, e, na sequência, são adicionados 20mL de HCl a $10,2\text{mol.L}^{-1}$ (FIGURA 27). Após a passagem do HCl pela coluna, ou seja, quando cessa o gotejamento, troca-se o béquer por um novo e a amostra é introduzida na coluna. O tubo da amostra deve ser enxaguado com 0,5mL de HCl a $10,2\text{mol.L}^{-1}$, e este resíduo deve ser inserido na coluna assim que finalizar a passagem da amostra. Ao final da passagem do resíduo da amostra, é introduzido o volume de 18mL de HCl a $10,2\text{mol.L}^{-1}$ (dos quais 10mL devem ser introduzidos por uma pipeta tipo *Pasteur* descartável, e o restante pode ser diretamente versado na coluna). Ao final, a solução do béquer é evaporada, e o resíduo da evaporação é recuperado com 3mL de HCl a $7,1\text{mol.L}^{-1}$ e transferida para um tubo. O béquer é enxaguado três vezes com 1,5mL de HCl a $7,1\text{mol.L}^{-1}$, que também devem ser transferidos para o tubo. Como as soluções introduzidas na coluna são ácidas, tanto anterior como posteriormente às amostras, o que é necessário para manter o ^{10}Be em solução, para a precipitação da amostra deve ser adicionada uma solução básica. Neste caso, são adicionadas algumas gotas de amoníaco (H_5NO) 32%, e a solução é agitada manualmente até a percepção da formação de precipitados (pH entre 8 e 9). A seguir, são repetidos os mesmos procedimentos realizados após esta etapa do subcapítulo anterior. O precipitado formado no fundo do tubo pode ser visualizado na figura 28. Esta última etapa de precipitação não é requerida para as etapas subsequentes, mas foi realizada como uma etapa de purificação suplementar das amostras.



Figura 27 Momento em que são introduzidos os 20mL de HCl a $10,2\text{mol.L}^{-1}$ na coluna de resina aniônica. A coluna se torna amarela após a passagem do referido ácido.



Figura 28 Precipitado formado no fundo do tubo após as sucessivas etapas de limpeza e centrifugação.

- **Resina catiônica:** As colunas (uma para cada amostra) são preenchidas com a resina para troca de íons cátions – Al e B – (Resina DOLWEX 50W*8 (100-200 mesh)). Abaixo das colunas, são colocados béquers para armazenar os resíduos. A resina é limpa a partir da adição de 30mL de água deionizada e, na sequência, é introduzido um volume de 30mL de HCl a 1mol.L^{-1} . Após a passagem do HCl pela coluna, troca-se o béquer por um novo e a amostra é introduzida na coluna. O tubo da amostra é enxaguado com 0,5mL de HCL a $10,2\text{mol.L}^{-1}$, e os enxágues são inseridos na coluna assim que finalizar a passagem da amostra. Ao final da passagem dos enxágues da amostra, é introduzido o volume de 40mL de HCl a 1mol.L^{-1} . Por fim, são introduzidos 115mL de HCl a 1mol.L^{-1} (dos quais 10mL devem ser introduzidos por uma pipeta tipo *Pasteur* descartável, e o restante pode ser diretamente versado na coluna).

Após a passagem desta última solução, são repetidas as etapas de evaporação e precipitação realizadas após a coluna da resina aniônica. Após a última centrifugação, a solução de água de pH 8-9 é descartada e o precipitado é dissolvido em 100 μ L de HNO₃ a 69%. Por fim, a solução é transferida para uma pequena cerâmica em porcelana e é evaporada a 200°C (FIGURA 29).

4.6.8 Oxidação

Esta etapa tem por objetivo transformar a amostra em óxido de berilo (BeO). Para tanto, as cerâmicas com as amostras foram colocadas em um forno a 700°C durante uma hora.

4.6.9 Catodagem

Para ser submetida ao espectrômetro de massa, a amostra, que, após a oxidação, é apenas um pequeno resíduo aderido à cerâmica, deve ser misturada a uma quantidade equivalente de Nióbio (Nb) em pó. O emprego deste metal se deve a sua elevada capacidade de conduzir eletricidade, visto que o óxido de berilo (BeO) é um mal condutor.

Inicialmente, a amostra é raspada da cerâmica e mistura-se bem o nióbio. Em seguida, uma parcela da amostra+nióbio é introduzida em um

catodo, que será posteriormente inserido em um carrossel, juntamente com outros catodos, para, enfim, ser levado ao acelerador de massa.



Figura 29 Amostras sendo evaporadas para posteriormente serem levadas ao forno para a etapa de Oxidação. Nota-se que, próximo ao final do processo em laboratório, a amostra é reduzida a um pequeno resíduo em pó.

4.5.10 Mensuração da concentração de Be

A mensuração da concentração de Be foi realizada pelo espectrômetro de massa por aceleração “Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques” – ASTER. O referido equipamento, do tipo Tandetron™ (HVE modelo 4150 AMS), possui tensão máxima de 5MV e capacidade para 200 amostras, e foi produzido pela empresa High Voltage Engineering Europa B.V..

A partir da obtenção da taxa de concentração do ^{10}Be pelo espectrômetro de massa, esta é utilizada para a determinação das taxas de

desnudação média. Para tanto, é empregada uma equação que inclui dados de altitude, latitude, profundidade e densidade da rocha e a concentração de ^{10}Be (Equação 1).

$$C(x; t) = \frac{P_o \cdot P_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_n}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}\right) \quad (1)$$

Onde,

$C(x, t)$ = concentração de ^{10}Be (x) e tempo (t)

ε = taxa de denudação

P_o = taxa de produção

P_n = produção total de nêutrons (para quartzo 97,85)

$P_{\mu s}$ = produção total de muons rápidos (para quartzo 1,5)

$P_{\mu f}$ = produção de muons lentos (para quartzo 0,65%)

Λ_n = atenuação dos neutrons (~150g/cm²)

$\Lambda_{\mu s}$ = atenuação dos muons rápidos (~1500g/cm²)

$\Lambda_{\mu f}$ = atenuação dos muons lentos (~5300g/cm²)

λ = decaimento radioativo constante.

4.6 Análise integrada dos resultados

Inicialmente serão analisados conjuntamente os resultados da aplicação dos índices morfométricos e do mapa dos depósitos de corridas de detritos, de forma a compreender o controle morfométrico na magnitude das corridas de detritos.

Posteriormente, as taxas de denudação serão correlacionadas com o mapa de depósitos de corridas de detritos, com a finalidade de entender as relações entre a magnitude e a denudação a longo-termo. As taxas também serão discutidas com os índices morfométricos, buscando compreender o controle exercido pela morfometria das bacias nas taxas de denudação, aplicando-se técnicas estatísticas indutivas.

Por fim, pretende-se verificar o controle morfométricos na magnitude das corridas de detritos, e sua relação com as taxas de denudação, utilizando todos os resultados produzidos na pesquisa, ou seja, responder as questões

anteriormente colocadas: Bacias com taxas de denudação a longo-termo maiores são mais suscetíveis aos escorregamentos rasos e a corridas de detritos? Bacias que, considerando a morfometria, são mais suscetíveis aos processos, independente da existência de registro da magnitude destes eventos (ex. depósitos de corridas) apresentam as maiores taxas de denudação?

5 RESULTADOS

Os resultados da aplicação dos parâmetros morfométricos mostraram que as bacias possuem configurações distintas, ainda que se observe que estes são, em sua maioria, característicos de relevos escarpados: as bacias possuem pequena dimensão, elevada Amplitude Altimétrica e Densidade de drenagem, características que lhes confere alta capacidade erosiva.

Os perfis transversais retrataram algumas das mais antigas superfícies de aplainamento no Brasil: a Superfície de Campos (DE MARTONNE, 1943) e das Cristas Médias (AB'SÁBER, 1962), assim como a ocorrência de quatro patamares na escarpa.

A Relação Declividade-Extensão (RDE) apresentou valores elevados, mostrando que há um número significativo de *knickpoints* na rede de drenagem. Estes se concentram principalmente nas drenagens principais ou nas tributárias de maior hierarquia fluvial. Além dos *knickpoints*, foram observadas outras anomalias de drenagem, como as curvas anômalas e os segmentos retilíneos de drenagem.

Os perfis longitudinais fluviais revelaram o alto poder erosivo das drenagens principais ao longo da escarpa. Todos os perfis possuem feições características de ajustes fluviais, como as acentuadas rupturas positivas de declive na transição planalto-escarpa, diversos *knickpoints* ao longo da escarpa e patamares escalonados, que podem estar associados a soleiras rochosas.

Quanto à análise do potencial de geração de corridas de detritos a partir dos seus Índices Adimensionais, as bacias Rio Claro 1 e Massaguaçu foram as que apresentaram valores mais altos, enquanto a Santo Antônio e Piraçununga foram aquelas com valores mais baixos. Este resultado pôde ser explicado pelos parâmetros Área, devido à amplitude, e Área acima de 30°, em função do maior peso atribuído.

Os depósitos foram identificados em 7 das 10 bacias de drenagem. Estes ocorrem nos contatos angulosos entre a escarpa/espigões, em níveis de terraço, às margens do canal, no próprio leito fluvial e, em sua maioria, no interior de planícies alveolares. A mensuração da dimensão dos blocos que compõem estes depósitos levou à classificação das bacias a partir da

magnitude dos processos que deram origem a estes, tendo sido consideradas 5 bacias como de maior magnitude e 5 de menor magnitude.

As taxas de denudação médias a longo-termo variaram entre 10,9 m/My e 35,2 m/My, com média de 25 m/My. Observou-se que as variações litológicas e a rede de lineamentos estruturais pôde explicar melhor a distribuição das taxas, em detrimento das características morfométricas das bacias de drenagem.

5.1 Caracterização morfométrica das bacias de drenagem

As bacias apresentaram características morfométricas distintas (TABELA 7 e FIGURA 30), embora resultados semelhantes de alguns parâmetros permitiram a identificação de características inerentes aos sistemas fluviais que drenam as escarpas da Serra do Mar, e que são determinantes para a dinâmica geomorfológica.

Os parâmetros que apresentaram maior amplitude foram: (i) Área da bacia (A) (entre 5 e 52 Km²), destacando-se os baixos valores das bacias do Canivetal (7,8 Km²) e Massaguaçu (5,3 Km²); (ii) a Relação Declividade-Extensão Média (RDEs/RDEt) (entre 3 e 13), cuja amplitude se deve ao elevado valor para a bacia do Guaxinduba (12,31) e; (iii) o Índice de Capacidade de Transporte de Sedimento (LS), que variou entre 0 e 792.

As figuras 31, 32 e 33 mostram os valores mínimos, médios, máximos e desvio padrão dos parâmetros morfométricos para cada bacia. Para alguns parâmetros a amplitude foi intermediária, como por exemplo o IR (1.267 a 3.444), a RR (66 a 145 m/Km), a DD (1,7 a 3,4 Km/Km²), a HD (3^a a 5^a ordem), a DMC (17 a 37°), a A₃₀ (24 a 46% da área da bacia), AA (662 a 1035 m), a DM (13 a 28°) e o TWI (2,3 a 22,6).

Dos 91 coeficientes de correlação obtidos, houve um predomínio de correlações negativas (52) em detrimento das positivas (39) (TABELA 8), embora estas tenham sido ligeiramente mais fortes. A A e a A₃₀ foram os parâmetros que apresentaram correlação mais fraca com os demais, exceto a relação positiva forte existente entre a A₃₀ e o DMC (0,79). Os parâmetros que melhor se correlacionaram com os demais foram: (i) a RR, destacando-se

aquelas com a HD (-0,79), LS (0,77) e DM (0,68); (ii) a HD, sobretudo com a RR (-0,83), RDEs/RDEt (-0,73) e LS (0,77) e; (iii) o LS, que melhor se relacionou com o SPI (0,90) e HD (-0,79).

Tabela 7 Estatística básica dos parâmetros morfométricos das bacias de drenagem.

PARÂMETROS	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO	MÉDIA GEOMÉTRICA	DESVIO PADRÃO
Área (A)	05,33	51,91	16,29	14,13
Índice de Circularidade (IC)	0,21	0,55	0,38	0,12
Índice de Rugosidade (IR)	1.267,04	3.444,10	2.055,88	631,16
Relação de Relevô (RR)	55,75	144,70	94,40	27,75
Densidade de Drenagem (DD)	1,71	3,41	2,20	0,49
Hierarquia (HD)	3	5	3,92	0,82
Declividade Média do Canal (DMC)	17,05	37	21,51	7,02
Área acima de 30° (A ₃₀)	24,79	45,70	32,40	5,54
Amplitude Altimétrica (AA)	662,00	1035,00	808,77	136,35
Declividade Média (DM)	13,08	27,23	24,37	4,25
Relação Declividade-Extensão média (RDEs/RDEt médio)	3,44	12,31	5,56	3,33
Stream Power Index (SPI)	-17,75	5,77	0,06	0,10
Índice de Capacidade de Transporte de Sedimento (LS)	0	791,28	15,04	20,05
Índice Topográfico de Umidade (TWI)	2,34	22,64	13,12	3,96

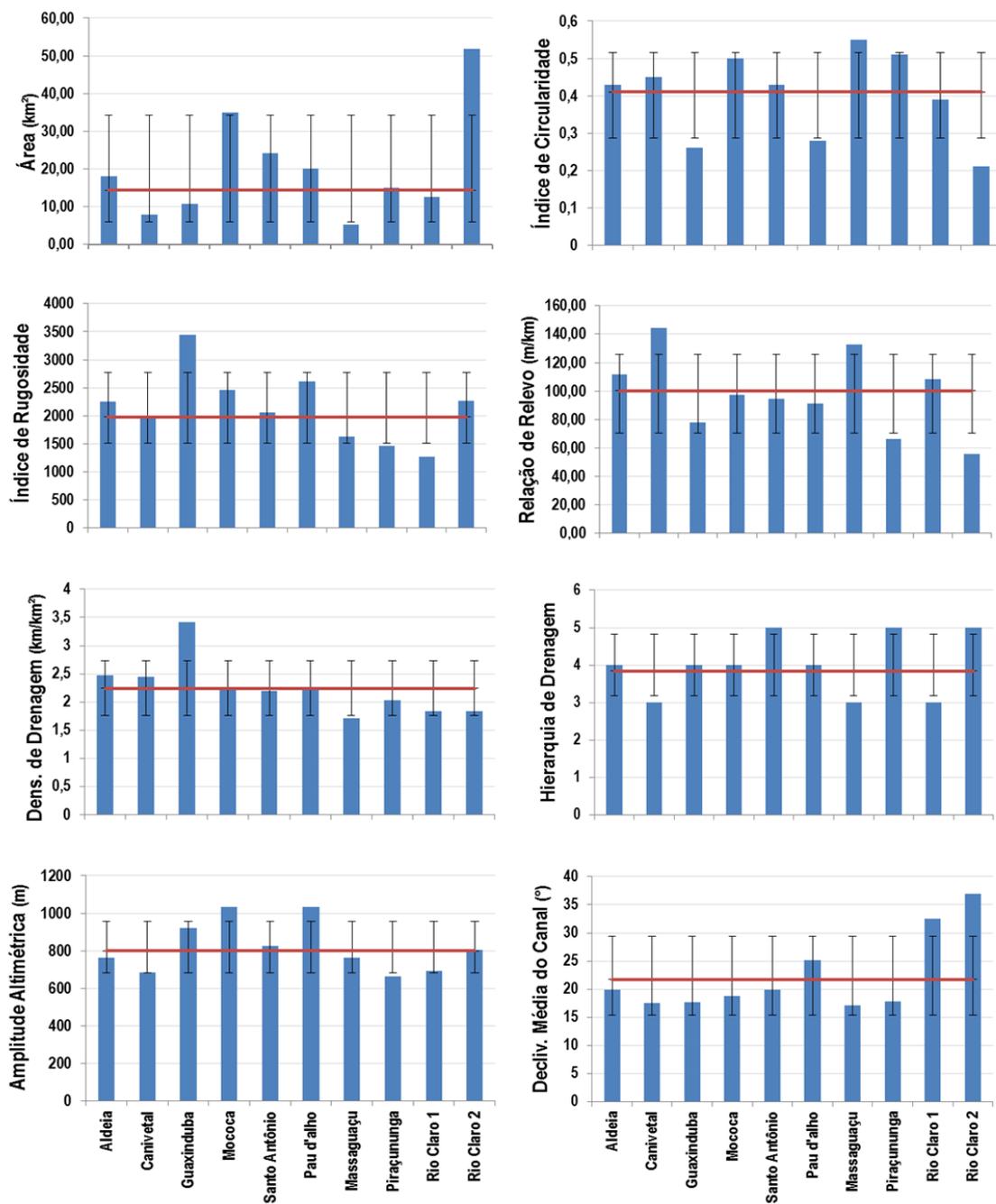


Figura 30 Estatística básica (valor por bacia, valor médio e desvio padrão) dos parâmetros morfométricos por bacia de drenagem. Observa-se que a Área foi o parâmetro com maior desvio padrão, enquanto a Amplitude Altimétrica apresentou o menor. Para a Densidade de Drenagem foi verificado que os valores são muito semelhantes, dentre as quais se destaca apenas a bacia do Guaxinduba.

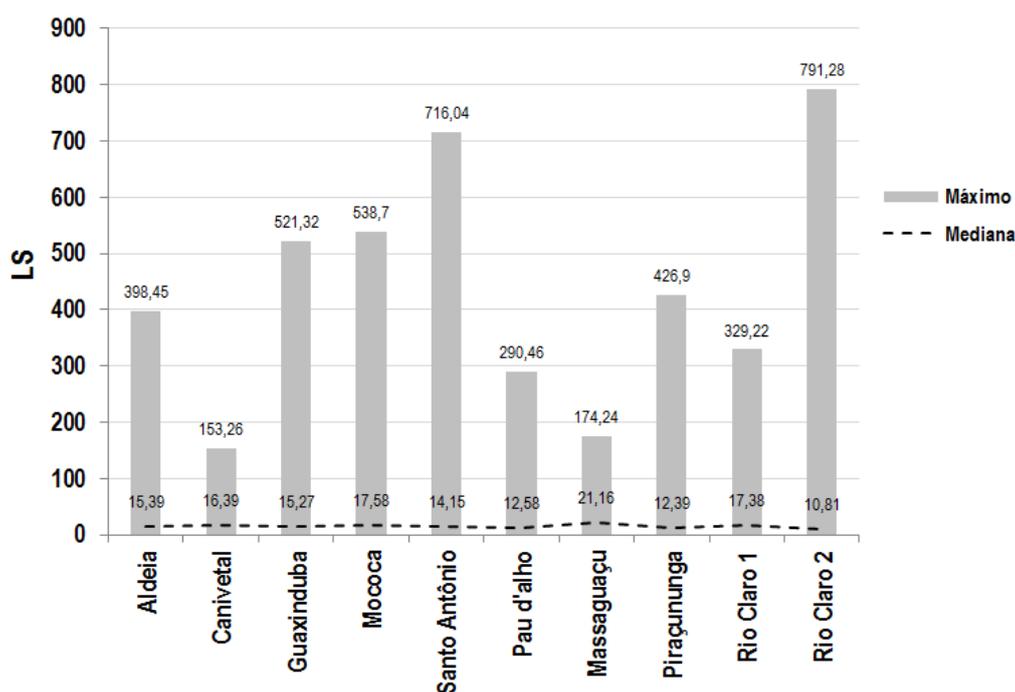


Figura 31 Estatística básica (valor mínimo, mediana, valor máximo e desvio padrão) do fator topográfico (LS) por bacia de drenagem. Destacam-se os valores máximos para as bacias do Santo Antônio e Rio Claro 2, embora os valores de mediana mostrem uma grande semelhança entre todas as bacias.

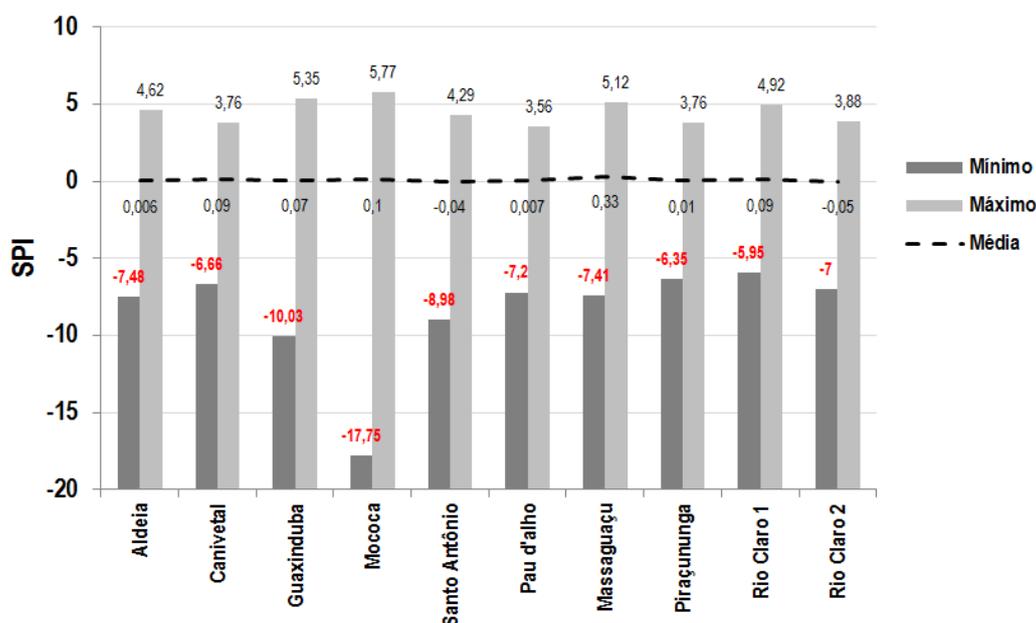


Figura 32 Estatística básica (valor mínimo, valor médio, valor máximo) do stream power index (SPI) por bacia de drenagem. Nota-se que há uma variação ínfima entre os valores máximos e médios para todas as bacias, enquanto que para os valores mínimos, apenas a bacia do Mococa tenha sido inferior às demais.

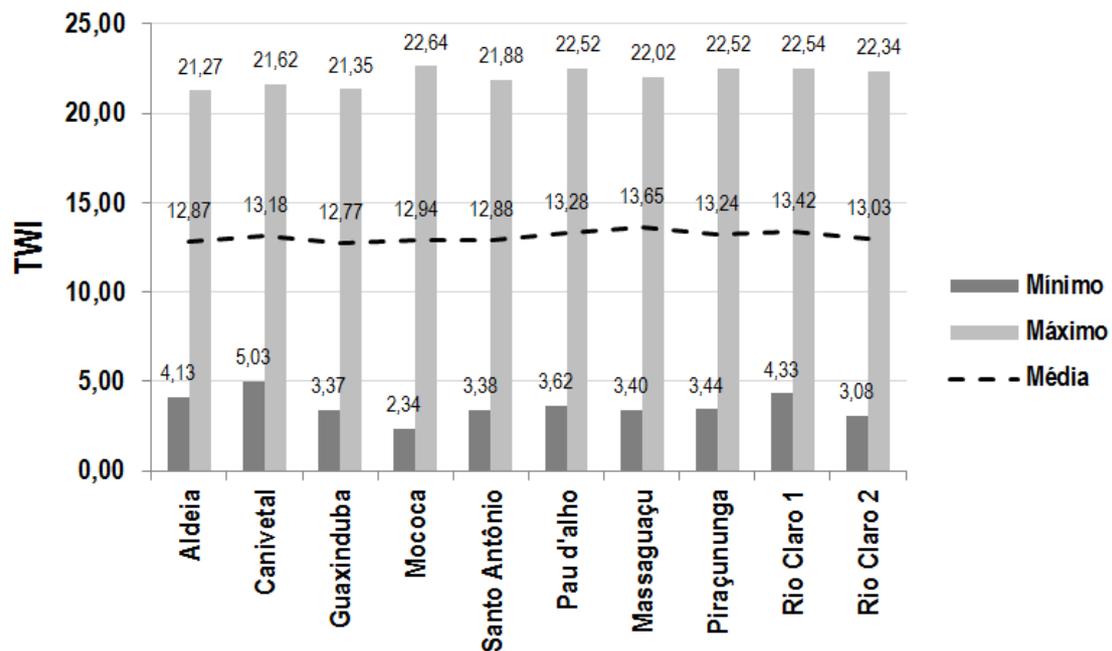


Figura 33 Estatística básica (valor mínimo, valor médio e valor máximo) do índice topográfico de umidade (TWI) por bacia de drenagem. Observa-se que são muito semelhantes os valores mínimos, médios e máximos para todas as bacias.

Tabela 8 Valores do coeficiente de correlação entre os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem.

	A	IC	IR	RR	DD	HD	AA	DMC	A30	DM	RDEs/RDEt	SPI	LS	TWI
A														
IC	0,05													
IR	0,24	-0,59												
RR	-0,63	0,55	-0,30											
DD	-0,25	-0,34	0,81	-0,08										
HD	0,63	-0,28	0,20	-0,83	0,02									
AA	0,35	-0,34	0,73	-0,24	0,34	0,15								
DMC	0,60	-0,63	-0,16	-0,42	-0,43	0,15	-0,04							
A30	0,57	-0,37	-0,16	-0,23	-0,27	0,05	-0,05	0,79						
DM	-0,21	0,59	-0,09	0,67	0,29	-0,59	-0,01	-0,69	-0,36					
RDEs/RDEt	0,46	-0,67	0,50	-0,73	0,50	0,11	0,36	0,51	0,15	-0,65				
SPI	-0,55	0,54	-0,24	0,63	-0,19	-0,74	-0,10	-0,38	-0,44	0,45	-0,35			
LS	-0,56	0,63	-0,24	0,77	-0,10	-0,79	-0,09	-0,42	-0,26	0,65	-0,46	0,90		
TWI	-0,40	0,37	-0,69	0,40	-0,68	-0,54	-0,35	0,11	-0,16	0,14	-0,49	0,65	0,43	

Negativa

Positiva

Fraca

Moderada

Forte

A: Área da bacia; IC: Índice de Circularidade; IR: Índice de Rugosidade; RR: Relação de Relevo; DD: Densidade de Drenagem; HD: Hierarquia de Drenagem; AA: Amplitude Altimétrica; DMC: Declividade Média do Canal; A30: Área acima de 30°; DM: Declividade Média; RDEs/RDEt: Relação Declividade-Extensão setor/Relação Declividade-Extensão total; SPI: Índice de Poder Erosivo do Canal; LS: Índice de Capacidade de Transporte; TWI: Índice Topográfico de Umidade.

5.2 Superfícies de aplainamento e patamares de relevo em Caraguatatuba e adjacências

Os perfis topográficos, aqui denominados regionais, por atravessarem 3 compartimentos geomorfológicos (planalto, escarpa e planície costeira), permitiram que fossem reconhecidos algumas das superfícies de aplainamento anteriormente identificadas nas adjacências de Caraguatatuba por King (1956), Almeida (1964) e Freitas (1951), bem como de outros patamares ao longo da escarpa e de seus espigões secundários, definidos por Cruz (1974).

Os perfis (FIGURAS 34 e 35) mostraram que há remanescentes da superfície de aplainamento reconhecida como mais antiga no Brasil: Superfície dos Campos para De Martonne (1943), Nível B para Freitas (1951) e Ciclo Gondwana para King (1956), conforme já verificado por Almeida (1964), Cruz (1974) e Campanha *et al.* (1994). No entanto, estes remanescentes são fragmentados (FREITAS, 1951) e, nas adjacências de Caraguatatuba, são representados pela Serra do Juqueriquerê (CRUZ, 1974; CAMPANHA *et al.*, 1994) ou Planalto Moraes (IPT, 1981) e são identificados no perfil CC', cujas altitudes variam entre 1150 e 1300 m.

Os testemunhos das superfícies paleógenas, mais recentes que aquelas supracitadas, encontram-se dispostos de forma mais contínua, e são representados pelo Planalto de Paraitinga (ALMEIDA, 1964) ou do Alto Paraibuna (CRUZ, 1974). Devido a sua maior extensão, (FIGURAS 34 e 35), nos perfis AA', BB' e CC', entre 900 e 950 m.

Outro planalto que se destaca devido à extensão ocupada bem como às suas particularidades é o Planalto de São Sebastião (CRUZ, 1974) ou do Juqueriquerê (CAMPANHA *et al.*, 1994). Situado em um nível altimétrico inferior aos anteriormente mencionados (entre 600 e 750 m), este planalto ocupa o promontório que divide os municípios de Caraguatatuba e São Sebastião. Neste compartimento, os topos de morros estão nivelados entre 700 e 750 m, como pode ser observado no perfil DD' (FIGURA 35).

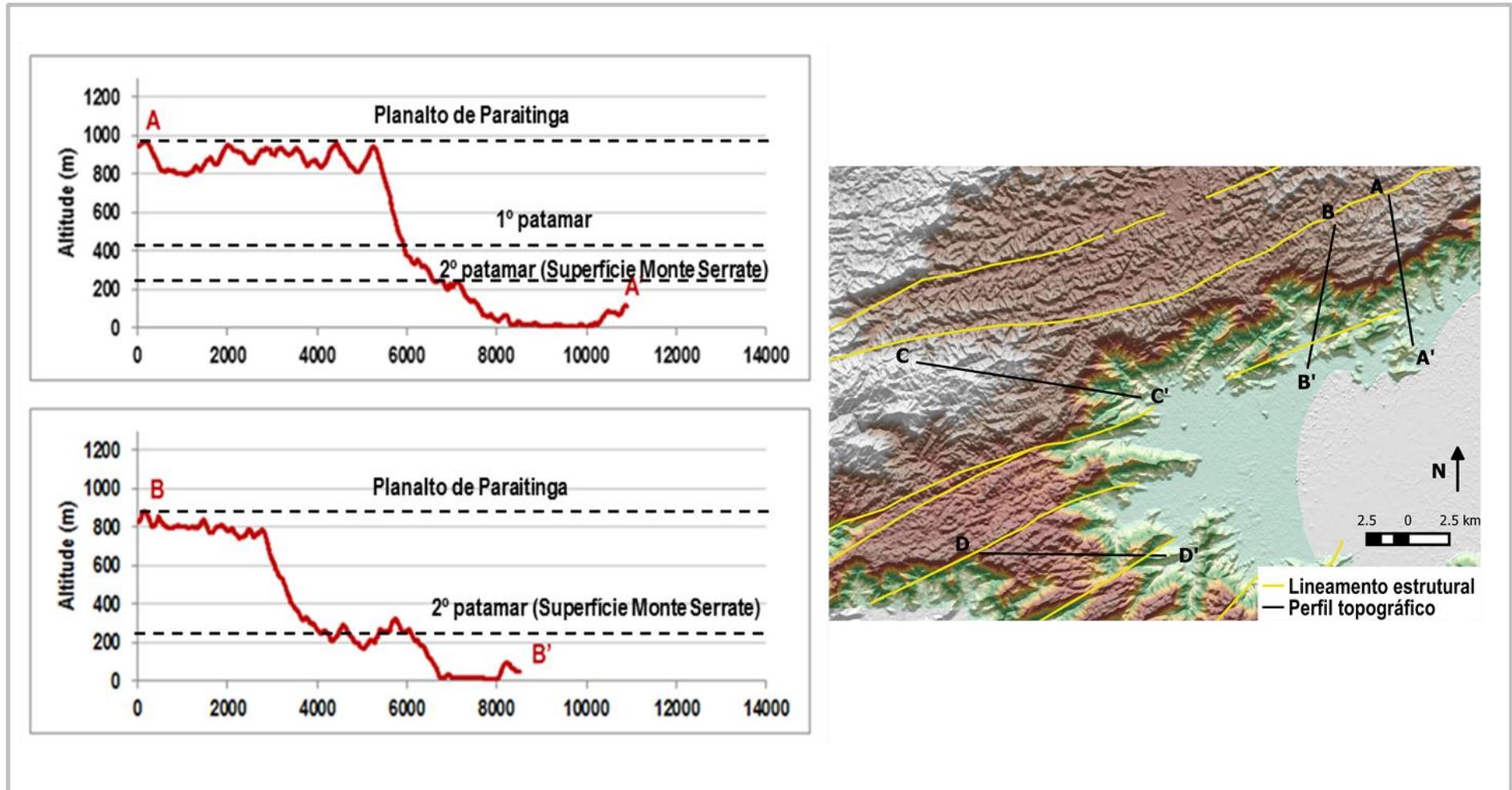


Figura 34 Perfis topográficos regionais (A e B), transversais à Serra do Mar na região de Caraguatuba-SP.

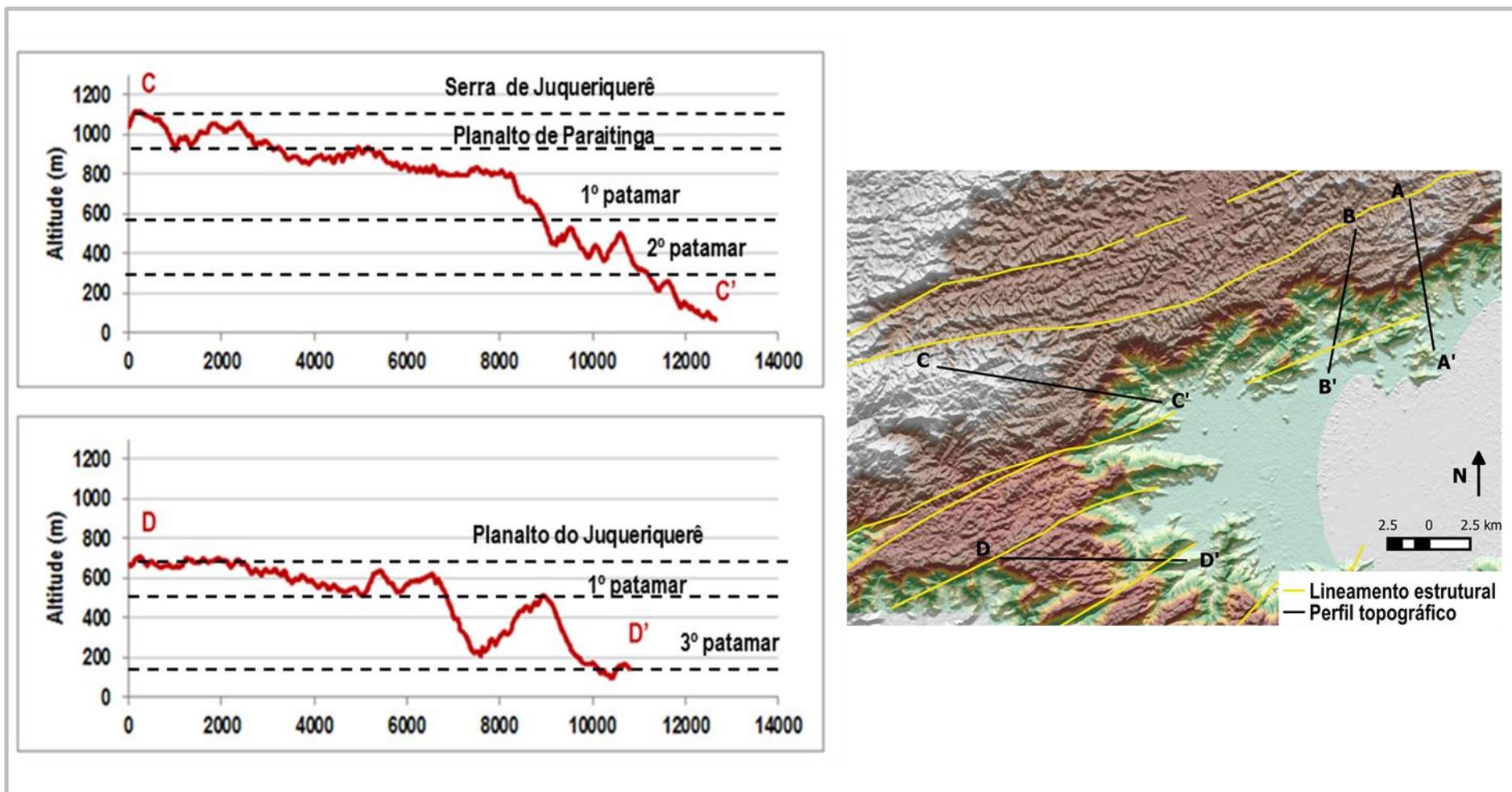


Figura 35 Perfis topográficos regionais (C e D), transversais à Serra do Mar na região de Caraguatatuba-SP.

Além das superfícies de aplainamento e do Planalto de São Sebastião/Juqueriquerê, Cruz (1974) aponta a existência de quatro patamares que ocorrem na escarpa costeira, os quais foram identificados nos perfis topográficos. O primeiro deles, entre 340 e 500 m, ocorre em AA', CC' e DD', e corresponde aos principais *knickpoints* ao longo dos perfis longitudinais dos canais principais das bacias que drenam a Serra do Mar em Caraguatatuba. O segundo patamar (FIGURAS 34 e 35), corresponde ao que Ab'Saber (1955) denominou de Superfície Monte Serrate- Santa Tereza. Para o autor, há um nivelamento entre 200 e 300 m, significando uma herança geomorfológica ligada a um ciclo de erosão que quase se completou. Em Caraguatatuba, esta superfície é representada, sobretudo, pelos espigões secundários. O terceiro patamar corresponde ao nível 80-170/180 m, que é igualmente observado ao longo de toda a escarpa, e são mais expressivos nos perfis CC' e DD (FIGURA 35). Por fim, o patamar entre 20 e 70 m, que compreende o mais um baixo nível costeiro escalonado, por meio dos quais os esporões se desfazem (AB'SABER, 1955).

5.3 Organização fluvial na Serra do Mar

É notório o controle litológico e estrutural no traçado da rede de drenagem e no formato das bacias em Caraguatatuba. No que se refere às bacias onde há captura fluvial, são ainda mais evidentes as feições decorrentes deste controle, assim como nas próprias áreas de captura se localizam grande parte das feições associadas à reorganização fluvial, como as curvas anômalas, cotovelos de captura (*elbows*) e baixos divisores.

A Relação Declividade-Extensão (RDE) apresentou grande amplitude em todas as bacias (entre 10 e 2.100), com média de 358 (FIGURA 36). Quando considerada a relação entre o RDE por segmento e o RDE total da bacia (RDEs/RDEt), o valor mínimo foi 2,01, que ocorrem nas bacias do Mococa, Piraçununga e Santo Antônio, e o máximo de 82,38, também na bacia do rio Mococa, apresentando média de 6,82.

No que se refere à ordem das anomalias do RDE estabelecida por Etchebehere *et al.* (2004), em que são consideradas de 2ª ordem aquelas cuja

razão RDEs/RDEt resulta entre 2 e 10 e as de 1ª ordem representam valores acima de 10, a maior parte das anomalias do RDE (*knickpoints*) identificadas foi de 2ª ordem (81,4%). Em geral, esta também foi a distribuição padrão nas bacias – o predomínio de *knickpoints* de 2ª ordem – exceto na bacia do Guaxinduba, onde 78% das anomalias foram de 1ª ordem.

Quanto a sua distribuição espacial nas bacias, as anomalias de 1ª ordem se localizam predominantemente ao longo dos canais principais das bacias, sobretudo nas rupturas de declive do canal na transição escarpa-planalto (nas bacias com captura) ou no trecho superior do perfil longitudinal dos canais principais que drenam somente a escarpa.

Os *knickpoints* de 1ª ou 2ª ordem, que não se localizam nos canais principais, são observados ao longo de canais que drenam a escarpa, principalmente em bacias cujo canal principal está disposto paralelamente à escarpa, como a bacia do ribeirão Aldeia.

São raros os *knickpoints* no planalto, ou seja, nas áreas de captura das bacias, ocorrendo apenas nas bacias do Pau d'Alho, Piraçununga, Santo Antônio e Guaxinduba, sendo que apenas nas duas primeiras há anomalias de 1ª ordem.

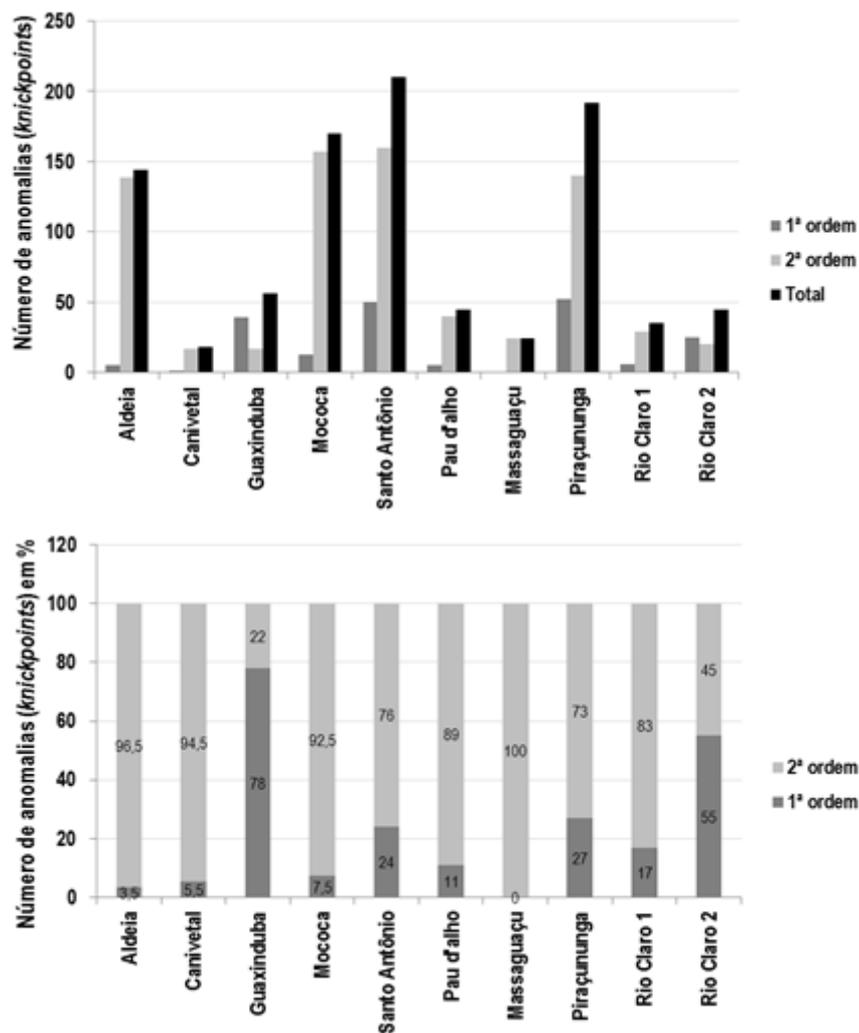


Figura 36 Distribuição absoluta (acima) e distribuição relativa (abaixo) das anomalias de drenagem (RDEs/RDEt) por bacia de drenagem.

De forma geral, grande parte dos *knickpoints* se concentrou nos trechos de 3ª e 4ª ordem (hierarquização baseada em Strahler (1952)) dos canais principais. A distribuição das anomalias de 1ª ordem variou em virtude da ausência/presença de captura fluvial e, se existente, da sua configuração. Por exemplo, bacias onde há apenas captura pelo canal principal, como este já chega à escarpa com ordem superior, as maiores anomalias são encontradas em canais de maior hierarquia, como nas bacias do Pau d'Alho e Guaxinduba, ambas de 4ª ordem ainda no planalto e Piraçununga e Rio Claro, de 3ª ordem.

Em caso de capturas por drenagem tributárias, que se localizam na escarpa (enquanto o canal principal flui paralelamente a ela), as anomalias de

1ª ordem se localizam nestes tributários, em maioria de 1ª e 2ª ordem, caso da bacia do Aldeia. Nas bacias com cabeceiras de drenagem na escarpa, estas anomalias se localizam em sua maioria em canais de 3ª ordem e, em menor concentração, naqueles de 4ª ordem.

Quanto às anomalias de 2ª ordem, estas se encontram majoritariamente em canais principais de 3ª e 4ª ordens, mas também na drenagem principal de bacias tributárias de 3ª ordem que estejam na escarpa.

Além de registradas a partir do cálculo da Relação Declividade-Extensão, parte dos *knickpoints*, especialmente de 1ª ordem, podem ser observados ao longo do perfil longitudinal do canal principal das bacias.

Os perfis longitudinais fluviais revelam o alto poder erosivo dos canais principais, sobretudo ao longo da escarpa, da ordem de dezenas de metros por quilômetro (FIGURA 37). Os perfis das bacias com captura são característicos desta situação, uma vez que o percurso mais a montante destes canais, no planalto (FIGURA 37A), apresentou declividade suave, se comparado ao seu percurso na escarpa. Nas bacias em que as cabeceiras de drenagem estão situadas à escarpa, os perfis tiveram comportamentos distintos: em alguns casos, o perfil longitudinal se aproximou de um modelo ideal de rio em equilíbrio (bacia do Massaguaçu, por exemplo), enquanto que em, outras bacias, os perfis apresentaram feições características de ajustes fluviais, como a existência de *knickpoints* na escarpa e no planalto.

Nas bacias onde houve captura, observam-se rupturas positivas de declive proeminentes, que marcam a transição planalto-escarpa (FIGURA 37A). Nas bacias em que as cabeceiras de drenagem se estabeleceram no Planalto de Moraes, de acordo com Almeida (1964), ou seja, Piraçununga e Rio Claro 2, nota-se que esta ruptura se localiza entre 400 e 550 m, o que está associada ao nível altimétrico inferior deste planalto. Nas bacias em que as cabeceiras estão instaladas no Planalto de Paraitinga, estas rupturas ocorrem entre 740 e 820 m, como se observa nas bacias do Guaxinduba, Pau d'Alho e Santo Antônio. A única bacia em que não há uma ruptura de declive acentuada que marca a transição planalto-escarpa é a Aldeia, uma vez que as capturas ocorrentes nesta bacia não são no canal principal, cujo percurso é paralelo à escarpa, conforme mencionado anteriormente. Neste caso, estas rupturas

devem ser observadas nos perfis longitudinais dos tributários da margem esquerda da bacia, nos quais há capturas.

Além das rupturas associadas às capturas fluviais, foram identificados diversos *knickpoints*, principalmente entre 400 e 100 m. Neste intervalo altimétrico também foram observados alguns patamares, que podem estar associados às soleiras rochosas, e ocorrem principalmente entre 160 e 220 m.

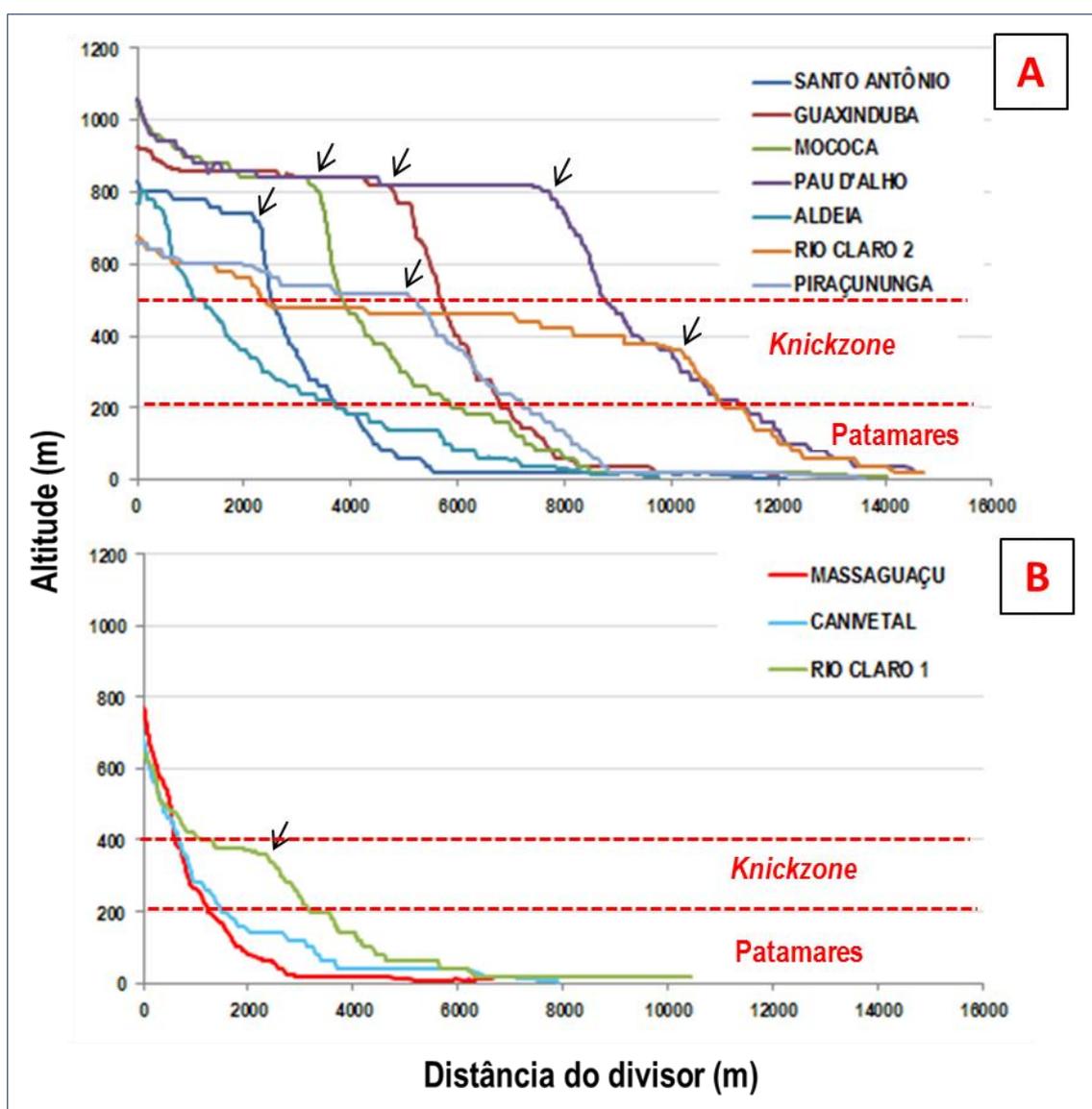


Figura 37 Perfis longitudinais fluviais de bacias de drenagem com capturas fluviais (A) e sem capturas (B).

5.4 Análise qualitativa da predisposição à geração de corridas de detritos

Quando avaliadas a partir dos índices adimensionais propostos por Gramani *et al.* (2005), a bacia que apresentou valor mais crítico foi a Rio Claro 1 (1,34), seguida pelas bacias do Massaguaçu (1,27), Pau D'Alho (1,24), Rio Claro 2 (1,21), Canivetal (1,20), Guaxinduba (1,19), Aldeia (1,15) e Mococa (1,1). Já as bacias dos rios Santo Antônio (1,004) e Piraçununga (1,0) foram aquelas cujos valores foram significativamente menores (TABELA 9).

Estes resultados podem ser explicados principalmente pelos parâmetros A, ainda que seu peso seja relativamente baixo (0,50), e A_{30} , cujo peso é responsável pela proporção que este assume no valor total para cada bacia (em média, 42%). Nesse sentido, a bacia Rio Claro 1 apresentou maior A_{30} (4,225) e valores elevados para todos os parâmetros, enquanto a Massaguaçu, mesmo tendo registrado os menores valores para 1/IC e DMC, possui 1/A aproximadamente 500 vezes maior que a bacia de menor 1/A ($4,75 \times 0,50$), tendo sido o parâmetro com maior amplitude. A bacia do Pau d'Alho, por sua vez, foi aquela em que grande parte dos parâmetros esteve acima da média.

Quanto às bacias com menores valores do índice adimensional final, ou seja, com menor predisposição à geração de corridas, a Mococa, o Santo Antônio e a Piraçununga exibiram valores muito semelhantes: baixos e, quando mais elevados, a ponderação menor reduziu sua significância.

Tabela 9 Valores normalizados para cada parâmetro morfométricos, peso atribuído a cada parâmetro e hierarquização das bacias a partir dos Índices Adimensionais.

FATORES	PESO	ALDEIA	CANIVETAL	GUAXINDUBA	MOCOCA	SANTO ANTÔNIO	PAU D'ALHO	MASSAGUAÇU	PIRAÇUNUNGA	RIO CLARO 1	RIO CLARO 2
ÁREA ACIMA DE 30°	2,50	1,48	1,22	1,13	1,43	1,21	1,26	1	1,16	1,69	1,62
INVERSO DA ÁREA TOTAL	0,50	3,00	6,50	4,50	1,50	2,00	2,50	9,50	3,50	4,00	1,00
AMPLITUDE ALTIMÉTRICA	1,00	1,15	1,03	1,39	1,56	1,24	1,56	1,15	1,00	1,04	1,21
DECLIVIDADE MÉDIA DO CANAL PRINCIPAL	0,50	1,16	1,02	1,04	1,10	1,16	1,47	1,00	1,04	1,90	2,17
INVERSO DA CIRCULARIDADE	0,50	1,28	1,22	2,11	1,10	1,28	1,96	1,00	1,07	1,40	2,61
SOMA DOS ÍNDICES (já ponderados)		7,57	8,45	8,04	6,99	6,49	7,68	9,40	6,71	8,92	8,15
ÍNDICES RELATIVOS		1,15	1,20	1,19	1,10	1,00	1,24	1,27	1,00	1,34	1,21
ORDEM DE CRITICIDADE		7	5	6	8	9	3	2	10	1	4

5.5 Magnitude das corridas de detritos

A partir da identificação dos depósitos de blocos mobilizados por corridas de detritos localizados em superfície, foi possível estimar a magnitude de eventos pretéritos. A mensuração do tamanho dos blocos permitiu que fosse estimada a magnitude das corridas de detritos. Utiliza-se, aqui, o termo *estimativa* uma vez que é reconhecido que a determinação da magnitude envolve outros critérios além da dimensão dos materiais mobilizados, como, por exemplo, o volume total do material (entre blocos e sedimentos menores) e raio de alcance.

Os depósitos de blocos rochosos ocorrem até a cota altimétrica de 150 m, em ângulos que não ultrapassam os 20°. Já o mapeamento realizado por IPT (2006), em que os autores espacializaram a isoespessura dos sedimentos psamíticos e pelíticos oriundos de corridas de detritos em parte da bacia do rio Camburu, mostrou que pacotes espessos destes materiais estão assentados principalmente na planície fluvio-marinha de Caraguatatuba. Estes depósitos são mais espessos (entre 7 e 8 m) no contato escarpa-planície e se estendem

na planície próximos aos canais. Os depósitos se tornam menos espessos à medida que a linha de costa se aproxima.

Em bacias cujo canal principal é mais encaixado, os depósitos foram identificados na própria drenagem (FIGURA 38) e próximos ao sopé das encostas (FIGURA 39). Em bacias onde há terraços e planícies aluviais mais desenvolvidas, estes se encontram em ambos os compartimentos e ao longo do leito (FIGURA 40). É notório também que, nas bacias onde há planícies alveolares, a maior parte do material transportado se deposita no interior destas.

Foi verificado que, dentre as 10 bacias, 7 apresentaram depósitos com feições características das corridas, exceto as bacias Piraçununga, Rio Claro I e Rio Claro II. Dentre aquelas onde as feições foram observadas, há depósitos que evidenciam a ocorrência de processos de maior magnitude, como os blocos de dimensões decimétricas a métricas e a formação de barramentos naturais de seções do canal devido à deposição destes em soleiras rochosas (FIGURA 41). Por outro lado, há bacias com feições de processos de menor intensidade, como os *levees* às margens dos canais, por vezes constituídos de blocos de menor dimensão, mas com forte imbricamento (FIGURA 42).



Figura 38 Depósito de corrida de detritos que entulhou toda a seção da drenagem principal da bacia do Guaxinduba.

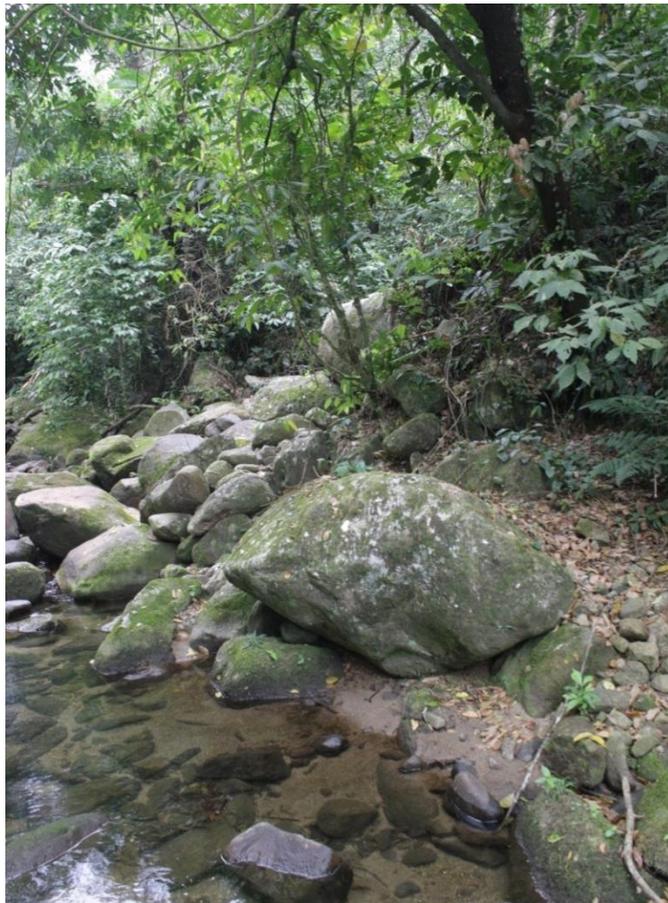


Figura 39 Depósito de blocos às margens da drenagem principal da bacia do Guaxinduba.



Figura 40 Blocos que se espalharam após o desconfinamento de uma corrida de detritos na bacia do Ribeirão Aldeia.



Figura 41 Depósito de blocos localizado em soleira rochosa no Ribeirão Pau D'Alho. Depósitos como este podem funcionar como barramentos naturais, os quais, em vazões extremas, podem se romper, iniciando uma nova corrida.



Figura 42 Observa-se o forte imbricamento do depósito de blocos de diferentes dimensões situado às margens do Ribeirão Aldeia.

Desta forma, a partir do que foi verificado em campo, as bacias foram classificadas como aquelas onde há registro de eventos de maior magnitude e de menor magnitude (TABELA 10, FIGURA 43,44, 45 e 46).

Tabela 10 Classificação das bacias de drenagem a partir da magnitude estimada das corridas de detritos.

BACIA DE DRENAGEM	MAGNITUDE DOS EVENTOS		TAXA DE DENUDAÇÃO (m/My)
	Potencial de geração de corridas Gramani <i>et al.</i> (2005)	Mapeamento dos depósitos de blocos Stoffel (2010)	
Aldeia	7	MAIOR	33,3
Canivetal	5	MAIOR	26,4
Guaxinduba	6	MAIOR	10,9
Mococa	8	MENOR	32,6
Santo Antônio	9	MAIOR	25,2
Pau D'Alho	3	MAIOR	35,2
Massaguaçu	2	MENOR	27,5
Piraçununga	10	MENOR	27,1
Rio Claro 1	1	MENOR	15,9
Rio Claro 2	4	MENOR	15,6

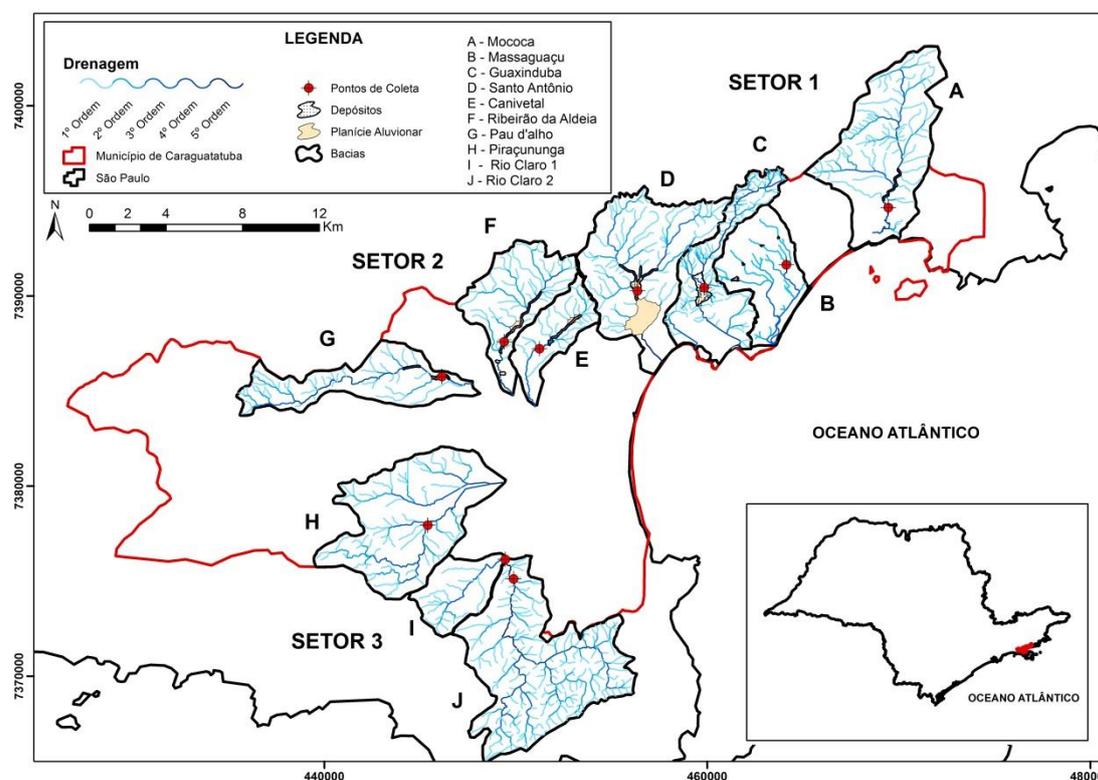


Figura 43 Localização das bacias e os respectivos depósitos, que serão detalhadas nas figuras 44, 45 e 46.

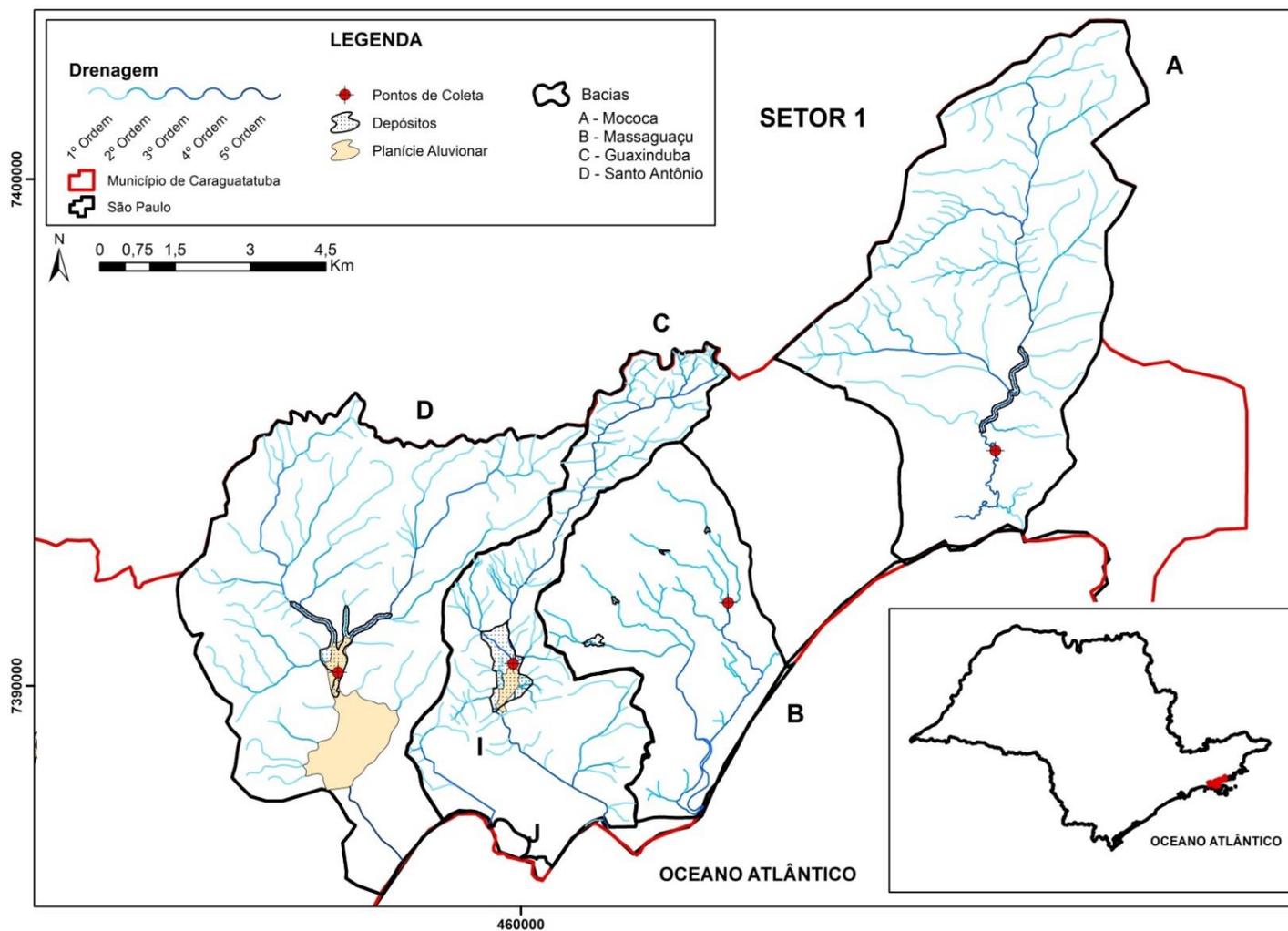


Figura 44 Depósitos de corridas das bacias situadas a Nordeste de Caraguatatuba. Os depósitos se localizam principalmente nas planícies alveolares (Santo Antônio e Guaxinduba) e na ruptura de declive entre escarpa e baixada (Massaguaçu e Mococa).

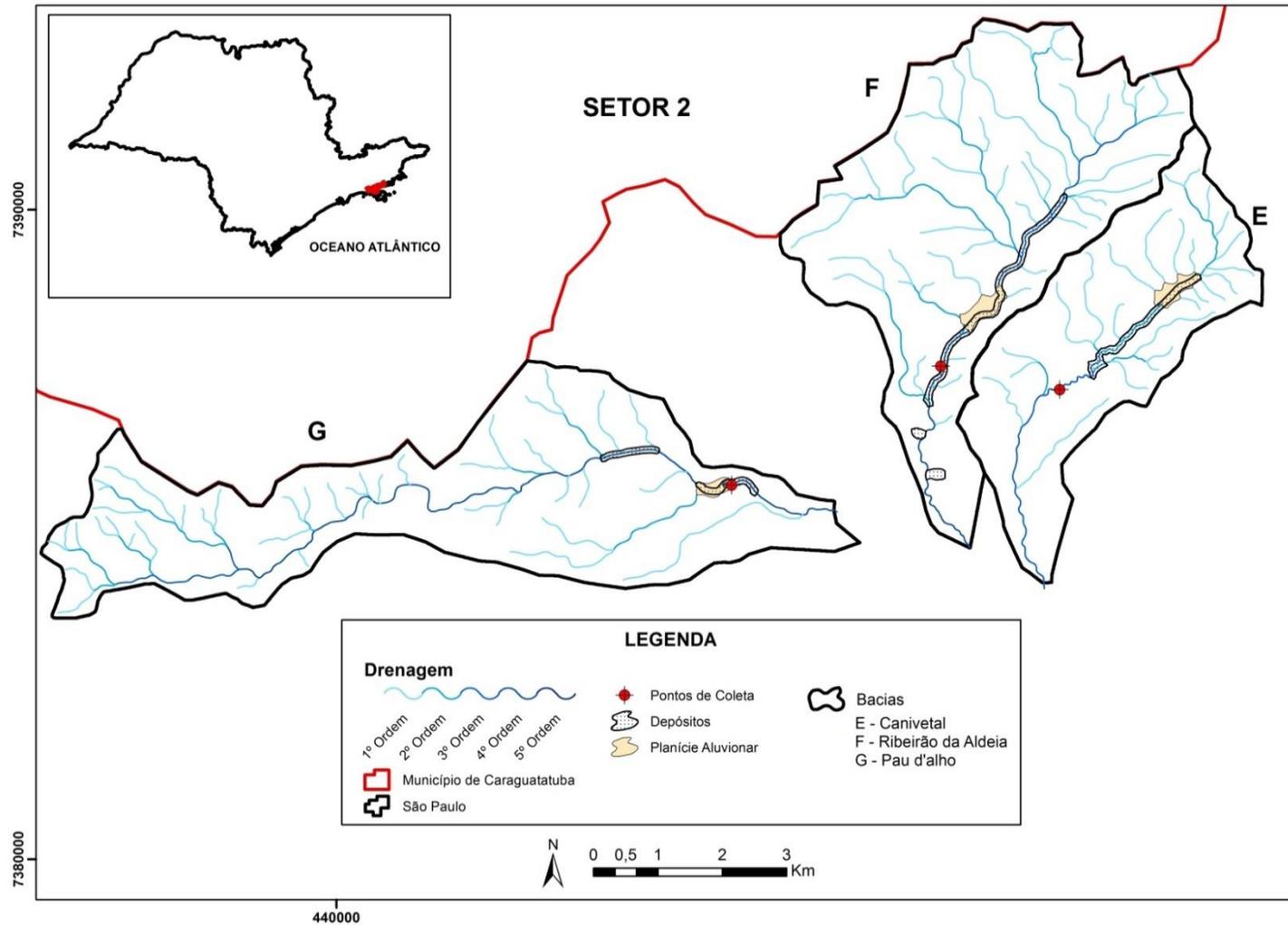


Figura 45 Depósitos de corridas de detritos nas bacias localizadas no centro do município de Caraguatatuba. Estes se localizam nas pequenas planícies alveolares.

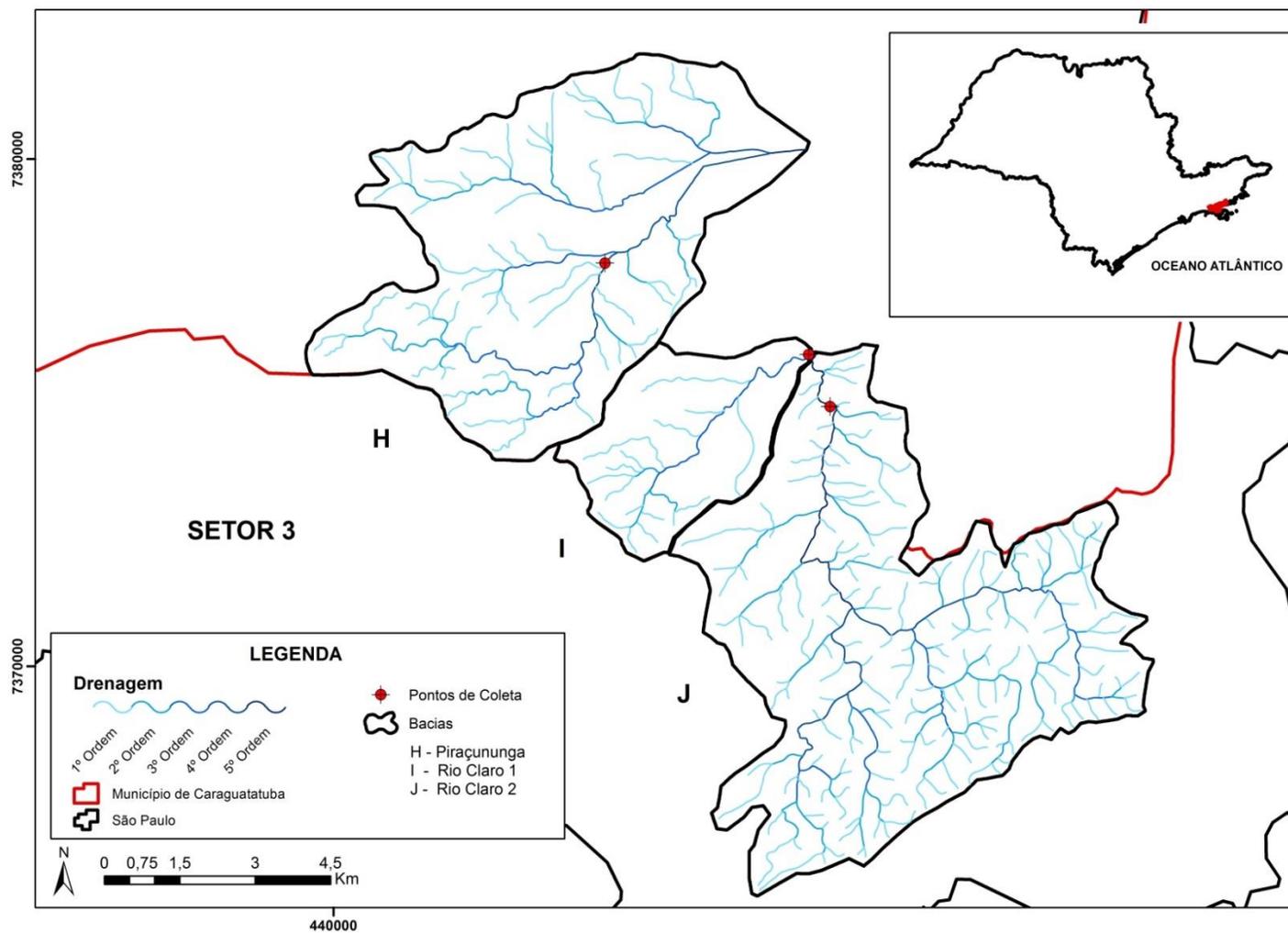


Figura 46 Bacias de drenagem localizadas a centro-sul do município de Caraguatatuba, nas quais não foram identificados depósitos de corridas após a transição escarpa-baixada.

5.6 Taxas de denudação a longo-termo em bacias de drenagem

As taxas de denudação médias a longo-termo das dez bacias de drenagem variaram entre 10,9 m/My e 35,2 m/My (TABELA 11). Quando consideradas a presença/ausência de capturas fluviais, os valores apresentaram pequena variação: média de 25,7 m/My para as bacias com captura e 23,3 m/My para as sem captura. Também foi observado que não houve variação quando comparadas as taxas médias e a magnitude conforme os depósitos - maior e de menor magnitude (26,0 e 23,7 My, respectivamente).

Quanto às bacias de drenagem que são tributárias do rio Camburu, canal principal da grande bacia que drena o anfiteatro serrano de Caraguatatuba, a média das taxas de denudação foi 25,5 m/My, enquanto as bacias situadas a Norte, que drenam diretamente ao oceano, foi 24,0 m/My.

Desta forma, observa-se que são insignificantes as variações entre as médias das taxas de denudação quando comparados os agrupamentos de bacias a partir de características semelhantes.

5.7 Fatores controladores das taxas de denudação médias a longo-termo

As variações litológicas e a densa rede de lineamentos estruturais na região de Caraguatatuba exercem um forte controle na distribuição das taxas de denudação a longo-termo. Observados os coeficientes de correlação e de determinação, notou-se que as características morfométricas das bacias têm uma influência secundária, quando comparadas às condicionantes lito-estruturais, na distribuição das taxas de denudação.

Tabela 11 Localização dos pontos de amostragem e informações associadas às taxas de denudação médias determinadas com ^{10}Be .

Amostra	Bacia de drenagem	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Sombreamento topográfico	Fator escalar de Stone	Concentração de ^{10}Be (at/g)	Incerteza da concentração ^{10}Be (at/g)	Taxa de denudação (m/Myr)	Incerteza da taxa de denudação (m/Myr)	Tempo de integração (kyr)
SM-01	Aldeia	23,62146583	-45,49615	574	0,980	1,13	9,51E+04	4,99E+03	33,3	1,7	16848
SM-02	Canivetal	23,62479088	-45,47807	275	0,978	0,90	9,75E+04	4,90E+03	26,4	1,3	21229
SM-03	Guaxinduba	23,59605333	-45,39355	693	0,978	1,24	2,92E+05	9,02E+03	10,9	0,3	50477
SM-04	Mococa	23,55828313	-45,29929	548	0,970	1,11	9,43E+04	6,60E+03	32,6	2,3	17205
SM-05	Santo Antônio	23,59751012	-45,42779	596	0,981	1,15	1,26E+05	1,17E+04	25,2	2,4	22202
SM-06	Pau D'Alho	23,63791877	-45,52807	668	0,984	1,22	9,63E+04	3,84E+03	35,2	1,4	15946
SM-07	Massaguaçu	23,58527339	-45,35156	338	0,964	0,95	9,63E+04	4,08E+03	27,5	1,2	20393
SM-08	Piraçununga	23,70844408	-45,53560	492	0,986	1,07	1,11E+05	7,10E+03	27,1	1,7	20681
SM-09	Rio Claro I	23,72484536	-45,49592	403	0,987	1,00	1,72E+05	7,96E+03	15,9	0,7	35015
SM-10	Rio Claro II	23,73411406	-45,49174	529	0,987	1,10	1,91E+05	1,70E+04	15,6	1,4	35728

5.7.1 Controle lito-estrutural

Os litotipos predominantes na Serra do Mar na região de Caraguatatuba bem como nas bacias de drenagem são os granitoides gnáissicos e diferentes variações de gnaisses (TABELA 12). Os granitoides gnáissicos ocupam a maior parte das bacias, no entanto, sabe-se que a faixa ocupada por este litotipo no mapeamento em escala 1:250.000 constituiu um mosaico de diferentes unidades litológicas no mapeamento em escala 1:50.000 realizado para a folha Caraguatatuba (HASUI, 1982), que recobre parcialmente a área de estudo (bacias do Aldeia, Santo Antônio, Guaxinduba e Massaguaçu).

Quando observados os coeficientes de correlação entre as taxas de denudação e os diferentes litotipos, nota-se que este é mais forte e positivo com a unidade granítico-gnáissica migmatítica (0,59), constituída de migmatitos, gnaisses e augen gnaisse, enquanto as unidades dos gnaisses peraluminosos e dos bandados possuem valores moderados e negativos, -0,41 e -0,40, respectivamente (TABELA 13). Estes valores indicam que existe uma relação moderada entre algumas unidades geológicas e as taxas de denudação.

Outra situação observada é a existência de bacias de drenagem onde predominam os granitoides gnáissicos, como a Aldeia e o Guaxinduba, cujas taxas de denudação são muito díspares (33,3 e 10,9 m/Myr, respectivamente). Há, também, bacias com variação litológica significativa, cujas taxas são semelhantes, caso da Massaguaçu (granitoides gnáissicos) e Piraçununga (гнаisses peraluminosos), com 27,5 e 27,1 m/Myr, respectivamente. Estes exemplos mostram que, para algumas bacias, outros fatores podem exercer maior controle na denudação, destacando-se, dentre eles, os lineamentos estruturais.

A distribuição dos lineamentos bem como dos cruzamentos estruturais permite observar que a sua densidade é maior em bacias de drenagem que apresentam taxas baixas a intermediárias, como na Piraçununga (27,1 m/Myr), Rio Claro I (15,9 m/Myr) e Rio Claro 2 (15,6 m/Myr) (FIGURA 47). No entanto, observa-se que estas bacias possuem quase a totalidade de sua área na unidade dos gnaisses peraluminosos, a qual inclui os paragnaisses, considerado, para a área de estudo, como um litotipo mais resistente ao

intemperismo, associado à parte dos divisores de bacias em Caraguatatuba (CRUZ, 1974).

5.7.2 Controle morfométrico

Quando analisados conjuntamente as taxas de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem, pôde-se observar que, em geral, estes não apresentaram uma boa correlação, exceto o RDEs/RDEt (-0,80) e secundariamente, o IC (0,50) (TABELA 14).

Para os parâmetro área (A), índice de rugosidade (IR), hierarquia de drenagem (HD), stream power index (SPI) e topographic wetness index (TWI) quase não houve correlação, enquanto a relação de relevo (RR), densidade de drenagem (DD), amplitude altimétrica (AA), declividade média (DM), área acima de 30° (A30) e o fator topográfico (LS) apresentaram valores baixos.

Tabela 12 Distribuição relativa das variações litológicas por bacia de drenagem.

Código	Bacia de drenagem	ÁREA EM PERCENTUAL (%) DAS UNIDADES LITOLÓGICAS						Taxa de denudação (m/Myr)
		Costeiro, unidade granito-gnáissica migmatítica*	Granitoides gnáissicos (Complexo Pico do Papagaio)**	Gnaisses bandados	Complexo Máfico (Bairro do Marisco)***	Costeiro, unidade de gnaisses paraluminosos****	Coberturas detríticas indiferenciadas	
SM-01	Aldeia	5,8	94,2	-	-	-	-	33,3
SM-02	Canivetal	17,0	77,7	-	-	-	5,3	26,4
SM-03	Guaxinduba	-	100,0	-	-	-	-	10,9
SM-04	Mococa	6,0	85,3	-	-	-	8,6	32,6
SM-05	Santo Antônio	0,2	99,8	-	-	-	-	25,2
SM-06	Pau d'Alho	13,5	86,5	-	-	-	-	35,2
SM-07	Massaguaçu	10,2	89,8	-	-	-	-	27,5
SM-08	Piraçununga	-	-	-	13,6	85,9	0,5	27,1
SM-09	Rio Claro 1	-	-	-	-	100,0	-	15,9
SM-10	Rio Claro 2	-	-	46,00	-	54,0	-	15,6

* Migmatito, gnaisse e augen gnaisse; ** Biotita Gnaisse; *** Metagabro, enderbita, diorito, quartzo diorito, migmatito; **** gnaisse, paragnaiss, gnaisse aluminoso; ***** Argila, areia, cascalho

Tabela 13 Coeficiente de correlação entre as taxas de denudação e a litologia das bacias de drenagem.

Correlação entre taxa de denudação e litologia	
Costeiro, unidade granito-gnáissica migmatítica	0,59
Granitoides gnáissicos (Complexo Pico do Papagaio)	0,39
Coberturas detríticas indiferenciadas	0,33
Complexo Máfico (Bairro do Marisco)	0,09
Costeiro, unidade de gnaisses paraluminosos	-0,41
Gnaisses bandados	-0,40

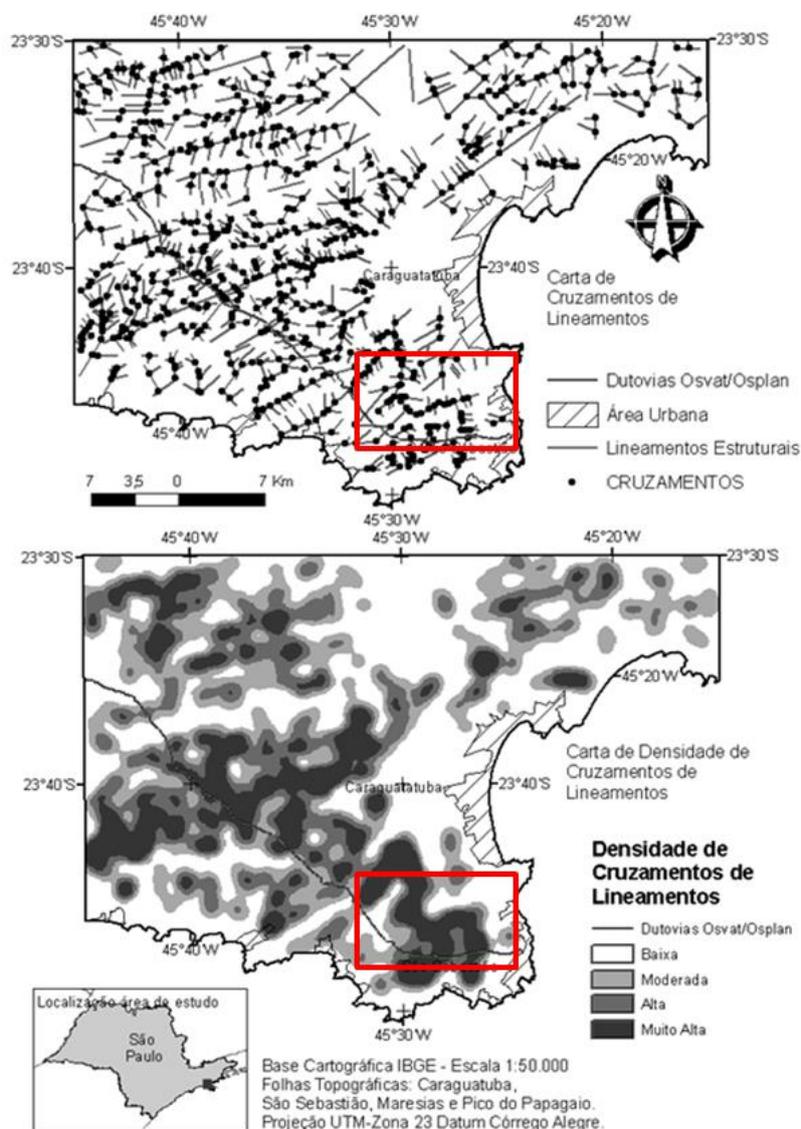


Figura 47 Distribuição dos lineamentos e cruzamentos estruturais (acima) e mapa de densidade desses cruzamentos. Verifica-se a maior concentração destes em bacias cujas taxas foram baixas e intermediárias. Fonte: modificado de Moura *et al.* (2012).

Tabela 14 Coeficiente de correlação entre taxa de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem.

Correlação entre taxa de denudação e parâmetros morfométricos			
A	-0,06	AA	0,25
IC	0,50	A30	-0,20
IR	-0,14	DM	0,36
RR	0,35	RDEs/RDEt	-0,80
DD	-0,23	SPI	0,06
HD	-0,03	LS	-0,35
DMC	-0,41	TWI	0,14

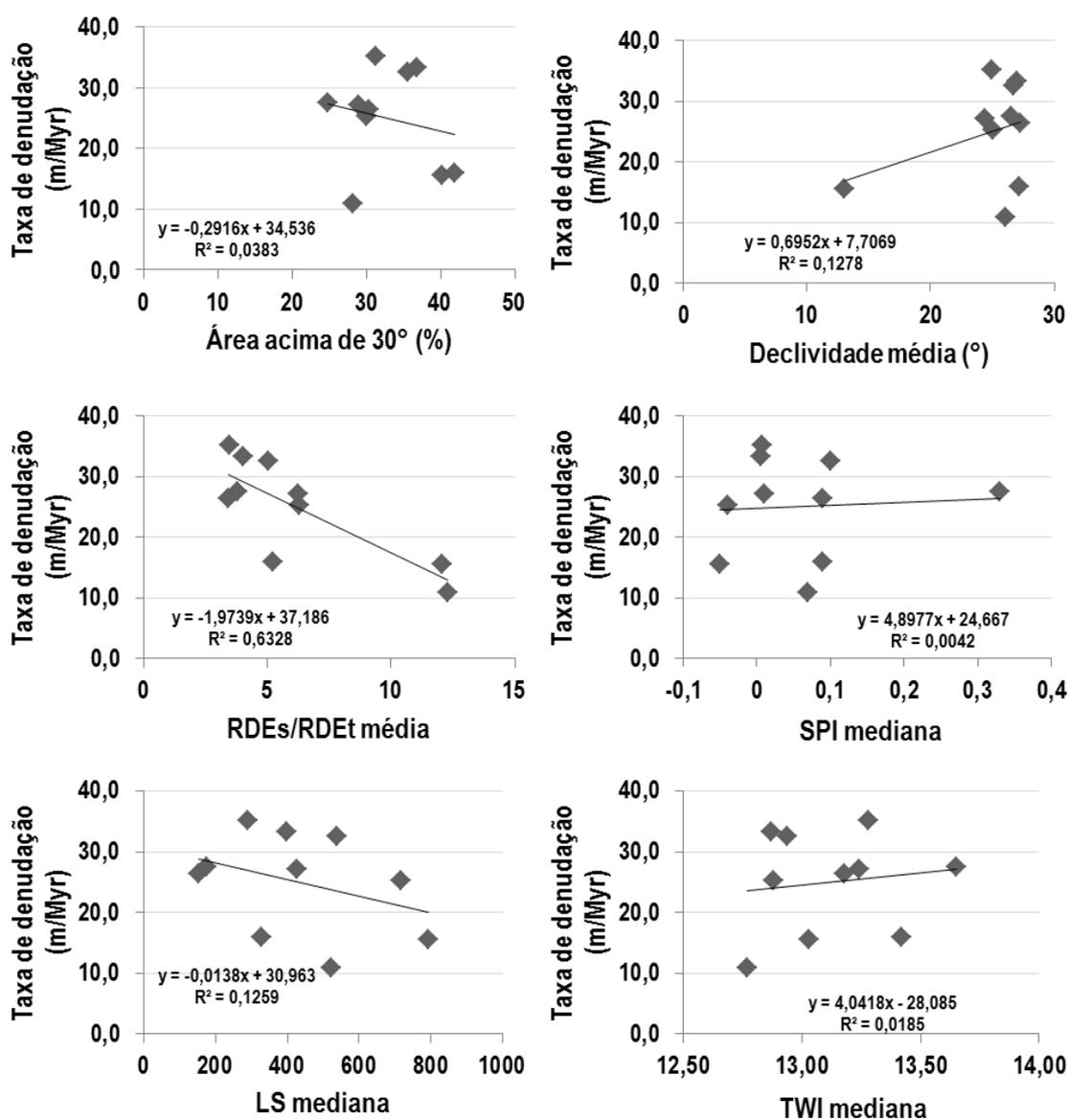


Figura 48 Relação entre as taxas de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias. Destes, o único que apresentou bom coeficiente de correlação (R²) foi o RDE (0,63).

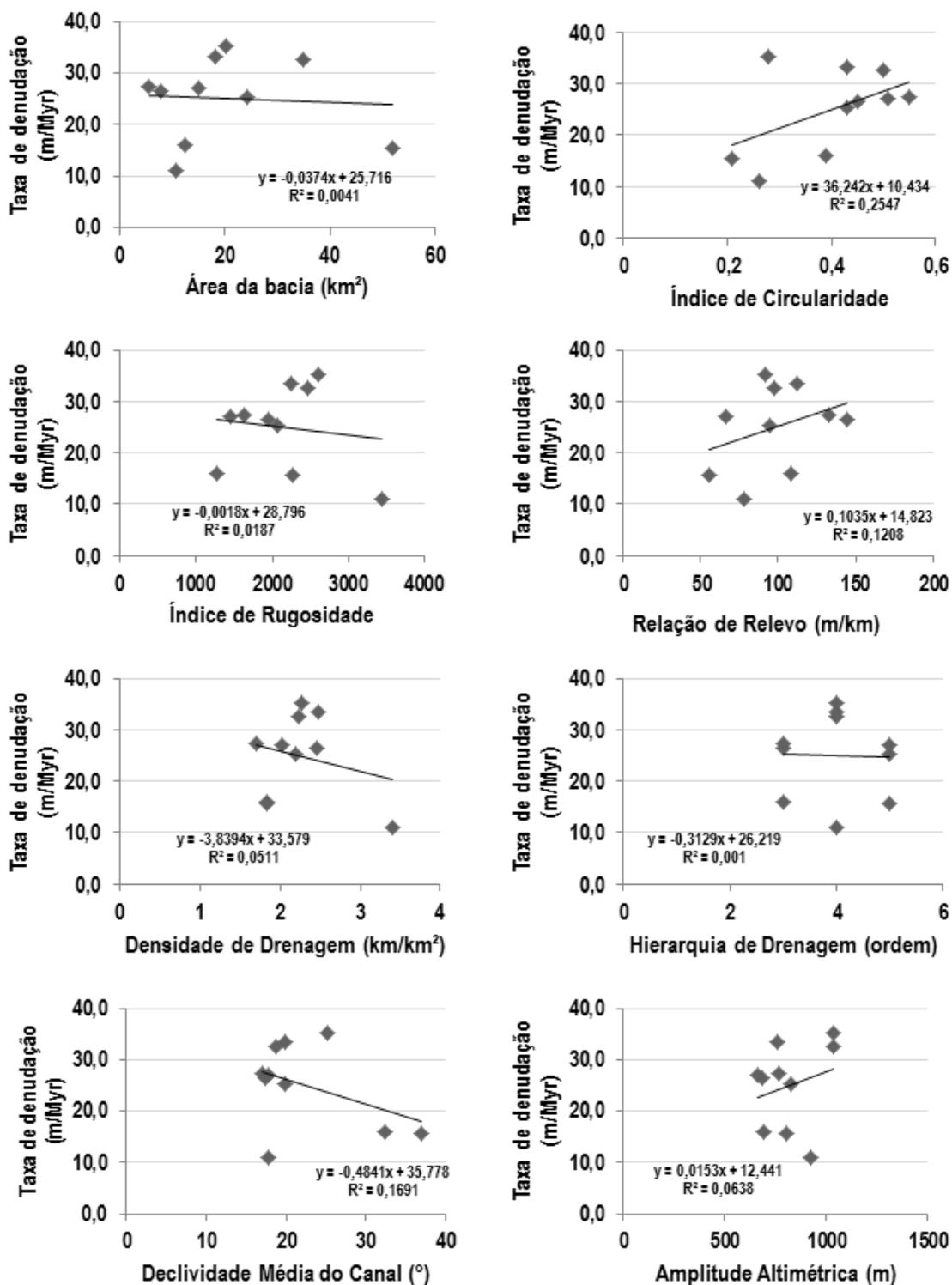


Figura 48 (cont.) Relação entre as taxas de denudação e os parâmetros morfométricos das bacias. Destes, o único que apresentou bom coeficiente de correlação (R^2) foi o RDE (0,63).

6 DISCUSSÃO

O forte controle lito-estrutural e a existência de capturas fluviais puderam explicar parte das fracas correlações entre os parâmetros morfométricos. Também verificou-se nesta pesquisa que a relação entre a morfometria das bacias e a magnitude das corridas de detritos foi moderada, tanto para os parâmetros morfométricos primários como para os secundários, aos quais a literatura se refere como bons indicadores da produção de sedimento.

Quando consideradas as características geomorfológicas e a história geológica da Serra do Mar na região de Caraguatatuba (SP), as taxas de denudação a longo-termo foram relativamente baixas, tendo variado entre 10,9 m/My e 35,2 m/My. Estes valores corroboram trabalhos realizados em outras localidades da Serra do Mar.

Comparando-se as taxas de denudação à magnitude das corridas de detritos, pôde-se observar que parte das bacias com maiores taxas foram consideradas de maior magnitude, assim como houve bacia de maior magnitude com taxas baixas e bacias de menor magnitude com taxas moderadas. Desta forma, constatou-se que mesmo em bacias sem evidências de eventos de maior magnitude, os processos responsáveis pelo maior trabalho geomorfológico seriam as corridas de detritos.

6.1 Morfometria das bacias de drenagem

Os parâmetros morfométricos que apresentaram correlação mais fraca com os demais foram a A^3 e a A_{30} . Shi *et al.* (2014) também verificaram que a Área é um parâmetro cuja correlação com outros parâmetros morfométricos é fraca, enquanto De Scally *et al.* (2001) destacaram comportamento oposto. Acredita-se que os resultados aqui apresentados podem estar associados a um forte controle lito-estrutural na morfometria das bacias, assim como à existência de capturas fluviais. As capturas que foram desencadeadas pelo recuo erosivo da drenagem principal são diferentes daquelas onde as drenagens

³ A= Área; A30= Área acima de 30°

capturadoras são os tributários que drenam a escarpa, resultando em distintos incrementos de área do planalto associado a cada um desses mecanismos.

Embora seja reconhecido o controle exercido pelas lito-estruturas no sistema fluvial da Serra do Mar, houve uma boa correlação negativa entre alguns parâmetros referentes à rede de drenagem e outros parâmetros morfométricos, como entre RR e HD (-0,83); LS e HD (-0,79) e RDEs/RDEt e RR (-0,73).

A ausência de correlação entre AA e DM (-0,01), assim como AA e DMC (-0,04) e AA e A_{30} (-0,05) pode ser justificada pela existência de bacias com captura fluvial no planalto, sendo que estas ocorrem em planaltos associados a diferentes superfícies de aplainamento e níveis de dissecação. Um exemplo é a bacia Rio Claro I, com AA de ~800m e DM 13,08°, com cabeceiras no Planalto de São Sebastião e altitudes entre 600 e 800m. Enquanto a Aldeia, com AA de 764m e DM de ~27°, tem as cabeceiras das drenagens da margem direita da bacia instaladas no Planalto de Paraitinga (entre 900 e 950m), menos dissecada que a anterior.

Quanto às correlações entre HD e DD (0,02) e A e IC (0,05), pode-se afirmar que os falhamentos e fraturamentos também são responsáveis pelos baixos valores. Observa-se um forte controle estrutural na configuração da rede de drenagem, refletindo diretamente na DD⁴ e no IC. Nesse sentido, Hiruma e Ponçano (1994) verificaram que na região do alto rio Pardo (SP/MG), os maiores valores de DD coincidiram com os principais trends de estruturas, onde ainda foram detectadas evidências de reativação de idade mesozoica e cenozoica. Para os referidos autores, a retomada erosiva das formas de relevo ao longo das direções dos lineamentos estruturais pode ter gerado a expansão da rede de drenagem, e o consequente aumento da DD. Destaca-se que, em algumas das zonas de altos valores de DD, verificou-se a ocorrência de restos de terraços relativamente elevados, indicando a ocorrência de mudanças no nível de base, o que teria induzido a retomada erosiva e, conseqüentemente, a expansão da rede de drenagem.

⁴ DD= Densidade de Drenagem, RR= Relação de Relevo, HD= Hierarquia de Drenagem, LS= Índice De Capacidade de Transporte de Sedimentos, RDEs/RDEt= Relação Declividade-Extensão, AA= Amplitude Altimétrica, DM= Declividade Média, DMC= Declividade Média do Canal, A= Área, IC= Índice de Circularidade

Observado este forte controle estrutural na configuração da rede de drenagem, é evidente sua influência na morfometria das bacias, sobretudo nos parâmetros relativos à bacia de drenagem, como, por exemplo, a Área, a Relação de Relevo, o Índice de Circularidade, dentre outros, uma vez que estes apresentaram alguns dos maiores desvios padrões.

Dentre as 10 bacias de drenagem, apenas 3 não possuem capturas fluviais no planalto: Rio Claro I, Canivetal e Massaguaçu. As demais bacias possuem capturas com diferentes características, como a Aldeia, onde todos os canais da margem direita da bacia capturaram as drenagens do planalto, enquanto na Pau D'Alho esta se deu a partir do recuo erosivo do canal principal (FIGURA 49). O mapeamento de cruzamentos estruturais na região de Caraguatuba elaborado por Moura *et al.* (2012) mostra a ocorrência destes lineamentos onde as drenagens se estabeleceram.

Os perfis longitudinais dos canais principais que drenam a escarpa da Serra do Mar apresentaram características que indicam um grau de desajuste da drenagem, apresentando declividade acentuada ao longo de toda da sua extensão na escarpa, o que favorece a propagação a jusante dos processos erosivos.

Os *knickpoints* ao longo de todos os perfis longitudinais, ainda que em quantidade variável, evidenciam a existência de locais preferenciais para a deposição de materiais carreados por corridas ou mesmo pelo transporte de carga de fundo (IPT, 2006). Por outro lado, estes locais, ao acumularem o material que é depositado devido à perda de energia do agente de transporte, podem ser fundamentais para a preparação de novos eventos, como, por exemplo, a partir da formação de barramentos naturais (IPT, 2006).

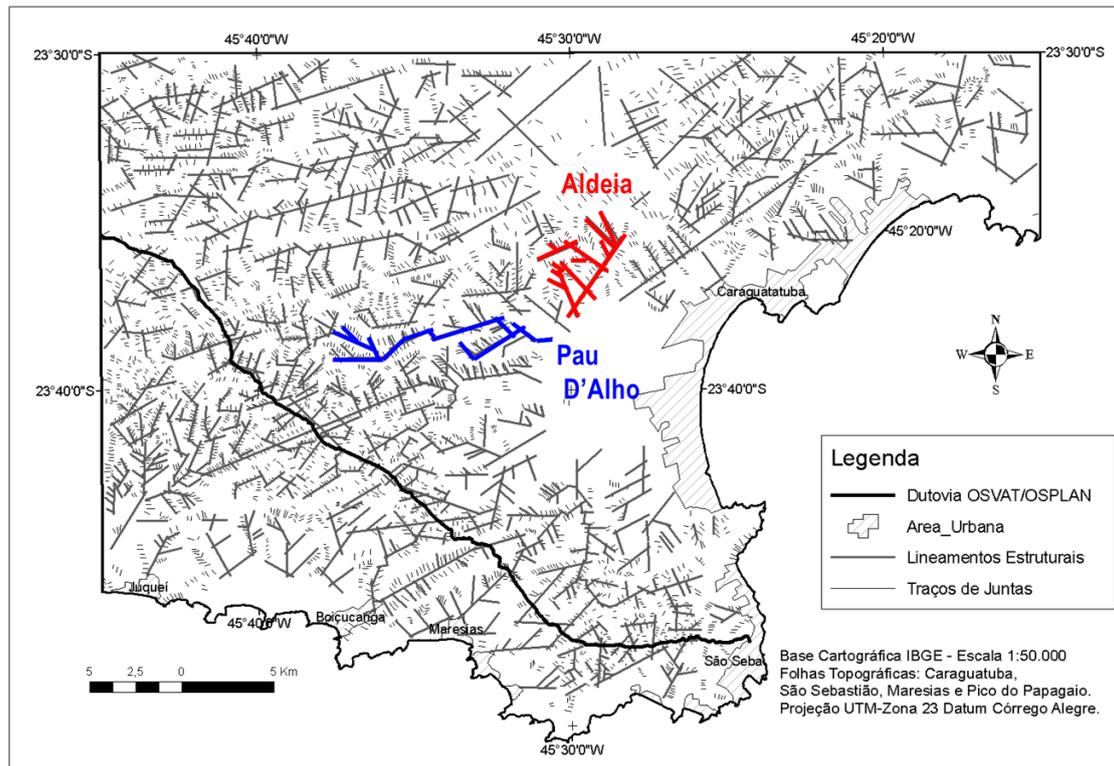


Figura 49 Distribuição dos lineamentos estruturais na região de Caraguatatuba, com destaque para aqueles que condicionam a rede de drenagem nas bacias do Pau D'Alho (em azul) e Aldeia (em vermelho). Fonte: modificado de Moura *et al.* (2012).

Silva (2006) reconhece que nos vales suspensos por *knickpoints* no Planalto da Bocaina (incluindo as bacias que drenam a escarpa oceânica) duas situações podem ocorrer: (i) se os *knickpoints* forem efetivos em barrar o pulso erosivo para montante e não migrarem, as antigas superfícies dos vales suspensos serão preservadas e suas cabeceiras permanecerão inertes e; (ii) se o pulso erosivo romper os *knickpoints*, reativando as cabeceiras dos vales suspensos, elas avançarão sobre os divisores capturando drenagem de outras bacias vizinhas suspensas, rebaixando o relevo. Nesse sentido, Christofolletti (1977) afirma que essas rupturas de declives no perfil longitudinal não são irregularidades que devem necessariamente desaparecer na perspectiva de evolução para a regularização do perfil, mas constituem categoria morfológica inerente aos cursos d'água.

6.2 Controle morfométrico na iniciação e na magnitude das corridas de detritos

A hierarquia das bacias foi estabelecida a partir de parâmetros que representam o potencial de geração de corridas induzidas por escorregamentos nas encostas, uma vez que estes são apontados como a principal fonte de sedimentos para a iniciação das corridas na Serra do Mar (GRAMANI *et al.*, 2005).

As bacias com menor área, hierarquia de drenagem e declividade média dos canais foram classificadas como mais críticas a partir dos índices adimensionais propostos por Gramani *et al.* (2005), assim como foi verificado pelos próprios autores em seu estudo de caso. No entanto, quando consideradas as evidências de movimentos de massa nesse conjunto de bacias, com exceção à Canivetal e Pau D'Alho, nota-se que aquelas consideradas mais críticas não possuem evidências em superfície de eventos de maior magnitude, como a existência de cicatrizes de escorregamentos nas encostas, bem como de grandes blocos próximos à drenagem principal, ainda que estes possam existir em subsuperfície. Quanto às bacias dos rios Canivetal e Pau D'Alho, na descrição realizada por Cruz (1974), do evento de 1967, observa-se que em ambas os escorregamentos generalizados forneceram material em abundância para as corridas nos canais, as quais mobilizaram toneladas de materiais de diferente granulometrias.

Por outro lado, há bacias de drenagem que foram classificadas entre as menos suscetíveis, mas que possuem evidências de movimentos de massa de grande magnitude, como as bacias do Santo Antônio e Guaxinduba, que apresentaram valores menos críticos, mas foram fortemente atingidas por escorregamentos e corridas de massa em 1967. Embora também atingida pelo evento de 1967, a bacia do Canivetal, hierarquizada com grau de criticidade maior que as bacias do Santo Antônio e Guaxinduba, teve uma área menor afetada por escorregamentos e corridas se comparada às anteriores, o que pode estar associado a outros fatores condicionantes e deflagradores, como volume, distribuição e intensidade da precipitação, a disponibilidade de material para transporte, as características lito-estruturais, etc., ou mesmo à ponderação atribuída pelos autores a cada parâmetro considerado.

De forma geral, as bacias que foram classificadas como de maior magnitude apresentaram os valores mais críticos para o conjunto de parâmetros aplicados. Quando observadas as médias dos parâmetros do agrupamento das bacias de maior magnitude (TABELA 6.1), nota-se que as médias de A⁵, IC, IR, RR, DD, AA e DM são mais críticas para a deflagração de corridas quando comparadas àquelas com menores magnitudes. Por outro lado, as médias de DMC, A₃₀, RDEs/RDEt, SPI, LS e TWI foram superiores para as bacias de menor magnitude, embora, para alguns destes parâmetros, a diferença para aquelas seja mínima.

O IR e suas variações, como o índice de Melton, são parâmetros muito empregados em pesquisas que buscam diferenciar bacias de drenagem quanto ao processo hidrogeomorfológico dominante a partir da sua morfometria (DE SCALLY *et al.*, 2001; WILFORD *et al.*, 2004; ROWBOTHAW *et al.*, 2005; HEISER *et al.*, 2015). Estes autores afirmam que as bacias suscetíveis às corridas apresentam IR e/ou índice de Melton mais elevados. Os resultados obtidos para este parâmetro foram os que mais se diferenciaram entre as bacias de maior e menor magnitude (médias de ~2.461 e ~1.813, respectivamente).

Os valores inferiores da Área das bacias (A) em bacias de maior magnitude pode ser justificada pelo fato de pequenas possuírem, em geral, encostas mais íngremes. De Scally *et al.* (2001) e Rowbothaw *et al.* (2005) observaram que as bacias suscetíveis a corridas tiveram valores de A levemente inferiores àquelas onde predominam os processos fluviais. De Scally *et al.* (2001) explicam que os setores das bacias sujeitos às corridas são as subbacias de tributários de 1ª ordem, e não toda a bacia. As

⁵ A: Área da bacia; IC: Índice de Circularidade; IR: Índice de Rugosidade; RR: Relação de Relevo; DD: Densidade de Drenagem; AA: Amplitude Altimétrica; DMC: Declividade Média do Canal; A₃₀: Área acima de 30°; DM: Declividade Média; RDEs/RDEt: Relação Declividade-Extensão setor/Relação Declividade-Extensão total; SPI: Índice de Poder Erosivo do Canal; LS: Índice de Capacidade de Transporte; TWI: Índice Topográfico de Umidade.

Tabela 15 Valores médios dos parâmetros morfométricos para as bacias classificadas a partir da ocorrência de eventos de maior e menor magnitude das corridas de detritos.

Bacia de Drenagem	Unidade	Maior magnitude	Menor magnitude
A	Km ²	16,14	23,93
IC		0,37	0,432
IR		2461,36	1813,27
RR	m/Km	104,00	92,11
DD	Km/Km ²	2,56	1,926
HD		4	4
AA	m	846	791
DMC	graus (°)	20,03	24,64
A30	%	31,36	34,26
DM	graus (°)	26,06	23,6
RDEs/RDEt		5,91	6,47
SPI		0,03	0,10
LS		14,76	15,86
TWI		13,00	13,26

A: Área da bacia; IC: Índice de Circularidade; IR: Índice de Rugosidade; RR: Relação de Relevo; DD: Densidade de Drenagem; HD: Hierarquia de Drenagem; AA: Amplitude Altimétrica; DMC: Declividade Média do Canal; A₃₀: Área acima de 30°; DM: Declividade Média; RDEs/RDEt: Relação Declividade-Extensão setor/Relação Declividade-Extensão total; SPI: Índice de Poder Erosivo do Canal; LS: Índice de Capacidade de Transporte; TWI: Índice Topográfico de Umidade.

No que se refere ao IC, as bacias mais alongadas (menor IC), foram as de maior magnitude. Crozier (1986) e Heiser *et al.* (2015) apontam que bacias sujeitas a corridas de detritos, diferentemente daquelas onde os processos de transporte fluvial são dominantes. Já Augusto Filho (1993) observou comportamento contrário para bacias de drenagem em Ubatuba-SP. Desta forma, acredita-se que este parâmetro, isoladamente, pode não explicar a suscetibilidade às corridas.

A RR⁶, um dos parâmetros mais empregados em pesquisas sobre morfometria de bacias e corridas de detritos, apresentou uma relação positiva

⁶ A: Área da bacia; IC: Índice de Circularidade; IR: Índice de Rugosidade; RR: Relação de Relevo; DD: Densidade de Drenagem; HD: Hierarquia de Drenagem; AA: Amplitude Altimétrica; DMC: Declividade Média do Canal; A₃₀: Área acima de 30°; DM: Declividade Média; RDEs/RDEt: Relação Declividade-Extensão setor/Relação Declividade-Extensão total; SPI: Índice de Poder Erosivo do Canal; LS: Índice de Capacidade de Transporte; TWI: Índice Topográfico de Umidade.

com a magnitude. Abu Salim (2014) e Zhang *et al.* (2015) notaram que, quanto maior a RR, maior a produção de sedimentos, enquanto Wilford *et al.* (2004) verificaram que a RR é um dos parâmetros mais úteis para diferencial bacias sujeitas à inundações, “inundações sujas” e corridas⁷.

Embora a diferença entre a DM das bacias de maior e de menor magnitude seja pequena, observou-se que aquelas com maior magnitude possuem DM superior (26,0°), contra a média de 23,6° daquelas de menor magnitude. Jakob (1996), Marchi e D’Agostino (2004), Rowbothaw *et al.* (2005), Tunusluoglu *et al.* (2008) e Zhang *et al.* (2015) constataram que a DM tem relação positiva com a produção de sedimentos, mostrando a importância deste parâmetro para a ocorrência e a magnitude dos processos hidrogeomorfológicos. Alguns autores utilizam parâmetros que se assemelham à DM, como a área acima de 15° (A_{15}) (CHEN; YU, 2011), tendo os primeiros registrado que maiores valores de A_{15} correspondem a maiores volumes mobilizados por corridas, enquanto Wilford *et al.* (2004) observaram que a proporção de A_{30-40} é um bom parâmetro a ser utilizado para diferenciar bacias dominadas por corridas daquelas onde predominam os processos fluviais. Nesta pesquisa foi utilizada também a área acima de 30° (A_{30}) e a declividade média do canal (DMC), no entanto, as extensas capturas fluviais no planalto podem ter interferido significativamente, apresentando comportamento oposto ao esperado, ou seja, as bacias com maior A_{30} e DMC foram classificadas como de menor magnitude.

A AA não teve uma ampla variação entre bacias de diferentes magnitudes, no entanto, se relacionou positivamente com a magnitude. Shi *et al.* (2014) também verificaram uma relação positiva entre a AA⁸ e a produção de sedimentos, sobretudo por corridas de detritos, enquanto De Scally *et al.* (2001) apontaram que bacias sujeitas às corridas são aquelas com maior AA.

Quanto ao fator topográfico LS, os valores médios foram muito semelhantes para todas as bacias, ainda que tenham sido, de forma geral, elevados. Tunusluoglu *et al.* (2008) mostraram que o LS de áreas fonte de

⁷ Para os autores, as inundações possuem <20% de sólidos, as “inundações sujas” têm entre 20 e 47% e as corridas de detritos, por sua vez, >47% de concentração de sólidos.

⁸ AA: Amplitude Altimétrica; SPI: Índice de Poder Erosivo do Canal; LS: Índice de Capacidade de Transporte; TWI: Índice Topográfico de Umidade.

corridas tem expressiva diferença para aquelas que não são, enquanto Zhang *et al.* (2015) afirmaram que o LS é um dos parâmetros morfométricos que pode melhor prever a produção de sedimentos.

Os valores máximos, mínimos e médios de SPI e TWI, assim como o LS foram muito próximos em todas as bacias. Tunusluoglu *et al.* (2008) observaram valores superiores de SPI para as fontes de corridas. Zhang *et al.* (2015) afirmaram que o SPI não é um bom parâmetro para previsão da produção de sedimento, enquanto que, para Chen e Yu (2011), maiores valores de SPI correspondem ao maior volume mobilidade por corridas. Para os últimos autores, o TWI e o SPI mostraram a melhor correlação estatística com o potencial de corridas, sendo os parâmetros mais adequados para a identificação de bacias com corridas de detritos induzidas por escorregamentos.

Nesta pesquisa, verificou-se que não houve uma boa relação entre a morfometria das bacias e a magnitude das corridas de detritos, tanto para os parâmetros morfométricos primários como para os secundários, aos quais a literatura se refere como bons indicadores da produção de sedimento, inclusive em ambientes onde as corridas de detritos são a principal tipologia de processo geomorfológico.

6.3 Denudação média a longo-termo da Serra do Mar, Caraguatatuba-SP

As taxas de denudação a longo-termo de bacias de drenagem corroboraram trabalhos anteriores realizados na Serra do Mar, mas em compartimentos com histórias geológicas próprias, como a Serra do Mar paranaense (SALGADO *et al.*, 2014) e a Serra da Bocaina (SP/RJ) (SALGADO *et al.*, 2016). Assim como os referidos autores observaram, os resultados aqui obtidos são relativamente baixos, levando-se em conta as características geomorfológicas e sua história geológica.

A taxa de denudação média na Serra do Mar (SP) foi de $25,0 \pm 1,4$ m/My, enquanto Salgado *et al.* (2014) obtiveram, para as bacias que drenam a vertente oceânica no estado do Paraná, taxas semelhantes (média de $26,04 \pm 1,8$ m/My) e Salgado *et al.* (2016), também para bacias que drenam a vertente

oceânica da Serra da Bocaina (SP/RJ), encontraram valores ligeiramente superiores, na média de $37,1 \pm 3,2$ m/My. No estado do Rio de Janeiro, Gonzalez *et al.* (2016) encontraram taxa média de 63 m/My, significativamente superior que aquelas obtidas para outras localidades da Serra do Mar.

Para Salgado *et al.* (2014), as taxas encontradas no Paraná podem ser explicadas pela existência de litotipos mais resistentes (granitos), que dificultam a ação intempérica e, conseqüentemente, os processos erosivos. Por outro lado, Salgado *et al.* (2016) afirmam que as taxas médias mais elevadas podem estar associadas a maior declividade, cuja origem pode ser explicada, de acordo com os autores, pelo rifteamento continental paleógeno mais intenso e/ou variações na litologia ou no grau da atividade neotectônica.

Embora a área de estudo desta pesquisa seja constituída, dentre outros litotipos, de granitoides, estes apresentam estrutura gnáissica, o que os diferencia dos granitos equigranulares encontrados no Paraná, ainda que aqueles também coexistam. Seria esta a principal característica destes granitos que, segundo Almeida e Carneiro (1998), os tornam mais resistentes ao intemperismo e à erosão.

Quanto à diferença entre as taxas observadas pelos autores nos dois trabalhos, Salgado *et al.* (2016) afirmam que, além do controle litológico nas taxas mais baixas encontradas no Paraná, as taxas mais elevadas na Serra da Bocaina podem estar relacionadas também à maior declividade média (19 a 29% no Paraná contra 43 a 49% na Bocaina).

Em Caraguatatuba, a declividade média das bacias variou entre 13 e 27° (23 e 50%, média de 44%), isto é, se assemelhou à Serra da Bocaina, assim como no que se refere aos litotipos predominantes. No entanto, a média das taxas de denudação é próxima daquelas da Serra do Mar paranaense, o que não era, a princípio, esperado neste trabalho.

Taxas de denudação média a longo-termo determinadas a partir do ^{10}Be já foram utilizadas para discutir a evolução de escarpamentos de margens passivas em todo o mundo (TABELA 15). Quanto às taxas observadas em escarpamentos em climas tropicais, Heimsath *et al.* (2006) calcularam uma taxa média de denudação de ~ 35 m/My para o Grande Escarpamento do Sudeste australiano, enquanto Vanacker *et al.* (2007), para o escarpamento do Sri Lanka, calcularam taxas entre 25,9 e 70,9 m/My (média de 46,6 m/My).

Taxas mais elevadas também foram registradas por Mandal *et al.* (2015), para o sudoeste indiano, cujas taxas variaram entre 12,2 e 114,3 m/My (média 48,6 m/My). Scharf *et al.* (2013), por sua vez, mesuraram, para as *Cape Mountains*, na África do Sul, taxas entre 2,3 e 7,9 m/My (mediana 5,2 m/My), enquanto Bierman *et al.* (2007), em áreas de clima árido (ao menos atualmente), calcularam para o escarpamento que se estende ao longo do deserto da Namíbia uma taxa média de 8,2 m/My.

Tabela 16 Taxas de denudação obtidas a partir do ^{10}Be em escarpamentos de margens passivas.

Referência	Local	Taxa de denudação (m/My)			Clima	Litologia
		Min.	Máx	Méd.		
Heimsath <i>et al.</i> (2006)	Sudeste da Austrália			35	Tropical Úmido	Granito, granodiorito, rochas parassedimentares
Vanacker <i>et al.</i> (2007)	Sri Lanka	25,9	70,9	46,6	Tropical Úmido	Granulito e anfibolito
Scharf <i>et al.</i> (2013)	África do Sul	2,3	7,9	5,2	Tropical Úmido	Quartzito e meta-arenito
Bierman <i>et al.</i> (2007)	Deserto da Namíbia		8,2	8,2	Tropical Úmido	Quartzito, granito e gnaiss
Mandal <i>et al.</i> (2015)	Montanhas <i>Western Ghats</i> (Sudoeste da Índia)	12,2	114,3	48,6	Seco	Gnaiss, granito, rochas intrusivas básicas e ultrabásicas
Salgado <i>et al.</i> (2014); Salgado <i>et al.</i> (2016); Gonzalez <i>et al.</i> (2016); Gomes (2016)	Serra do Mar (Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro)	10,9	90	39,5	Tropical Úmido	Granito, gnaiss e migmatito

Estes dados, referentes a diversas margens passivas, permitem constatar que os resultados aqui obtidos foram, em geral, inferiores àqueles de outros escarpamentos em zonas climáticas tropicais. A exceção é a taxa de denudação muito baixa verificada por Scharf *et al.* (2013) das *Cape Mountains*, o que, de acordo com os autores, está associado à ocorrência de quartzitos quimicamente muito resistentes. Somados às declividades elevadas, a alteração da rocha é ínfima, assim como a ocorrência de movimentos de massa, cujas feições (cicatrizes e depósitos de sopé de encosta) são raras.

Situado à margem africana do Oceano Atlântico, o escarpamento da Namíbia vem sendo erodido a taxas inferiores às aquelas verificadas na sul-americana por trabalhos anteriores (SALGADO *et al.*, 2014; GONZALEZ *et al.*, 2016; e SALGADO *et al.*, 2016), o que é também confirmado pelos resultados aqui apresentados. Conforme já mencionado, estas taxas podem estar associadas ao predomínio do clima árido na região, mas, também, ao controle litológico exercido pelos quartzitos. Embora frequentemente associado à variabilidade da denudação a longo-termo, ainda há poucos dados disponíveis para sustentar o protagonismo do clima na denudação do relevo (CARRETIER *et al.*, 2012).

Fundamentados em dados termocronológicos e na análise de depósitos sedimentares de bacias marginais *offshore*, Mandal *et al.* (2015) e Salgado *et al.* (2016) apontaram que o período em que os rifteamentos e os eventos tectônicos subsequentes ocorreram, pode ser fundamental para explicar os contrastes entre taxas de denudação médias em margens passivas. Tomamos a exemplo as taxas díspares calculadas para o escarpamento da Serra do Mar (média de ~29,3 m/My, n=20, dados dos autores, Salgado *et al.*, 2014 e Salgado *et al.*, 2016) e aquelas referentes ao escarpamento situado à margem passiva indiana (~48,6 m/My, n=47). A formação da primeira se iniciou com a abertura do Oceano Atlântico, ocorrida entre 130 e 140 My, enquanto a segunda é decorrente da separação de Madagascar e Seychelles no Cretáceo Tardio, entre 65 e 88 My (MANDAL *et al.*, 2015). Nestes trabalhos, os autores afirmam que esta situação demonstra que menores taxas podem estar associadas a margens que já atingiram um maior estágio de maturidade, sem que tenha havido rejuvenescimento tectônico recente.

Este estágio de maior estabilidade tectônica durante o Quaternário (COGNÉ *et al.*, 2011) e, conseqüentemente, de atividade erosiva reduzida, contrasta com as taxas mais elevadas determinadas a partir da análise de traços de fissão e U-Th/He em apatitas, que atingiram até 100 m/My no Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) ao longo do Cenozoico (COGNÉ *et al.*, 2012). Isto mostra que, embora aos depósitos de corridas indiquem a ocorrência de eventos de grande magnitude, é possível que estes já tenham sido mais frequentes, indicando que esta paisagem já pode ter alcançado um certo grau de maturidade.

Os resultados aqui mostraram que não houve variação significativa das taxas de denudação das bacias tributárias do rio Camburu para aquelas que drenam diretamente para o oceano. Isso pode indicar que, nos últimos 1,5 milhões de anos, estas bacias estiveram sujeitas às mesmas taxas de erosão, ou seja, o recuo mais agressivo da bacia do rio Camburu teria ocorrido em período anterior. Cabe destacar que, ainda que parte das bacias seja tributária de um sistema maior, estas afluem no canal principal apenas na planície costeira, ou seja, todas possuem o mesmo nível de base - o nível do mar.

A observação das formações sedimentares que constituem a planície costeira de Caraguatatuba levou Petri e Suguio (1971) a constatarem que estas são correlacionáveis à Formação Cananéia, cuja deposição se deu no Quaternário Superior. De acordo com Suguio e Petri (1973), este pacote sedimentar se formou durante a transgressão Cananéia (120.000 anos AP), em que o nível do mar esteve 8 ± 2 m acima do nível atual, tendo alcançado o sopé da Serra do Mar. No entanto, Fúlfaro *et al.* (1976) afirmam que a acentuada erosão remontante da antiga rede de drenagem que seguia, em linhas gerais, o traçado do atual rio Camburu, drenagem principal da bacia que drena todo o anfiteatro serrano, se deu em épocas de nível marinho mais baixo que o atual. Desta forma, parece fazer sentido que as taxas de denudação médias quaternárias não sejam representativas do recuo mais intenso, que deve ter ocorrido em período anterior.

Cruz (1974), Fúlfaro *et al.* (1976) e Almeida e Carneiro (1998) concordam a respeito do recuo mais agressivo da bacia que hoje compreende o rio Camburu e seus tributários. Para os autores, a existência de lineamentos ortogonais na atual planície sedimentar de Caraguatatuba foi determinante para a acentuada erosão regressiva em um período de regressão marinha pré-Quaternário, quando o mar esteve em torno de 100 m abaixo do nível atual. Outra evidência desta maior capacidade de entalhe dos rios que drenam a escarpa, em níveis marinhos abaixo do atual, é a existência de um antigo vale entalhado no embasamento pré-Quaternário, constatado a partir de dados geofísicos (FÚLFARO *et al.*, 1976).

Este argumento também é apontado por Campanha *et al.* (1994), cujo trabalho propôs um modelo de evolução morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, nas adjacências de Caraguatatuba, a partir de investigações

geomorfológicas, geológicas e tectônicas. Os autores afirmam que a Zona de Cisalhamento (ZC) Camburu é uma faixa de dezenas a centenas de metros de espessura de rochas milonitizadas em diferentes graus, e que a Falha de Camburu seria a principal falha. Buscando determinar o período de reativação desta ZC e seu controle na evolução morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, os autores correlacionaram as superfícies morfológicas (os Planaltos do Moraes, do Lourenço Velho e do Juqueriquerê) às discordâncias expressivas no registro sedimentar das Bacias de Santos e Campos. Desta forma, determinaram que o abatimento do Juqueriquerê, causado pela reativação da Falha de Camburu, teria ocorrido durante os eventos tectônicos do Mioceno Superior (entre, aproximadamente, 5 e 13 My).

Sendo assim, acredita-se que a intensa dissecação que levou ao acentuado recuo das escarpas em Caraguatatuba deve ter sido induzida por este evento tectônico que provocou abatimentos da ordem de 200 a 300 m no Planalto do Juqueriquerê.

Assim como não houve diferença entre as taxas de denudação das bacias tributárias do Camburu para aquelas que drenam direto para o oceano, também não houve variação entre as taxas das bacias que drenam apenas a escarpa e aquelas que capturaram a drenagem do planalto.

Resultado distinto foi obtido por Marent (2012), na Serra do Mar no estado do Paraná, em que a bacia voltada para o oceano, que apresentou maior taxa de denudação média, possuía captura fluvial. De acordo com o autor, esta situação pode estar associada à cobertura pedológica nas cabeceiras de drenagem, constituída por associações de cambissolos e neossolos litólicos, que disponibilizam maior volume de sedimentos aos processos denudacionais, se comparados aos perfis de alteração desenvolvidos nas escarpas, moderadamente desenvolvidos. Por outro lado, deve-se atentar para o fato de que, mesmo o manto de alteração sendo mais espesso se comparado aos que recobrem a escarpa, as encostas do planalto são mais estáveis, devido ao menor ângulo das encostas e ao maior desenvolvimento dos solos, contribuindo minoritariamente para o aporte de sedimento se comparado quando comparado à escarpa, bem como para o aumento da concentração de ^{10}Be na amostra. Salgado *et al.* (2016) observaram que, na Serra da Bocaina, todas as bacias que drenam a escarpa

possuem capturas fluviais no planalto, e as taxas determinadas para as mesmas variaram entre 21,3 e 40 m/My.

A forte correlação negativa entre as taxas de denudação média a longo-termo e a relação declividade-extensão (RDE) (-0,725, n=10) pode indicar um controle litológico na denudação da escarpa da Serra do Mar na região de Caraguatatuba. Acredita-se que, se o canal apresenta segmentos muito desajustados e, considerando-se as justificativas para tal fato (variações no nível de base, reativações recentes do sistema de falhas preexistentes e existência de litotipos mais resistentes), a que melhor explicaria as baixas taxas de denudação de bacias cuja drenagem principal apresenta perfil notadamente em desequilíbrio é a existência de litotipos mais resistentes.

Embora o mapa geológico disponível para toda a área de estudo esteja na escala 1:750.000, a carta geológica em escala 1:50.000 da folha Caraguatatuba (HASUI, 1982) permite que sejam consideradas algumas hipóteses (FIGURA 50).

Das bacias de drenagem que são constituídas majoritariamente por biotita-granitos – Aldeia, Canivetal, Mococa, Pau D'Alho, Massaguaçu, Guaxinduba e Santo Antônio (de acordo com o mapa geológico em escala 1:750.000) - apenas as duas últimas possuem rochas metassedimentares, como os Leptitos. No caso da bacia do Guaxinduba, observa-se que estas rochas se encontram próximas ao estrangulamento da drenagem na transição escarpa-planalto, nas margens assimétricas do vale do canal principal na escarpa (na margem esquerda, mais estreita e íngreme), aflorando em partes do divisor entre esta e a bacia do Santo Antônio. Nesta última, os Leptitos, litotipos mais resistentes, aparecem no divisor da bacia na escarpa, sustentando o esporão rochoso, impedindo um desenvolvimento lateral da bacia, o que ocorre no planalto, na área da captura fluvial. Destaca-se que, das bacias que possuem captura fluvial e onde há o predomínio da biotita-granito, estas duas apresentaram as menores taxas de denudação.

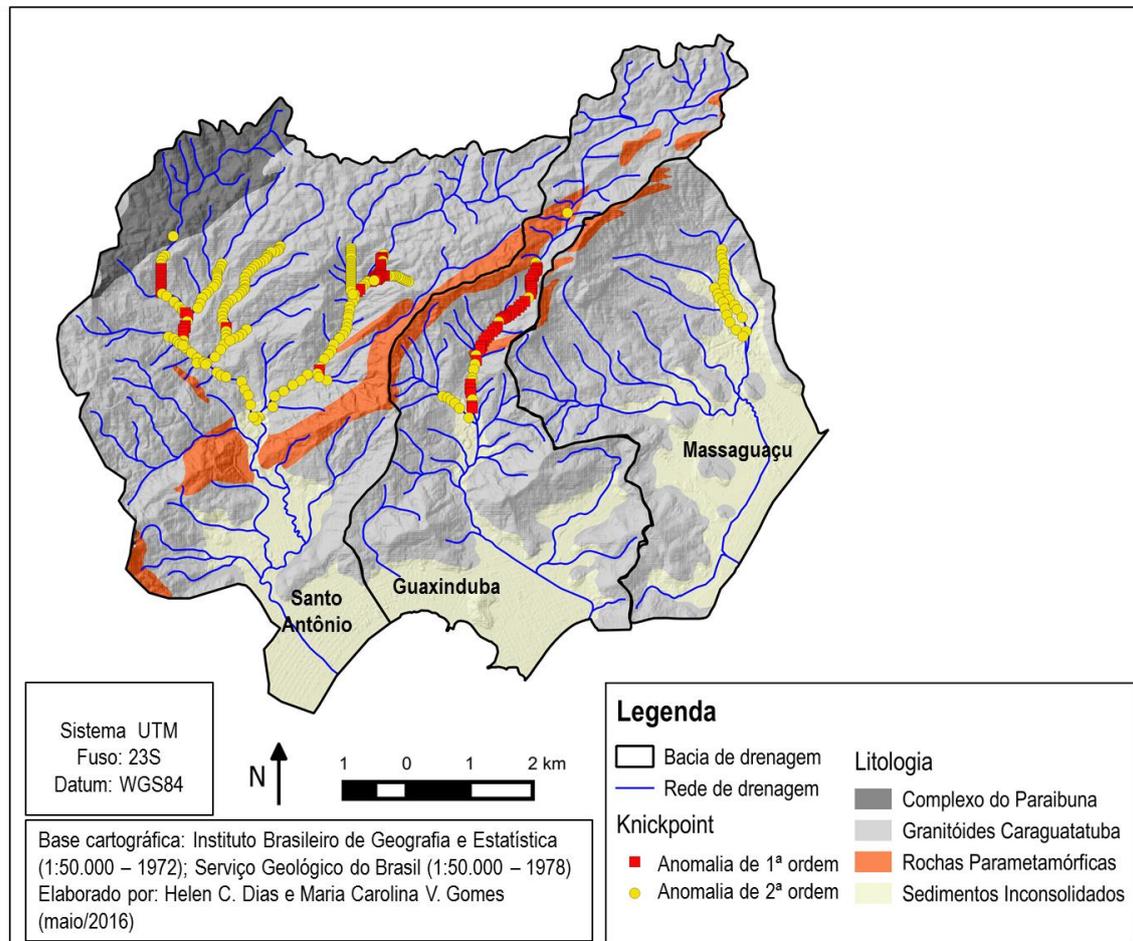


Figura 50 Litologia em escala 1:50.000 das bacias do Santo Antônio, Guaxinduba e Massaguaçu. Observa-se a ocorrência de uma mesma unidade litológica (Rochas Paramórficas) nos estrangulamentos das drenagens principais do Santo Antônio e Guaxinduba, assim como o maior número de anomalias de drenagem de 1ª ordem no setor da escarpa do Guaxinduba.

Taxas mais baixas também foram verificadas nas bacias Rio Claro 1 e 2 (13 e 11,7 m/My, respectivamente), constituídas de gnaisses, paragneisses e gnaisses aluminosos. De acordo com Campanha *et al.* (1994), o terreno ocupado por estas bacias são constituídos por litotipos menos resistentes ao intemperismo, somando-se ao fato das cabeceiras destas bacias se localizarem no planalto de nível altimétrico mais rebaixado, o Planalto de Juqueriquerê (700-750 m).

Cruz (1974) afirma que foi verificado que, na Serra de Caraguatatuba, o gnaiss facoidal (ortognaiss) é mais biotítico, sujeito a um ataque químico mais profundo, resultando em mantos de alteração mais argilosos. O Leptito

(paragnaisse), por sua vez, apresenta-se mais laminado, e oferece maior resistência, dando, em geral, morros mais altos e pontudos na área (ex. Morro do Tinga, com 685m). Seu produto de alteração é um material arenoso, mais grosseiro e esfarelado. Estas características dos mantos de alteração certamente poderiam explicar melhor a variação das taxas de denudação. Por outro lado, a inexistência de um mapeamento pedológico de detalhe não permite verificar esta relação.

Quando comparadas as taxas de denudação das bacias de diferentes magnitudes, não houve um padrão de variação das taxas para as bacias com maior magnitude para as de menor. Esta constatação permite inferir que, mesmo em bacias onde não há evidências de eventos recentes de maior magnitude, os processos responsáveis por sua dinâmica erosiva também seriam as corridas de detritos.

6.4 Corridas de detritos e a evolução a longo termo da Serra do Mar (SP)

Parte das bacias de drenagem cujas taxas de denudação a longo-termo foram mais elevadas são aquelas onde houve registros de ocorrência de corridas de detritos de maior magnitude. A bacia do Pau D'Alho (35,2 m/My) e do Ribeirão Aldeia (33,3 m/My) são bacias que se enquadram nessa situação. Por outro lado, a bacia do Guaxinduba, classificada como de maior magnitude, e onde há depósitos de blocos mais expressivos (extensão do depósito e dimensão dos blocos), apresentou a menor taxa de denudação – 10,9 m/My.

No que se refere às bacias classificadas como de menor magnitude, houve aquelas em que as taxas de denudação foram igualmente menores, como as bacias dos rios Claro I e Claro II (15,9 e 15,6 m/My, respectivamente), mas também houve bacias com taxas elevadas, como a Mococa (32,6 m/My).

Quanto à definição da magnitude dos eventos, destaca-se a importância da distribuição espacial dos índices pluviométricos referentes ao evento de 1967, responsável pela maior parte dos depósitos identificados em superfícies nos trabalhos de campo. Observa-se em Fúlfaro *et al.* (1976) que as maiores isoietas se concentram nas proximidades das cabeceiras das bacias dos rios Santo Antônio, Canivetal e Aldeia (FIGURA 51).

O volume de precipitação inferior registrado nas bacias situada a Nordeste e Sudoeste da área de estudo também pode estar associado ao efeito de sombra de chuva que a Ilha de São Sebastião provoca no continente (CONTI, 1975; MILANESI; GALVANI, 2011) (FIGURA 52). Neste caso, as bacias do Piraçununga, Rio Claro I e Rio Claro II, onde não foram observados depósitos característicos de corridas de detritos, se encontram nessa zona de efeito de sombra de chuva da Ilha. Além disso, os totais de chuva registrados no planalto de Paraitinga no verão de 1967 também foram muito elevados, o que pode ter favorecido a ocorrência de eventos de maior magnitude em bacias que possuem capturas fluviais, como a Guaxinduba, Santo Antônio e Pau D'Alho.

As elevadas taxas de denudação médias de bacias, onde os depósitos de corridas indicam a ocorrência de processos de menor magnitude, permitem algumas considerações. Primeiramente, deve-se levar em conta a capacidade de rápido reestabelecimento da cobertura vegetal em condições de elevadas temperaturas médias e chuvas abundantes, mascarando as feições oriundas de eventos pretéritos. Portanto, bacias de drenagem classificadas como de menor magnitude podem ter sido atingidas por eventos de maior magnitude, cujos depósitos se encontram hoje em subsuperfície.

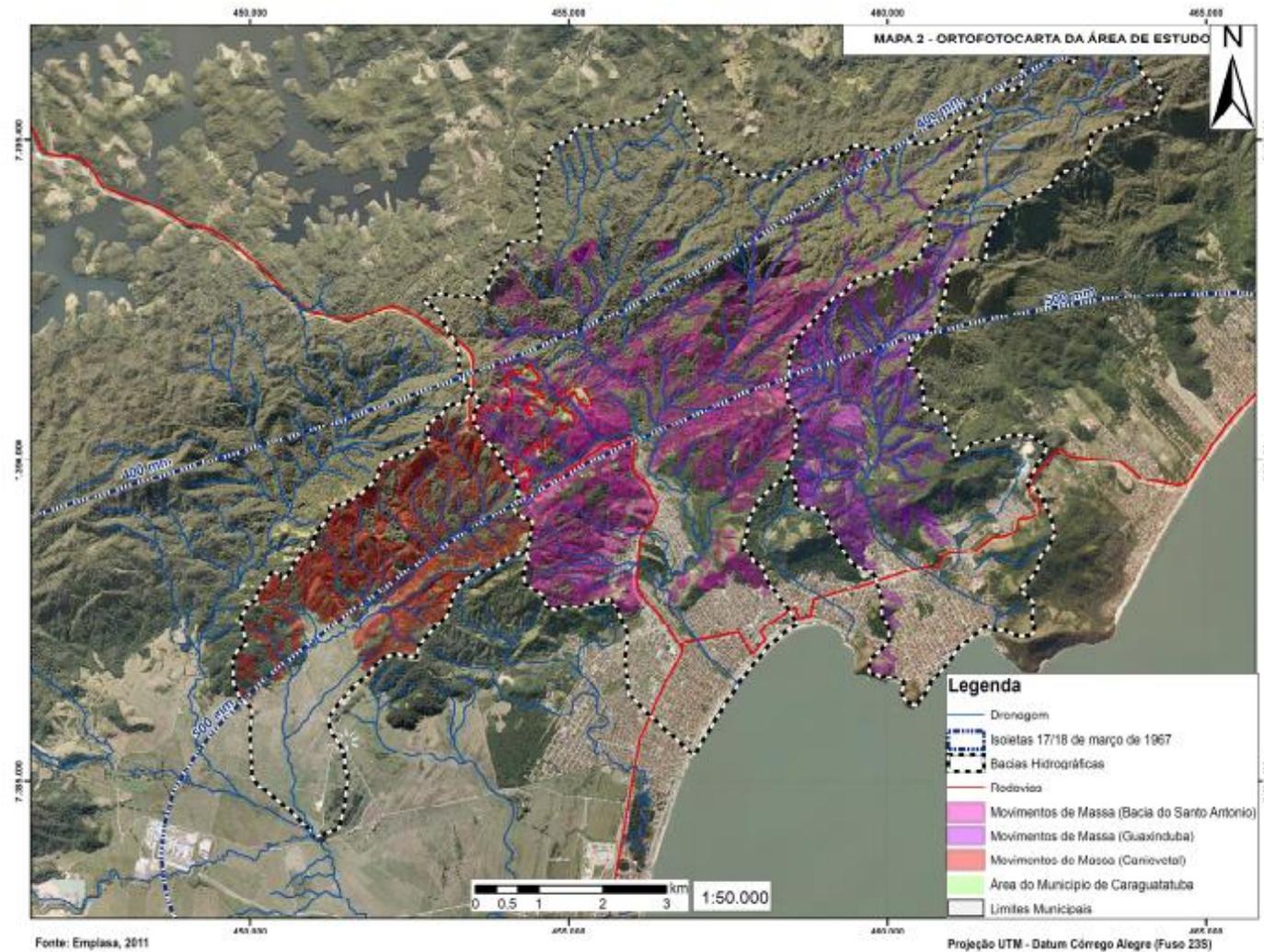


Figura 51 Cicatrizes dos escorregamentos do evento de 1967 nas bacias dos rios Canivetal, Santo Antônio e Guaxinduba. Observa-se que as cicatrizes se concentram entre as isoietas de 400 e 500mm.

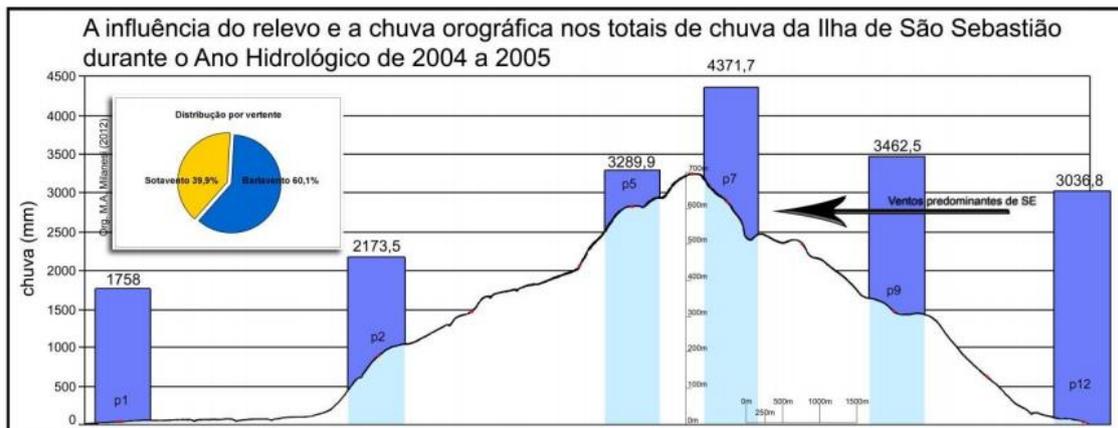


Figura 52 Influência do relevo na distribuição das chuvas na Ilha de São Sebastião, localizada à Sudoeste do município de Caraguatatuba, onde se localizam as bacias do Piraçununga, Rio Claro I e Rio Claro II. Observa-se o volume de chuva significativamente inferior da vertente a sotavento, que se assemelha ao volume precipitado sobre o continente nas proximidades. Fonte: Milanese e Galvani (2011).

A existência de bacias com registros de eventos de diferentes magnitudes, mas com altas taxas de denudação, corrobora com a ideia central defendida nesta pesquisa, ou seja, que as corridas de detritos correspondem à tipologia de processo que exerce o maior trabalho geomorfológico em relevos íngremes. Acredita-se que, mesmo não havendo evidências (em superfície) da sua ocorrência, devido ao maior tempo de ocorrência do último evento, sejam estes os principais processos, uma vez que as taxas destas bacias se assemelham às daquelas cujos depósitos indicam eventos de grande magnitude.

A morfometria das bacias também compreende um conjunto de parâmetros que, de forma geral, mostrou o grau de suscetibilidade das bacias de drenagem às corridas. Os resultados mostraram o alto potencial de transporte ao longo da rede de drenagem, o que se soma à elevada disponibilidade de sedimentos, visto que as encostas são recobertas por mantos de alteração cujo saprolito alcança até 10 m de profundidade (CRUZ, 1974).

O alto potencial de transporte da rede de drenagem é frequentemente apontado como uma das características mais importantes de bacias onde os

processos predominantes são as corridas de detritos. São diversas as pesquisas que apontam, por exemplo, que bacias cujo canal principal possui maior declividade (e onde há material disponível para transporte) têm sua dinâmica hidrogeomorfológica dominada pelas corridas (DE SCALLY *et al.*, 2001; WILFORD *et al.*, 2004; ROWBOTHAW *et al.*, 2005; STOCK *et al.*, 2005; TUNUSLUOGLU *et al.*, 2008; HEISER *et al.*, 2015; THEULE *et al.*, 2015).

Com o objetivo de verificar os diferentes padrões de incisão do canal e deposição de material associados a corridas de detritos e ao transporte de carga sedimentar de fundo em duas bacias de drenagem dos Alpes franceses, Theule *et al.* (2015) chegaram às seguintes conclusões: (i) a incisão por corridas de detritos é diretamente proporcional à declividade, o que não ocorre para o transporte fluvial de fundo; (ii) os eventos de corridas monitorados mobilizaram um volume muito expressivo de sedimento – a razão entre o volume mobilizado por corridas e pelo transporte de fundo foi de 4,2 para a bacia cuja amplitude altimétrica e declividade média do canal são maiores e o canal é encaixado, enquanto de apenas 2,2 para uma bacia cuja morfometria já mostra menor predisposição à geração de corridas e; (iii) durante os eventos de transporte de fundo foi observado que a incisão provocada é compensada pela deposição de material no canal, o que, para os autores, evidencia o papel das corridas na dinâmica erosiva de pequenas bacias de cabeceira em relevos montanhosos.

Mao *et al.* (2009), por sua vez, baseados em comparações do volume de sedimento produzido por evento de corrida e de transporte de fundo, associado ao período de retorno destes processos, verificaram que o volume transportado por corridas foi significativamente superior (2 a 3 ordens de magnitude) que o transporte de carga de fundo.

Os resultados obtidos por Mao *et al.* (2009) e Theule *et al.* (2015) demonstram o quanto as corridas contribuem para a incisão dos canais e para o transporte de sedimentos em bacias de cabeceiras de drenagem, geralmente de pequena dimensão e íngremes. Nesse sentido, a estimativa da taxa de denudação a longo-termo a partir da carga em suspensão e de fundo atuais pode incorrer em uma série de dificuldades.

Desde a década de 1960, uma série de pesquisas já utilizou taxas atuais de produção de sedimentos para estimar taxas de denudação a longo-termo.

Wolman e Miller (1960), após uma série de pesquisas realizadas em bacias de grandes rios, de baixo gradiente e por todo o mundo, proporcionaram um rico debate acerca da importância relativa da magnitude de eventos para o trabalho geomorfológico. Para eles, os eventos de magnitude moderada são mais efetivos, uma vez que ocorrem com maior frequência. No entanto, quando comparadas as taxas de denudação a longo-termo às taxas atuais de produção de sedimento, muitas pesquisas têm mostrado que há uma grande diferença entre as diferentes escalas temporais, sendo que as últimas são expressivamente inferiores às taxas a longo-termo (ANDERSON *et al.*, 2015).

Eaton *et al.* (2003) apontam que, ao contrário do que se observa para grandes bacias de relevo suave, em pequenas bacias em relevos montanhosos ou escarpados, o maior trabalho geomorfológico é realizado por eventos de grande magnitude, e que uma importante parcela da denudação a longo-termo é alcançada durante estes eventos.

Recentemente, uma série de trabalhos mostrou uma discrepância expressiva entre as taxas atuais de produção de sedimentos e aquelas a longo-termo, em que as taxas contemporâneas são muito inferiores (KIRCHNER *et al.*, 2001; EATON *et al.*, 2003; CARRETIER *et al.*, 2012; ANDERSON *et al.*, 2015. Nesse sentido, Anderson *et al.* (2015) asseguram que eventos extremos pouco frequentes, que não são abarcados em registros contemporâneos em razão do recente monitoramento, exercem uma significativa parcela do trabalho geomorfológico, refletindo nesta diferença entre as taxas.

Com o objetivo de avaliar a importância das corridas de detritos na denudação a longo-termo da paisagem, Eaton *et al.* (2003) utilizaram datações por ^{14}C para estimar a recorrência das corridas, e confrontaram com o volume de material removido das bacias em eventos pluviométricos intensos com a taxa de denudação a longo-termo estimada. Em uma das bacias analisadas, a datação mostrou que a frequência média das corridas não é superior a 3500 anos. Considerando a taxa de denudação a longo termo (2,6 cm/mil anos), 9,1cm de denudação ocorreriam durante os 3500 anos. No entanto, as taxas de erosão estimadas para um evento pluviométrico indicaram que a paisagem foi denudada, em média, 4,3 cm, ou seja, 47% do total esperado para um período de 3500 anos. Estes resultados sugeriram que eventos de alta

magnitude e baixa frequência são a componente mais importante no transporte de sedimento dos *hollows* para as planícies fluviais.

Anderson *et al.* (2015), por sua vez, buscaram discutir o impacto de eventos extremos e raros na denudação da região de Front Range, Colorado, Estados Unidos. Foram utilizadas imagens LiDAR anteriores e posteriores a um grande evento de chuvas para quantificar o impacto deste evento. Comparando o volume de sedimentos evacuado com as taxas de denudação obtidas com o ^{10}Be , os autores mostraram que “corridas de detritos raras” são provavelmente os processos dominantes de transporte de sedimentos e de erosão dos canais íngremes, o que explicaria discrepâncias entre a produção de sedimentos atual e as taxas de erosão a longo-termo. Além disso, os autores destacam que a alta densidade espacial de corridas ao longo de cânions sugere que a paisagem passa a ser dominada por corridas conforme os *knickpoints* recuam ao longo dos cânions.

Nesta mesma linha, Kirchner *et al.* (2001) avaliaram as taxas de denudação em diferentes escalas temporais em bacias de diferentes tamanhos nas montanhas do estado de Idaho, nos Estados Unidos. Foram utilizados dados contemporâneos de produção de sedimentos (10-84 anos) e taxas de longo-termo mensuradas com o ^{10}Be (10^3 - 10^6 anos) e por traços de fissão em apatitas – TFA - (10^6 – 10^8 anos). As taxas obtidas a partir do ^{10}Be se assemelham àquelas determinadas por TFA, enquanto superam largamente aquelas mensuradas atualmente. Os autores descartam qualquer interferência dos métodos de determinação das taxas, restando a explicação a partir dos processos atuantes, no caso, eventos episódicos, de caráter catastrófico, que seriam responsáveis pela maior parcela de produção de sedimentos nas bacias investigadas. Os autores concluem afirmando que, no caso dos dados analisados, para haver uma compatibilidade entre as mensurações a curto e longo-termo, entre 70% e 97% do transporte de sedimentos se deve à ocorrência de processos de natureza episódica, muito infrequentes para serem detectados por técnicas convencionais de quantificação da produção de sedimentos.

Avaliar o impacto destes eventos pouco frequentes ainda representa um desafio para a ampla compreensão da dinâmica de bacias de cabeceiras de drenagem e relevos montanhosos ou escarpados. Nesse sentido, Fúlfaro *et al.*

(1976), oferecem grande contribuição ao entendimento da frequência destes eventos de maior magnitude na evolução das escarpas da Serra do Mar em Caraguatatuba. Conforme mencionado anteriormente, os autores estimaram o volume de material afetado pelos movimentos de massa ocorridos em 1967 em Caraguatatuba, bem como a recorrência destes processos, por meio da interpretação da coluna estratigráfica da planície costeira, complementada por datações de ^{14}C .

Foram estimados os seguintes volumes para as bacias dos rios Canivetal (Casa Alta) e Santo Antônio: 2.400.000 e 4.200.000 m³, respectivamente. No entanto, ressalta-se que os referidos autores calcularam o volume mobilizado, sobretudo, a partir de cicatrizes de escorregamentos nas encostas, os seja, o volume de sedimentos preexistente nas drenagens, remobilizados pelas corridas não foram contabilizados. Assim, acredita-se que o volume real foi subestimado.

Considerando-se o método utilizado por Anderson *et al.* (2015) para avaliar o impacto destes eventos raros na exumação do relevo na região do Front Range (EUA), é possível calcular a taxa de exumação do relevo neste evento, levando-se em conta a área das respectivas bacias de drenagem: 7,79 e 24,12 km². Desta forma, apenas neste evento generalizado, houve uma exumação de 0,3 e 0,17 m nas bacias Canivetal e Santo Antônio, respectivamente.

Fúlfaro *et al.* (1976), ao analisarem a coluna estratigráfica da planície costeira, ainda identificaram cinco fases de escorregamentos, as quais, a partir de datações de ^{14}C , revelaram que há uma grande fase de escorregamentos a cada 940/1.350 anos. Ao considerar este intervalo de recorrência de eventos com magnitude suficiente para deixar registros na coluna sedimentar da planície, é possível assumir que, no que se refere à produção de sedimentos por eventos extremos de movimentos de massa, estas bacias apresentam taxas de 0,3 e 0,17 m/mil anos, aproximadamente.

Se comparadas as taxas de denudação média a longo-termo para as referidas bacias (24m/My = 0,024 m/mil anos na Canivetal e 18,5 m/My = 0,018 m/mil anos na Santo Antônio) às taxas produzidas no evento de 1967, observa-se que esta última é, aproximadamente, dez vezes superior. Esta mesma situação foi observada por Kirchner *et al.* (2001), cuja pesquisa comparou taxas

de denudação atuais, a taxas longo-termo mensuradas a partir do ^{10}Be e por traços de fissão e apatitas. Enquanto os autores observaram uma inconsistência significativa entre as taxas atuais e aquelas obtidas pelo cosmogênico (em média, 17 vezes maior), as taxas a longo-termo foram consistentes com as análises preexistentes por traços de fissão em apatitas. Para os autores, esta incongruência está associada aos volumes de materiais transportados por processos de natureza episódica, cujo intervalo de recorrência supera o período de monitoramento das taxas de produção de sedimentos atual. Tais autores ainda citam uma bacia de drenagem cujo total de produção de sedimentos em 25 anos de operação da estação foram 617 toneladas. Em comparação, em um único evento deflagrado por uma tempestade de inverno deflagrou, em um tributário desta bacia, uma corrida de detritos que transportou um volume estimado em 6250 toneladas, isto é, aproximadamente 10 vezes o fluxo de sedimento registrado em 25 anos.

6.5 Evolução da escarpa da Serra do Mar em Caraguatatuba-SP

Segundo Cruz (1974), a evolução da escarpa da Serra do Mar no litoral Norte está associada, nas baixas encostas, ao recuo por intermédio dos alvéolos, ao nível de base da baixada. De acordo com a autora, estes alvéolos interiorizam-se cada vez mais, formando outros a montante, governados pelos contatos estruturais, à medida que também recuam as cabeceiras dos cursos d'água situadas nos baixos níveis. Ao mesmo tempo, a montante, nas médias e altas escarpas, recuariam também outras cabeceiras, formando as bacias de recepção em anfiteatros que festonam a Serra do Mar. Exemplo deste modelo seria o vale do rio Santo Antônio. Para Cruz (1974), o recuo nesta bacia ocorreria por erosão diferencial em áreas de cruzamento de lineamentos tectônicos e contatos estruturais. Situado entre dois esporões rochosos, recua nas áreas de contato litológico entre dois tipos de gnaisses, formando o alvéolo mais interno, com taludes de detritos. O outro alvéolo, mais a jusante, é bastante evoluído e mais antigo, predominando depósitos colúvio-aluviais.

Este modelo evolutivo proposto por Cruz (1974), fundamentado em um forte controle lito-estrutural, é igualmente defendido por Almeida e Carneiro

(1998), os quais afirmam que o recuo diferencial da escarpa estaria associado, sobretudo, às condições lito-estruturais do embasamento, em detrimento das atividades neotectônicas.

As características lito-estruturais, conforme já discutido, se mostram como fortes controladores da evolução da escarpa da Serra do Mar, condicionando o desenvolvimento de todo o sistema fluvial e das bacias de drenagens, se manifestando igualmente na evolução das encostas. Nesse sentido, Cruz (1990) afirma que a rede pluviofluvial e a distribuição espacial das cicatrizes de escorregamentos de 1967 são nitidamente ajustadas aos alinhamentos estruturais.

As taxas de denudação médias, quando analisadas à luz deste modelo evolutivo, permitem algumas constatações: primeiramente, é nítido o controle exercido pela litologia e alinhamentos estruturais no recuo diferencial na Serra de Caraguatatuba, que teria ocorrido a partir do Mioceno. Conforme mencionado anteriormente, neste período, o ^{10}Be não é capaz de refletir a intensa denudação a qual estas bacias de drenagens estiveram sujeitas. Portanto, as bacias que constituem parte deste grande anfiteatro serrano (com as cabeceiras de drenagem estabelecidas no Planalto do Juqueriquerê) e possuem algumas das taxas mais baixas (Rio Claro I (15,9 m/My) e Rio Claro II (15,6 m/My)) são aquelas onde há maior densidade de fraturamentos e falhamentos ortogonais que foram reativados naquele período, o que, segundo Cruz (1974) e Campanha *et al.* (1994), facilitou seu esfacelamento e intenso rebaixamento. As referidas bacias ainda são constituídas de variações litológicas que oferecem menor resistência à ação intempérica, o que certamente contribuiu para a evolução da bacia Rio Claro II, cuja área de captura no planalto é significativamente maior do que na escarpa.

As baixas taxas de denudação das bacias Rio Claro I e II podem refletir processos hidrogeomorfológicos de menor magnitude a partir do Quaternário, fato que pode ser confirmado em virtude da ausência de registros da ocorrência de processos com grande capacidade de transporte de material e de incisão do leito do canal, como as corridas de detritos. A não ocorrência ou maior intervalo de recorrência destes processos nestas bacias certamente pode estar associado ao efeito de sombra de chuva atribuído à Ilha de São Sebastião. Quando observadas as isoietas do evento pluviométrico que atingiu

o município de Caraguatatuba, nota-se que estas bacias não estavam dentro daquelas de maior volume (FIGURA 18).

Em segundo lugar, no que se refere às bacias cujas cabeceiras se localizam no Planalto de Paraitinga, observa-se uma relação entre as taxas de denudação e as planícies alveolares (FIGURA 53). De forma geral, notou-se que nas bacias de drenagem onde não há planícies alveolares ou estas são pouco desenvolvidas, as taxas de denudação foram mais elevadas, como as bacias Pau D'Alho (35,2 m/My), Aldeia (33,3 m/My) e Mococa (32,6 m/My), enquanto aquelas onde há um ou mais alvéolos as taxas são inferiores, como na Canivetal (26,4 m/My), Santo Antônio (25,2 m/My) e Guaxinduba (10,9 m/My).

Destaca-se que, a maior parte destas bacias que possuem planícies alveolares, se localiza no setor menos recuado da Serra do Mar em Caraguatatuba. Destas bacias, a exceção é a Massaguaçu, o que pode ser explicado pela ausência de cruzamentos de alinhamentos estruturais regionais, o que ocorre nas demais.

A verificação deste forte controle litológico e estrutural é, certamente, imprescindível para interpretação das características morfométricas das bacias de drenagem, e justifica a fraca relação entre estas e a magnitude das corridas e a moderada correlação com as taxas de denudação a longo-termo. No entanto, mesmo que as condições estruturais sejam os principais fatores responsáveis pelo grau de evolução das bacias, estas se manifestaram diferentemente no espaço e no tempo.

Levando-se em conta a história da tectônica regional e o modelo evolutivo da escarpa proposto por Cruz (1974), é possível reconhecer o papel fundamental dos eventos geológicos na configuração atual e na dinâmica da Serra do Mar em Caraguatatuba. Tais eventos, que tiveram como último período de intensa atividade o Mioceno, desencadearam a retomada erosiva onde estes foram mais latentes, e onde as variações litológicas são menos resistentes (CRUZ, 1974; CAMPANHA *et al.*, 1994).

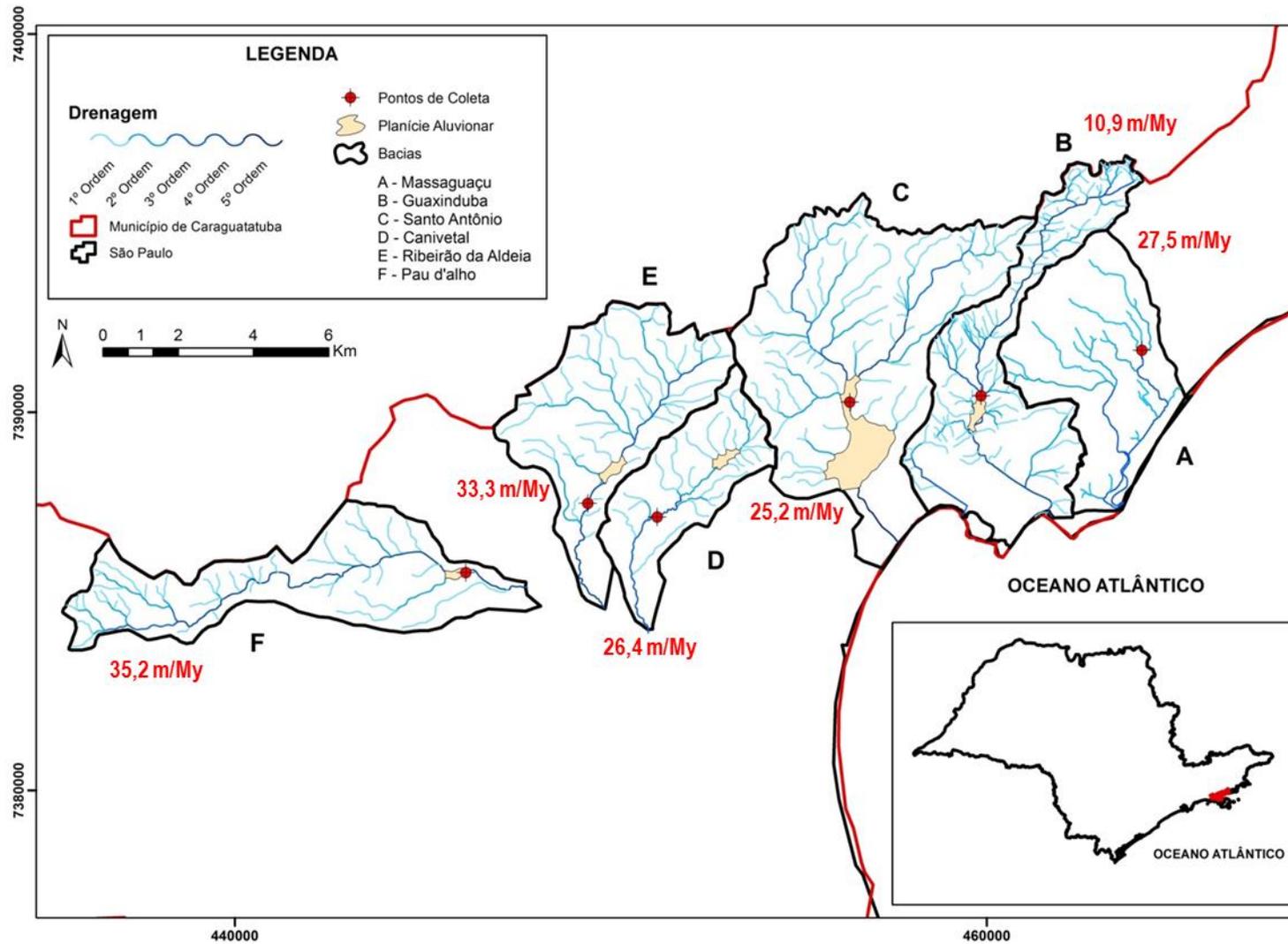


Figura 53 Ocorrência de planícies alveolares nas bacias com cabeceiras de drenagem no Planalto de Paraitinga.

Desta forma, evoluíram as drenagens tributárias do rio Camburu, cujos traçados são fortemente controlados por estes alinhamentos estruturais, sobretudo em função daqueles que se interceptam no que hoje é a planície sedimentar de Caraguatatuba. As subbacias do Camburu, cujas cabeceiras estão no Planalto do Juqueriquerê (a Sudoeste de Caraguatatuba), não apresentam planícies alveolares, enquanto naquelas que estão no Planalto de Paraitinga (centro-Norte do Município), há alvéolos em diferentes estágios evolutivos, e estes se encontram entulhados de materiais detríticos.

As bacias que drenam diretamente para o oceano, por sua vez, possuem alvéolos mais desenvolvidos, inclusive sequências de dois alvéolos. Destaca-se que estes são entulhados de blocos de grandes dimensões e, no caso da existência de um alvéolo à jusante daquele situado no sopé da escarpa, apresenta-se preenchido de material mais fino, uma vez que o material grosseiro que outrora o preencheu já fora evacuado para o mar. Destaca-se que estes alvéolos são estrangulados por morros e esporões mais rebaixados, aos quais Almeida (1953) se referiu como “pinças de caranguejo”.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- A caracterização morfométrica das bacias mostrou que estas são altamente suscetíveis às corridas de detritos. O mapeamento em campo dos depósitos de corridas corroborou este resultado, uma vez que foi possível verificar que a maior parte das bacias possui depósitos oriundos destes processos. No entanto, estes depósitos se distribuem de maneira diferenciada e são constituídos por materiais de diferentes dimensões, indicando a ocorrência de corridas de detritos com diferentes magnitudes;
- Esta pesquisa teve hipótese que as corridas de detritos, são um dos principais processos responsáveis pela evolução do relevo da Serra do Mar. Acredita-se que as taxas de denudação elevadas para algumas bacias com menor magnitude indicaram que estes processos seriam os processos responsáveis pelo maior trabalho geomorfológico;
- Ainda que as taxas de denudação a longo-termo obtidas a partir do ^{10}Be tenham sido consideradas baixas para a Serra do Mar, o que poderia indicar uma maior estabilidade desta paisagem ao longo dos últimos 1,5 My, processos de natureza episódica e extremos, como as corridas de detritos, podem ser considerados os processos geomorfológicos mais efetivos no trabalho geomorfológico em pequenas bacias de drenagem escarpadas;
- A evolução morfotectônica e a litologia da região de Caraguatatuba são os principais fatores controladores da evolução a longo-termo neste setor da escarpa da Serra do Mar;
- Acredita-se que a utilização do ^{10}Be em uma área altamente suscetível aos movimentos de massa não comprometeu os resultados, uma vez que estes poderiam ter levado a uma superestimação das taxas de denudação, e os resultados aqui obtidos podem ser considerados baixos e foram semelhantes a outras localidades da Serra do Mar; e
- A determinação da magnitude a partir dos depósitos de blocos identificados em superfície foi considerada satisfatória, embora se

acredite que, para trabalhos futuros, devem ser incorporados o volume de materiais arenosos e o raio de alcance das corridas de detritos;

- Sugere-se que trabalhos futuros utilizem isótopos cosmogênicos de menor meia-vida, como o ^{26}Al (750 my), o que contribuiria para uma discussão mais precisa sobre a evolução da escarpa da Serra do Mar e uma melhor avaliação das condições geológicas e climáticas, enquanto o ^{14}C (5730 y) poderia resultar em taxas mais representativas dos processos de curto-termo, como os movimentos de massa.

8 REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A.N. (1955) Contribuição à Geomorfologia do Litoral Paulista. *Revista Brasileira de Geografia* 1: 3-48.
- ABU SALIM, A. H. (2014) Geomorphological analysis of the morphometrics characteristics that determine the volume of sediment yield of Wadi Al-Arja, South Jordan. *Journal of Geographical Sciences* 24 (3): p. 457-474.
- AHNERT, F. (1987) Process-response models of denudation at different spatial scales. *Catena Supplement* 10: 31-50.
- AHNERT, F. (1998) *Introduction to Geomorphology*. John Wiley, New York, 352p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1953) Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia* 4/5:94-110.
- ALMEIDA, F.F.M. (1964) Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico Geológico* 41: 169-263.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. (1998) Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências* 28: 135-150.
- ANDERSON, S.W.; ANDERSON, S.P.; ANDERSON, R.S. (2015) Exhumation by debris flows in the 2013 Colorado Front Range storm. *Geology* 43(5): 391-394.
- AUGUSTO FILHO, O. (1993) O estudo das corridas de massa em regiões serranas tropicais: um exemplo de aplicação no município de Ubatuba-SP. In *Anais do 7º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental*, Poços de Caldas: 63-71.
- AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L.; LACERDA, W.A.; BECKER, L.B.; MENDONÇA, M.B. (2011) Mechanisms of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. *Proc of 2nd World Landslide Forum*, Rome.
- BARRETO, H.N.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D. (2013) Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology* 191: 1-13.
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J. (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24:43-69.
- BIERMAN, P.R.; CAFFEE, M. (2001) Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *American Journal of Science* 301: 326-358. Doi:10.2475/ajs.301.4-5.326.

- BIERMAN, P.R.; NICHOLS, K.K.; MATMON, A.; ENZEL, Y.; LARSEN, J.; FINKEL, R. (2007) 10-Be shows that Namibian drainage basins are slowly, steadily and uniformly eroding. *Quaternary International* 167-168: 33.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. (1965) Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia* 16-17: 85-116.
- BINNIE, S.A.; PHILLIPS, W.M.; SUMMERFIELD, M.A.; FIFIELD, L.K. (2007) Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology* 35: 743-746.
- BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. (1995) Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced Be-10 in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters* 129:193-202.
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H.; PONÇANO, W.L. (1994) Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências* 24 (1): 32-42.
- CANNON, S.H. (2001) Debris flow generation from recently burned watersheds. *Environmental and Engineering Geoscience* 7: 321–341.
- CANNON, S.H.; GARTNER, J.E. (2005) Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. In Jakob, M.; Hungr, O. (Org.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, p. 363-385.
- CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; AGUILAR, G.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; PEPIN, E.; CHARRIER, R.; HÉRAIL, G.; FARÍAS, M.; GUYOT, J.L.; VARGAS, G.; LAGANE, C. (2012) Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology* 41: 195-198.
- CHEN, C.Y.; YU, F.C. (2011) Morphometric analysis of debris flows and their source area using GIS. *Geomorphology* 129: 387-397. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.03.002
- CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.C. (2012) Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology* 173-174: 118-127.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1977) Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. *Geografia* 2 (4): 81-102.
- COELHO NETTO, A.L.; SATO, A.M.; AVELAR, A.S.; VIANNA, G.G.; ARAÚJO, I.S.; FERREIRA, D.L.C.; LIMA, P.H.; SILVA, A.P.A.; SILVA, R.P. (2011) January 2011: the extreme landslide disaster in Brazil. Proc of 2nd World Landslide Forum, Rome.

- COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R. (2011) Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Sciences Letters* 309: 118-130.
- CONGÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R.; RICCOMINI, C.; GAUTHERON, C. (2012) Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modelling. *Journal of Geophysical Research* 117 (B11): 1-16.
- CONTI, (1975) *Circulação secundária e efeito orográfico na gênese das chuvas na região lesnordeste paulista*. IGEOG-USP. Tese de Doutorado, São Paulo: (Série Teses e Monografias nº18): 82p.
- CROZIER, M.J. (1986) *Landslides: causes, consequences and environment*. Croom Helm: 252p.
- CROZIER, M.J.; GLADE, T. (1999) Frequency and magnitude of landsliding: fundamental research issues. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 115: 141-155.
- CRUZ, O. (1974) *A Serra do Mar e planície na área de Caraguatatuba-contribuição à geomorfologia litorânea tropical*. Série Teses e Monografias, 11, IGEOG/USP: 181p.
- CRUZ, O. (1990) Contribuição geomorfológica ao estudo de escarpas da Serra do Mar. *Revista do IG* 11: 9-20.
- CRUZ, P.T.; MASSAD, F. (1997) Debris Flow: an attempt to define design parameters. IN *Symposium on recent Developments in Soil and Pavement Mechanics*, Rio de Janeiro, Brasil: 6p.
- DE PLOEY, J.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena* 6: 111-122.
- DE MARTONNE, E. (1943) Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia* 4: 3-30.
- DE SCALLY, F.; SLAYMAKER, O.; OWENS, I. (2001) Morphometric Controls and Basin Response in the Cascade Mountains. *Geografiska Annaler* 83: 117-130.
- DIAS, V.C. (2014) *Análise da influência dos parâmetros morfológicos e morfométricos na geração de corridas de detritos em Caraguatatuba (SP)*. Monografia (Bacharelado em Geografia), Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo: 70p.
- DIETRICH, W.E.; DUNNE, T. (1978) Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 29:191-206.

- DIETRICH, W.E.; RENEAU, S.L.; WILSON, C.J. (1987) Overview: "Zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. *IAHS Publ.* 165: 49-59.
- DORN, R.I.; PHILLIPS, F.M. (1991) Surface exposure dating: review and critical evaluation. *Physical Geography* 12:303-333.
- DUNAI, T.J. (2010) *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*. Cambridge: 1-57.
- EATON, L.S.; MORGAN, B.A.; KOCHER, R.C.; HOWARD, A.D. (2003) Role of debris flows in long-term landscape denudation in the central Appalachian of Virginia. *Geology* 31(4): 339-342.
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. (2004) Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. *Geologia USP* 4: 43-56.
- FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. (1996) Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In GUERRA, A.J.T. and S.B. CUNHA (Ed) *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro: 123-194.
- FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L. (2009) *Fundamentos de Mecânica de solos e das rochas*. Editora UFPR: 602p.
- FREITAS, R.O. (1951) Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Faculdade de Ciências, Universidade de São Paulo, Bol nº30, 120p.
- FÚLFARO, V. J.; PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P. (1976) Escorregamentos de Caraguatatuba: expressão atual, e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. In: *CBGE*, 3, Rio de Janeiro: 341-350.
- GABET, E.J.; MUDD, S.M. (2006) The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology* 74: 207-218.
- GALVE, J.P.; PIACENTINI, D.; TROIANI, F.; DELLA SETA, M. (2014) Stream Length-Gradient Index mapping as a tool for landslides identification. mathematics of Planet Earth, *Proceedings of the 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences*: 343-346.
- GAO, J.; MARO, J. (2009) Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979-2003. *Geomorphology* 114: 373-381. doi:10.1016/j.geomorph.2009.08.002.
- GOMES, R.A.T. (2006) Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de detritos. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro: 102p.

- GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; HASUI, Y.; SANTOS, M.dos; SOARES JÚNIOR, A.V.; SOUZA, I.A.de (2012) As Serras do Mar e da Mantiqueira. In Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Bartorelli, A. (Orgs.) *Geologia do Brasil*. Beca: 549-571.
- GODT, J.W.; COE, J.A. (2007) Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. *Geomorphology* 84: 80-97.
- GONZALEZ, V.S.; BIERMAN, P.R.; FERNANDES, N.F.; ROOD, D.H. (2016) Long-term background denudation of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic ¹⁰Be. *Geomorphology* 268: 54-63.
- GOSSE, J.C.; PHILLIPS, F.M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20: 1476-1560.
- GRAMANI, M. F.; OLIVITO, J. P. R.; AUGUSTO FILHO, O.; MAGALHÃES, F. S. (2005) Análise da potencialidade de geração de corridas de massa nos trechos serranos do duto OSBAT. 11^o Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. Anais. Florianópolis, 15p.
- GRANGER, D.E.; MUZIKAR, P.F. (2001) Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth Surface Processes and Landforms* 188: 269-281.
- GRANGER, D.E.; KIRCHNER, J.W.; FINKEL, R (1996) Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *Journal of Geology* 104: 249-257.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. (1990) Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature* 346:739-742.
- GUIDICINI, G.; NIEBLE, C.M. (1983) *Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação*. Edgard Blücher Ltda., São Paulo: 194p.
- HADLEY, R.F.; SCHUMM, S.A. (1961) Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin. *U.S. Geol. Survey Water Supply Paper*, 1531-B: 137-196.
- HASUI, Y. (1982) Mapa geológico da Folha Caraguatatuba (SP-23-Y-D-VI-1). CPRM/PRÓ-MINÉRIO, São Paulo, escala 1:50.000.
- HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; MORALES, N. (1994) Geologia do Pré-Cambriano. In Negro Jr, A.; Falconi, F.F. (Orgs.) *Solos do Litoral de São Paulo*. Associação Brasileira de Mecânica dos Solos: 41-67.
- HEIMSATH, A.M.; CHAPPELL, J.; FINKEL, K.; FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. (2006) Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *Geological Society of America Bulletin* 398: 173-190.

- HEISER, M.; SCHEIDL, C.; EISL, J.; SPANGL, B.; HÜBL, J. (2015) Processes type identification in torrential catchments in the eastern Alps. *Geomorphology* 232: 239-247.
- HIRUMA, S.T.; PONÇANO, W.L. (1994) Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto Rio Pardo, SP e MG. *Revista do Instituto Geológico* 15 (1/2): 49-57.
- HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. (2010) Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18: 674-687.
- HORTON, R.E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56: 275-370.
- HUNGR, O. MCDOUGALL, S. BOVIS, M. (2005) Entrainment of material by debris flows. In Jakob, M.; Hungr, O. (Org.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, p. 135-158.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (1981) Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala: 1:1.000.000. São Paulo: IPT
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (1986) *Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na Serra do Mar afetadas por poluição na área de Cubatão*. Relatório Técnico N° 24.293.
- INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (2002) Reconhecimento, caracterização e monitoramento de locais potencialmente sujeitos a instabilizações na Serra do Mar na área de influência dos diversos Sistemas de Captação e Abastecimento de Água e de Tratamento de Esgoto. São Paulo, Relatório 59.123.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (2006) *Análise de risco de processos de movimentos de massa e estudos para determinação da cota máxima de inundação para subsidiar a escolha entre as alternativas locacionais 3A, 4A e 4B da Unidade de Tratamento de Gás do gasoduto Mexilhão, Caraguatatuba, SP*. Relatório Técnico N° 90 643 – 205.
- IVERSON, R.M.; REID, M.E.; LAHUSEN, R.G. (1997) Debris-flow mobilization from landslides. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 25: 85-138.
- IVY-OCHS, S.; KOBER, F. (2008) Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal* 57 (1-2): 179-209.
- JAKOB, M. (1996) *Morphometric and Geotechnical Controls on Debris Flow Frequency and Magnitude in Southwestern British Columbia*. Ph.D. Dissertation, University of British Columbia: 232p.

- JAKOB, M. (2005) Debris-flow hazard analysis. In Jakob, M.; Hungr, O. (Org.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, p. 442-474.
- KANJI, M. A.; GRAMANI, M. F. (2001) Metodologia para determinação da vulnerabilidade a corridas de detritos em pequenas bacias hidráulicas. In: III Conferencia Brasileira de Estabilidade de Encostas (III COBRAE), 2001, Rio de Janeiro. III Conferencia Brasileira de Estabilidade de Encostas (III COBRAE). Rio de Janeiro: ABMS / NRRJ, 2001. v. 1.
- KING, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia* 2: 147-265.
- KOVANEN, D. J. e SLAYMAKER, O. (2008) The morphometric and stratigraphic framework for estimates of debris flow incidence in the North Cascades foothills, Washington State, USA. *Geomorphology*, 99, p. 224-245. Elsevier B.V.
- LAL, D. (1991) Cosmic ray of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Sciences Letters* 104: 424-439.
- LARSEN, I.J.; MONTGOMERY, D.R. (2012) Landslides erosion coupled to tectonics and river incision. *Nature Geoscience* 5: 468-473.
- LIMA, C.S.; CORRÊA, A.C.B. (2011) Análise da aplicação do Índice de Hack e do perfil longitudinal no Rio Preto, Serra do Espinhaço, MG. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA. In *Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA*: 279-283.
- MACEDO, J.M. (1989) Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da PETROBRAS* 3: 159-173.
- MAO, L.; CAVALLI, M.; COMITI, F.; MARCHI, L.; LENZI, M.A.; ARATTANO, M. (2009) Sediment transfer processes in two alpine catchments of contrasting morphological settings. *Journal of Hydrology* 364:88-98.
- MANDAL, S.K.; LUPKER, M.; BURG, J.P.; VALLA, P.G.; HAGHIPOUR, N.; CHRISTL, M. (2015) Spatial variability of ^{10}Be -derived erosion rates across the southern Peninsular Indian escarpment: A key to landscape evolution across passive margins. *Earth and Planetary Science Letters* 425: 145-167.
- MARCHI, L.; D'AGOSTINO, V. (2004) Estimation of debris-flows magnitude in the eastern Italian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 207-220.
- MARENT, B. (2011) *Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (^{10}Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo*. Dissertação de Mestrado (em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 108p.

- MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. (2013) Análise morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Capivari, sul de Minas Gerais: a neotectônica e as superfícies geomorfológicas. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14: 271-277.
- MATMON, A.; BIEMAN, Y.; ENZEL, Y. (2002) Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology* 30: 1135-1138.
- MATMON, A.; BIERMAN, P.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M.; FINKEL, R.; CAFFEE, M. (2003) Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science* 303: 817-855.
- MEIS, M.R.M.; SILVA, J.X. (1968) Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geografia* 30: 55-72.
- MELTON, M. A. (1957) An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. New York, Columbia University, Department of Geology, Technical Report n° 11, 102p.
- MEYER, N.K.; SCHWANGHART, W.; KORUP, O.; HOMSTAD, B.; ETZELMÜLLER, B. (2014) Estimating the topographic predictability of debris flows. *Geomorphology* 207: 114-125.
- MILANESI, M.A.; GALVANI, E. (2011) Efeito orográfico na Ilha de São Sebastião (Ilhabela-SP). *Revista Brasileira de Climatologia* 9: 68-79.
- MILLER, V.C. (1953) A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area. *Technical Report*, (3), Dept. Geology, Columbia University.
- MITCHELL, S.G.; MONTGOMERY, D.R. (2006) Polygenetic topography of the Cascade Range, Washington State, USA. *American Journal of Science* 306: 736-768.
- MODENESI-GAUTTIERI; M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. (2001) Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology* 43: 257-271.
- MONTEIRO, C. A. F. (1973) *A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo: estudo em forma de Atlas*. Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo:130p.
- MONTGOMERY, D.R. (2003) Predicting landscape-scale erosion rates using digital elevation models. *Comptes Rendus Geosciences* 335: 1121-1130.
- MONTGOMERY, D.R.; BRANDON, M.T. (2002) Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Sciences Letters* 201: 481-498.

- MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. (1994) Physically-Based Model for Topographic Control on Shallow Landsliding. *Water Resources Research* 30: 1153-1171.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B., LADSON, A.R. (1991) Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes* 5: 3-30.
- NASCIMENTO, E.R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G.L.; SILVA, P.A.H. da; FIORI, A.P. (2013) Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14: 287-299.
- NEVES, F.V. (2012) *Análise morfológica da evolução da captura do rio Guaratuba (Bertioga – SP) através da técnica de datação por Luminescência Óptica Estimulada (LOE)*. Dissertação (Mestrado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 96p.
- NIEMI, N.A.; OSKIN, M.; BURBANK, D.W.; HEIMSATH, A.M.; GABET, E.J. (2005) Effect of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Sciences Letters* 237: 480-498.
- NISHIZUMI, K.; KOHL, C.P.; ARNOLD, J.R. (1993) Role of in situ cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al in the study of diverse geomorphic processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 18: 407-425.
- OLIVEIRA, D. de (2010) Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. *Revista do Departamento de Geografia* 20: 37-50.
- OLIVEIRA, D. de; QUEIROZ, J.P. (2007) Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial. *GEOUSP* 22: 73-88.
- PARETA, K. e PARETA, U. (2011) Quantitative morphometric analysis of a watershed of Ymuna Basin, India using ASTER (DEM) Data and GIS. *International Journal of Geomatics and Geosciences*. Volume 2, Nº 1, p. 248-269.
- PELLEGATTI, C.H.G. (2008) *Avaliação espaço-temporal da precipitação no perfil da Baixada Santista - Vertentes Oceânicas - Rebordo Interiorano da escarpa da Serra do Mar – SP*. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, 128p.
- PERROTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S.D.; SACHS, L.L.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. (2005) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil – PBG. CPRM, São Paulo.

- PETRI, S.; SUGUIO, K. (1971) Características granulométrica dos materiais de escorregamentos de Caraguatatuba, São Paulo, como subsídio para o estudo da sedimentação neocenozóica do Sudeste Brasileiro. 25º Congr. Bras. Geol., Bol. Esp. São Paulo 1: 199-200.
- REZENDE, E.A.; SALGADO, A.A.R.; SILVA, J.R. da; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; LÉANNI, L. (2013) Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rifte Continental do Sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14: 221-234.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.U.G; SALONI, J.C.L; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. (1989) Neotectonic Activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 2: 191-197.
- RITTER, D.F.; KOCHER, R.C.; MILLER, J.R. (1995) *Process geomorphology*. Waveland Press, 652p.
- ROWBOTHAW, D.; DE SCALLY, F.; LOUIS, J. (2005) The identification of debris torrent basins using morphometric measures derived within a GIS. *Geografiska Annaler* 87 (A): 527-537.
- SAADI, A. (1998) Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. *Geonomos* 6: 55-63.
- SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.Jr; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. (2007) Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 905-911.
- SALGADO, A.A.R.; MARENT, B.; CHEREM, L.F.S.; BOURLÈS, D.; SANTOS, L.J.S.; BRAUCHER, R. (2014) Denudation and retreat of the Serra escarpment in Southern Brazil derived from in situ-produced ^{10}Be concentration in river sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 39: 311-319.
- SALGADO, A.A.R.; REZENDE, E.A.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; SILVA, J.R. GARCIA, R.A. (2016) Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in-situ produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. *Journal of South American Earth Sciences* 67: 89-99.
- SELBY, M.J. (1993) *Hillslope: materials & processes*. Oxford: Oxford University Press, 446p.
- SCHARF, T.E.; CODILEAN, A.T.; DE WIT, M.; JANSEN, J.D.; KUBIK, P.W. (2013) Strong rocks sustain ancient postorogenic topography in southern Africa. *Geology* 41: 331-334.
- SCHUMM, S. A. (1956) Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. *Geol. Soc. America Bulletin*, 67, p. 597-646.

- SCHUMM, S.A. (1963) Disparity between present rates of denudation and orogeny. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*: 454-H: 1-13.
- SHI, Z.H.; HUANG, X.D.; AI, L.; FANG, N.F.; WU, G.I. (2014) Quantitative analysis of factors controlling sediment yield in mountainous watersheds. *Geomorphology* 236: 193-201.
- SILVA, L.G.A.E. (2006) A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil. Tese (Doutorado), Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro: 237p.
- SILVA, R.F. (2013) Análise de magnitude e frequência espacial de movimentos de massa em Caraguatatuba-SP. Dissertação (Mestrado em Ciências), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo: 96p.
- STINY, J. (1910) *An attempted monograph with particular reference to the conditions in the Tyrolean Alps*. Engineering Consultants Ltd: 105p.
- STOCK, J.D.; MONTGOMERY, D.R.; COLLINS, B.D.; DIETRICH, W.E.; SKLAR, L. (2005) Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 117:174-94.
- STOCK, J.D.; DIETRICH, W.E. (2006) Erosion of steepland valleys by debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 118:1125-1148.
- STOFFEL, M. (2010) Magnitude-frequency Relationships of Debris Flow – A Case Study Based on Field Survey and Tree-ring Records. *Geomorphology* 116: 67-76.
- STRAHLER, A.N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin* 63: 923-938.
- SUGDEN, D.E.; SUMMERFIELD, M.A.; BURT, T.P. (1997) Linking short-term geomorphic processes to landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 193-194.
- SUGUIO, K.; PETRI, S. (1973) Stratigraphy of the Iguape-Cananeia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo state, Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências* 4: 1-20.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991) *Global geomorphology: an introduction of the study of landforms*. Longman Scientific & Technical: 537p
- SUMMERFIELD, M.A. (2005) The changing landscape of geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 779-781.

- SUMMERFIELD, M.A.; HULTON, N.J. (1994) Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 99: 13871-13883.
- TAKAHASHI, T. (1991) *Debris Flow*. IAHR, Monograph. Balkema, Rotterdam. 168p.
- TAKAHASHI, T. (2007) *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. Taylor & Francis Group, London, UK. 439p.
- THEULE, J.I.; LIÉBAULT, F.; LAIGLE, D.; LOYE, A.; JABOYEDOFF, M. (2015) Channel scour and fill by debris flows and bedload transport. *Geomorphology* 243: 92-105.
- TOMKINS *et al.* (2006). Contemporary versus long-term denudation along a passive margin: the role of extreme events. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 1013-1031.
- TUCCI, C.E.M. (1993) *Hidrologia – Ciência e Aplicação*, Ed. da Universidade, ABRH, EDUSP.
- TUNUSLUOGLU, M. C.; GOKCEOGLU, E. C.; NEFESLIOGLU, E. H. A.; SONNEZ, H. (2008) Extraction of potential debris source areas by logistic regression technique: a case study from Barla, Besparmak and Kapi mountains (NW Taurids, Turkey). *Environmental Geology* 54: p.9–22.
- VANACKER, V.; BLANCKENBURG, F.V.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P.W. (2007) Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 253: 402-414.
- VIEIRA, B.C.; FERNANDES, N.F.; FILHO, O.A. (2010) Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Nat Hazards Earth System Sci* 10: 1829-1837. Doi: 10.5194/nhess-10-1829-2010.
- VIEIRA, B.C.; VIEIRA, A.C.F.; FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. (1997) Estudo Comparativo dos Movimentos de Massa Ocorridos em Fevereiro de 1996 nas Bacias do Quitite e do Papagaio (RJ): Uma Abordagem Geomorfológica. *2nd. Pan-American Symposium on Landslides/ 2nd. Brazilian Conference on Slope Stability*. 165 – 164.
- VIEIRA, B.C.; GRAMANI, M.F. (no prelo) Serra Do Mar: The Most “Tormented” Relief in Brazil. In Vieira, B.C.; Salgado, A.A.R.; Santos, L.J.C. *Landscapes and landforms of Brazil*. Springer: 290pp.
- VON BLACKENBURG, F. (2005) The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 462-479.
- WEINMEISTER, H.W. (2007) Integrated Debris Flow Disaster Mitigation – A comprehensive method for debris flow disaster mitigation. *Journal of Mountain Science* 4: 293-308. Doi: 10.1007/s11629-007-0293-z.

- WILFORD, D.J., SAKALS, E., INNES, J.L., SIDLE, R.C.; BERGERUD, W.A. (2004) Recognition of debris flows, debris floods and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1: 61-66. DOI 10.1007/s10346-003-0002-0.
- WILSON, J.P.; GALLANT, J.C. (2000) Digital Terrain Analysis. In: Wilson, J.P.; Gallant, J.C. (2000) *Terrain Analysis. – Principles and Applications*. John Wiley & Sons, New York: 1-27.
- WOLLE, C. M. (1986) Poluição e escorregamentos – causa e efeito na Serra do Mar, em Cubatão – SP. In: *VIII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações*, Porto Alegre. VIII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, Porto Alegre: 178-190.
- WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. (1960) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68: 54-74.
- YANITES, B.; TUCKER, G.E.; ANDERSON, R.S. (2009) Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 114: 2156-2202. DOI: 10.1029/2008JF001088
- ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. (2005) Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *PETROBRAS, Boletim de Geociências* 13: 269-300.
- ZNAMENSKY, D. (2001) *Corridas de Detritos ou “Debris flow” – avaliação de parâmetros*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Escola Politécnica, Universidade de São Paulo: 198p.
- ZHANG, H. Y., SHI, Z. H., FANG, N. F. e GUO, M. H. (2015) Linking watershed geomorphic characteristics to sediment yield: Evidence from the Loess Plateau of China. *Geomorphology* 234, p. 19-27.