

**Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geografia**

Éric Andrade Rezende

**EVOLUÇÃO DO RELEVO NO DIVISOR HIDROGRÁFICO
ENTRE AS BACIAS DOS RIOS GRANDE E PARAÍBA DO
SUL: UM ESTUDO NA SERRA DA MANTIQUEIRA (MG/RJ)**

**Belo Horizonte
2013**

Éric Andrade Rezende

**EVOLUÇÃO DO RELEVO NO DIVISOR HIDROGRÁFICO
ENTRE AS BACIAS DOS RIOS GRANDE E PARAÍBA DO
SUL: UM ESTUDO NA SERRA DA MANTIQUEIRA (MG/RJ)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Linha de Pesquisa: Geomorfologia e Análise Ambiental

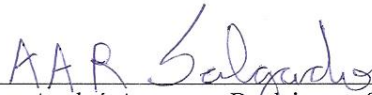
Orientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

Belo Horizonte
2013

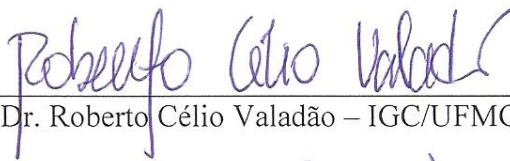
Dissertação intitulada *Evolução do relevo no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul: um estudo na Serra da Mantiqueira (MG/RJ)*, de autoria do mestrando Éric Andrade Rezende, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental.

Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:



Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado - IGC/UFMG
Orientador



Prof. Dr. Roberto Célio Valadão – IGC/UFMG



Prof. Dr. César Augusto Chicarino Varajão - UFOP

Belo Horizonte, 08 de março de 2013

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, pela confiança e apoio ao longo de minha trajetória acadêmica.

Ao meu orientador, André Salgado, por ter me dado a oportunidade de iniciar as pesquisas em geomorfologia, ainda na graduação, e pela valorosa orientação ao longo dos últimos anos.

Aos professores Roberto Valadão e César Varajão, pelas contribuições no seminário de dissertação e na defesa.

A todos os professores, funcionários e colegas do IGC/UFMG que contribuíram para minha formação, em especial, à minha turma da graduação.

Aos funcionários do Laboratório de Geomorfologia e a Breno Marent, pelo auxílio nos procedimentos laboratoriais.

À Juliana Silva, pela ajuda nos trabalhos de campo e no tratamento das amostras.

À Helen Barreto, pela ajuda com as análises laboratoriais realizadas na França.

À Alice Bessa, pela ajuda inicial na confecção dos mapas.

À Laís Rezende, pela voluntariosa revisão do texto.

Aos amigos Daniel, Alysson, Hassuero, Ana, Laís e Alexandre, pela convivência em Belo Horizonte.

À CAPES, pela concessão da bolsa.

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo estudar a evolução do relevo de um trecho do divisor hidrográfico entre a bacia interiorana do Rio Grande, um dos formadores do Rio Paraná, e a bacia do Rio Paraíba do Sul, localmente representada pelas cabeceiras do Rio Preto. Este divisor hidrográfico está contido em uma das porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira e coincide com o flanco NNW do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Para este estudo foram selecionadas nove sub-bacias localizadas no extremo sul de Minas Gerais, entre os municípios de Itamonte e Bocaina de Minas. Essas sub-bacias tiveram suas taxas denudacionais estimadas através da mensuração da produção do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. Os resultados mostram que a taxa média de denudação das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, voltadas para o graben (17,39 m/Ma), é superior a das sub-bacias dos rios Grande e Aiuruoca, voltadas para o interior continental (12,24 m/Ma). Portanto, estes resultados confirmam a ocorrência de processos erosivos mais intensos nas bacias hidrográficas voltadas para o interior do rifte, como proposto em modelos de evolução de escarpamentos localizados em margens passivas maduras. Entre os fatores controladores das taxas de denudação, se destaca a boa correlação existente entre as taxas e dois parâmetros morfométricos: amplitude de relevo e declividade média das sub-bacias. A influência da litologia se mostra ainda mais importante, sendo o Granito Maromba a unidade litológica mais resistente nas sub-bacias amostradas. Uma série de evidências indica que rearranjos de drenagem tiveram fundamental importância na evolução neocenozoica dos divisores hidrográficos estudados. A provável captura do alto Rio Preto, anteriormente direcionado para o interior continental, foi responsável por uma parcela considerável do recuo do divisor a partir da borda de falha da Bacia de Resende. Em associação com outros dados geocronológicos, os resultados também indicam o caráter predominantemente episódico da denudação em diferentes escalas temporais. As baixas taxas de denudação mensuradas sugerem uma relativa estabilidade tectônica no Quaternário Superior. Deste modo, o último evento tectônico responsável pelo rejuvenescimento do relevo na área deve ser consideravelmente mais antigo que a idade aparente das amostras.

Palavras-chave: isótopos cosmogênicos; Parque Nacional do Itatiaia; Rifte do Paraíba do Sul; taxas denudacionais; evolução de escarpamentos; rearranjos de drenagem.

ABSTRACT

The present work aims to study the relief evolution of a drainage divide section between the Grande River inland basin, one of the formers of the Paraná River, and the Paraíba do Sul River basin, locally represented by the headwaters of the Preto River. This drainage divide is contained in one of the higher portions of Mantiqueira Range and coincides with NNW flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. For this study nine sub-basins were selected in the extreme south of Minas Gerais, between the municipalities of Itamonte and Bocaina de Minas. These catchments had their denudational rates estimated by measuring the production of cosmogenic nuclide ^{10}Be in fluvial sediments. The results show that the average denudation rate of the sub-basins of the Paraíba do Sul River, facing the graben (17,39 m/Ma), is greater than that of sub-basins of the Grande and Aiuruoca rivers, directed to continental interior (12,24 m/Ma). Therefore, these results confirm the occurrence of more intense erosive processes in watersheds facing the rift interior, as proposed in evolution models of escarpments located in mature passive margins. Among the control factors of the denudation rates, stands out a good correlation between rates and two morphometric parameters: relief amplitude and average slope of the catchments. The lithological influence is even more important, especially for the Granite Maromba, that is the more resistant lithological unit in the catchments sampled. A variety of evidence indicates that drainage rearrangements had fundamental importance in the neocenoic evolution of drainage dividers studied. The probable capture of the upper Rio Preto, previously directed to the continental interior, was responsible for a considerable portion of the drainage divide retreat from the Resende Basin fault border. In combination with other geochronological data, the results also indicate the character predominantly episodic of the denudation at different time scales. The low denudation rates measured suggest relative tectonic stability in Upper Quaternary. Thus, the last tectonic event responsible for the rejuvenation of the relief area should be significantly older than the apparent age of the samples.

Keywords: cosmogenic nuclides; Itatiaia National Park; Paraíba do Sul Rift; denudation rates; escarpment evolution; drainage rearrangement.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – Localização da área de estudo.....	13
FIGURA 2 – Representação esquemática das diferentes estruturas de um rifte.....	15
FIGURA 3 – Seção esquemática de margens passivas elevadas.....	17
FIGURA 4 - Seções esquemáticas com possível evolução tectônica da borda continental da Bacia de Santos.....	19
FIGURA 5 - Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil.....	21
FIGURA 6 – Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB.....	22
FIGURA 7 – Seis principais fatores tectônicos controladores da evolução morfológica de longo-termo em margens passivas.....	24
FIGURA 8 – Feições morfotectônicas de uma margem continental passiva com elevação marginal.....	25
FIGURA 9 – Modelo especulativo de desenvolvimento da drenagem em margens passivas..	28
FIGURA 10 – Evolução de margens passivas em relação à drenagem prévia.....	30
FIGURA 11 - Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	33
FIGURA 12 - Mapa geológico das sub-bacias amostradas e adjacências.....	34
FIGURA 13 – Modelo digital de elevação da área ocupada pelas sub-bacias amostradas e adjacências.....	44
FIGURA 14 – Perfis topográficos de direção NW-SE.....	46
FIGURA 15 – Aspecto das escarpas na área de estudo.....	47
FIGURA 16 – Ilustração do mecanismo de amostragem em bacias hidrográficas.....	51
FIGURA 17 – Localização dos pontos de coleta.....	54
FIGURA 18 - Perfis longitudinais dos canais principais de cada sub-bacia amostrada.....	67
FIGURA 19 – Contexto da captura do alto Rio Preto com a localização dos elementos citados no texto.....	79
FIGURA 20 – Perfil longitudinal do alto Rio Preto evidenciando o <i>knickpoint</i> na cachoeira da Fumaça.....	80
FIGURA 21 – <i>Knickpoint</i> do Rio Preto. A foto mostra a parte inferior da queda, localmente conhecida como Cachoeira da Fumaça.....	80
FIGURA 22 – Visualização tridimensional da área de captura do alto Rio Grande pelo Rio Aiuruoca.....	84
FIGURA 23 – Planície fluvial de dimensão anômala no Rio Grande.....	92

GRÁFICO 1 – Taxa de denudação (m/Ma) x área das sub-bacias (km ²).....	63
GRÁFICO 2 – Taxa de denudação (m/Ma) x amplitude de relevo (m).....	64
GRÁFICO 3 – Taxa de denudação (m/Ma) x declividade média (%).....	65

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Pontos amostrados.....	53
TABELA 2 - Taxas de denudação e dados morfométricos das sub-bacias amostradas.....	60
TABELA 3 - Participação percentual de cada unidade litológica em relação à área total das sub-bacias e taxas de denudação.....	69

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	11
2 RIFTES CONTINENTAIS, MARGENS PASSIVAS E EVOLUÇÃO DE ESCARPAMENTOS.....	14
2.1 Introdução	14
2.2 Riftes Continentais.....	14
2.3 Margens passivas	16
2.5 Evolução de escarpamentos associados à tectônica extensional.....	23
2.6 Evolução da rede de drenagem em riftes continentais e margens passivas	27
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	32
3.1 Contexto geológico regional	32
3.2 Unidades litológicas das sub-bacias estudadas	33
3.3 Clima.....	36
3.4 Solos.....	37
3.6 Contexto geomorfológico regional	39
3.7 Contexto geomorfológico local	44
4 O USO DO ISÓTOPO COSMOGÊNICO ¹⁰ BE NA GEOMORFOLOGIA.....	49
5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	52
5.1 Escolha da área de estudo	52
5.2 Compilação de bases cartográficas e levantamento bibliográfico	52
5.3 Seleção das sub-bacias e coleta das amostras	53
5.4 Procedimentos laboratoriais.....	54
5.5 Confecção de mapas, perfis topográficos, tabelas e gráficos.....	57
5.6 Análise e integração dos dados	57
6 FATORES CONTROLADORES DAS TAXAS DENUDACIONAIS	59
6.1 Taxas de denudação mensuradas	59

6.2 Fatores controladores	62
6.2.1 Área das bacias amostradas	62
6.2.2 Amplitude de relevo.....	63
6.2.3 Declividade média e perfis longitudinais.....	65
6.2.4 Litologia.....	68
6.2.5 Clima.....	70
6.2.6 Tectônica e Estrutura	72
6.2.7 Síntese.....	75
7 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS: REARRANJOS NA REDE DE DRENAGEM E RETRAÇÃO DE ESCARPAMENTOS	76
7.1 Introdução	76
7.2 Considerações acerca do posicionamento do divisor da drenagem continental no Cretáceo Superior/Paleógeno.....	76
7.3 A captura do alto Rio Preto e a formação do seu vale suspenso	78
7.4 A captura do alto Rio Grande pelo Rio Aiuruoca e a formação do divisor rebaixado ...	83
7.5 A cronologia das capturas.....	85
7.6 A evolução dos divisores hidrográficos no período posterior aos principais rearranjos de drenagem.....	87
7.7 Principais processos geomorfológicos atuantes na retração dos escarpamentos	92
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	94
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da teoria da tectônica de placas em meados do século XX gerou uma das maiores revoluções de pensamento da história das Geociências e acabou por impulsionar fortemente o estudo das margens continentais. A maior parte desta literatura geológico-geomorfológica ancorada na Geotectônica moderna tem se concentrado na investigação de margens ativas, onde os mecanismos de colisão e subducção explicam a formação de montanhas (OLLIER, 2004).

No entanto, consideráveis elevações topográficas não se restringem às faixas orogênicas, ocorrendo também em ambientes associados à tectônica extensional. Tanto em riftes continentais, que expressam o primeiro estágio de extensão crustal, quanto em margens passivas, que representam uma fase posterior, um proeminente escarpamento separa uma baixa planície costeira ou um *rift valley* de um planalto de relevo suave (MATMON *et al.*, 2002).

Nos últimos anos a evolução do relevo nesses ambientes geotectônicos vem sendo alvo de um número crescente de estudos que procuram, através da mensuração de processos, compreender sua dinâmica denudacional e explicar a manutenção dessas escarpas ao longo dos diversos estágios do rifteamento (FLEMING *et al.*, 1999; COCKBURN *et al.*, 2000; BIERMAN & CAFFEE, 2001; HEIMSATH *et al.*, 2006; KOUNOV *et al.*, 2007; VANACKER *et al.*, 2007; SULLIVAN, 2007; MARENT, 2011). Contudo, esses trabalhos têm se concentrado em margens passivas maduras, sendo praticamente inexistentes em riftes continentais que não evoluíram para abertura oceânica. Vogt *et al.* (1995) também salientam a raridade de trabalhos enfocando riftes continentais, embora estes constituam objetos primorosos para o estudo da interferência entre a dinâmica tectônica e os processos exógenos no âmbito da geomorfologia.

Em parte do sudeste brasileiro a configuração geomorfológica típica de margens passivas é perturbada pela ocorrência de uma série de depressões tectônicas cenozoicas paralelas à costa que foram reunidas por Riccomini (1989) sob a denominação de *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*. A formação do RCSB gerou um quadro geomorfológico peculiar em seu segmento central, criando um duplo escarpamento na margem continental (HIRUMA *et al.*, 2010). O flanco NNW do RCSB, representado pela Serra da Mantiqueira, atua como divisor hidrográfico entre a bacia interiorana do Rio Grande (Paraná) e a bacia do Rio Paraíba do Sul, que se encontra alojada no graben homônimo. Já o

flanco SSE, representado pela Serra do Mar, coincide com o divisor entre a bacia do Rio Paraíba do Sul e as pequenas bacias que drenam diretamente para o Oceano Atlântico.

Nesse contexto, o presente trabalho tem como seu principal objetivo estudar a evolução do relevo de um trecho do divisor hidrográfico entre a bacia interiorana do Rio Grande, um dos formadores do Rio Paraná, e a bacia do Rio Paraíba do Sul, localmente representada pelas cabeceiras de um de seus mais importantes tributários: o Rio Preto. Este divisor hidrográfico está contido em uma das porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira, a região do Parque Nacional do Itatiaia, e conforme já mencionado, coincide com o flanco NNW do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

Para este estudo foram selecionadas nove sub-bacias localizadas no extremo sul de Minas Gerais, entre os municípios de Itamonte e Bocaina de Minas (FIG. 1). Essas sub-bacias tiveram suas taxas denudacionais de longo-termo (10^4 - 10^5 anos) estimadas através da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. Posteriormente as taxas da vertente voltada para o interior continental foram comparadas com as taxas da vertente voltada para o graben do Paraíba do Sul.

O trecho da Serra da Mantiqueira em questão constitui uma importante área dispersora de drenagem. Além das nascentes do Rio Preto e do Rio Grande, a área abriga ainda as cabeceiras do Rio Aiuruoca. Santos (1999) aponta que apesar do Rio Aiuruoca ser afluente do Rio Grande e nascer muito próximo deste, faz um longo percurso constituído por cânions, cachoeiras e corredeiras através de um curso extremamente sinuoso até atingir seu destino. Devido a esta peculiaridade, a evolução do divisor Grande/Aiuruoca também será abordada neste trabalho, com base nas taxas denudacionais de sub-bacias contíguas ao tríplice divisor Paraíba do Sul/Grande/Aiuruoca.

Entre os objetivos específicos do trabalho estão:

- Estimar as taxas médias de denudação de nove sub-bacias selecionadas, sendo cinco pertencentes à bacia do Rio Grande/Paraná e quatro à bacia do Paraíba do Sul, com base na mensuração do ^{10}Be presente em sedimentos fluviais.
- Investigar os fatores controladores das taxas de denudação nas sub-bacias selecionadas, considerando as seguintes características de cada uma delas: área (Km^2), amplitude de relevo, declividade média, perfis longitudinais, litologia, clima e condicionantes tectono-estruturais.
- Comparar as taxas de denudação mensuradas na área de estudo com aquelas encontradas em outras áreas do Brasil e em diferentes ambientes de margem passiva.

- Verificar a aplicabilidade, em um rifte continental, dos modelos de evolução do relevo elaborados, a princípio, para margens passivas maduras (GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1990; OLLIER & PAIN; 1997). De acordo com estes modelos, as taxas denudacionais seriam mais elevadas na vertente voltada para o interior do rifte, onde os cursos fluviais são controlados por um nível de base regional consideravelmente mais baixo. Tal fato resultaria no recuo do escarpamento e, conseqüentemente, do divisor hidrográfico rumo ao interior continental.
- Discutir o papel de rearranjos de drenagem na evolução neocenoica dos divisores hidrográficos estudados, considerando que as capturas fluviais são processos importantes para a reconstrução da história da drenagem e para a cronologia da denudação (BISHOP, 1995).

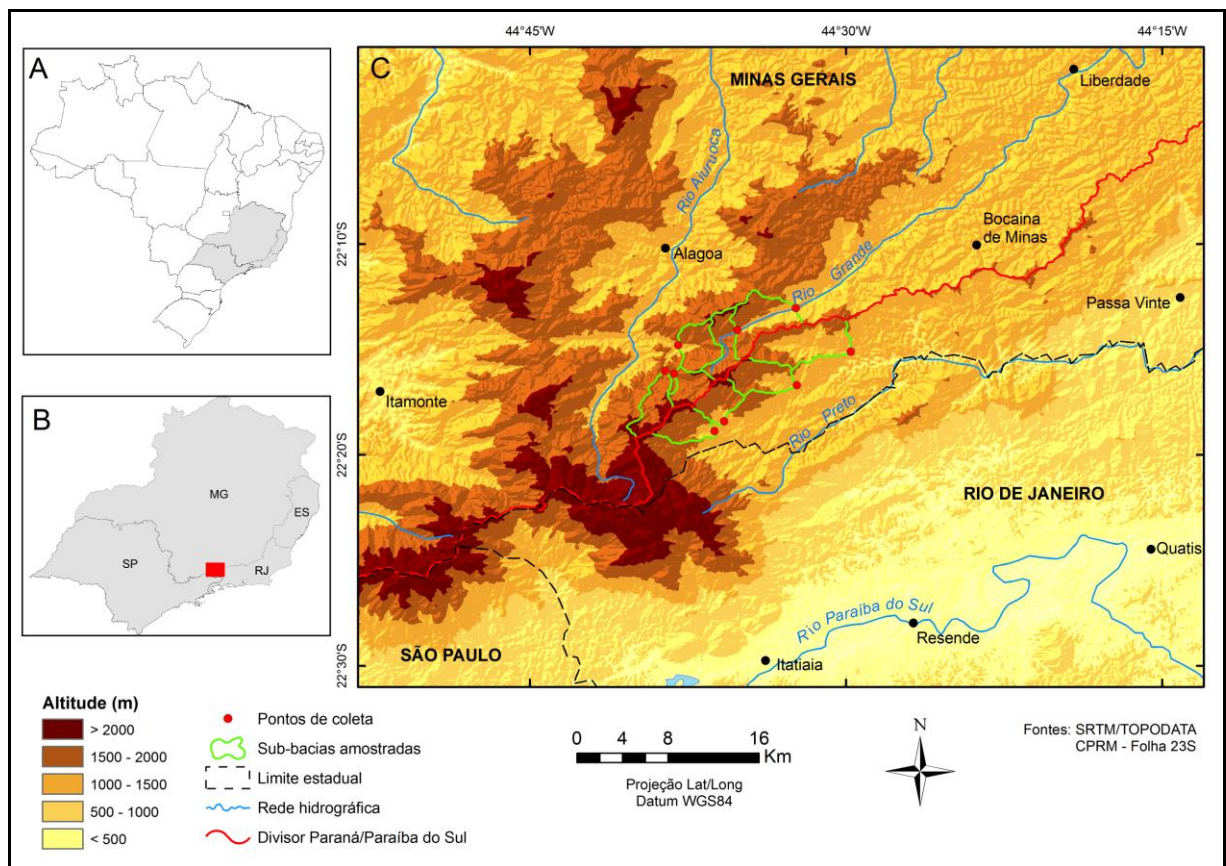


FIGURA 1 – Localização da área de estudo.

A: Localização da região sudeste no Brasil; B: Localização da área de estudo na região sudeste; C: Imagem SRTM da área de estudo.

2 RIFTES CONTINENTAIS, MARGENS PASSIVAS E EVOLUÇÃO DE ESCARPAMENTOS

2.1 Introdução

Os grandes escarpamentos do mundo associados com a tectônica extensional estão localizados em dois ambientes tectônicos e morfológicos distintos: ao longo de riftes continentais e em margens passivas. Os riftes continentais expressam um estágio inicial de extensão crustal, enquanto que margens passivas representam uma fase subsequente. Em ambos os casos, um escarpamento separa uma baixa planície costeira ou um *rift valley* de um planalto de relevo suave (MATMON *et al.*, 2002).

Neste capítulo será realizada uma breve revisão sobre estes dois ambientes associados à tectônica extensional, já que a área de estudo foi submetida em um primeiro momento à ruptura continental que culminou com desenvolvimento da margem passiva brasileira e em um segundo momento à geração do Rifte do Paraíba do Sul. Posteriormente será abordada a evolução geomorfológica destes escarpamentos e da rede de drenagem a eles associada.

2.2 Riftes Continentais

Riftes continentais ou *rift valleys* são depressões alongadas na superfície da Terra que são formadas como resultado da extensão na crosta e no manto superior (FROSTICK, 2004). Karey (2009) salienta que o termo rifte se aplica apenas às maiores feições litosféricas e não abrange estruturas extensionais menores que podem se formar em associação com praticamente qualquer tipo de deformação.

De acordo com Frostik (2004), a morfologia dos riftes é sempre semelhante a uma depressão central ou *rift valley* flanqueado por duas ombreiras soerguidas, cada uma das quais associada a uma escadaria de falhas que mergulham em direção à depressão. Summerfield (1991) aponta que a interpretação estrutural mais óbvia desta morfologia é a de um graben, com o piso do rifte sendo formado em um bloco abatido delimitado por falhas normais que criam escarpas íngremes (FIG. 2A).

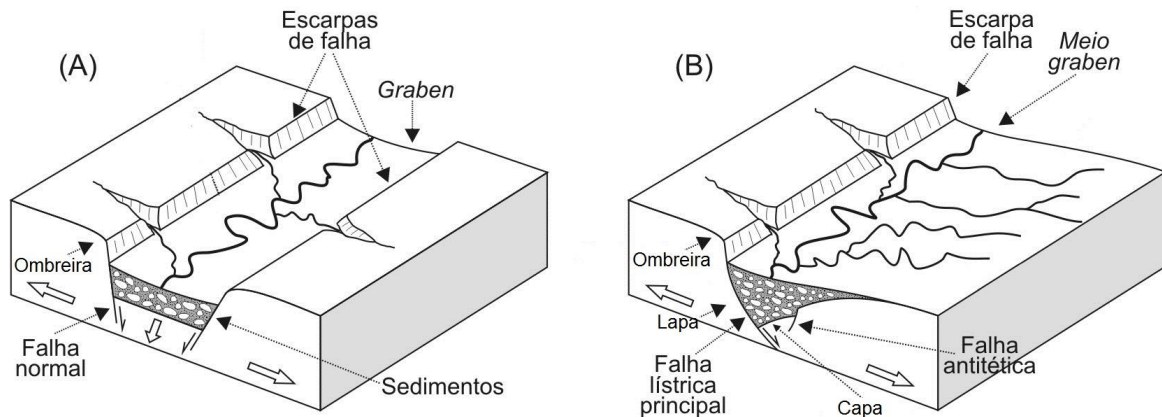


FIGURA 2 – Representação esquemática das diferentes estruturas de um rifte.

(A) estrutura clássica de um graben simétrico com um bloco abatido limitado por falhas normais.

(B) estrutura assimétrica de um meio-graben. Em ambos os casos o número de falhas dos riftes e a complexidade de sua estrutura é muito maior que o indicado nas figuras.

Fonte: modificado de Summerfield (1991).

No entanto, a visão clássica de que os riftes possuem uma estrutura simétrica não vem sendo confirmada por dados sísmicos que revelam um padrão de falhamento muito mais complexo do que era suposto pelo modelo clássico (SUMMERFIELD, 1991). Esses dados mostraram que a estrutura dominante é um meio-graben assimétrico com uma margem mais intensamente falhada e rebaixada do que a outra (SUMMERFIELD, 1991; FROSTICK, 2004).

Conforme pode ser observado na FIG. 2B a estrutura de um meio-graben (*half-graben*) possui uma falha lítrica principal que limita a lapa (*footwall*), e do lado oposto um bloco basculado formando a capa (*hanging wall*). Porém, a presença de uma falha antitética na margem da capa pode dar a impressão de um rifte simétrico, desde que esta falha esteja exposta e formando um escarpamento (SUMMERFIELD, 1991). Burbank & Anderson (2001) afirmam que a capa rebaixada de uma falha normal comumente gera uma bacia na qual os sedimentos se acumulam, enquanto a lapa sofre soerguimento, tornando-se um local onde predomina erosão.

De acordo com Summerfield (1991), riftes continentais estão geralmente relacionados com áreas de vulcanismo intraplaca, domeamento e soerguimento. A localização de sistemas de riftes também aparenta estar diretamente relacionada com a distribuição de antigas estruturas, como zonas de fraqueza entre crátons estáveis. Algumas antigas linhas de fraqueza são aparentemente ativadas com mais facilidade do que a crosta adjacente e conseqüentemente são locais preferenciais para falhamento e desenvolvimento de riftes. Esse mesmo autor afirma que as principais diferenças nas características dos riftes estão

relacionadas com sua posição em relação aos limites de placa e a intensidade do vulcanismo ativo a eles associado.

Segundo Ziegler & Cloetingh (2004), uma distinção natural pode ser feita entre riftes tectonicamente ativos e inativos. Riftes continentais tectonicamente ativos, como o do Leste Africano, correspondem a importantes zonas de risco sísmico e vulcânico. Já os riftes que não se apresentam tectonicamente ativos são referidos como paleo-riftes, aulacógenos, riftes inativos ou abortados e braços abortados, neste caso eles não evoluem até a separação crustal.

Do ponto de vista geomorfológico Vogt *et al.* (1995) classificam os riftes continentais cenozoicos em dois tipos fundamentais: os cuja a estrutura possui uma expressão mais ou menos nítida no relevo, tais como o do Lago Baikal, do Leste Africano, do médio Rio Paraíba do Sul e do Rio Reno; e aqueles que, por desenvolver-se em rochas dúcteis, não se traduzem por uma depressão correspondendo ao graben, como é o caso do Maciço Xistoso Renano.

2.3 Margens passivas

Ao contrário do que ocorre nos riftes inativos, a evolução de riftes “bem sucedidos” culmina na ruptura continental, na abertura de uma nova bacia oceânica e no desenvolvimento de pares conjugados de margens passivas (ZIEGLER & CLOETINGH, 2004). A denominação de margens continentais passivas ou simplesmente margens passivas está relacionada ao fato dessas margens apresentarem um nível de tectônica ativa muito menor do que as margens ativas localizadas em limites convergentes de placa (SUMMERFIELD, 1991).

Segundo Thomas & Summerfield (1987), as margens passivas passam por duas fases de desenvolvimento. Uma fase rifte caracterizada pelo afinamento da litosfera com provável soerguimento associado, e uma fase posterior de subsidência enquanto a margem esfria e é submetida à acumulação de sedimentos ao longo da borda continental recém formada. O ritmo e a magnitude do soerguimento associado ao rifteamento continental e ao desenvolvimento de novas margens passivas depende significativamente da natureza do mecanismo de rifteamento envolvido.

O rifteamento pode ser ativo, onde o vulcanismo e o soerguimento precedem a ruptura continental e o evento de rifteamento é dirigido por uma ascendência convectiva da astenosfera. Por outro lado, o rifteamento também pode ser passivo, quando dirigido por um esforço extensional e pelo estiramento litosférico resultante que leva ao afinamento da litosfera e a subida da atenosfera quente até a superfície. Neste último modelo o vulcanismo sucede o rifteamento e a ocorrência de soerguimento dependerá do balanço entre o grau de afinamento da litosfera e efeitos isostáticos (THOMAS & SUMMERFIELD, 1987).

A maior parte das margens continentais passivas é caracterizada pela presença de grandes escarpamentos que separam dois ambientes geomórficos distintos. Abaixo dos grandes escarpamentos a topografia é intensamente dissecada, já nos planaltos interiores o relevo é geralmente suave (SUMMERFIELD, 1991). O divisor da drenagem continental em margens passivas elevadas coincide com a borda destes escarpamentos ou, menos frequentemente, encontra-se no interior destes (BISHOP, 2007). No leste do Brasil, o Grande Escarpamento configura um divisor hidrográfico de expressão regional, individualizando bacias de drenagem agressivas voltadas para o interior dos riftes, daquelas outras, de menor capacidade denudacional, voltadas para o interior continental (VALADÃO, 2009).

Com base na posição do divisor hidrográfico Matmon *et al.* (2002) classificam os riftes e margens passivas em dois tipos: margens tipo ombreira e margens tipo arco. Nas margens tipo ombreira o eixo de soerguimento está localizado na borda do domínio soerguido e o divisor hidrográfico coincide com o topo da escarpa. Já nas margens tipo arco, o eixo de soerguimento e o divisor hidrográfico estão localizados no interior do domínio soerguido, afastados do topo do escarpamento (FIG. 3).

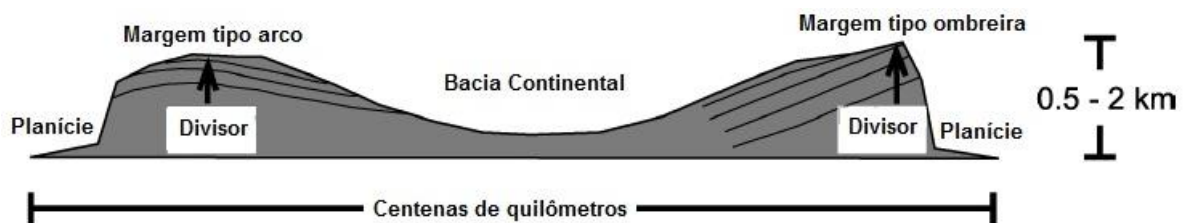


FIGURA 3 – Seção esquemática de margens passivas elevadas. À direita, na margem tipo ombreira o divisor de drenagem (ponto mais elevado) coincide com o topo do escarpamento. Na margem tipo arco o divisor de drenagem situa-se no interior do domínio soerguido, separado do topo do escarpamento.

Fonte: modificado de Matmon *et al.* (2002).

2.4 O Rifte do Paraíba do Sul

A ruptura do supercontinente Pangeia, que começou por volta de 180 Ma atrás, criou várias margens continentais (SUMMERFIELD, 1991), entre elas a brasileira, que tem sua origem relacionada à Reativação Sul-Atlântica, evento responsável por processos distensivos que levaram à abertura do Atlântico no início do Cretáceo (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984; HASUI, 2010).

No entanto, conforme observado por Zalán & Oliveira (2005), a região Sudeste do Brasil não se constituiu, de forma alguma, em uma típica margem passiva tal como preconizada na visão clássica da Teoria da Tectônica de Placas. Durante boa parte do Cenozoico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando corredores de grabens paralelos à costa (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005), o que acabou por gerar uma feição peculiar na margem continental: o duplo escarpamento formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira (HIRUMA *et al.*, 2010).

Desde a primeira metade do século XX diversos pesquisadores já indicavam a origem tectônica da depressão do Rio Paraíba do Sul e das Serras do Mar e da Mantiqueira (MARTONNE, 1943; RUELLAN, 1943; FREITAS, 1951; KING, 1956; AB'SÁBER & BERNARDES, 1958). No entanto, a série de grabens de idade cenozoica que ocorre na fachada atlântica do sudeste brasileiro só foi sistematizada sob a denominação única de “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” por Almeida (1976). Desde então, esses grabens vêm sendo reunidos sob diversas denominações como: Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste do Brasil (MELO *et al.* 1985), *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) e Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). A seguir será feita uma breve revisão acerca da evolução tectônica deste rifte continental, responsável pela gênese da feição regional mais imponente, o “Gráben do Paraíba”, que, em suas regiões ascendentes (horsts) deu lugar às serras da Mantiqueira, a noroeste, e do Mar, a sudeste (HIRUMA & TEIXEIRA, 2011).

Almeida (1976) chama de “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” o complexo de vales tectônicos, blocos montanhosos e pequenas bacias sedimentares de origem tectônica que constituem um dos mais notáveis aspectos topográficos e estruturais da margem Atlântica das Américas. Este sistema é composto pelo *Rift* do Paraíba do Sul, no qual estão contidas as bacias de Taubaté e Resende, pela Bacia de São Paulo e pelo *Rift* da Guanabara.

Almeida (1976) sugere que a diferença de altitude entre a borda continental elevada e a base da Bacia de Santos pode ter sido a causa do rifteamento do bloco continental através de um deslizamento gravitacional. Além da proximidade com a Bacia de Santos, o sistema de riftes teria sido influenciado pela presença de grandes sistemas de antigas falhas transcorrentes. O autor afirma que o abatimento do Graben do Paraíba do Sul ocorreu no eixo de um grande arco soerguido e teria começado no Oligoceno, simultaneamente à deformação e soerguimento da superfície de erosão Japi nas bordas da depressão. A FIG. 4 sintetiza o modelo evolutivo elaborado por Almeida (1976) e revisto por Almeida & Carneiro (1998) para a porção do sudeste brasileiro localizada entre as bacias do Paraná e de Santos.

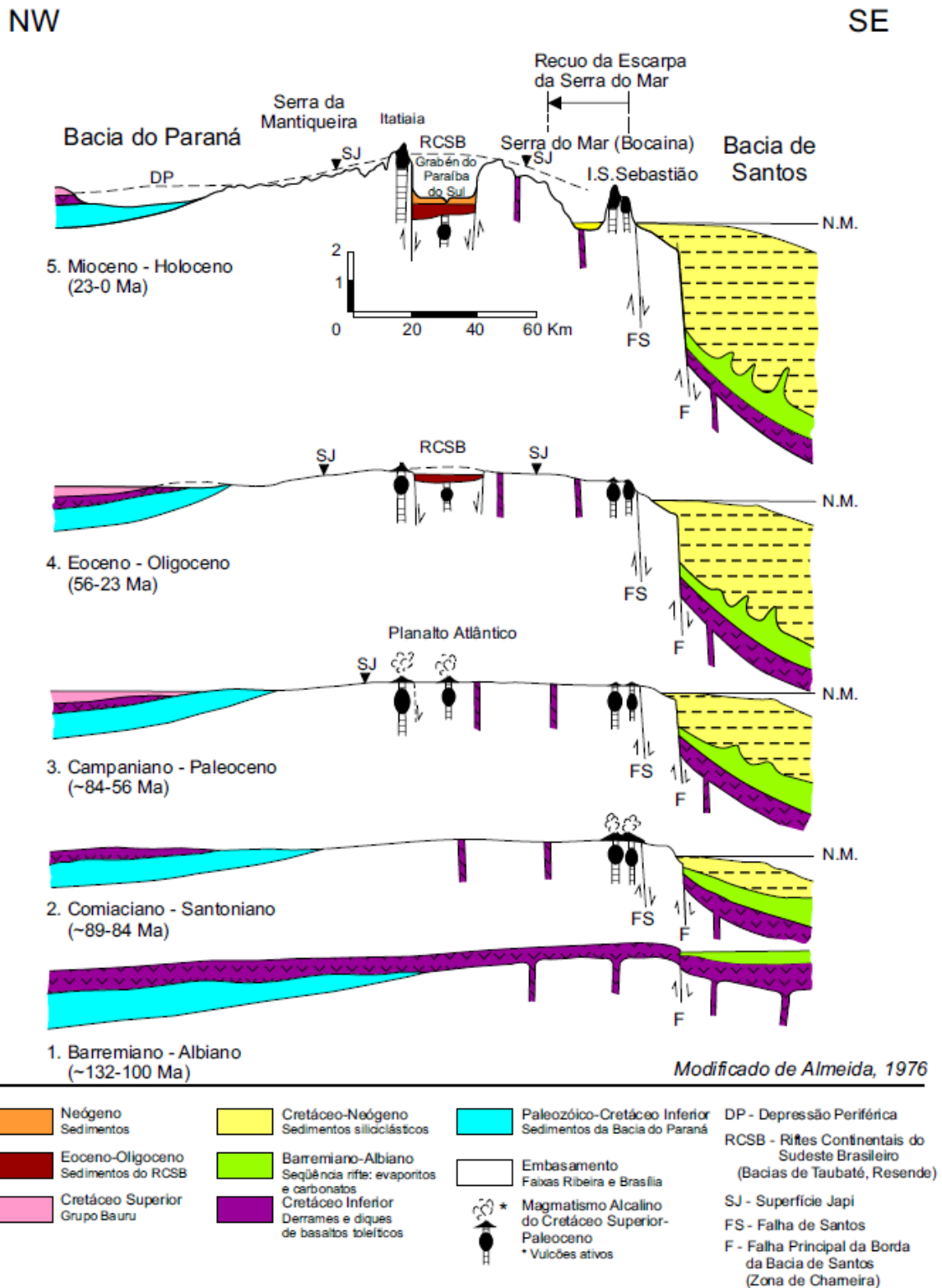


FIGURA 4 - Seções esquemáticas com possível evolução tectônica da borda continental da Bacia de Santos. Modificado de Almeida (1976) e com adendos extraídos de Almeida & Carneiro (1998). As idades dos estágios evolutivos foram atualizadas mediante os novos dados geocronológicos.

Fonte: Eirado-Silva (2006).

Melo *et al.* (1985) limitaram seu estudo às bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, agrupando-as sob a denominação de “sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil”. De acordo com os autores, as bacias apresentam arcabouço estrutural configurando semigrabens sobre blocos tectônicos basculados para NW. As falhas normais foram ativas principalmente na borda norte das bacias, onde frequentemente constituem hoje o limite entre sedimentos e embasamento. Melo *et al.* (1985) propõem ainda que as quatro bacias tiveram uma evolução homóloga, ligada aos mesmos processos de distensão regional. Com base na datação de depósitos, os autores indicaram idade eocênica superior para pelo menos uma parte do preenchimento das bacias.

Riccomini (1989) propôs a designação de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), por entender que na sua origem a feição teria sido muito mais contínua do que hoje aparenta ser, talvez beirando a casa do milhar de quilômetros de comprimento. Morfológicamente, o RCSB apresenta-se como uma faixa estreita e deprimida, alongada segundo a direção ENE, seguindo a linha de costa atual, da qual dista em média cerca de 70 km, alcançando o Oceano Atlântico em suas terminações sudoeste e nordeste. Essa feição tectônica de idade cenozoica desenvolve-se entre as cidades de Curitiba, no Paraná, e Barra de São João, no Rio de Janeiro (RICCOMINI *et al.*, 2004).

De acordo com Riccomini (1989), a formação da depressão original do rifte e seu concomitante preenchimento sedimentar e vulcânico teriam ocorrido no Paleógeno, sob a ação de um campo de esforços distensivo de direção NNW-SSE. Tal fato causou a reativação, como falhas normais, de antigas zonas de cisalhamento proterozoicas de direção NE a ENE. Posteriormente quatro fases tectônicas deformadoras envolveriam novas reativações ao longo das falhas preexistentes e, em menor escala, a geração de novas estruturas. A FIG. 5 ilustra as fases de evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

Zalán & Oliveira (2005) afirmam que ao final do Cretáceo existia na região sudeste um megaplanalto amplo e coeso, invadido por intrusões de natureza alcalina, designado por eles de Serra do Mar Cretácea. Esse planalto teria sido formado por um pulso ascensional neocretácico de natureza regional, no qual a crosta continental alçou-se de maneira maciça, uniforme e sem quebramentos, provavelmente em resposta à anomalia térmica do manto.

O flanco leste desse imenso planalto era provavelmente abrupto e tinha como parede livre um desnível de cerca de 3000 m para a Bacia de Santos. Esta situação provavelmente tornou-se instável gravitacionalmente à medida que a subsidência bacinal progredia e acabou provocando o quebramento e colapso gravitacional do megaplanalto. Este colapso iniciou-se localmente no Paleoceno e teve seu clímax no Mesoeoceno (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

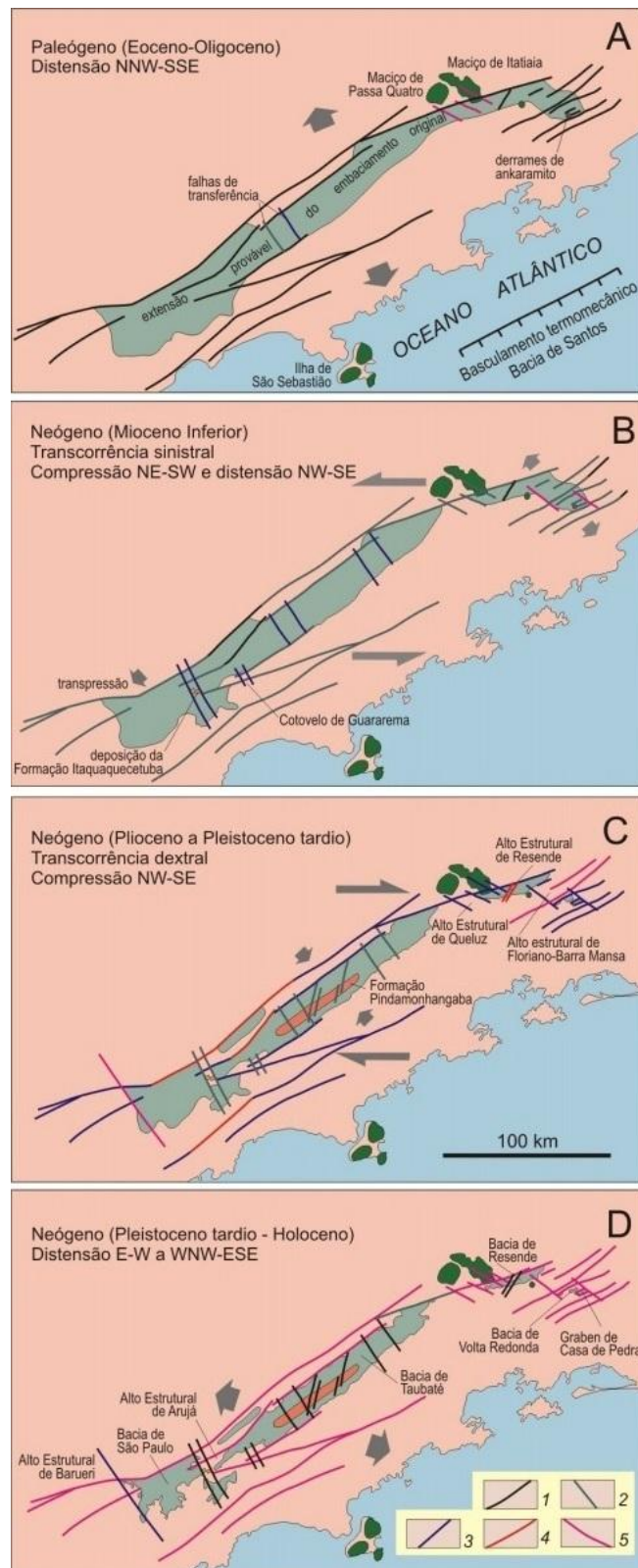


FIGURA 5 - Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada.

Fonte: Retirado de Riccomini *et al.* (2004).

Zalán & Oliveira (2005) apontam que o abatimento de blocos no interior do megaplano falhado ocorreu em faixas lineares de direção NE-SW, escalonadas à direita, indicando distensão levemente oblíqua, sinistrógiara, segundo NW-SE. Como resultado, definiram-se quatro grandes riftes ou corredores de grabens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo. Estes riftes formam o denominado Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (FIG. 6). As falhas delimitantes e as falhas transversais segmentadoras dos riftes são quase todas nucleadas em antigas zonas de cisalhamento dúcteis subverticais do Ciclo Brasileiro.

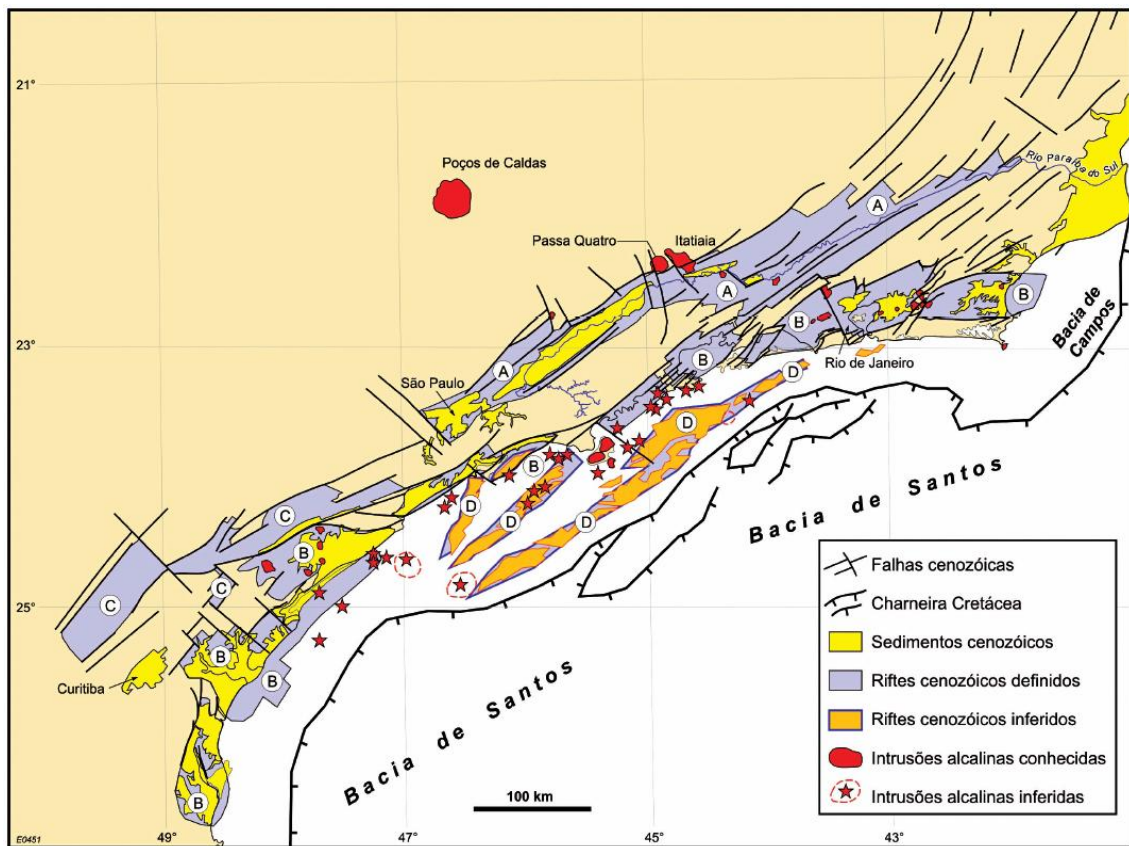


FIGURA 6 – Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.

Fonte: Zalán & Oliveira (2005).

O Rifte do Paraíba do Sul, de maior interesse para o presente trabalho, engloba os grabens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul. Esse rifte apresenta o estilo estrutural de tectônica dominó e é predominantemente assimétrico para norte (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

Em trabalho mais recente, Cogné *et al.* (2013) também defendem que as bacias terciárias do sudeste brasileiro resultaram da reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Estes autores argumentam que a bacia de Taubaté foi formada durante o Paleógeno como uma bacia *pull-apart*, sob um regime transtensional. Após um período de quiescência durante o Oligoceno e o Mioceno Inicial, a bacia foi reativada no Neógeno sob um regime transpressional.

Embora não esteja inserida no contexto do Rifte do Paraíba do Sul, deve-se ressaltar a ocorrência da Bacia Terciária de Aiuruoca, localizada no Planalto do Alto Rio Grande. Esta bacia é constituída por sedimentos depositados em ambientes de leque aluvial e lacustre atribuídos ao Eoceno-Oligoceno (SANTOS, 1999; SANTOS *et al.*, 2006). Santos *et al.* (2006) sugerem que a sedimentação desenvolveu-se segundo a geometria de semi-graben de direção E-W ou ENE basculado para NNW, limitado a sul pela Serra da Mantiqueira e a norte pela Serra de Minduri. Um evento tectônico Paleógeno foi responsável pela instalação e desenvolvimento da Bacia de Aiuruoca. Este evento está relacionado ao avanço do rifteamento da margem continental rumo ao interior, implicando movimentação tectônica extensional ao longo de importantes zonas transcorrentes dextrais NE-SW pré-cambrianas, promovendo fatiamento, abatimento e adernamento de blocos alongados segundo NE-SW a ENE-WSW. No Neógeno, a área foi submetida a um regime tectônico transcorrente com componente transpressiva, o que gerou a inversão da bacia (SANTOS *et al.*, 2006).

2.5 Evolução de escarpamentos associados à tectônica extensional

Há uma ampla aceitação que os processos extensionais e de rifteamento que precedem a ruptura continental estão associados com a tectônica vertical das ombreiras de rifte. No entanto, vem sendo um desafio explicar a permanência dessas ombreiras que formam a clássica morfologia elevada das margens continentais passivas, já que elas persistem muito após cessarem os efeitos termais, essencialmente transientes, associados com a extensão e o rifteamento (BISHOP, 2007).

Entre os modelos que procuram explicar a manutenção dessas elevações em margens passivas maduras (> 60 Ma) o mais difundido é o baseado no movimento rotacional de margens passivas. Nesse modelo tais feições são vistas como uma consequência da resposta isostática flexural da litosfera à denudação diferencial promovida pela retração do escarpamento (THOMAS & SUMMERFIELD, 1987; GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1990, 1994; SUMMERFIELD, 1991). Conforme representado na FIG. 7, o movimento

rotacional é resultante de um balanço no qual a borda continental sofre soerguimento termal e isostático, este último devido às altas taxas denudacionais, enquanto a borda oceânica é afetada por subsidência termalmente derivada e por subsidência isostática, sendo esta provocada pelo acúmulo de sedimentos. A retração do escarpamento em direção ao interior continental se dá pelo fato da erosão ser mais intensa no lado oceânico do que no interior continental. A ruptura continental cria níveis de base significativamente mais baixos ao longo das recém-formadas margens passivas, e conseqüentemente dois sistemas denudacionais distintos são estabelecidos, separados por um grande escarpamento em constante recuo. As bacias hidrográficas costeiras são numerosas e pequenas, porém agressivas, já as bacias localizadas atrás do grande escarpamento possuem taxas denudacionais significativamente menores (GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1990).

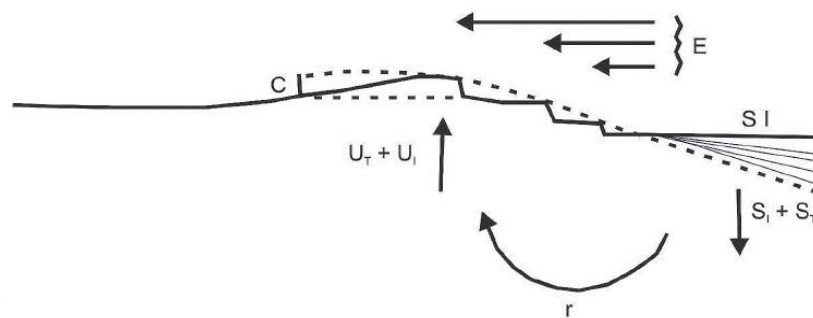


FIGURA 7 – Seis principais fatores tectônicos controladores da evolução morfológica de longo-termo em margens passivas: 1) UT = Soerguimento termal; 2) UI = Soerguimento isostático devido à denudação; 3) ST = Subsidência termalmente derivada; 4) SI = Subsidência isostática por acúmulo de sedimentos; 5) r = Rotação da margem em função de SI + U; 6) E = Retração do escarpamento relacionado ao rejuvenescimento episódico e/ou estruturalmente controlado; C= Topografia gerada por vulcânicas e intrusivas relacionadas ao rifteamento.

Fonte: Thomas e Summerfield (1987).

Ollier & Pain (1997) defendem que a causa do paralelismo existente entre a costa, o eixo de soerguimento, a borda da plataforma continental e o Grande Escarpamento é um arqueamento (*downwarping*) da borda continental paralelo ao rifte original. Esse arqueamento ocorreria em uma antiga superfície erosiva elaborada antes da ruptura continental (*palaeoplain*) e produziria uma discordância basal *offshore*. Essa discordância separa as antigas rochas continentais dos sedimentos depositados no pós-rifte. Ou seja, esse modelo considera que a paleosuperfície pré-rifte e a discordância basal são uma mesma superfície que foi arqueada durante o rifteamento, o que explicaria seu mergulho suave em direção ao oceano.

Da mesma forma que o modelo anteriormente citado, Ollier & Pain (1997) afirmam que a erosão não é uniforme na margem continental. Esses autores acreditam que a erosão é concentrada nas encostas mais íngremes, entre o Grande Escarpamento e a costa, enquanto que na paleosuperfície elevada a erosão é geralmente pequena. Para Ollier & Pain (1997) a formação de grandes escarpamentos semelhantes em diversas margens passivas é consistente com a formação de um simples *palaeoplain* inclinado e contínuo com a discordância basal (FIG. 8). Ollier (2004) complementa que o Grande Escarpamento seria formado pela coalescência dos vales que erodem a vertente mais íngreme, voltada para a costa.

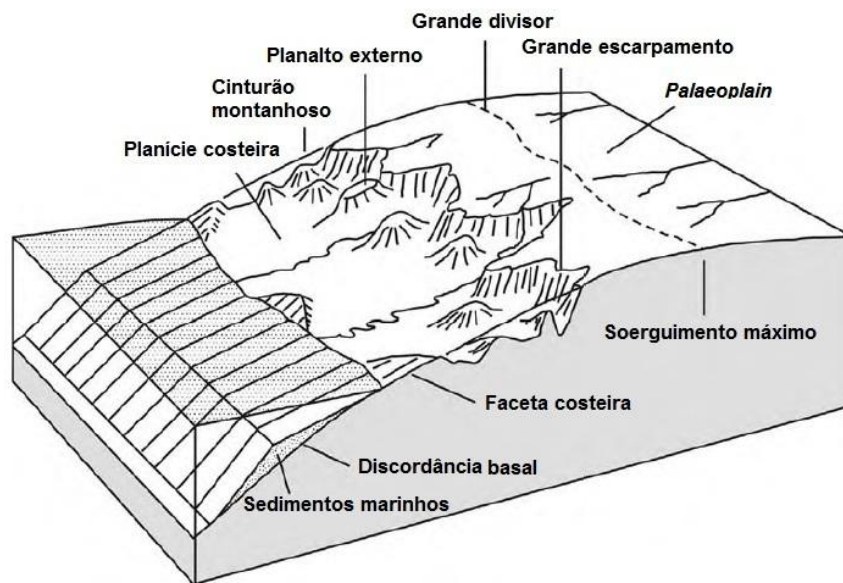


FIGURA 8 – Feições morfo-tectônicas de uma margem continental passiva com elevação marginal.

Fonte: Modificado de Ollier & Pain (1997) e Ollier (2004).

Braun & van der Beek (2004) levantam uma possibilidade de evolução de escarpamentos alternativa à retração paralela. Segundo esta hipótese, o escarpamento seria formado *in loco* por progressivo rebaixamento vertical (*downwearing*) de um planalto inicialmente localizado entre a costa e um divisor da drenagem continental pré-existente. Matmon *et al.* (2002) também questionam a aplicabilidade universal da idéia de retração paralela de escarpamentos ao longo de riftes e margens passivas. Esses autores sugerem que há uma grande importância da estrutura crustal na determinação da localização e do desenvolvimento morfológico de grandes escarpamentos, principalmente pela correspondência espacial entre escarpamentos de margens passivas e anomalias gravimétricas e magnéticas.

Baixas taxas de erosão estimadas a partir de isótopos cosmogênicos na Namíbia (COCKBURN *et al.*, 2000; BIERMAN & CAFFEE, 2001), na África do Sul (FLEMING *et al.*, 1999; KOUNOV *et al.*, 2007), no Sri Lanka (VANACKER *et al.*, 2007), no sudeste da Austrália (HEIMSATH *et al.*, 2006) e no leste dos Estados Unidos (SULLIVAN, 2007) também não dão suporte a um modelo onde há significativa retração do escarpamento. Heimsath *et al.* (2006) observam que estes dados refutam os modelos tradicionais de evolução de escarpamentos e, por outro lado, sugerem que taxas relativamente rápidas de denudação pós-rifteamento são seguidas por longos períodos de baixas taxas de erosão e pelo desenvolvimento de um estado-estacionário de longo-termo na forma topográfica do escarpamento.

Considerando em conjunto diversos tipos de dados, Matmon *et al.* (2002) sugerem os estágios através dos quais os grandes escarpamentos evoluem. Segundo os autores, escarpamentos desenvolvem-se junto a falhas normais formadas nas margens de riftes continentais. Estes escarpamentos são erodidos e se tornam mais sinuosos com a rápida retração de *knickpoints* ao longo de drenagens que cruzam o escarpamento. Grandes rios antecedentes fluindo em direção ao escarpamento em margens tipo arco permitem um aumento mais rápido da sinuosidade em comparação ao lento aumento que ocorre nas margens tipo ombreira. Embora as margens de rifte tornem-se mais sinuosas ao longo do tempo, elas não recuam significativamente de sua posição original. Pouco antes e durante as primeiras fases de expansão do assoalho oceânico as taxas de erosão aumentam drasticamente devido ao rebaixamento do nível de base, o que gera escarpas erosivas. Com o afastamento do eixo de expansão do assoalho oceânico e a estabilização do nível de base, as taxas de erosão diminuem significativamente, permitindo a estabilização dessas escarpas.

No Brasil são raros os estudos que tratam da evolução de escarpamentos associados à tectônica extensional. Almeida e Carneiro (1998) defendem que o importante evento tectônico iniciado no Paleoceno, que deu origem às bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira, também teria feito surgir a Serra do Mar na área da atual plataforma continental, por soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do oriental, que se cobriu com sedimentos marinhos cenozoicos. Esses autores sugerem que no decorrer de três a quatro dezenas de milhões de anos a erosão tenha feito recuar as encostas da serra até sua posição atual (FIG. 4). Tal recuo seria da ordem de 30 a 40 km.

Por outro lado, Zalán e Oliveira (2005) argumentam que o padrão retilíneo e os desníveis abruptos da Serra do Mar devem representar falhamentos normais a transtensionais cenozoicos, discordando portanto de Almeida e Carneiro (1998) que afirmam que a Serra do

Mar não apresenta evidências de importantes falhamentos neotectônicos em seu sítio atual. Zalán e Oliveira (2005) acrescentam ainda que não foram encontrados sinais da existência da falha de Santos.

Embora tenham concepções opostas sobre a origem da Serra do Mar, tanto Almeida e Carneiro (1998) quanto Zalán e Oliveira (2005) não relacionam diretamente a origem do escarpamento à ruptura continental mesozoica, mas sim a eventos tectônicos posteriores.

Para Hiruma *et al.* (2010) a origem do atual escarpamento da Serra do Mar ainda é controversa. Com base na análise termocronológica de traços de fissão em apatita estes autores afirmam que a denudação aumenta em direção à costa, mas este padrão provavelmente não está relacionado a um simples recuo da escarpa da Serra do Mar. O atípico "duplo escarpamento" que ocorre no sudeste do Brasil reflete uma complexa evolução desnudacional relacionada à reativação tectônica de descontinuidades pré-cambrianas e à gênese e deformação do rifte continental.

Na Serra da Mantiqueira Moreira *et al.* (2008, 2012) empregaram modelos matemáticos para análise da evolução da borda de falha da Bacia de Resende. Segundo os autores, as principais propriedades que influíram na evolução da borda de falha foram as possíveis respostas flexurais isostáticas associadas à época de maior estiramento crustal, com magmatismo associado (48-40 Ma), variações climáticas e a distribuição das principais unidades litológicas do embasamento. As taxas de recuo erosivo dessa borda escarpada foram estimadas entre 0,125 a 0,25 km/Ma.

2.6 Evolução da rede de drenagem em riftes continentais e margens passivas

Algumas margens passivas possuem um padrão de drenagem simples com canais fluindo para direções opostas a partir do topo do Grande Escarpamento, como na Namíbia, nos Ghats Ocidentais da Índia e em parte do leste do Brasil. Neste caso, o Grande Divisor corresponde à crista da elevação tectônica marginal original. De acordo com Ollier & Pain (2000), estes divisores podem migrar, não por uma sucessiva progressão do tectonismo, mas sim por erosão regressiva e capturas fluviais. Em outras margens continentais os maiores rios já existiam antes da ruptura continental e podem permanecer na paisagem moderna, como na Austrália e na África do Sul (OLLIER & PAIN, 2000).

Summerfield (1991) elaborou um modelo especulativo que representa a possível sequência de ajustes sofridos pela rede de drenagem durante o rifteamento continental e a subsequente subsidência da margem passiva (FIG. 9). Esse modelo assume que o

soerguimento precede o rifteamento e não leva em conta o possível desenvolvimento de um aulacógeno. É assumida a ocorrência de uma drenagem inicial cruzando um relevo suave (FIG. 9A). Posteriormente, um arqueamento epigenético inicial rompe o sistema de drenagem e causa sua inversão no lado mais alto do arqueamento (FIG. 9B). O desenvolvimento de significantes falhamentos associados com o rifteamento pode causar a separação completa da drenagem pré-rifte (FIG. 9C). Durante esta fase de rifteamento três elementos da drenagem são criados: (i) uma rede de drenagem com baixo gradiente drenando os flancos do rifte, provavelmente para as recém formadas bacias interioranas; (ii) canais de elevado gradiente que escavam cânions nas escarpas do rifte e realizam rápida erosão regressiva em direção ao divisor hidrográfico formado ao longo da linha de máximo soerguimento na ombreira de rifte; (iii) drenagem longitudinal no piso do rifte que redistribui os sedimentos fornecidos pelas escarpas.

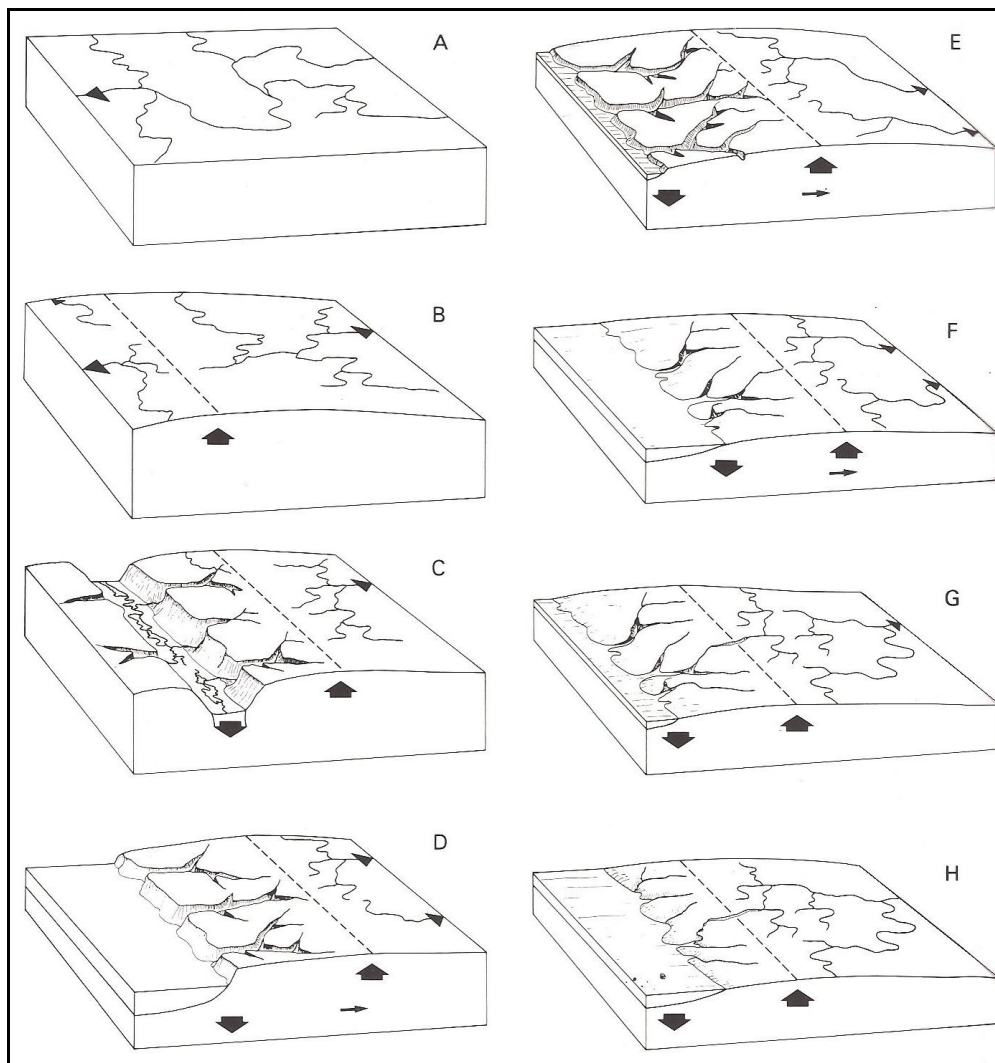


FIGURA 9 – Modelo especulativo de desenvolvimento da drenagem em margens passivas. Fonte: Summerfield (1991).

A continuação da extensão através do rifte e da subsidência do seu piso leva a formação de um nascente oceano (FIG. 9D). Os canais que drenam a escarpa formam a nova drenagem costeira que é inicialmente confinada a uma estreita faixa ao longo da margem recém criada. Subsidência termal e deposição de sedimentos podem juntas induzir um progressivo afogamento da margem. Além disso, um significativo soerguimento será promovido no interior continental pela rotação e flexura da margem (FIG. 9D-F).

Eventualmente os canais costeiros que possuem erosão remontante mais agressiva podem capturar a drenagem interiorana pelo rompimento da crista do arqueamento marginal (FIG. 9G). Essas capturas seriam inicialmente confinadas às cabeceiras de drenagem, mas eventualmente todo o sistema fluvial interiorano pode ser incorporado ao sistema costeiro (FIG. 9H).

De acordo com Ollier (2004), modificações na drenagem dependem da direção original desta em relação à orientação das elevações marginais. Se a antiga drenagem for aproximadamente paralela à elevação, a erosão regressiva promovida pelos rios costeiros capturará os rios planálticos (FIG. 10). Se a drenagem original for aproximadamente perpendicular à elevação, a erosão regressiva dos rios que fluem diretamente para o mar poderá eventualmente alcançar e romper a crista da elevação. Neste caso alguns platôs isolados podem ser preservados no antigo divisor (FIG. 10).

No caso específico dos principais sistemas fluviais da América do Sul, Potter (1997) afirma que a história Meso-Cenozoica destes é dominada por dois eventos: a separação continental da África e o soerguimento dos Andes no Mioceno Médio. A separação continental foi acompanhada pelo desenvolvimento de amplos soerguimentos, rifteamentos e aulacógenos, sendo todos os três fatores chave na evolução da drenagem pós-ruptura. Ribeiro (2006) também salienta que a evolução das bacias tafrogênicas foi de importância crucial para o estabelecimento de sistemas hidrográficos entre o final do Cretáceo e o Cenozoico. Uma vez desenvolvidas, estas bacias foram responsáveis pela captura das cabeceiras de sistemas hidrográficos adjacentes, localizados em áreas mais elevadas (RIBEIRO, 2006).

O Rifte do Paraíba do Sul, denominado “Taubaté” por Potter (1997), é um dos riftes que exerceram forte controle na rede de drenagem, sendo responsável pela ruptura do “soerguimento Mantiqueira” (POTTER, 1997) e pela captura das cabeceiras de diversas bacias hidrográficas adjacentes (RIBEIRO, 2006).

Os soerguimentos e reativações de antigas ombreiras de rifte, como ao longo da costa sudeste do Brasil, tiveram efeitos dramáticos sobre os padrões de drenagem. Tal fato pode ser observado nos rios Iguazu, Grande e em outros tributários orientais do Rio Paraná que fluem

para oeste e noroeste, em direção oposta à costa e ao “soerguimento Mantiqueira”, e juntam-se ao principal tronco do Rio Paraná, que segue claramente a estrutura axial da bacia sedimentar homônima (POTTER, 1997). Costa *et al.* (2000) também afirmam que o soerguimento da Mantiqueira deve ter criado barreiras para os principais rios que drenam o sul de Minas Gerais e fluíam para SE, invertendo sua direção de fluxo e criando a bacia do alto Rio Grande.

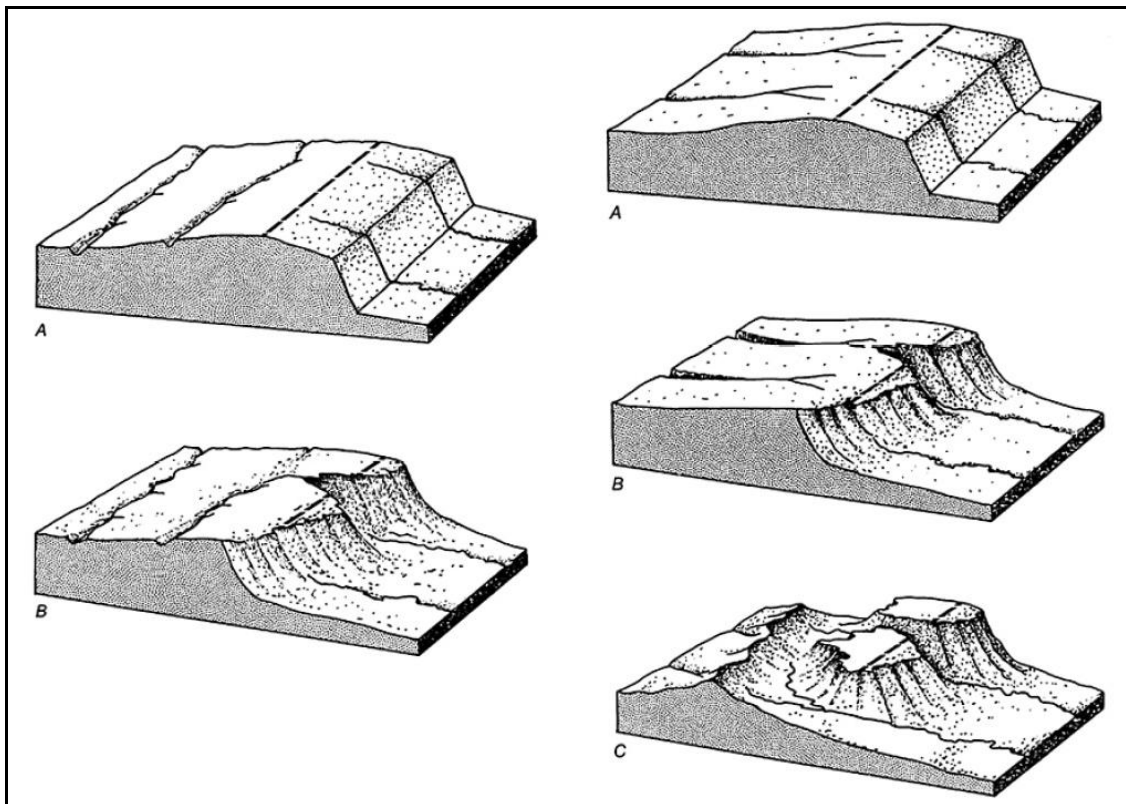


FIGURA 10 – Evolução de margens passivas em relação à drenagem prévia.

Esquerda: retração do Grande Escarpamento onde a paleodrenagem é aproximadamente paralela ao eixo de soerguimento e a margem continental. Canais desenvolvidos na face escarpada capturam por erosão regressiva os rios que fluem paralelos à costa. Direita: retração do Grande Escarpamento onde o divisor é aproximadamente perpendicular a drenagem. Rios na face escarpada recuam mais rápido do que aqueles na vertente interiorana, de relevo mais suave. No estágio (C) o recuo já ultrapassou o divisor tectônico original (linha tracejada) e a paleosuperfície é fragmentada em planaltos individuais menores.

Fonte: Ollier (2004)

Deste modo, fica claro o importante papel dos processos de rifteamento no rearranjo da rede de drenagem e na individualização de bacias hidrográficas. O estabelecimento de novos níveis de base, as inversões na direção de fluxo e as capturas fluviais são processos fundamentais na evolução do relevo desses ambientes submetidos à tectônica extensional.

Ressalta-se que os divisores hidrográficos localizados em flancos de rifte, em geral, limitam bacias marcadas por uma elevada assimetria em termos de área, altimetria e declividade. Tais características evidenciam a existência de uma dinâmica evolutiva peculiar nesses ambientes, quando comparados a outros importantes divisores onde o papel da tectônica não é tão expressivo.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

3.1 Contexto geológico regional

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira, desenvolvida durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON *et al.*, 2004). De acordo com Trouw *et al.* (2003), a porção da Serra da Mantiqueira abordada no presente trabalho situa-se ao sul do Cráton do São Francisco, na zona de interferência entre as faixas móveis neoproterozoicas Brasília (N-S) e Ribeira (NE-SW).

A parte sul do Orógeno Brasília mostra *trend* estrutural NNW-SSE e é subdividida em nappes com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente à sua borda meridional. Já o Orógeno Ribeira, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou microplaca(s) e/ou arco(s) de ilhas situados a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo (HEILBRON *et al.*, 2004).

O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (HEILBRON *et al.*, 2004). Conforme pode ser observado na FIG. 11, a área estudada posiciona-se no Domínio Andrelândia, nas proximidades do limite com o Domínio Juiz de Fora, ambos pertencentes ao Terreno Ocidental da Faixa Ribeira.

Os estágios colisionais, principais responsáveis pela deformação, metamorfismo e geração de granitóides crustais, foram marcadamente diacrônicos. O estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma (Colisão I), mas no Orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma (Colisão II). Os efeitos da Colisão II atingiram o recém-estruturado Orógeno Brasília, resultando na complexa Zona de Interferência entre os dois orógenos, materializada na região sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais. O Orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520-510 Ma (Colisão III), no Terreno Cabo Frio (HEILBRON *et al.*, 2004).

As unidades pré-cambrianas da região são compostas pelo embasamento contendo ortognaisses de idade paleoproterozoica, metassedimentos neoproterozoicos da Megassequência Andrelândia, além de vários granitos gerados por anatexia, também neoproterozoicos (TROUW *et al.*, 2003). De acordo com Santos (1999) e Heibron (2007), os

registros fanerozoicos da região correspondem a: (i) diques de diabásio e intrusões alcalinas (maciços de Itatiaia, Passa-Quatro e Morro Redondo); (ii) depósitos sedimentares e rochas vulcânicas das bacias paleógenas (Taubaté, Resende, Volta Redonda e Aiuruoca); (iii) depósitos quaternários.

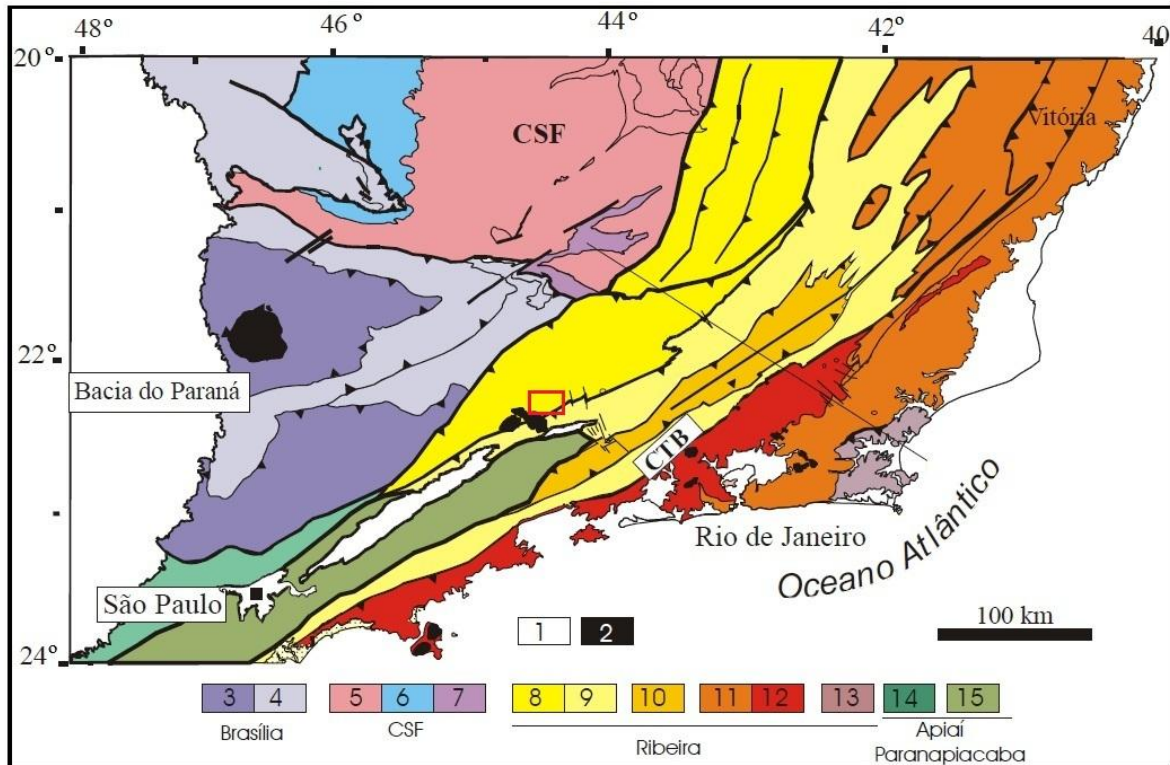


FIGURA 11 - Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. A área de estudo está inserida no retângulo vermelho.

Legenda: 1- Bacia do Paraná e sedimentos cenozoicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; Cráton do São Francisco (5-7): 5- Embasamento do Cráton do São Francisco e domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental; 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açunguá; 15- Terreno Embu. CTB: Limite tectônico central.

Fonte: Adaptado de Heilbron (2007).

3.2 Unidades litológicas das sub-bacias estudadas

Conforme pode ser observado na FIG. 12, nas sub-bacias amostradas ocorrem três diferentes unidades litológicas: (i) Embasamento; (ii) Granito Maromba; (iii) Leucogranito Capivara. Essas unidades foram definidas no mapeamento geológico da Folha Pouso Alto, na escala de 1:100.000 (TROUW *et al.*, 2003) e serão descritas a seguir.

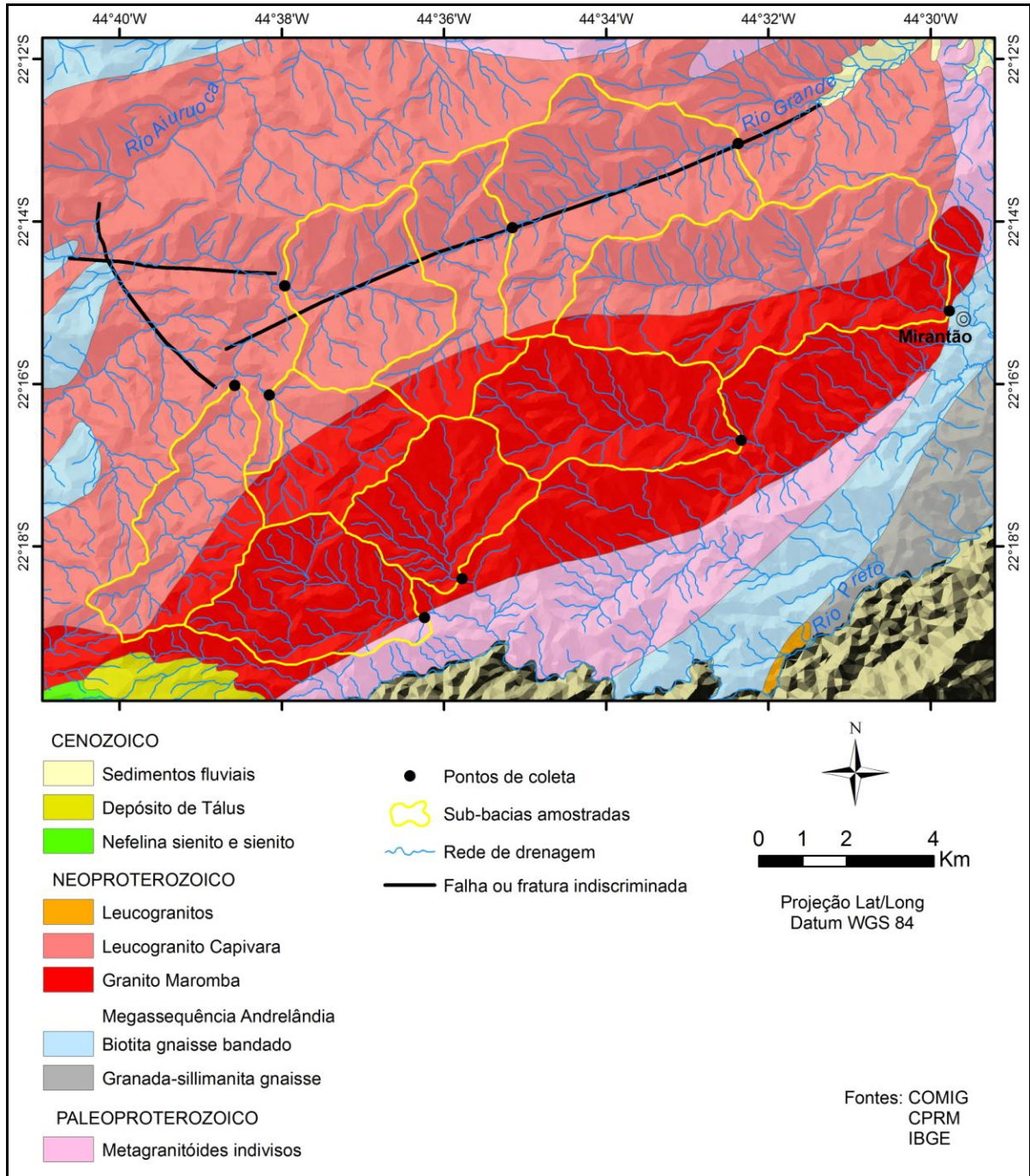


FIGURA 12 - Mapa geológico das sub-bacias amostradas e adjacências.

Obs.: A extremidade SSE da área não foi mapeada pelo Projeto Sul de Minas por estar inserida no estado do Rio de Janeiro.

Embasamento

A pequena área de ocorrência do Embasamento (Metagranitóides indivisos) está situada aproximadamente no contato entre a escarpa que guarda o divisor hidrográfico e o vale do Rio Preto. Nesta unidade predominam ortognaisses migmatíticos, com leucossomas lentiformes, centimétricos a decimétricos, freqüentemente dobrados. A foliação principal

nestas rochas é uma xistosidade gnáissica paralela aos leitos migmatíticos, definindo uma estrutura mais ou menos estromática. Ocorrem também metagranitóides ricos em fenocristais de K-feldspato, geralmente microclina, homogêneos ou com bandamento composicional definido por delgados leitos leucossomáticos (TROUW *et al.*, 2003).

De acordo com Trouw *et al.* (2003), estes ortognaisses migmatíticos provavelmente derivam de granitóides paleoproterozoicos. Estas rochas granitóides serviram de embasamento para a deposição dos sedimentos que deram origem à Megasseqüência Andrelândia. Durante a Orogênese Brasileira este embasamento e sua cobertura foram deformados, desmembrados em *nappes* e metamorfisados até a anatexia, dando origem aos ortognaisses migmatíticos atuais.

Granito Maromba

Segundo Almeida (1996), a unidade Granito Maromba é caracterizada por um corpo granítico alongado, deformado, de direção NE-SW, onde predomina um litotipo granítico, gnaissificado, com textura amplamente porfírica e matriz de grão médio a fino rica em biotita.

Megacristais de K-feldspato definem uma orientação de fluxo ígneo, acentuada por deformação tectônica que gerou na matriz uma textura gnáissica com xistosidade subvertical NE-SW, subparalela à orientação de fluxo ígneo. O granito é composto essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Em menor proporção aparecem muscovita, allanita, apatita, zircão e minerais opacos, além de escassa clorita associada à biotita. A composição modal varia desde granodiorito até sienogranito, com predominância no campo de monzogranitos. Uma fácies, com poucos megacristais, ocorre próxima ao contato com o Leucogranito Capivara (ALMEIDA, 1996; TROUW *et al.*, 2003). Idade $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ em zircão de 592 ± 2 Ma foi obtida para este corpo (MENDES *et al.*, 2006).

Essa unidade ocupa a porção central da área de estudo, na qual está inserido o divisor Paraíba do Sul/Grande e, portanto, corresponde às maiores altitudes da área. De acordo com Almeida (1996), esse biotita granito gnaissificado apresenta maior resistência à alteração em relação ao Leucogranito Capivara, com o qual faz contato a norte.

Leucogranito Capivara

A unidade Leucogranito Capivara é constituída por leucogranitos, com pegmatitos e leucodiatexitos associados, que aparecem em diques e pequenos *stocks*. Estes corpos aparecem tanto encaixados em ortognaisses migmatíticos do embasamento como também intrusivos em sucessões da Megasseqüência Andrelândia. O caráter intrusivo é claro em muitos lugares, porém, em outros os contatos são gradacionais através de largas zonas diatexíticas, demonstrando tratarem-se de granitos anatóticos, parcialmente intrusivos e parcialmente parautóctones em relação aos seus encaixantes (TROUW *et al.*, 2003).

Ocorrem leucogranitos equigranulares finos a médios e variedades com megacristais de K-feldspato branco, de até 2 cm de comprimento, em matriz fina/média. São rochas maciças ou com xistosidade incipiente, definida pela orientação de micas e feldspatos. Estes granitos são compostos por quartzo, K-feldspato (microclina micropertítica), plagioclásio (albita-oligoclásio), quantidades menores de muscovita e biotita, turmalina e granada, e traços de zircão, apatita, monazita e minerais opacos. Granada e turmalina geralmente são mais conspícuas nas variedades com maior proporção de muscovita (TROUW *et al.*, 2003).

O Leucogranito Capivara ocorre na porção setentrional da área ocupada pelas sub-bacias amostradas, abrangendo a maior parte das sub-bacias do Rio Grande e Aiuruoca.

3.3 Clima

Embora esteja inserida quase em sua totalidade na zona intertropical, a região Sudeste se configura, entre as regiões brasileiras, como uma das mais diversificadas em termos climáticos. Entre os fatores que contribuem para essa diversidade estão a altimetria e a disposição do relevo. A Serra da Mantiqueira é uma das áreas onde a altitude atua como fator de “abrandamento” do caráter tropical do clima e ainda exerce importante papel na distribuição espacial das chuvas (SANT’ANNA NETO, 2005).

A influência da altimetria e da disposição do relevo no clima local pode ser verificada através dos dados fornecidos pela estação meteorológica do Alto Itatiaia, localizada a 2199 m de altitude. Esta estação esteve em operação de janeiro de 1923 a setembro de 1951 e teve seus dados anuais e mensais levantados por Modenesi-Gauttieri & Nunes (1998).

A precipitação pluviométrica média anual é de 2419 mm, variando de 1967 a 3037 mm, sendo concentrada na primavera-verão (83%). A média do mês mais chuvoso, janeiro, é 429 mm e do mês mais seco, julho, é 35 mm. No entanto, a diminuição da pluviosidade nos

três meses mais frios (junho, julho e agosto) não é suficiente para definir uma estação seca (MODENESI-GAUTTIERI & NUNES, 1998).

A temperatura média anual é de 11,5°C. Fevereiro e julho são respectivamente, os meses mais quente e mais frio (13,7°C e 8,4°C). A máxima absoluta registrada foi de 24°C e a mínima -5°C. Os valores mensais de umidade relativa são altos durante o ano inteiro, variando de 72% (agosto) a 89,2% (dezembro). Geadas são mais comuns em julho, mas ocorrem praticamente em todos os meses, com exceção de janeiro e fevereiro (MODENESI-GAUTTIERI & NUNES, 1998).

Vale ressaltar que os dados apresentados pertencem a uma estação meteorológica instalada na porção superior da escarpa do maciço do Itatiaia, voltada para o vale do Paraíba do Sul, ou seja, o clima local é diretamente influenciado por efeitos orográficos. Nesse sentido, Martonne (1944) destaca o papel de anteparo exercido pelo degrau da Mantiqueira, diferenciando o clima úmido da “alta montanha” daquele dos “planaltos interiores”, onde há uma verdadeira estação seca.

Esses efeitos orográficos podem ser comprovados por meio de dados fornecidos por estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas¹. Enquanto a estação de Visconde de Mauá (cod. 2244047), localizada na vertente a barlavento, registra uma precipitação anual média superior a 2250 mm, a estação de Bocaina de Minas (cod. 2244057), localizada na vertente a sotavento, registra uma precipitação anual média de aproximadamente 1850 mm.

A pluviosidade anual na parte alta do maciço do Itatiaia é também significativamente superior em relação à registrada na sua base, em Resende. Domingues (1952) aponta que essa diferença é da ordem de 800 mm. Já a temperatura média anual é bastante inferior no topo do maciço se comparada com aquela verificada no vale do Paraíba do Sul.

3.4 Solos

No mapa de solos do Estado de Minas Gerais (AMARAL, 2005) toda a área de estudo é compreendida por Cambissolos Háplicos Distróficos. Outro mapeamento pedológico de pequena escala existente é o do Projeto RADAMBRASIL (OLIVEIRA *et al.*, 1983). Neste, as partes mais elevadas da área são mapeadas como Cambissolo Húmico álico, associado com Cambissolo álico (horizonte A proeminente e moderado), ambos possuem texturas argilosas e médias, encontrando-se em relevos montanhosos e escarpados. O restante da área é mapeado

¹ www.ana.gov.br/portalsnrh

como Cambissolo álico de textura média e argilosa em relevo montanhoso e forte ondulado, em associação com Latossolo Vermelho-Amarelo álico de textura argilosa em relevo forte ondulado. Devido à sua escala, estes mapeamentos apresentam um panorama extremamente simplificado da distribuição de classes de solo na área de estudo. No entanto, a predominância de Cambissolos reflete as características do relevo regional, onde as elevadas declividades impedem o desenvolvimento de solos mais espessos. Já nas porções menos declivosas do relevo podem ocorrer Latossolos, conforme observado por Carvalho *et al.* (2005) nas margens do Rio Grande, município de Bocaina de Minas.

De acordo com Simas *et al.* (2005), os solos da região são gibbsíticos, altamente ácidos e distróficos, com alta saturação em alumínio. Estes autores atribuem a presença conspícua de gibbsita às condições pretéritas de intemperismo profundo e formação de saprolito.

Outra particularidade da área é a marcante influência das temperaturas mais baixas no teor de matéria orgânica e na espessura do horizonte A dos solos. A altitude condiciona temperaturas amenas e estas propiciam o acúmulo de matéria orgânica, que pode ser comprovado pela presença de horizonte húmico nos solos das porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira (SIMAS *et al.*, 2005).

3.5 Vegetação

Em mapeamento realizado no Parque Nacional do Itatiaia, Santos (2000) identificou três categorias de vegetação na área das sub-bacias estudadas: (i) Floresta Ombrófila Densa Alto-montana; (ii) Áreas de Transição Florestal; (iii) Campos e Arbustais de Altitude.

A “Floresta Ombrófila Densa Alto-montana” é caracterizada por uma vegetação arbórea com dossel contínuo ou parcialmente interrompido, com eventuais irregularidades de origem natural, cuja estimativa de cobertura é maior que 90%. A altura do dossel é de, aproximadamente, 20 metros. Ocorrem em altitudes entre 1.500 m e 2.200 m. (SANTOS, 2000). Esta categoria é amplamente predominante na escarpa voltada para o vale do Paraíba do Sul, favorecida pela umidade mais elevada.

As “Áreas de Transição Florestal” são regiões predominantemente florestadas, que representam uma transição entre Campos de Altitude e Floresta Ombrófila Densa Alto-montana (SANTOS, 2000). Na área que envolve as sub-bacias estudadas essa categoria vegetacional foi mapeada apenas em alguns trechos da vertente continental, ou seja, na bacia do Rio Grande.

Já os “Campos e Arbustais de Altitude” são áreas com predomínio de campos herbáceo-graminóides e/ou arbustos, com ocorrências de matas baixas em vertentes, planícies ou encaves. Ocorrem em altitudes superiores a 1.600 m (SANTOS, 2000). Essas formações campestres estão presentes sobretudo a NW do divisor hidrográfico, sendo mais restritas nas vertentes voltadas para o vale do Paraíba do Sul.

Na região da Serra Verde, município de Bocaina de Minas, Simas *et al.* (2005) observaram uma estreita associação entre profundidade do solo, teor de matéria orgânica e tipo de vegetação. Nas encostas mais baixas ao longo dos vales, uma floresta de coníferas com *Araucaria angustifolia* e *Podocarpus lambertii*, representa um importante refúgio dessas primitivas espécies ameaçadas de extinção. Em concavidades mais elevadas e protegidas ocorre uma densa floresta tropical montana. Com o aumento da altitude e redução da profundidade do solo e do teor de matéria orgânica, uma transição para uma floresta homogênea de Candeia (*Vanillosmospis eritropappa*) é observada.

Fora dos limites do parque alguns trechos da vegetação nativa foram substituídos por pastagens, principalmente nos fundos de vale. Embora a maior parte do parque seja coberta por vegetação de origem secundária (SANTOS, 2000), sua flora arbórea pode ser considerada como uma das de maior riqueza florística entre as florestas atlânticas de montanha do sudeste do Brasil. Entre os fatores que provavelmente influenciam mais fortemente esta diferenciação florística estão a exposição de vertentes, o regime de drenagem dos solos e o estágio sucessional. (PEREIRA *et al.*, 2006).

A diferenciação da cobertura vegetal entre as duas vertentes da Serra da Mantiqueira também foi observada por Carvalho *et al.* (2005). Estes autores realizaram o levantamento da comunidade arbórea de uma floresta ombrófila alto-montana situada às margens do Rio Grande, em Bocaina de Minas - MG. O perfil florístico dessa comunidade arbórea mostra uma maior proximidade com outras florestas alto-montanas do interior da Mantiqueira em seu trecho meridional, como as de Ibitipoca, Carrancas e Poços de Caldas (bacia do Rio Grande). Já uma área situada em Itatiaia – RJ (bacia do Rio Paraíba do Sul), apesar de ser mais próxima, produziu menor similaridade com a Mata de Bocaina, o que é explicado, provavelmente, pela menor altitude (800 m).

3.6 Contexto geomorfológico regional

O sistema de montanhas representado pelas serras do Mar e da Mantiqueira constitui a mais destacada feição orográfica da borda atlântica do continente sul-americano (ALMEIDA

& CARNEIRO, 1998). Entre estes dois imponentes escarpamentos subparalelos encontra-se a depressão do Rio Paraíba do Sul. A individualização desses grandes compartimentos de relevo foi diretamente condicionada pela tectônica cenozoica (HASUI *et al.*, 1982; MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002), sendo esta uma das principais particularidades geomorfológicas da área em questão.

A Serra da Mantiqueira, na qual se insere a área de estudo, tem sua amplitude máxima no Maciço do Itatiaia, onde a diferença de altitude entre o ponto mais elevado (2791 m) e o médio vale do Rio Paraíba do Sul (400-500 m) chega a superar 2300 m. Trata-se de um escarpamento de magnitude extraordinária, considerando sua posição intraplaca. A origem tectônica desta frente montanhosa não sofre mais nenhuma contestação (SAADI, 1991), embora este tema já tenha sido objeto de opiniões controversas (KING, 1956). A existência do “Sistema de Riftes da Serra do Mar” só foi sistematizada na notória publicação de Almeida (1976), contudo, alguns trabalhos anteriores já afirmavam a origem tectônica da depressão do Paraíba do Sul e das Serras do Mar e da Mantiqueira, enquanto outros ainda defendiam uma origem erosiva. A seguir será apresentada uma síntese dos principais trabalhos que abordaram a compartimentação e evolução do relevo na região.

Deffontaines (1945)² questionou se a depressão do médio Paraíba seria uma fossa tectônica limitada por falhas, ou simplesmente uma grande concavidade resultante do desentulho de uma zona de xistos mais tenros entre cúpulas graníticas. Para o autor francês parecia mais simples enxergar a Serra da Mantiqueira não como um *horst*, mas sim como uma vasta cúpula granítica que se conservou saliente no sentido das antigas dobras. Sua parte mais importante seria formada por um alto peneplano suspenso entre 1800-2000 m, no qual algumas cúpulas de rochas eruptivas, como o Itatiaia, formam fortes saliências.

Moraes Rego (1946)³ também preferiu considerar o vale do Paraíba tão somente como resultado da erosão, com sua abertura sendo anterior ao Plioceno. Para este autor as serras do Mar e da Mantiqueira formam uma colossal dobra sinclinal, inclinada e fechada. No interior dessa estrutura ocorreria o gnaiss do vale do Paraíba, de alteração mais fácil que o gnaiss porfiroidal encontrado na base das serras.

Martonne (1943)⁴ afirmou que a predominância de gnaisses menos resistentes ao longo do Paraíba, não explica o degrau da Mantiqueira, já que micaxistos mais frágeis ocorrem na vertente oposta, 1000 m acima. Para este autor o Rio Paraíba do Sul aparenta estar

² Publicação original nos *Annales de Géographie*, n. 253, 1936.

³ Publicação original no *Instituto Astronômico e Geográfico*, 1932.

⁴ Publicação original nos *Annales de Géographie*, n. 277, 1940.

instalado ao pé de um abrupto tectônico, uma flexura decomposta em escadaria de falhas marcando a borda de um bloco basculado para o norte, da mesma maneira que o bloco da Serra do Mar.

Ruellan (1943) rejeitou a hipótese de que a erosão diferencial teria sido responsável por escavar o vale do Paraíba e refutou também a simples associação da Serra da Mantiqueira a um anticlinal, enquanto o vale do Paraíba corresponderia a um sinclinal. Segundo este autor, a Mantiqueira é limitada ao sul por uma enorme falha, contrastando com os declives suaves que se voltam para Minas Gerais. Trata-se portanto de um acidente tectônico e não apenas de um vale aberto pela escavação fluvial. Ruellan (1943) argumentou ainda que se o Rio Paraíba do Sul tivesse sido capaz de escavar tamanha depressão, haveria na sua margem esquerda rios mais evoluídos que seguiriam na direção de Minas Gerais. No entanto, isso não ocorre, já que as capturas em proveito da rede do Paraíba são raras. De um lado tem-se o Paraíba, com seus afluentes pequenos, enquanto do lado mineiro encontram-se grandes rios que teriam sido capturados se o Paraíba fosse suficientemente poderoso.

Para Freitas (1951) a Serra da Mantiqueira representa o principal sistema orográfico brasileiro. Este autor defende uma origem tectônica tanto para Serra da Mantiqueira quanto para o vale do Paraíba. O vale não poderia ter origem erosiva, pois a erosão pós-cretácea seria inábil para perfurá-lo. Já a serra é vista como uma escarpa de ruptura tectônica, sem qualquer relação com fenômenos erosivos na sua conformação, a não ser os efeitos da denudação atual. As cristas são tomadas como geneticamente tectônicas, tratando-se de um peneplano que foi fraturado e falhado em regiões de intenso tectonismo. Este peneplano, denominado nível B ou peneplano cretáceo, corresponde ao mais antigo dos níveis de superfícies de erosão identificados pelo autor.

De acordo com King (1956), o vale do Paraíba constitui um graben situado próximo à crista de um eixo repetidamente arqueado, ao qual é paralelo. Sua idade seria terciária superior ou quaternária inferior. Em uma seção entre Itamonte (MG) e Engenheiro Passos (RJ), King (1956) observa que os grandes intervalos verticais entre as várias superfícies cíclicas por ele identificadas mostram que no intervalo entre cada aplainamento o eixo das montanhas constituiu uma região de arqueamento máximo.

Ab'Sáber e Bernardes (1958) alertam que nenhum pesquisador bem avisado é capaz de conceber acidentes de relevo de tão grande expressão topográfica, tais como a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, como sendo resultantes apenas de meros fenômenos erosivos. Esses autores afirmam ser necessário conceber um tectonismo pós-cretáceo de vulto para explicar a elaboração das principais linhas de relevo e da drenagem do sudeste do Planalto

Atlântico brasileiro. Explicam ainda que nessa área o soerguimento de velhos peneplanos foi acompanhado de uma movimentação de blocos numa tectônica complexa, resultando daí a compartimentação curiosa do relevo, bem como os planaltos em blocos alongados e salientes, com suas escarpas de falhas escalonadas e monumentais.

Após a sistematização do “Sistema de Riftes da Serra do Mar” por Almeida (1976) uma série de autores como Hasui *et al.* (1982), Gatto *et al.* (1983) e Saadi (1991), reafirmaram o papel da tectônica cenozoica na compartimentação topográfica regional.

Entre essas propostas de compartimentação geomorfológica em escala regional, destaca-se a do IPT (HASUI *et al.*, 1982). De acordo com este trabalho, a área de estudo está inserida na província do Planalto Atlântico, sendo esta caracterizada por uma seqüência de planaltos profundamente retrabalhados em sucessivos ciclos de erosão. Um conjunto de condicionantes geológicas, geomorfológicas e morfotectônicas permitiu a distinção de treze zonas no Planalto Atlântico e a subdivisão de algumas delas em subzonas. A área de interesse do presente trabalho se posiciona na interseção das seguintes zonas: Planalto do Alto Rio Grande, Serra da Mantiqueira e Médio Vale do Paraíba.

O *Planalto do Alto Rio Grande* consiste num planalto de estrutura complexa, maturamente dissecado, desfeito em morros, serras lineares e elevações de topo plano que se erguem a cerca de 2100 m de altitude em seus limites meridionais, embora as altitudes decaiam acentuadamente em direção ao norte. Sua diversidade litológica e estrutural influenciou grandemente no modelado e no traçado da rede dos menores coletores da drenagem. Devido às suas peculiaridades, o Maciço do Itatiaia é uma das subzonas que foram distinguidas no *Planalto do Alto Rio Grande*. Esse maciço é uma serra de relevo extremamente acidentado e alto, pois que seu pico culminante, o das Agulhas Negras, eleva-se a 2787 m de altitude (HASUI *et al.*, 1982).

A *Serra da Mantiqueira* corresponde a um conjunto de escarpas, serras e morros, no qual o Planalto do Alto Rio Grande termina bruscamente a sul e sudeste, dividindo suas águas com as da bacia do Rio Paraíba do Sul. Considerando aspectos topográficos, genéticos e de situação na drenagem do Planalto Atlântico, Hasui *et al.* (1982) distinguiram duas subzonas na *Serra da Mantiqueira*: a paulista, que limita a norte a depressão tectônica do Médio Vale do Paraíba em São Paulo, estendendo-se em pequeno trecho às faldas do Maciço do Itatiaia no Rio de Janeiro; e a subzona mineira, desenvolvida inteiramente em Minas Gerais. A área de estudo está nas proximidades do limite entre estas duas subzonas.

A *subzona paulista* corresponde a uma frente dissecada e relativamente pouco recuada de sua origem, um bloco de falha suavemente inclinado para o interior do *Planalto do Alto*

Rio Grande. Já a *subzona mineira* afasta-se progressivamente do rio Paraíba do Sul, denotando, não só o desvio desse rio para leste, a partir da Bacia de Resende, mas um recuo erosivo muito ativo das escarpas. Também as altitudes máximas às quais se eleva a serra passam a decrescer a nordeste do Maciço do Itatiaia (HASUI *et al.*, 1982).

No *Médio Vale do Paraíba* distinguem-se duas subzonas, caracterizadas por relevo, gênese e estrutura geológica contrastantes: a dos *morros cristalinos* e a das *colinas sedimentares*. Os morros cristalinos compreendem conjuntos de morros alongados, com algumas serras também alongadas na direção das estruturas (ENE). Já as colinas sedimentares ocorrem nas bacias neogênicas de Taubaté, Resende e Volta Redonda. Os sedimentos dessas bacias, elevados algumas dezenas de metros acima do leito dos rios, constituem colinas achatadas ou, na primeira bacia, baixo relevo tabular (HASUI *et al.*, 1982).

Na proposta do Projeto RADAMBRASIL (GATTO *et al.*, 1983) a área de estudo está inteiramente contida na unidade *Planalto de Itatiaia*, sendo esta pertencente a região geomorfológica da *Mantiqueira Meridional*. O modelado do *Planalto de Itatiaia* é composto por escarpas, vales estruturais, cristas simétricas de grande extensão e linhas de cumeada, além de bordas de estruturas circulares. Imediatamente ao sul localiza-se a unidade *Depressão do Médio Paraíba do Sul*, onde predominantemente registram-se altimetrias de 500 a 600 m, contrastando com as dos planaltos circundantes, que ultrapassam os 2500 m.

Saadi (1991) propõe uma compartimentação morfoestrutural da bacia do alto Rio Grande, na qual a diferenciação em compartimentos é comandada pelas conseqüências acumuladas de dois fatores tectônicos. O primeiro fator é a intensidade do soergimento mesozoico-cenozoico que tem por resultado a profundidade da dissecação posterior e conseqüentemente o grau de energia do relevo. O segundo fator é a relação existente com os cinturões de cisalhamento ou zonas de falhas que induzem o grau de fragmentação do relevo e as suas orientações principais.

Dentro desta proposta a área de estudo está situada imediatamente a norte da *Escarpa Meridional*, no compartimento denominado *Blocos da Serra da Mantiqueira (Degrau Superior)*. Este compartimento constitui o primeiro degrau controlado pelas falhas do sistema Serra da Mantiqueira e é caracterizado por um agrupamento de serras alongadas em direção principal SSW-NNE. Esses relevos apresentam uma dissimetria marcada, sendo a face exposta a SE ou SW sempre a mais íngreme e desnuda. Os basculamentos desses blocos tectônicos para NE ou NW constituem a tônica principal da morfologia (SAADI, 1991).

3.7 Contexto geomorfológico local

A área de estudo está situada imediatamente a nordeste do Maciço do Itatiaia, sendo que este abriga alguns dos pontos de maior altitude do sudeste brasileiro, constituindo uma importante área de irradiação de drenagem. De acordo com Santos (1999), a atividade tectônica cenozoica conferiu à região um forte controle tectono-estrutural, o qual vem promovendo, ao longo do tempo, significativa modificação na paisagem principalmente através do rearranjo da rede de drenagem e consequentemente das formas do relevo. A FIG. 13 fornece uma visão geral do relevo na área das sub-bacias amostradas e seu entorno.

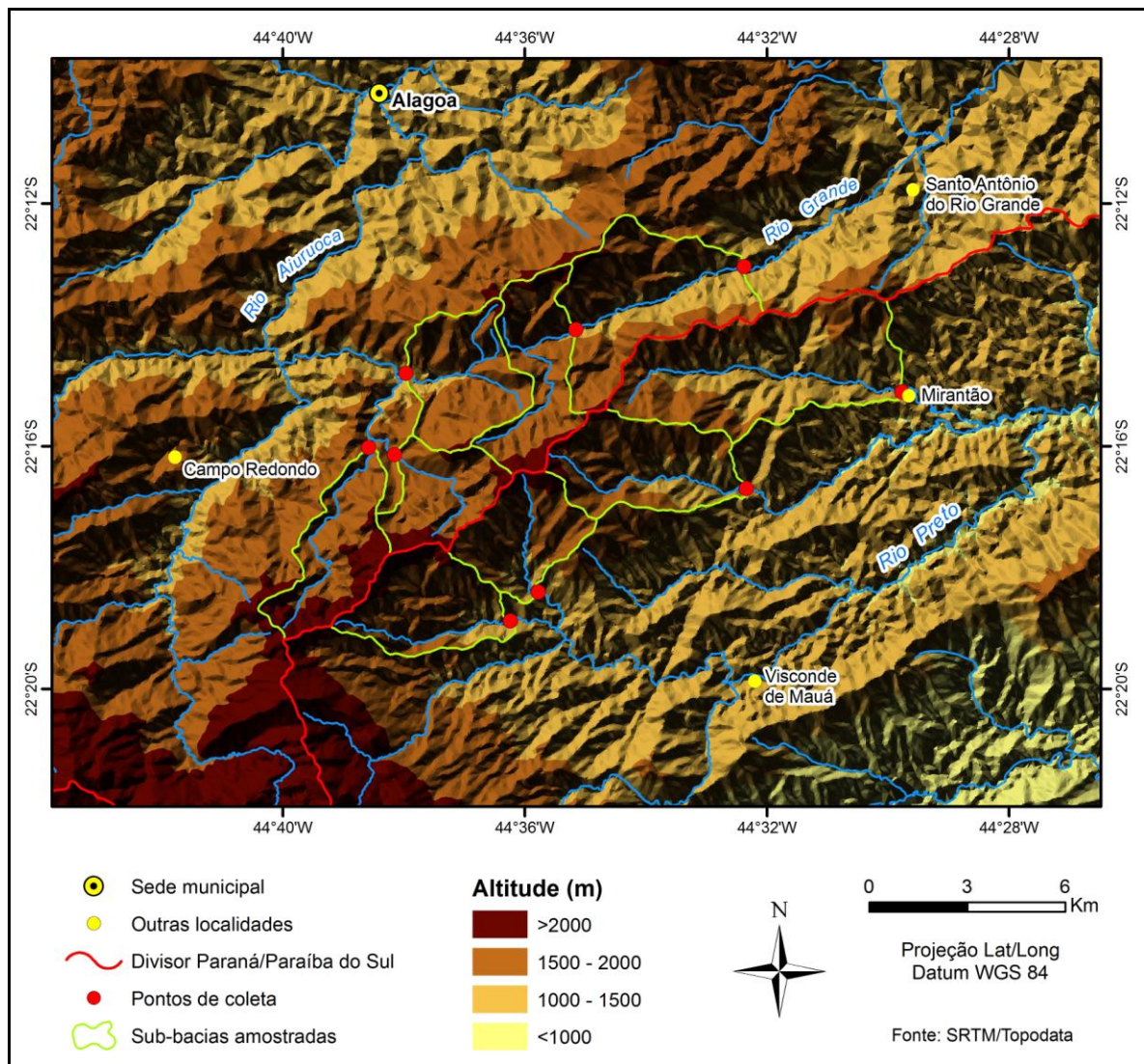


FIGURA 13 – Modelo digital de elevação da área ocupada pelas sub-bacias amostradas e adjacências.

Este trecho da Serra da Mantiqueira tem como peculiaridade o fato de sua face sudeste apresentar um escalonamento composto por dois degraus paralelos de direção NE-SW (FIG.

14). Essa configuração difere do que ocorre a oeste, entre o Planalto de Campos de Jordão e o Maciço do Itatiaia, onde há um único degrau abrupto que, em geral, tem seu topo coincidente com o divisor hidrográfico Grande/Paraíba do Sul.

Uma primeira escarpa separa a depressão do médio Paraíba do Sul de um patamar intermediário constituído pela alta bacia do Rio Preto. Embora a altura predominante dessa escarpa seja de aproximadamente 700 m, em alguns pontos ela chega a superar 1000 m, como no Pico da Pedra Selada, situado a 1755 m de altitude. Este escarpamento pode ser interpretado como resultante do recuo da borda de falha da Bacia de Resende.

O patamar intermediário, no qual se encontra o distrito de Visconde de Mauá, é constituído por morros e colinas com altitudes predominantes entre 1000 e 1200 m, embora algumas cristas isoladas superem 1300 m. Este compartimento encontra-se levemente rebaixado em relação ao reverso da escarpa inferior, pela qual é limitado a sudeste. Seu limite sudoeste corresponde ao imponente Maciço do Itatiaia, onde se localiza a nascente do Rio Preto. Toda sua área é pertencente à bacia do Rio Paraíba do Sul, sendo drenada pelo alto Rio Preto e seus afluentes. Portanto, esse patamar corresponde a um vale suspenso, no qual o Rio Preto possui um nível de base consideravelmente acima daquele existente na depressão do médio Paraíba do Sul.

A noroeste do patamar intermediário ergue-se uma segunda escarpa com altura próxima dos 1000 m (FIG. 15A). Este escarpamento não é tão retilíneo e declivoso quanto o primeiro, sendo caracterizado pela alternância entre reentrâncias, onde alojam-se os principais cursos fluviais, e saliências, marcadas por divisores de topos alongados e angulosos. Quatro das sub-bacias amostradas drenam este compartimento, que tem como substrato predominante o Granito Maromba.

O topo da escarpa superior, localmente posicionado entre 1600 e 2250 m de altitude, possui morfologia convexa a aguçada e abriga o divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande (Paraná) e Paraíba do Sul. Este divisor, que no Maciço do Itatiaia ultrapassa os 2500 m de altitude, decai progressivamente em direção a nordeste, raramente superando 1600 m a leste da área de estudo.

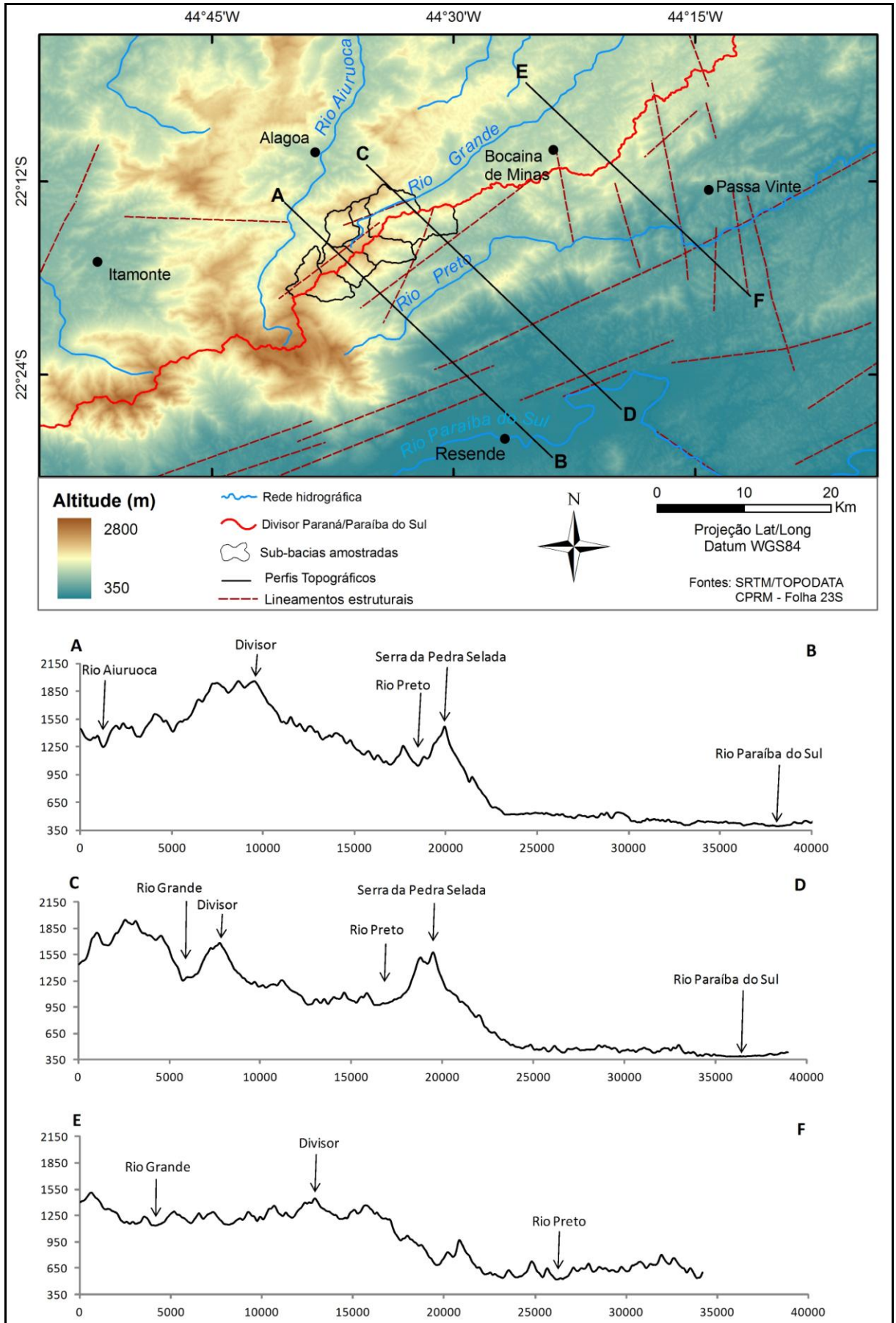


FIGURA 14 – Perfis topográficos de direção NW-SE.

O reverso da escarpa superior tem como substrato predominante o Leucogranito Capivara e corresponde à vertente interiorana da Serra da Mantiqueira (FIG. 15B). A porção ocidental dessa vertente, vizinha ao Maciço do Itatiaia, é drenada por afluentes do Rio Aiuruoca, enquanto a porção oriental abriga as nascentes do Rio Grande. Três das sub-bacias amostradas tem suas águas direcionadas para o Rio Aiuruoca através do Ribeirão Dois Irmãos, que corre para WSW. Já o Rio Grande, onde estão localizados mais dois pontos de coleta, corre para ENE em sentido oposto ao do Ribeirão Dois Irmãos, sendo separado deste por um divisor rebaixado e pouco nítido. Ambos estes cursos fluviais apresentam vales em V, encaixados em falhas e limitados por encostas íngremes nas quais é marcante a presença de facetas triangulares. Estes vales possuem altitudes que variam entre 1600 m, nas proximidades do divisor rebaixado, e 1200 m, a jusante da cachoeira do Rio Grande, onde encontra-se o último ponto de coleta neste rio. Já os topos das cristas que limitam os vales superam 2000 m de altitude em diversos pontos.



FIGURA 15 – Aspecto das escarpas na área de estudo. A: Parte da escarpa voltada para SE, drenada por afluentes do Rio Preto. B: Parte da escarpa voltada para NW, drenada por afluentes do Rio Aiuruoca.

As sub-bacias amostradas estão inseridas em um grande bloco soerguido de direção geral NNE-SSW, oblíquo à escarpa principal da Serra da Mantiqueira (FIG. 1 e 14). Partindo dos maciços alcalinos de Passa-Quatro e Itatiaia este bloco se prolonga em direção ao interior, passando pela região de Alagoa e Aiuruoca, onde assume a forma de dois alinhamentos serranos separados pelo vale do Rio Aiuruoca. A leste dessa região elevada, em direção à Liberdade (MG), o relevo assume o aspecto de um planalto dissecado, com altitudes e desnivelamentos bem mais modestos. O referido bloco soerguido possui continuidade até mesmo na depressão do Paraíba do Sul, onde forma o denominado “Alto Estrutural de Queluz”, que separa as bacias de Taubaté e Resende (SALVADOR & RICCOMINI, 1995).

Conforme observado por Santos (1999) a drenagem da área é muito densa e apresenta pronunciada incisão, sendo caracterizada por corredeiras e cachoeiras correndo diretamente sobre a rocha. A mesma autora afirma que capturas de drenagem através principalmente de decapitação e desvios são comuns, exibindo em alguns casos os chamados *barbed rivers*⁵. Na área ocupada pelas sub-bacias amostradas não ocorrem relevos agradacionais relacionados a planícies fluviais e terraços. Depósitos aluviais mais extensos ocorrem apenas em alguns trechos do Rio Preto, no baixo Ribeirão das Flores, no baixo Ribeirão da Prata e principalmente no Rio Grande, neste último a jusante da cachoeira que leva seu nome.

⁵ Padrão de drenagem indicativo de inversão de fluxo.

4 O USO DO ISÓTOPO COSMOGÊNICO ^{10}Be NA GEOMORFOLOGIA

De acordo com Bishop (2007), a análise de isótopos cosmogênicos é, juntamente com a termocronologia de baixa temperatura e a modelagem numérica, uma das novas técnicas que tem revolucionado as pesquisas em evolução da paisagem a longo-termo. Dunai (2010) complementa que as capacidades de quantificar a estabilidade geomórfica de superfícies expostas aos raios cósmicos e determinar taxas de erosão a longo-termo foram rapidamente adotadas para tratar de inúmeros problemas de primeira ordem nos campos da geomorfologia, glaciologia, paleoclimatologia, paleosismologia, entre outros.

Segundo Bishop (2007), a essência da análise de isótopos cosmogênicos em estudos sobre evolução da paisagem está no fato de que a radiação cósmica bombardeia rochas e sedimentos na superfície da Terra. Este fluxo de radiação cósmica, que consiste predominantemente de nêutrons, com uma componente muito menor de múons, interage com elementos-alvo em minerais na camada superficial da Terra para produzir, *in situ*, quantidades extremamente pequenas de núclídeos cosmogênicos. Mensurações das quantidades destes núclídeos cosmogênicos acumulados ao longo do tempo podem fornecer informações valiosas sobre idades e taxas de mudanças da superfície terrestre (COCKBURN E SUMMERFIELD, 2004), já que quanto mais rápido um mineral alcançar a superfície menor terá sido a produção de isótopos cosmogênicos em seu interior e, portanto, maior será sua taxa de erosão. (SALGADO, 2008).

A formação destes isótopos varia de acordo com a intensidade de radiação cósmica que o material litosférico esteve submetido. Logo, varia em função da altitude, da latitude, da profundidade, da quantidade de sombra proporcionada pelo relevo e do tempo de exposição. Conhecendo-se as quatro primeiras variáveis e mensurando-se a concentração de ^{10}Be , é possível calcular a intensidade de exposição do material litosférico frente à radiação cósmica e, conseqüentemente, mensurar os processos geomorfológicos que atuaram naquela área (SALGADO, 2008).

Segundo Gosse (2007), o método compreende seis isótopos rotineiramente utilizados: ^3He , ^{21}Ne , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl e ^{14}C . Os dois primeiros são gases nobres estáveis e os quatro últimos estão listados por ordem decrescente de meia-vida. Dunai (2010) afirma que a vasta maioria dos estudos envolvendo isótopos cosmogênicos utiliza o ^{10}Be em quartzo, quer isoladamente ou em conjunto com ^{26}Al , ^{21}Ne ou ^{14}C . Cockburn & Summerfield (2004) e Dunai (2010) citam como vantagens desse isótopo a ampla difusão do mineral alvo primário (quartzo), a possibilidade de análise em conjunto com outros isótopos e a meia-vida longa,

que fornece possibilidade de registrar histórias de longa exposição. A meia-vida do ^{10}Be foi recentemente estimada em 1.36 ± 07 Ma por Nishizumi *et al.* (2007), sendo a mais elevada entre os isótopos cosmogênicos usados na geomorfologia.

Uma das principais aplicações dos isótopos cosmogênicos é a estimação das taxas de denudação média em bacias hidrográficas por meio da mensuração da produção do ^{10}Be em sedimentos fluviais. Tais taxas correspondem à remoção total de massa do solo ou de superfícies rochosas, incluindo processos físicos e químicos (VON BLANCKENBURG, 2006). A grande vantagem dessa técnica em relação às taxas de erosão mensuradas em solos, veios de quartzo e em rochas é sua representatividade regional, já que estas últimas constituem taxas pontuais, que podem ou não ter representatividade regional (SALGADO, 2008).

Esta técnica, aplicada pioneiramente por Brown *et al.* (1995) e Bierman & Steig (1996), fornece um mecanismo de amostragem singular, através do qual cada um dos muitos milhares de grãos minerais em uma amostra de sedimentos fluviais leva a sua própria história de exposição à radiação cósmica. Calculando a média dessas histórias de exposição individuais através da análise de uma única amostra de sedimentos é possível estimar a taxa média de denudação para a área de captação a montante do local de amostragem (COCKBURN E SUMMERFIELD, 2004). Ou seja, a concentração média de núclídeos cosmogênicos em sedimentos fluviais bem misturados reflete o tempo de permanência média do quartzo na bacia, mesmo que esta seja erodida a taxas diferentes em locais diferentes (GRANGER, 2007). A FIG. 16 ilustra a amostragem de sedimentos fluviais em bacias hidrográficas para a quantificação de isótopos cosmogênicos.

No Brasil, a mensuração de processos denudacionais com base na análise do ^{10}Be presente em sedimentos fluviais foi empregada por Salgado *et al.* (2006, 2007, 2008, 2012), Varajão *et al.* (2009), Marent (2011), Cherem *et al.* (2012) e Sobrinho (2012). Salgado *et al.* (2006, 2007, 2008) e Varajão *et al.* (2009) confirmaram a importância da erosão diferencial na evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero. Marent (2011) verificou que a escarpa oceânica da Serra do Mar no Paraná possui taxas de denudação mais elevadas que sua vertente continental. Cherem *et al.* (2012), Sobrinho (2012) e Salgado *et al.* (2012) estudaram a evolução de escarpamentos coincidentes com divisores hidrográficos no sudeste brasileiro.

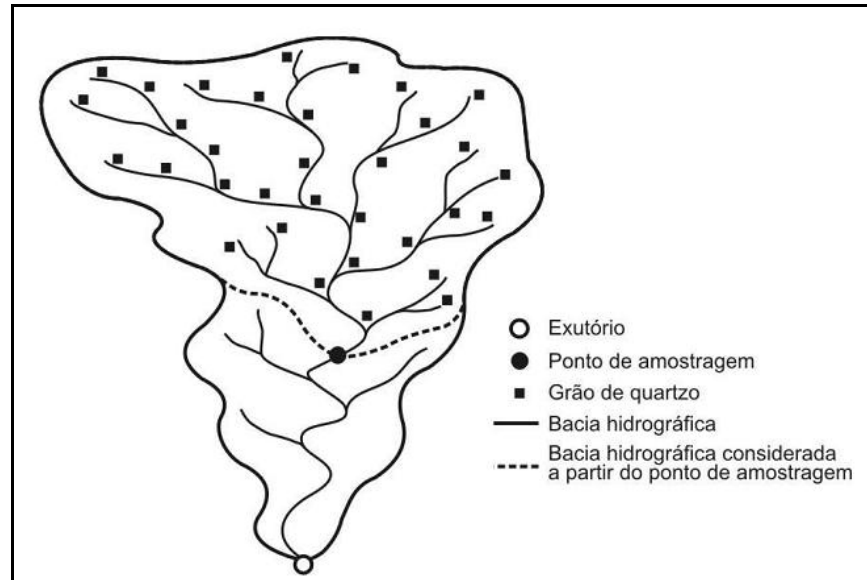


FIGURA 16 – Ilustração do mecanismo de amostragem em bacias hidrográficas.
Fonte: Marent (2011).

5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

5.1 Escolha da área de estudo

A área de estudo foi escolhida por estar inserida no *horst* NNW do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, configurando assim um contexto geomorfológico de elevado interesse e que permitiria a realização de um estudo baseado na evolução de escarpamentos. Deve-se ressaltar que o escarpamento escolhido configura-se como divisor hidrográfico de duas importantes bacias hidrográficas do Brasil: a sudeste a bacia do Rio Paraíba do Sul, e a noroeste a bacia do Rio Grande/Paraná, na qual estão inseridas as cabeceiras dos rios Aiuruoca e Grande. Além disso, a escolha desta área na região do Parque Nacional do Itatiaia (PARNA Itatiaia) possibilitou a seleção de sub-bacias pouco alteradas por atividades antrópicas, o que fornece maior confiabilidade às taxas de denudação obtidas através da mensuração do ^{10}Be .

5.2 Compilação de bases cartográficas e levantamento bibliográfico

Escolhida a área de estudo, o próximo passo foi a compilação das bases cartográficas a serem utilizadas. Para um reconhecimento geral da área foram selecionadas as seguintes folhas topográficas do IBGE na escala de 1:50.000: Alagoa (SF-23-Z-A-I-2), Agulhas Negras (SF-23-Z-A-I-4), Liberdade (SF-23-Z-A-II-1) e Resende (SF-23-Z-A-II-3). A rede de drenagem e as curvas de nível utilizadas ao longo de todo trabalho foram obtidas a partir da digitalização das referidas cartas topográficas. Também foi de grande valia o uso de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) refinadas pelo projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os mapas geológicos utilizados, ambos na escala de 1:100.000, correspondem à folha Pouso Alto, elaborada pelo Projeto Sul de Minas (PEDROSA SOARES *et al.*, 2003), e à folha Santa Rita de Jacutinga, elaborada pela CPRM (HEILBRON, 2007).

O levantamento bibliográfico foi realizado principalmente no início do trabalho, mas perdurou durante todo o período de execução da pesquisa. Foram selecionados trabalhos de cunho geológico-geomorfológico já realizados na área, bem como textos que auxiliaram a caracterização do meio físico regional. Além disso, foram consultados textos sobre a utilização dos isótopos cosmogênicos na geomorfologia e sobre a evolução do relevo e da rede de drenagem em margens passivas e riftes continentais.

5.3 Seleção das sub-bacias e coleta das amostras

Utilizando as bases cartográficas citadas acima, e com o apoio de imagens de satélite de alta resolução fornecidas pelo software *Google Earth*, foram pré-selecionadas algumas possíveis sub-bacias a serem amostradas e seus respectivos pontos de coleta. Os critérios para a seleção foram: sub-bacias localizadas preferencialmente junto ao divisor Paraná/Paraíba do Sul e com área (km²) semelhante nos dois lados deste; baixa interferência antrópica e existência de acesso aos pontos de coleta.

Para coleta das amostras foram realizadas duas campanhas de campo no mês de março de 2011. A posição dos pontos de coleta pré-selecionados foi transferida para um aparelho GPS, de modo a facilitar sua localização no campo. Em cada um dos pontos foram coletadas cerca de 500 g de sedimentos fluviais (fração areia) no centro canal. Cada amostra foi colocada em um saco plástico devidamente registrado. Ressalta-se que os dois pontos de coleta pertencentes à bacia do Rio Grande estão em um mesmo curso fluvial, o próprio Rio Grande, devido à pequena extensão de seus afluentes em sua alta bacia. Apesar de seu relevante interesse geomorfológico, não foram coletadas amostras em canais que drenam o maciço alcalino do Itatiaia devido à escassez de quartzo nos sedimentos fluviais oriundos dos sienitos. Os nove pontos amostrados estão listados na TAB. 1 e a FIG. 17 mostra a localização destes pontos.

TABELA 1
Pontos amostrados

Ponto	Latitude (°)	Longitude (°)	Sub-bacia	Bacia	Área (km ²)
GA1	-22,2670	-44,6430	Córrego da Capivara	Rio Aiuruoca	10,55
GA2	-22,2689	-44,6359	Córrego do Brejo ou do Monte Belo	Rio Aiuruoca	8,07
GA3	-22,2466	-44,6328	Ribeirão Dois Irmãos	Rio Aiuruoca	11,21
GA4	-22,2346	-44,5859	Rio Grande	Rio Grande	10,36
GA5	-22,2174	-44,5395	Rio Grande	Rio Grande	28,29
P1	-22,3145	-44,6039	Córrego do Morro Cavado	Rio Paraíba do Sul	10,96
P2	-22,3066	-44,5962	Ribeirão Santa Clara	Rio Paraíba do Sul	9,3
P3	-22,2782	-44,5389	Ribeirão das Flores	Rio Paraíba do Sul	12,99
P4	-22,2515	-44,4965	Ribeirão da Prata	Rio Paraíba do Sul	23,93

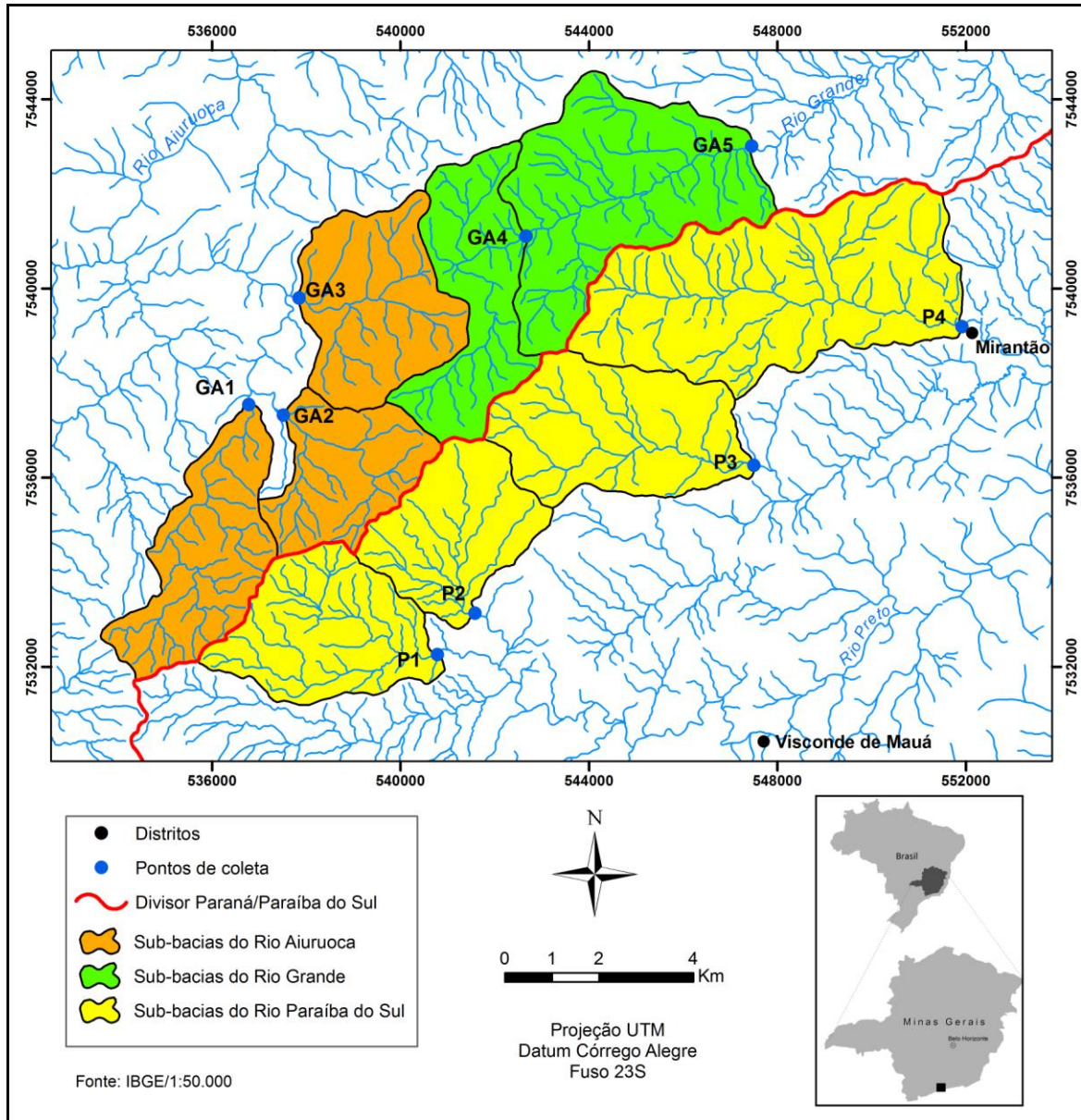


FIGURA 17 – Localização dos pontos de coleta.

5.4 Procedimentos laboratoriais

A preparação laboratorial inicial das amostras se deu no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências da UFMG com a secagem em estufa e peneiramento dos grãos em peneiras com abertura entre 0,25 e 1 mm. Posteriormente cerca de 90 g de cada amostra foram pesadas e acondicionadas em frascos plásticos tipo Nalgéne (250 ml) boca estreita. Foi adicionada água nos frascos e os mesmos foram agitados manualmente com posterior descarte da água. O processo se repetiu até que a água apresentasse uma coloração clara, indicando que a maior parte do silte e da argila presente nas amostras tinha sido retirada. Em seguida, com a água esgotada do frasco, foi adicionada uma solução

composta de 50 ml de ácido H_2SiF_6 e 90 ml de HCl . Essa solução tem como objetivo a purificação e extração do quartzo, com a eliminação dos demais minerais. A mistura foi colocada em agitador elétrico a 250 rpm por 72 horas. O líquido foi em seguida descartado e o material do frasco lavado em água destilada duas vezes. Após esgotar o líquido do frasco, todo o procedimento de adição de ácido, agitação e lavagem das amostras com água destilada foi repetido por mais duas vezes. Na sequência, foi adicionada uma solução de 40 ml de água destilada e 20 ml de ácido HF 48% e colocada no agitador elétrico por 24 horas. A solução foi então descartada, lavada por mais duas vezes com água destilada e o processo repetido mais uma vez. Em seguida, a amostra foi colocada em filtro de papel para esgotamento da água e depois para secar em banho de areia a 130°C . Com o quartzo purificado e seco, as amostras foram pesadas e enviadas para a França, ao Centre d'Enseignement et de Recherche en Géosciences de l'Environnement (CEREGE).

A etapa seguinte foi realizada na França e seguiu-se a adição de 40 ml de água purificada (milliQ) e 20 ml de ácido HF 48% para descontaminação das amostras. Em seguida, as amostras foram lavadas com água purificada e secadas em estufa. A mostra foi então pesada em balança eletrônica e foram adicionados cerca de $300\mu\text{l}$ de ^9Be estável. Isto foi feito em razão de que o ^{10}Be presente no interior das amostras é mensurado em relação à quantidade de ^9Be previamente adicionado. O quartzo purificado no qual foi adicionado o ^9Be foi então completamente dissolvido graças à adição de um volume entre 50 e 100 ml de ácido HF puro. Na sequência, o ácido HF foi substituído pelo HNO_3 através de evaporação em um béquer de teflon. A solução original, rica em HF , foi evaporada até perder cerca de 50% de seu volume. Neste momento, o volume perdido foi substituído por uma solução de 50% de água purificada e 50% de ácido HNO_3 . O processo de evaporação continuou até que quase toda a solução foi evaporada. Após isto, cerca de 20 ml de uma solução 50% de água purificada e 50% de ácido HNO_3 foi adicionada. Esta operação se repetiu por mais duas vezes. Ao final da terceira quando não restou mais de 2 ou 3 ml de solução dentro do béquer, o conteúdo foi depositado em um frasco Nalgéne, conjuntamente com alguns ml de água purificada utilizados para lavar o béquer.

A extração do ^{10}Be na forma de BeO começou pela adição de EDTA (ácido etilenodiamino tetra-acético) na solução evaporada até ela atingir o pH 7. O EDTA teve por objetivo complexar as impurezas. Em seguida o berílio foi complexado por 2 ml de acetilacetona. A separação do Berílio das impurezas foi então realizada através de duas extrações (líquido-líquido) pelo solvente orgânico CCl_4 . Para eliminar traços de matéria orgânica 6 ml de HCl foram adicionados na solução que foi então levada a secar por

evaporação dentro de um béquer. Os resíduos da evaporação foram recuperados com a adição de 4 ml de HNO₃ e 2 ml de HClO₄. Uma nova secagem foi realizada e os resíduos foram então recuperados pela adição de 4 ml de HNO₃. Esta operação foi repetida mais uma vez e então, antes que a solução tivesse secado, todo o procedimento laboratorial foi repetido após a adição do EDTA. Porém, desta segunda vez, ao fim do processo, os 4 ml de HNO₃ foram substituídos por 4 ml de HCl. A solução foi evaporada até que não tivesse restado mais que 1 ml, quando então ele foi transferido para um tubo de ensaio. Algumas gotas de água purificada utilizadas para lavar o béquer foram também transferidas para o tubo de ensaio. A solução foi então conduzida a pH 8 graças a adições sucessivas de NH₄OH puro ou diluído a 25%. Quando o pH 8 foi obtido formou-se um precipitado de Berílio no fundo do béquer. Neste momento a solução foi centrifugada. O sobrenadante foi descartado e foram adicionados 3 ml de água purificada pH 8. A operação foi repetida mais uma vez. Ao final o precipitado foi solubilizado com 0,3 ml de HCl. Em sequencia todo processo de adição de HNO₄ de lavagem foi centrifugação e repetido. Ao fim desta repetição o precipitado foi solubilizado por cerca de 0,6 ml de HNO₃ e levado a secar dentro de uma pequena louça. O pó resultante da secagem, menos de 1 g, foi oxidado pelo aquecimento a 800°C durante uma hora. O pó final foi em seguida misturado com o pó de prata e remetido ao interior de um cátodo de molibdênio e enviado para a mensuração da produção do ¹⁰Be através de acelerador espectrômico de massas (Tandétron AMS Facility, Gif-sur-Yvette/França). A margem de erro analítica do processo foi calculada em cerca de 6%. Por meio do software Microsoft Excel a produção de ¹⁰Be obtida foi então utilizada para o cálculo da taxa de denudação (em mm/Ky ou m/Ma) através da fórmula (1) (STONE, 2000).

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

onde:

$C(x, t)$ correspondem a concentração de ¹⁰Be (x) e tempo (t);

ε é a taxa de erosão ou denudação;

P_o é a taxa de produção;

P_n , $P_{\mu s}$ e $P_{\mu f}$ representam a produção total de nêutrons e muons rápidos e lentos (respectivamente em quartzo elas são 97.85, 1.5 e 0.65%);

Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ e $\Lambda_{\mu f}$ representam respectivamente a atenuação dos nêutrons (~150g/cm²) e muons rápidos (~1500g/cm²) e lentos (~5300g/cm²);

λ representa o decaimento radioativo constante.

5.5 Confeção de mapas, perfis topográficos, tabelas e gráficos

Os mapas da área de estudo que ilustram o trabalho foram confeccionados por meio do software ArcGis 9.3 a partir das bases cartográficas já citadas. A área total (km²) das sub-bacias e a área de cada unidade litológica nelas inseridas foram calculadas no mesmo software.

O perfil longitudinal do curso d'água principal de cada sub-bacia amostrada foi gerado no ArcGis 9.3 utilizando-se imagem SRTM/TOPODATA. Os perfis foram traçados da nascente até o ponto de coleta. Posteriormente os dados foram tratados no software Microsoft Excel, onde foram então produzidos os gráficos finais. Essas mesmas ferramentas foram empregadas para obtenção e organização dos dados referentes à altitude média, declividade média e amplitude de relevo. No caso desta última foi considerada a diferença de altitude do ponto mais alto de cada sub-bacia em relação ao seu respectivo ponto de coleta.

De modo a facilitar as análises, as taxas de denudação das sub-bacias foram inseridas em tabelas e gráficos, juntamente com os dados de área, declividade média, amplitude de relevo e porcentagem das unidades litológicas.

5.6 Análise e integração dos dados

As taxas de denudação obtidas por meio da mensuração do ¹⁰Be foram analisadas em conjunto com os produtos cartográficos, imagens de satélite, gráficos, tabelas e observações de campo. Procurou-se estabelecer relações entre esses dados de modo a obter os possíveis fatores controladores das taxas de denudação, bem como os principais processos geomorfológicos atuantes na área de estudo. Nessas análises também foram de grande valia as correlações feitas com trabalhos anteriores que abordaram a evolução geológico-geomorfológica da Serra da Mantiqueira e áreas adjacentes, assim como com aqueles que utilizaram a mensuração de processos denudacionais através de isótopos cosmogênicos em outras áreas.

Com o objetivo de reconstituir a evolução geomorfológica neocenozoica dos divisores hidrográficos estudados também buscou-se evidências de rearranjos na rede de drenagem. Para isso foi analisado o arranjo espacial da rede hidrográfica e a disposição desta em relação aos divisores, escarpamentos e estruturas geológicas. Deste modo, foi possível identificar

anomalias de relevo e de drenagem e propor os possíveis mecanismos envolvidos em importantes capturas fluviais. Esta etapa apoiou-se em alguns modelos de evolução de escarpamentos e da rede de drenagem a eles associada (SUMMERFIELD, 1991; MATMON *et al.*, 2002; OLLIER, 2004). Na tentativa de estabelecer-se a cronologia de alguns desses eventos estudados também foi fundamental a correlação feita com dados geocronológicos obtidos em trabalhos anteriores.

6 FATORES CONTROLADORES DAS TAXAS DENUDACIONAIS

6.1 Taxas de denudação mensuradas

A TAB. 2 apresenta as taxas de denudação (em metros por milhão de anos) calculadas por meio da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. As taxas das sub-bacias do Rio Grande/Paraná, voltadas para o interior continental, variam entre 7,55 m/Ma e 14,75 m/Ma, com uma média de 12,24 m/Ma. Já as taxas das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, voltadas para o graben, variam entre 12,06 m/Ma e 26,5 m/Ma, com uma média de 17,39 m/Ma. Ou seja, a taxa média das sub-bacias voltadas para o graben é 1,42 vezes superior à taxa média das sub-bacias interioranas.

Outra forma de comparar as taxas de denudação mensuradas em ambas vertentes do divisor é por meio de pares de sub-bacias contíguas e de área semelhante. Nessa perspectiva, as sub-bacias do Rio Paraíba do Sul: P1, P2 e P3 possuem taxas superiores respectivamente a: GA1, GA2 e GA4, sendo estas localizadas no lado oposto do divisor (TAB. 2 e FIG. 17). Apenas uma sub-bacia localizada na vertente interiorana, a GA5, apresentou taxa superior a sua vizinha imediata, a P4. A sub-bacia GA3 não foi incluída nesta comparação por pares por não estar localizada junto ao divisor principal.

Estas comparações poderiam, a princípio, confirmar um processo de retração do escarpamento rumo ao interior, acompanhado pelo acréscimo de área da bacia do Rio Paraíba do Sul em detrimento à bacia do Rio Grande/Paraná. Deste modo, os dados apresentados não comprovariam a tendência atual de migração do divisor regional em direção ao oceano, conforme sugerido por Santos (1999). De acordo com essa autora, o soerguimento diferenciado dos grandes blocos e a acentuação do basculamento destes para NW promoveria o rearranjo das altas bacias, sendo que áreas das bacias dos rios Grande e Preto seriam incorporadas à bacia do Rio Aiuruoca.

No entanto, a evolução deste divisor se mostra bastante complexa, como indica o fato de duas das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul (P2 e P4) apresentarem taxas inferiores às de três sub-bacias do Rio Grande/Paraná (GA1, GA3 E GA5). Isso demonstra que a ocorrência de taxas mais elevadas no escarpamento voltado para o graben não é um fenômeno generalizado e ainda sugere que as taxas foram fortemente influenciadas por fatores locais como, por exemplo, a litologia.

TABELA 2
Taxas de denudação e dados morfométricos das sub-bacias amostradas

Ponto de amostragem	Curso fluvial	Bacia	Área (km ²)	Altitude média (m)	Amplitude de relevo (m)	Declividade média (%)	¹⁰ Be (10 ⁵ at/g)	Idade de exposição (ka)	Taxa de denudação (m/Ma)
GA1	Córrego da Capivara	A	10,55	1924	674	33,1	5,81 ± 0,21	44,3	14,35 ± 0,52
GA2	Córrego do Brejo/Monte Belo	A	8,07	1917	679	33,3	10,65 ± 0,36	82,4	7,55 ± 0,25
GA3	Ribeirão Dois Irmãos	A	11,21	1719	719	40,8	4,97 ± 0,16	43,5	14,75 ± 0,46
GA4	Rio Grande	G	10,36	1855	770	38,3	7,81 ± 0,24	62,7	10,05 ± 0,31
GA5	Rio Grande	G	28,29	1703	1007	43,0	4,75 ± 0,18	42,6	14,53 ± 0,50
P1	Córrego do Morro Cavado	PS	10,96	1753	958	39,6	2,88 ± 0,09	24,5	26,50 ± 0,85
P2	Ribeirão Santa Clara	PS	9,3	1747	960	42,3	5,75 ± 0,19	49,5	12,91 ± 0,43
P3	Ribeirão das Flores	PS	12,99	1651	1119	46,8	3,91 ± 0,13	35,8	18,09 ± 0,58
P4	Ribeirão da Prata	PS	23,93	1473	1076	42,2	4,88 ± 0,15	51,4	12,06 ± 0,52

Bacias: A – Rio Aiuruoca; G – Rio Grande; PS - Rio Paraíba do Sul.

A diferença relativamente reduzida entre as taxas de denudação verificadas nas duas bacias hidrográficas certamente está relacionada ao fato de o divisor regional estar localizado no topo de uma crista pronunciada, o que cria gradientes bastante elevados em ambas as vertentes e não apenas naquela voltada para o graben. Esta configuração é uma das peculiaridades da área de estudo em relação ao aspecto típico de ambientes associados à tectônica extensional, já que não há apenas um degrau no relevo, mas verdadeiras escarpas nos dois lados do divisor. Contribui ainda para este quadro o escalonamento local da Serra da Mantiqueira, que cria um nível de base intermediário localizado no vale suspenso do alto Rio Preto. Ou seja, os cursos fluviais amostrados voltados para o graben não são afluentes diretos do Rio Paraíba do Sul, e sim, de um curso fluvial tributário que estabelece um nível de base topograficamente mais elevado.

A comparação entre as taxas denudacionais do Rio Grande (GA4 e GA5) e dos afluentes do Rio Aiuruoca (GA1, GA E GA3) não mostra um padrão claro de diferenciação entre estas duas bacias, atingindo em ambas a casa dos 14 m/Ma (TAB. 2). Porém, se forem comparadas somente as taxas de duas sub-bacias contíguas e de área semelhante, a dinâmica deste divisor fica mais evidente. Neste caso o Ribeirão Dois Irmãos (GA3), afluente direto do Rio Aiuruoca, apresenta taxa de 14,75 m/Ma, enquanto a sub-bacia do Rio Grande (GA4) possui taxa de 10,05 m/Ma. Portanto, a progressiva subtração das áreas de cabeceira do Rio Grande pelo Rio Aiuruoca, já observada por Santos (1999), é corroborada pelas taxas de denudação mensuradas neste trabalho.

Chama atenção ainda o fato de as taxas de denudação serem relativamente baixas, atingindo uma média geral de apenas 14,53 m/Ma, apesar do contexto geomorfológico e tectônico no qual as sub-bacias estão inseridas. Este valor é muito inferior tanto à média (218 m/Ma) quanto à mediana (54 m/Ma) globais, calculadas por Portenga & Bierman (2011) a partir de uma compilação de taxas de denudação obtidas através do ^{10}Be em bacias hidrográficas de várias partes do mundo. Essa média de 14,53 m/Ma também é bastante inferior às taxas estimadas na Mantiqueira Ocidental por meio da análise de traços de fissão em apatita - 42 m/Ma a 87 m/Ma - (HACKSPACHER *et al.*, 2004). Do mesmo modo, a média de 17,39 m/Ma encontrada nas sub-bacias do Rio Paraíba do Sul está bem abaixo das taxas estimadas por Moreira *et al.* (2008, 2012) para o recuo da borda de falha da Bacia de Resende, localizada a SSE das sub-bacias amostradas. Estes autores estimaram por meio de modelos matemáticos taxas entre 125 e 250 m/Ma para o recuo erosivo dessa borda escarpada.

6.2 Fatores controladores

Diante do acima exposto, torna-se necessário uma discussão mais aprofundada acerca de quais são os fatores controladores das taxas de denudação na área investigada. Como fatores controladores, entende-se as variáveis ambientais que podem interferir nas taxas denudacionais mensuradas: área das bacias amostradas, amplitude do relevo, declividade média da bacia, litologia, clima e tectônica/estrutura. Ressalta-se que, embora muito útil, a correlação entre taxas denudacionais de longo-termo e parâmetros morfométricos deve ser realizada de forma cautelosa, já que tais parâmetros não são estáticos ao longo do tempo e podem se transformar como resultado da dinâmica do relevo.

6.2.1 Área das bacias amostradas

Conforme pode ser observado na TAB. 2 e no GRAF. 1, ocorre apenas parcialmente uma correlação positiva entre a área das sub-bacias e suas respectivas taxas de denudação. Logo, não é possível estabelecer um padrão geral. De modo mais específico é possível observar que nas sub-bacias dos rios Grande e Aiuruoca quanto maior a área, maior a taxa de denudação, embora não haja uma proporção direta entre essas duas variáveis (GRAF. 1). Entre as sub-bacias do Paraíba do Sul, a de menor área apresenta também a menor taxa de denudação (P2), não havendo nenhuma correlação semelhante nas demais. Estas observações se aproximam dos resultados encontrados por Cherem *et al.* (2012) que, utilizando-se da mesma ferramenta para a mensuração dos processos erosivos nos escarpamentos de Cristiano Otoni e São Geraldo em Minas Gerais, verificaram uma correlação positiva entre taxas de denudação e área apenas em parte das sub-bacias por eles amostradas. Por outro lado, Marent (2011) não encontrou relação entre taxas de denudação (^{10}Be) e área de bacias na Serra do Mar paranaense. O mesmo ocorreu com Sobrinho (2012) no divisor entre as bacias dos rios Paraná e Doce em Minas Gerais, com Roller *et al.* (2012) nas Montanhas Rwenzori (Rifte Albert – África) e com Matmon *et al.* (2003) nas Montanhas Great Smoky (EUA).

Essa correlação parcial entre taxas denudacionais e área das sub-bacias poderia indicar um maior poder erosivo dos canais fluviais que possuem áreas de contribuição mais extensas. No entanto, os dados apresentados são insuficientes para se chegar a uma conclusão, sendo provável que a dimensão das sub-bacias não seja um fator controlador das taxas de denudação na área de estudo. Esta ausência de controle provavelmente está relacionada à variação relativamente pequena na extensão das sub-bacias amostradas (8,07 a 28,29 km²), sendo que

todas elas podem ser consideradas pequenas bacias de cabeceira. Deste modo, não é possível comprovar na área de estudo a ocorrência de processos erosivos mais intensos em bacias hidrográficas menores e mais próximas das cabeceiras, como observado em escala global por Milliman e Syvitski (1992) e em escala local por Salgado *et al.* (2007).

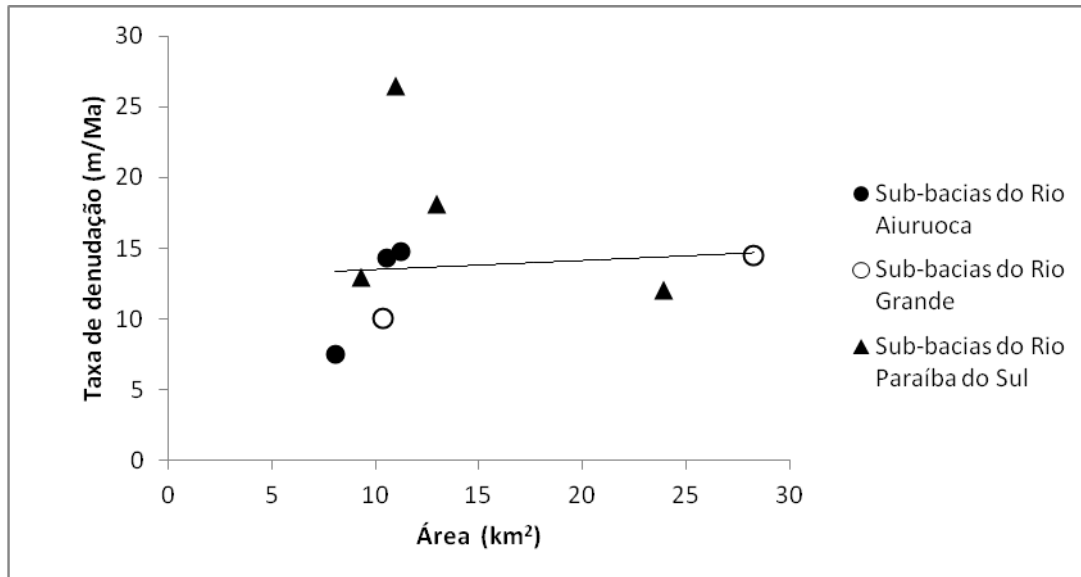


GRÁFICO 1 – Taxa de denudação (m/Ma) x área das sub-bacias (km²).

6.2.2 Amplitude de relevo

Embora alguns trabalhos considerem a amplitude de relevo como a diferença entre a altitude média da bacia e altitude do ponto de coleta (VON BLANCKENBURG, 2006; CHEREM *et al.*, 2012; ROLLER *et al.*, 2012), aqui optou-se por utilizar, a exemplo de Matmon *et al.* (2003) e Marent (2011), a diferença entre a altitude máxima da bacia e a altitude do ponto amostrado. Esta última opção representa de forma mais realista a diferença altimétrica existente entre o topo e a base de escarpas, e deste modo, expressa satisfatoriamente a provável influência deste desnível na capacidade denudacional das bacias que drenam áreas escarpadas.

Conforme mostram a TAB. 2 e o GRAF. 2, há uma correlação bastante expressiva, embora não generalizada, entre amplitude de relevo e taxas de denudação, sendo que o aumento da primeira tende a ser acompanhado pelo acréscimo da última. Nas sub-bacias interioranas - bacias dos rios Grande e Aiuruoca - a amplitude de relevo varia entre 674 m e 1007 m, apresentando uma média de 770 m. Ressalta-se que a considerável diferença existente entre a amplitude dos dois pontos de coleta localizados no Rio Grande (GA4 E

GA5) não expressa uma variação na altura do escarpamento interiorano, já que este curso fluvial possui direção paralela à escarpa, mas sim um decréscimo natural da altitude em direção a jusante (TAB. 2 e FIG. 17). Já nas sub-bacias do Rio Paraíba do Sul a amplitude de relevo varia entre 958 m e 1119 m, com uma média de 1028 m. Ou seja, a amplitude de relevo média das sub-bacias voltadas para o graben é 1,34 vezes maior do que a das sub-bacias dos rios Grande e Aiuruoca, sendo esta relação bastante próxima da existente entre as taxas de denudação desses dois compartimentos (1,42).

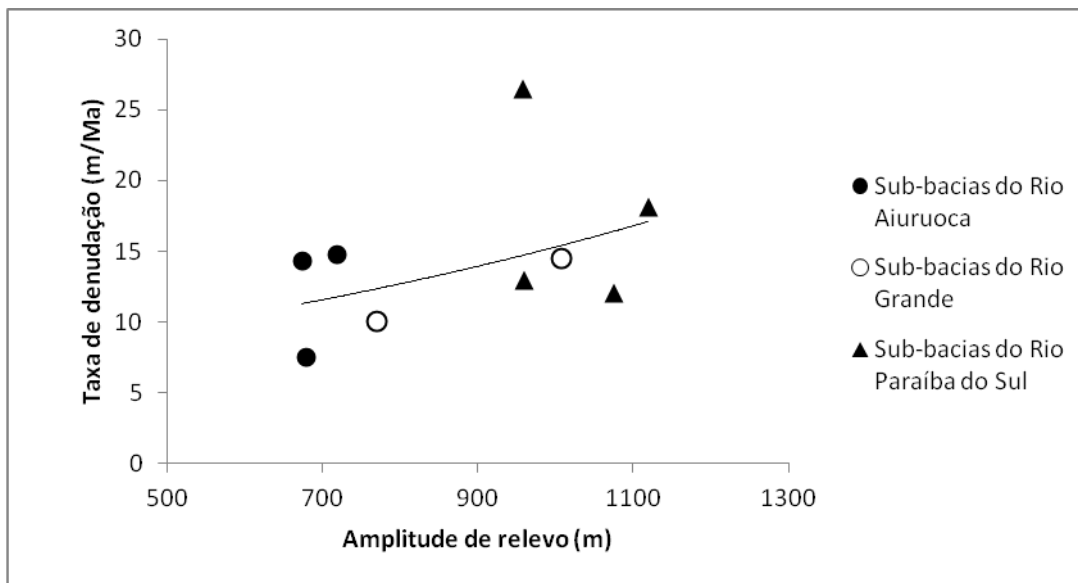


GRÁFICO 2 – Taxa de denudação (m/Ma) x amplitude de relevo (m).

Há, portanto, uma tendência de proporcionalidade entre a taxa de denudação média e a amplitude de relevo média encontradas nas duas vertentes do divisor regional. Este fato reflete a existência de dois sistemas denudacionais distintos, cada um deles comandado por um nível de base, sendo que aquele voltado para o graben é altimetricamente mais baixo e possui taxas denudacionais, em média, mais elevadas. Tal fato confirma a importância do nível de base para a determinação das taxas erosivas e denudacionais. Vale ressaltar que uma correlação positiva entre relevo e taxas de denudação em escarpamentos também foi encontrada por Roller *et al.* (2012), Cherem *et al.* (2012) e Sobrinho (2012). Por outro lado, Matmon *et al.* (2003) e Marent (2011) encontraram uma baixa relação de dependência entre estas duas variáveis, sendo que este último trabalho foi realizado em uma área marcada pela erosão diferencial entre granitos e migmatitos.

6.2.3 Declividade média e perfis longitudinais

De acordo com von Blanckenburg (2006), a declividade é um parâmetro que exerce um controle sobre as taxas denudacionais muito mais significativo do que a amplitude de relevo da bacia. Portenga & Bierman (2011) também afirmam que, em escala global, a declividade média das bacias possui a mais forte correlação bivariada com as taxas de erosão obtidas pela mensuração do ^{10}Be . Resultados de um estudo realizado na Sierra Nevada por Riebe *et al.* (2000) mostram que o grau de correlação entre taxas de denudação e declividade das vertentes depende do equilíbrio erosivo do relevo. Na ausência de rejuvenescimento da paisagem por rebaixamento do nível de base, as taxas erosivas podem ser desvinculadas da declividade. Já na proximidade de escarpas de falha e cânions essa correlação tende a se intensificar.

Nas sub-bacias amostradas, embora a variação na declividade média seja relativamente reduzida (33,1% a 46,8%), há uma correlação positiva entre este parâmetro e as taxas de denudação (GRAF. 3). No entanto, a exemplo do que ocorre com a amplitude de relevo, esta relação não se aplica a todas sub-bacias, como pode ser verificado pela comparação entre GA1 e GA2 ou entre P1 e P2 (TAB. 2), pares de sub-bacias com declividade média muito semelhante, mas com taxas de denudação discrepantes. Outros trabalhos realizados em zonas escarpadas também observaram uma relação entre taxas de denudação (^{10}Be) e declividade média de bacias, como os de Matmon *et al.* (2003), Vanacker *et al.* (2007), Marent (2011), Roller *et al.* (2012), Cherem *et al.* (2012) e Sobrinho (2012).

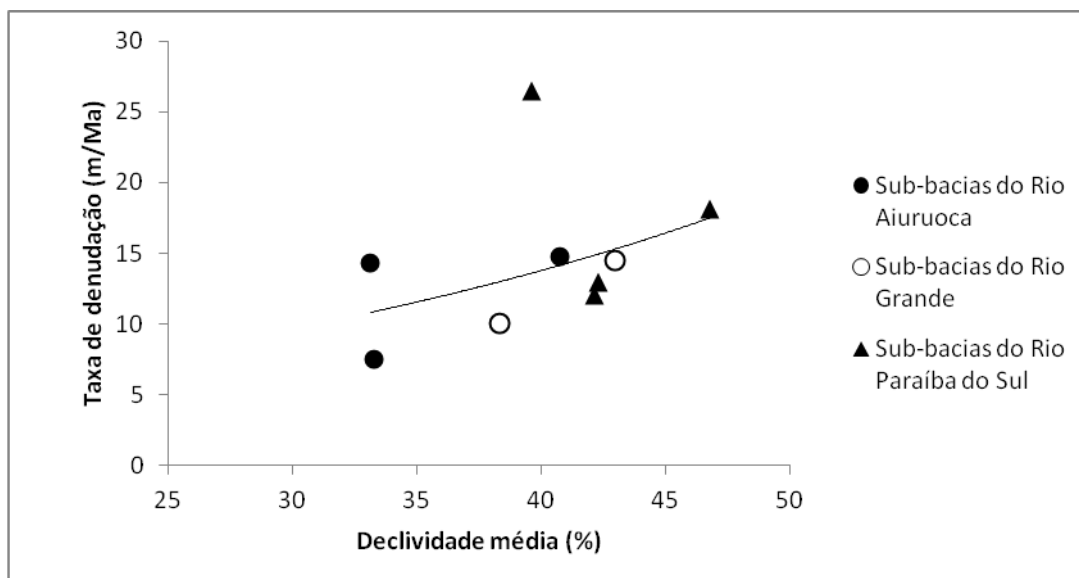


GRÁFICO 3 – Taxa de denudação (m/Ma) x declividade média (%).

Ao contrário do que seria o esperado, devido à diferença altimétrica entre os níveis de base, em algumas sub-bacias dos rios Aiuruoca (GA3) e Grande (GA4 e GA5) a declividade média é semelhante ou até superior à encontrada nas sub-bacias voltadas para o graben. Este fato está relacionado à configuração dessas três sub-bacias interioranas, que abrangem não só a encosta voltada para NNW, adjacente ao divisor, mas também uma declivosa vertente voltada para SSE, localizada no lado oposto de seus vales principais. Assim, a média deste parâmetro nas sub-bacias do Rio Paraíba do Sul (42,7 %) é apenas 1,13 vezes superior àquela encontrada nas sub-bacias dos rios Grande e Aiuruoca (37,7 %), o que resulta em uma relação inferior à existente entre as taxas de denudação destes dois compartimentos (1,42). Estas observações também refletem o fato do divisor regional estar localizado no topo de uma crista, com declives acentuados em ambas as vertentes, e não em uma borda planáltica, onde apenas uma das vertentes é escarpada.

A pronunciada incisão da rede de drenagem na área de estudo indica que a dissecação é certamente responsável por uma considerável parcela dos processos denudacionais ali atuantes. Seidl *et al.* (1997) afirmam que a incisão do canal atua como uma condição limite para o desenvolvimento das encostas e, como tal, fornece um vínculo entre evolução da paisagem e nível de base. Deste modo, visando complementar a correlação entre declividade média e taxas de denudação, é importante analisar os perfis longitudinais dos canais principais de cada sub-bacia, já que estes expressam o gradiente de cada curso fluvial e consequentemente seu potencial erosivo.

Conforme mostra a FIG. 18, a diferença entre os níveis de base fica mais evidente nos perfis longitudinais do que na declividade média das sub-bacias (TAB. 2 e GRAF. 3). Os cursos fluviais voltados para o graben do Paraíba do Sul, notadamente os ribeirões Santa Clara (P2) e das Flores (P3), possuem perfis côncavos, com elevado gradiente e sem grandes irregularidades. Apenas no Ribeirão da Prata (P4) há uma ruptura de declive considerável, localizada próxima a um expressivo lineamento estrutural de direção NNE-SSW e possivelmente associada a este. Já os perfis dos cursos fluviais interioranos possuem menor gradiente e maior número de anomalias. Nos córregos da Capivara (GA1) e do Brejo (GA2) e no Rio Grande (GA4 e GA5) as principais rupturas de declive coincidem aproximadamente com um lineamento de direção NE-SW localizado no escarpamento interiorano. No caso do Córrego do Brejo a ruptura também está próxima do contato entre o Granito Maromba e o Leucogranito Capivara. Já no Ribeirão Dois Irmãos (GA3) a ruptura de declive está associada a um *knickpoint* localizado na base da encosta voltada para SSE, na qual está localizada sua principal nascente.

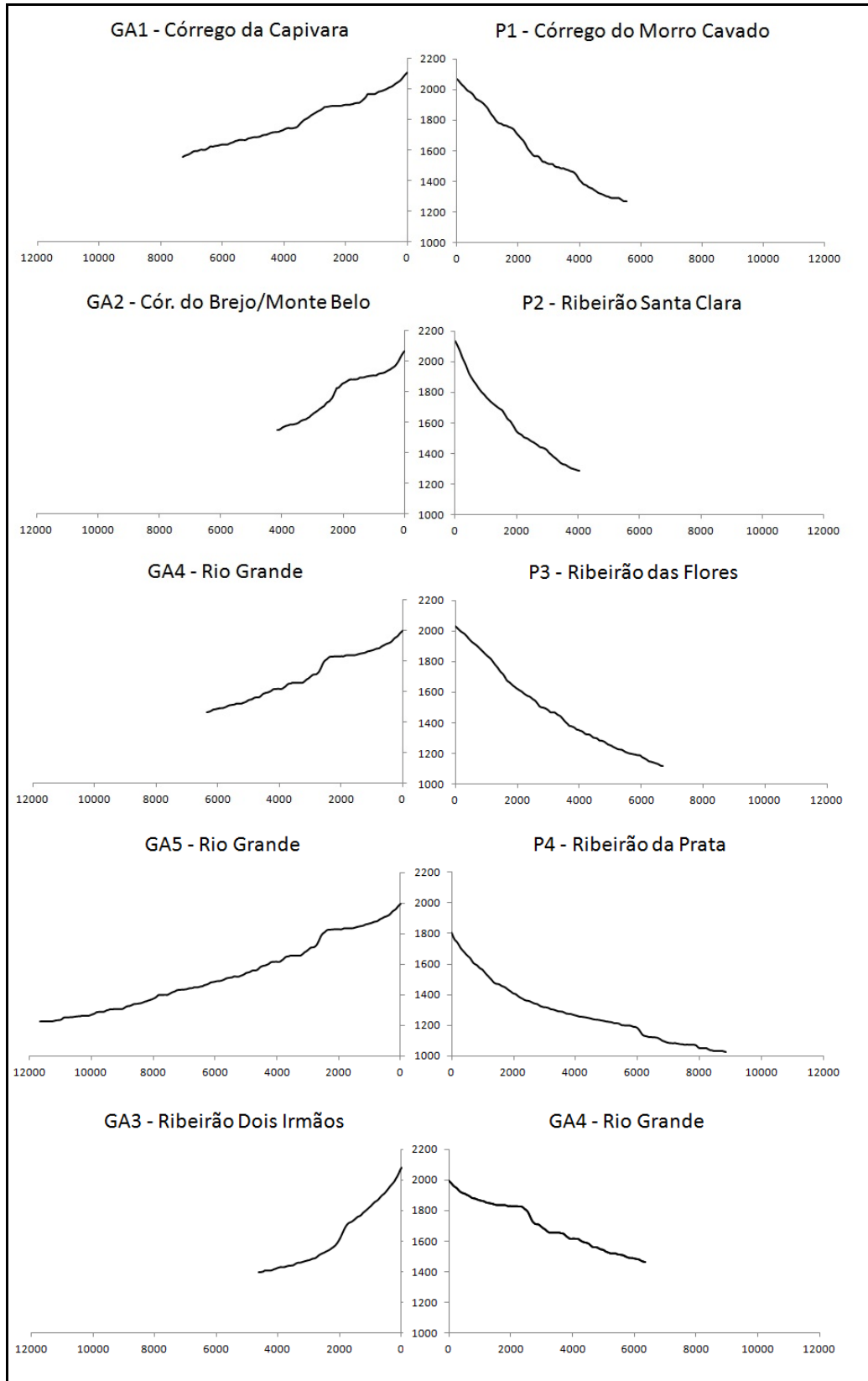


FIGURA 18 - Perfis longitudinais dos canais principais de cada sub-bacia amostrada.

Eixo X: extensão (m); eixo Y: altitude (m).

Obs.: Por não estar localizado junto ao divisor Paraná/Paraíba do Sul, o perfil da sub-bacia GA3 foi colocado ao lado da G4, de modo a permitir a comparação entre o Rio Grande e um afluente direto do Rio Aiuruoca.

Os perfis das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul estão mais próximos de uma conformação logarítmica, que segundo Etchebehere *et al.* (2011), é uma característica de cursos d'água mais equilibrados. O gradiente mais elevado desses perfis é parcialmente refletido em taxas denudacionais mais elevadas, como ocorre no Córrego do Morro Cavado e no Ribeirão das Flores. No entanto, o Ribeirão Santa Clara apesar de possuir o perfil longitudinal mais declivoso entre todas as sub-bacias, apresentou uma taxa de denudação de apenas 12,91 m/Ma, o que pode indicar uma tendência de equilíbrio, na qual os processos erosivos são atenuados.

Nas sub-bacias do Rio Grande/Paraná os gradientes são mais modestos, o que certamente exerce influência nas taxas de denudação mais baixas ali observadas. Por outro lado, há nitidamente um maior encaixamento dos vales a jusante das rupturas de declive, o que poderia indicar a ocorrência de taxas denudacionais mais elevadas nessas *knickzones* próximas às cabeceiras, semelhantemente ao observado por Abbühl *et al.* (2010) nos Andes peruanos. Gallen *et al.* (2011) também afirmam que a migração de *knickpoints* é um dos mecanismos pelo qual os canais podem entalhar a rocha, transmitir as mudanças no nível de base para as encostas e até para os divisores de drenagem. Portanto, é possível que a retração de *knickpoints* seja responsável por parcela considerável dos processos denudacionais atuantes em algumas das sub-bacias amostradas, marcadamente nas interioranas, onde as rupturas de declive são mais expressivas.

Com relação à comparação Aiuruoca/Grande é possível observar que o Ribeirão Dois Irmãos, afluente direto do Rio Aiuruoca, apresenta perfil longitudinal com maior gradiente do que o Rio Grande (FIG. 18). Esta diferença reflete o encaixamento mais acentuado do Ribeirão Dois Irmãos e aparenta ser um dos fatores responsáveis por essa bacia apresentar uma taxa de denudação mais elevada do que a verificada no Rio Grande.

6.2.4 Litologia

Nas sub-bacias estudadas estão presentes basicamente duas unidades litológicas: o Granito Maromba e o Leucogranito Capivara. Há ainda uma pequena ocorrência de ortognaisses migmatíticos do embasamento. Conforme pode ser observado na TAB. 3 há uma boa correlação entre a composição litológica das sub-bacias e suas taxas de denudação, o que explica parte das incongruências encontradas nas relações entre amplitude/declividade e taxas denudacionais (GRAF. 2 e 3).

TABELA 3
Participação percentual de cada unidade litológica em relação à área total das sub-bacias e taxas de denudação

Ponto	Curso fluvial	LGC	GM	EM	Taxa de denudação (m/Ma)
GA1	Córrego da Capivara	73,3	26,7	-	14,35 ± 0,52
GA2	Córrego do Brejo/Monte Belo	26,7	73,3	-	7,55 ± 0,25
GA3	Ribeirão Dois Irmãos	100	-	-	14,75 ± 0,46
GA4	Rio Grande	74,4	25,6	-	10,05 ± 0,31
GA5	Rio Grande	89,7	10,3	-	14,53 ± 0,50
P1	Córrego do Morro Cavado	-	95,5	4,5	26,50 ± 0,85
P2	Ribeirão Santa Clara	-	100	-	12,91 ± 0,43
P3	Ribeirão das Flores	-	100	-	18,09 ± 0,58
P4	Ribeirão da Prata	60,5	39,5	-	12,06 ± 0,52

LGC: Leucogranito Capivara; GM: Granito Maromba; EM: Embasamento.

Fonte: Porcentagens calculadas com base na folha Pouso Alto do Projeto Sul de Minas (1:100.000).

O melhor exemplo desta influência litológica é fornecido pela comparação entre as sub-bacias GA1 e GA2. A sub-bacia GA1 é composta por 73,3% de Leucogranito Capivara e 26,7% de Granito Maromba, enquanto na sub-bacia GA2 a proporção entre estas duas unidades litológicas é exatamente a oposta (TAB.3). Como reflexo desta diferença a taxa de denudação da GA1 (14,35 m/Ma) é quase duas vezes maior que a da sua vizinha GA2 (7,55 m/Ma). Este fato corrobora a observação de Almeida (1996), segundo a qual o Granito Maromba apresenta maior resistência à alteração em relação ao Leucogranito Capivara.

A comparação entre os dois pontos de coleta no Rio Grande também indica a maior resistência do Granito Capivara. Conforme a TAB. 3, no ponto mais a montante (GA4) a sub-bacia possui maior participação percentual de Granito Capivara do que no ponto a jusante (GA5). Esta diferença se reflete na menor taxa de denudação da sub-bacia GA4 (10,05 m/Ma) em relação à GA5 (14,53 m/Ma). Ainda no escarpamento interiorano nota-se que a maior taxa de denudação pertence à sub-bacia GA3, inteiramente constituída pelo Leucogranito Capivara.

Entre as sub-bacias do Rio Paraíba do Sul é possível notar na TAB. 3 que a ocorrência, mesmo que pequena, de ortognaisses do Embasamento na sub-bacia P1 aparenta ter influência em sua taxa de denudação (26,5 M/ma), a mais alta entre todas as sub-bacias amostradas. As sub-bacias P2 e P3, inteiramente compostas pelo Granito Capivara apresentam taxas denudacionais de 12,91 m/Ma e 18,09 m/Ma respectivamente. Neste caso a diferença entre as

taxas possivelmente se relaciona aos parâmetros morfométricos anteriormente discutidos. Já a sub-bacia P4, embora seja constituída majoritariamente pelo Leucogranito Capivara (60,5%), apresentou uma taxa de denudação de apenas 12,06 m/Ma e, portanto, não seguiu o padrão encontrado nas demais sub-bacias. Esta discrepância da sub-bacia P4 provavelmente está associada à sua morfologia bastante distinta das demais, sendo caracterizada por uma pronunciada reentrância no escarpamento e por altitudes mais modestas.

Regionalmente é possível observar que tanto o Granito Maromba quanto o Leucogranito Capivara encontram-se altimetricamente ressaltados em relação aos gnaisses circundantes, constituindo os pontos mais elevados do divisor hidrográfico, após os maciços alcalinos do Itatiaia e de Passa-Quatro. Esta observação também é válida para outras porções da Serra da Mantiqueira, como a área de ocorrência do Granito Marmelópolis, onde o Pico dos Marins ultrapassa 2400 m de altitude. Portanto, a resistência destes granitos frente aos processos erosivos é certamente um dos motivos da ocorrência de taxas denudacionais relativamente baixas nas sub-bacias amostradas.

Os resultados apresentados se assemelham aos obtidos por Marent (2011), que demonstrou por meio da mensuração de taxas de denudação (^{10}Be), a existência de erosão diferencial entre granitos e migmatitos na Serra do Mar paranaense. Deste modo, confirma-se no presente trabalho o importante papel da litologia como fator controlador das taxas denudacionais. Vale ressaltar que, embora a importância da erosão diferencial tenha sido observada em outras áreas do globo (SALGADO *et al.*, 2008; PALUMPO *et al.*, 2009), a sua constatação em ambiente tropical úmido, com presença de morfologia escarpada e associada à rifteamento, merece destaque.

6.2.5 Clima

A correlação entre taxas denudacionais e fatores climáticos é algo ainda controverso na literatura geomorfológica. Por meio de uma compilação de taxas de denudação, mensuradas através de isótopos cosmogênicos em bacias hidrográficas sob diferentes regimes climáticos, von Blanckenburg (2006) sugere que a denudação não se correlaciona com a precipitação e a temperatura anual médias. Em estudo na Califórnia, Binnie *et al.* (2010) também citam que não há relação aparente entre taxas de denudação (^{10}Be) e precipitação. Por outro lado, Abbühl *et al.* (2011) encontraram uma correlação positiva entre taxas de denudação (^{10}Be) e índices pluviométricos no escarpamento ocidental dos Andes e Matmon *et*

al. (2003) sugerem que um efeito orográfico influencia as taxas de erosão das Montanhas Great Smoky.

A inexistência de dados em escala de detalhe e a própria variabilidade climática natural não permitem que seja feita uma correlação quantitativa direta entre as taxas de denudação e dados climáticos na área de estudo. No entanto, conforme exposto na seção 3.3, a Serra da Mantiqueira exerce importante papel na distribuição espacial das chuvas através de efeitos orográficos. Devido à proximidade entre as sub-bacias amostradas, o efeito da sombra de chuva na vertente interiorana deve ser relativamente reduzido, porém, não desprezível. Um indicativo deste efeito é a inexistência de campos de altitude na vertente a barlavento, onde há predomínio absoluto de uma densa cobertura florestal, enquanto nas porções mais elevadas da vertente interiorana as formações campestres são abundantes. Portanto, é possível que a maior pluviosidade da vertente voltada para o graben tenha alguma influência nas taxas denudacionais ali verificadas, que são em média mais elevadas.

Outro indicativo de uma possível influência climática nas taxas de denudação é a considerável diferença existente entre as taxas de dois pares de sub-bacias vizinhas e morfometricamente muito semelhantes. Esses dois pares correspondem a GA1 e GA2, na bacia do Rio Grande (Paraná) e PS1 e PS2, na bacia do Rio Paraíba do Sul. Em ambos os casos a sub-bacia localizada mais próxima do maciço do Itatiaia (GA1 e PS1) possui uma taxa aproximadamente duas vezes maior que a sua vizinha (TAB. 2). Embora esta diferenciação possa ser explicada parcialmente por variações litológicas, é possível que a proximidade do maciço e conseqüentemente o maior índice pluviométrico também tenham alguma influência, principalmente pela ocorrência mais intensa de movimentos de massa nos arredores deste.

Com relação ao quadro paleoclimático no Quaternário Superior, Behling *et al.*, (2002) afirmam que registros palinológicos marinhos e terrestres referentes à bacia do Rio Paraíba do Sul mostram que suas áreas montanhosas estavam cobertas por vegetação herbácea antes e durante o último período glacial. A floresta pluvial atlântica provavelmente não ocorria nessas áreas elevadas como ocorre hoje em dia. Apenas durante o final do período glacial a floresta pluvial expandiu-se, como indicado pelos registros palinológicos (BEHLING *et al.*, 2002). Nas proximidades da área de estudo, Santos (1999) também relata a ocorrência de um clima relativamente frio e seco no Pleistoceno Superior, associado a uma vegetação composta por campos abertos e florestas de altitude.

Segundo Coelho Netto (1999, 2003), no médio vale do Paraíba do Sul essas alterações paleoambientais e hidrológicas induziram um período de instabilidade morfodinâmica entre 10.000 e 8.000 anos atrás. Estudos em ambos os flancos do rifte continental, nos planaltos de

Campos do Jordão, Itatiaia e Bocaina, também identificaram episódios sucessivos de degradação das encostas por movimentos de massa e intervalos de estabilidade relacionados a variações nas condições bioclimáticas durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno (MODENESI-GAUTTIERI, 2000; HIRUMA *et al.*, 2012).

Deste modo, as taxas de denudação apresentadas no presente trabalho refletem a média de um período marcado por flutuações climáticas, no qual os processos denudacionais não mantiveram uma intensidade constante. Durante boa parte do período de algumas dezenas de milhares de anos, correspondente a idade de exposição das amostras (TAB. 2), a área de estudo esteve submetida a um clima mais frio e seco que o atual e, possivelmente, a uma morfodinâmica distinta da vigente no período pós-glacial. No entanto, o clima úmido presente na região, pelo menos desde o final do último período glacial (MODENESI-GAUTTIERI & NUNES, 1998), não foi suficiente para gerar taxas denudacionais mais elevadas. Um indicativo disso é que há similaridade entre as taxas mensuradas na área de estudo e aquelas mensuradas no escarpamento namibiano, sob clima árido (BIERMAN & CAFFEE, 2001).

6.2.6 Tectônica e Estrutura

De acordo com von Blanckenburg (2006), a tectônica ativa exerce um controle dominante sobre as taxas de denudação, sendo estas mais elevadas em áreas de rejuvenescimento da paisagem controlado por falhamento, formação de escarpamentos, rifteamento e soerguimento. Nessa mesma direção, Kong *et al.* (2007) afirmam que a atividade tectônica desempenha um papel mais importante que as variações climáticas no controle de taxas de erosão de longo-termo. Através de estudos na Austrália, Jakica *et al.* (2011) também sugerem que taxas erosivas derivadas de isótopos cosmogênicos podem ser utilizadas para avaliar as taxas relativas de atividade neotectônica, mesmo em contexto intraplaca.

Na Serra da Mantiqueira diversos autores ressaltam o expressivo papel da neotectônica na configuração do relevo (SAADI, 1991; SAADI, 1993; COSTA, 1999; SANTOS, 1999; COSTA *et al.*, 2000; HIRUMA *et al.*, 2001; MARUJO *et al.*, 2001; MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002; MAGALHÃES JR & TRINDADE, 2004; MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2012). Além dos destacados desnivelamentos altimétricos e da pronunciada incisão da rede de drenagem, não é difícil encontrar outros elementos que confirmem a magnitude da tectônica neocenozoica na Serra da Mantiqueira. Um exemplo significativo são os xistos e gnaisses da Megassequência Andrelândia alçados a mais de 2350 m de altitude nos

pontos mais altos da Serra do Papagaio, nas proximidades de Aiuruoca. Fora dos domínios soerguidos da Mantiqueira essas mesmas unidades litológicas formam colinas suaves que nunca ultrapassam 1200 m de altitude, o que mostra sua relativa fragilidade frente aos processos denudacionais.

Apesar de a área de estudo estar inserida em uma das regiões brasileiras mais ricas em evidências de atividade neotectônica, este fato não se reflete nas taxas denudacionais aqui apresentadas, já que estas são semelhantes ou até inferiores a de outros escarpamentos do sudeste brasileiro (CHEREM *et al.*, 2012; SALGADO *et al.*, 2012). As taxas encontradas na Serra da Mantiqueira também são bastante inferiores às de outro ambiente localizado no flanco de um rifte continental, as Montanhas Rwenzori, onde Roller *et al.* (2012) mensuraram taxas entre 28 e 131 m/Ma. Ainda como parâmetro de comparação é válido citar que escarpamentos de margem passiva no Sri Lanka (VANACKER *et al.*, 2007) e no Paraná (MARENT, 2011) apresentaram taxas denudacionais de até 71 m/Ma e 48 m/Ma, respectivamente. Já em áreas de tectônica ativa, próximas a limites de placa, as taxas podem ultrapassar 1000 m/Ma (VANCE *et al.*, 2003; SAFRAN *et al.*, 2005; BINNIE *et al.*, 2010).

Como já mencionado, as taxas de denudação relativamente baixas na área de estudo devem estar parcialmente relacionadas à resistência dos granitos ali presentes. No entanto, a relativa estabilidade tectônica, também necessária para ocorrência de baixas taxas (VON BLANCKENBURG, 2006), contrasta com o relevo rejuvenescido e com as elevadas altitudes desse setor da Mantiqueira. Nesse sentido, o último evento tectônico responsável pelo rejuvenescimento da paisagem na área de estudo deve ser consideravelmente mais antigo que o limite temporal atingido pelas taxas de denudação, a ponto do ajustamento das taxas denudacionais já ter ocorrido antes do limite de detecção das amostras.

Esta hipótese encontra suporte na proposta de Costa (1999), segundo a qual o relevo da região sul de Minas Gerais evoluiu a partir de um importante evento tectônico ocorrido no fim do Neógeno, onde as principais feições topográficas estão a ele relacionadas. Para a Serra da Mantiqueira especificamente, Costa (1999) e Costa *et al.* (2000) sugerem uma evolução ocorrida no fim do Neógeno ou início do Quaternário, associada a falhas obliquas ou inversas de baixo ângulo, direção N60-70E e vergentes para norte. Riccomini *et al.* (2004) também situam no intervalo Neógeno-Quaternário o segundo evento deformador do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, sendo que neste as falhas das bordas das bacias, ativas na fase de instalação do rifte, foram reativadas com caráter transcorrente, inverso e/ou de empurrão. Nessa mesma direção, Santos *et al.* (2006) indicam a atuação de um evento tectônico no Neógeno-Quaternário, sendo este responsável pela inversão da Bacia de Aiuruoca. Saadi

(1993) sugere que parte do rejeito da falha principal da Mantiqueira deve ser atribuída ao Pleistoceno e ainda propõe a ocorrência de um último pulso neotectônico no Pleistoceno Médio a Inferior, que seria responsável pelo soerguimento generalizado da Plataforma Brasileira. Valadão (1998, 2009) também registra a ocorrência de um episódio de soerguimento concentrado na fachada Atlântica, com início no Plioceno Superior.

Deste modo, é plausível supor que o último evento tectônico significativo, em termos de rebaixamento de nível de base e rejuvenescimento da paisagem, teve seus efeitos na morfogênese estendidos no máximo até o Pleistoceno Médio⁶. A partir de então a paisagem vem evoluindo mais lentamente, a exemplo do que deve ter ocorrido em outros momentos de relativa estabilidade tectônica ao longo do Cenozoico. Um argumento semelhante é usado por Kong *et al.* (2007) para explicar as baixas taxas de denudação estimadas através de isótopos cosmogênicos no noroeste do Tibete, sendo estas um reflexo da redução da atividade tectônica no último milhão de anos.

Portanto, as formas de relevo atuais na área de estudo devem ser uma herança direta deste evento tectônico situado no intervalo Plioceno-Pleistoceno. Daí resultaria a boa correlação verificada nas sub-bacias amostradas entre taxas de denudação e declividade, o que segundo Riebe *et al.* (2000), seria um sinal de rejuvenescimento da paisagem. Desta forma, o tectonismo deformador do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil que adentra o Holoceno (RICCOMINI *et al.*, 2004) e a tectônica holocênica registrada na região da Bacia de Aiuruoca (SANTOS, 1999) não devem ter exercido influência significativa sobre a morfogênese local. Essa mesma hipótese é levantada por Modenesi-Gauttieri *et al.* (2010, 2011), que identificaram no planalto de Campos do Jordão (Mantiqueira Ocidental) um provável período de calma tectônica no Holoceno.

Por fim, a influência da presença de falhas e fraturas aparenta ser restrita nas taxas de denudação das sub-bacias estudadas. Uma única falha mapeada na Folha Pouso Alto (PEDROSA SOARES *et al.*, 2003) está inserida na área das sub-bacias. Esta falha de direção ENE coincide com os vales do Rio Grande e do Ribeirão Dois Irmãos, evidenciando a adaptação destes cursos fluviais a esta linha de fraqueza. No entanto, as taxas de denudação destas sub-bacias não mostram nenhum incremento significativo que possa ser atribuído a este falhamento. Essa mesma observação é válida para o Ribeirão da Prata (P4), adaptado a um

⁶ De acordo com a tabela cronoestratigráfica internacional (2012) o Pleistoceno Médio corresponde ao período entre 126 e 781 Ka AP.

lineamento WNW e para os demais lineamentos estruturais presentes nas sub-bacias, já citados na seção 6.2.3.

6.2.7 Síntese

1. A taxa média de denudação das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, voltadas para o graben (17,39 m/Ma), é superior à das sub-bacias do Rio Grande (Paraná), voltadas para o interior continental (12,24 m/Ma). No entanto, a ocorrência de taxas mais elevadas no escarpamento voltado para o graben não é um fenômeno generalizado, como demonstra a ocorrência de algumas taxas mais elevadas em sub-bacias dos rios Grande e Auiruoca.
2. Não há um controle aparente da área das sub-bacias sobre as taxas de denudação.
3. Há uma boa correlação, embora não generalizada, entre as taxas de denudação e dois parâmetros morfométricos: amplitude de relevo e declividade média das bacias.
4. Os perfis longitudinais dos canais voltados para o graben possuem gradientes mais elevados e menor número de rupuras de declive do que os perfis dos canais voltados para o interior. Estas características se refletem nas taxas denudacionais mais elevadas nas sub-bacias do Rio Paraíba do Sul.
5. Há uma influência bastante forte das variações litológicas sobre as taxas de denudação, sendo que o Granito Maromba é a unidade litológica mais resistente e o embasamento (ortognaisses) é a unidade mais frágil.
6. É possível que a maior pluviosidade da vertente voltada para o graben, gerada por efeito orográfico, tenha influência nas taxas mais elevadas que foram ali mensuradas.
7. O clima úmido presente na região, pelo menos desde o final do último período glacial, não foi suficiente para gerar taxas denudacionais elevadas, já que as taxas mensuradas são semelhantes às encontradas em ambientes áridos e semi-úmidos.
8. As baixas taxas de denudação mensuradas indicam uma relativa estabilidade tectônica no Quaternário Superior. Deste modo, o último evento tectônico responsável pelo rejuvenescimento do relevo na área deve ser consideravelmente mais antigo que a idade aparente das amostras.

7 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS: REARRANJOS NA REDE DE DRENAGEM E RETRAÇÃO DE ESCARPAMENTOS

7.1 Introdução

Este capítulo tem como objetivo discutir a evolução geomorfológica dos divisores hidrográficos contidos na área de estudo. Para isso foi abordada a evolução espaço-temporal da rede hidrográfica, buscando compreender como se estabeleceram esses divisores. Atenção especial foi dada a gênese de duas feições peculiares: o vale suspenso do alto Rio Preto e o divisor rebaixado entre as bacias dos rios Grande e Aiuruoca. Levou-se em conta que a atual configuração dos divisores na área de estudo reflete diretamente a evolução dessas duas feições, bem como dos escarpamentos a elas associados. Foram abordados também os processos geomorfológicos atuantes na dinâmica recente das sub-bacias amostradas e sua influência na evolução dos divisores em questão.

Alguns dos fenômenos aqui discutidos extrapolam consideravelmente o limite temporal referente às taxas de denudação apresentadas no capítulo anterior. No entanto, estes eventos tiveram fundamental importância na evolução geomorfológica dos divisores hidrográficos estudados no presente trabalho. Acrescenta-se que as taxas de denudação estimadas a partir da mensuração de isótopos cosmogênicos podem também ser consistentes para o estudo de eventos anteriores à idade de exposição das amostras, principalmente quando analisadas em associação com taxas mensuradas por traços de fissão em apatitas (KIRCHNER *et al.*, 2001). Deste modo, a correlação entre as taxas obtidas para a área de estudo e os demais dados geocronológicos existentes, não só é possível e recomendada, como foi de grande utilidade na tentativa de estabelecer-se a cronologia de alguns dos eventos estudados.

7.2 Considerações acerca do posicionamento do divisor da drenagem continental no Cretáceo Superior/Paleógeno

De acordo Riccomini *et al.* (2010), no Eocretáceo, o paleodivisor entre as drenagens tributárias do Atlântico e aquelas do interior continental seria provavelmente a ombreira soerguida gerada durante a ruptura continental e abertura oceânica. Certamente esta feição encontrava-se contida no que Zalán & Oliveira (2005) denominam “Serra do Mar Cretácea”, um megaplanalto amplo e coeso gerado em um pulso ascensional de natureza regional. Esta

ombreira que teria sido gradativamente recuada e rebaixada, ainda permanecia saliente, como relevo residual no Neocretáceo (RICCOMINI *et al.*, 2010).

Segundo Ab'Sáber (1964), o quadro de drenagem atual do Planalto Brasileiro, em suas grandes linhas, é quase inteiramente posterior ao Cretáceo e sua fixação dependeu, diretamente, do soerguimento que arqueou e sobrelevou o Escudo Brasileiro após o término da sedimentação mesozoica. Teria sido justamente a exagerada exaltação dessa paleoabóbada, de onde nascem drenagens para todos os quadrantes, que redundou na atuação de uma tectônica quebrável radical, responsável pelo *rift-valley* do médio Paraíba (AB'SÁBER, 1998). Foi somente no Eoceno, com a instalação do segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, que o alto existente na região limítrofe entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro foi vencido. Instalou-se então, na depressão, o Rio Paraíba do Sul, com paleofluxo para nordeste. (RICCOMINI *et al.*, 2010). De acordo com Eirado-Silva (2006), este evento quebrou o interior do Planalto Atlântico, causando a queda do nível de base nas depressões dos riftes e o soerguimento da vertente sul da Serra da Mantiqueira e, em parte, da vertente norte da Serra do Mar. A noroeste da Serra da Mantiqueira este mesmo evento tectônico paleógeno foi responsável pela instalação e desenvolvimento da Bacia de Aiuruoca (SANTOS, 1999).

A idade dos sedimentos das bacias de Resende/Taubaté, no graben do Paraíba do Sul, e da Bacia de Aiuruoca, no Planalto do Alto Rio Grande, sugere que a região da Serra da Mantiqueira já constituía um importante divisor hidrográfico no Eoceno/Oligoceno, funcionando como área fonte dos sedimentos que preencheram as bacias paleogênicas. Portanto, com o desenvolvimento do rifte continental o paleodivisor correspondente à “Serra do Mar Cretácea” foi substituído pelo duplo escarpamento formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira (HIRUMA *et al.*, 2010), ambas coincidentes com novos divisores hidrográficos que mantêm sua funcionalidade até os dias atuais.

Dentro da classificação proposta por Matmon *et al.* (2002), é provável que a borda NNW do rifte do Paraíba do Sul correspondesse a uma margem do tipo ombreira na época de seu estabelecimento. Ou seja, o divisor hidrográfico estava posicionado no eixo de soerguimento e coincidia com o topo da escarpa da Serra da Mantiqueira. Esta observação baseia-se principalmente na posição atual do divisor na borda NNW da Bacia de Taubaté e no Maciço de Passa-Quatro, onde a configuração do tipo ombreira encontra-se parcialmente preservada (FIG.19). Deste modo, a sinuosidade relativamente baixa observada nesta borda escarpada provavelmente se deve ao fato dela ter sido, em sua origem, uma margem tipo

ombreira, sem grandes drenagens antecedentes que cruzassem o escarpamento, como ocorre nas margens tipo arco (MATMON *et al.*, 2012).

7.3 A captura do alto Rio Preto e a formação do seu vale suspenso

Como atestam Moreira *et al.* (2012), a borda de falha da Bacia de Resende, na qual se estabeleceu o divisor Paraíba do Sul/Grande, vem sendo recuada desde o Paleógeno, quando foi formado o segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Esse recuo erosivo a partir da falha principal do hemi-graben pode ser atestado pela atual distância de aproximadamente 8 km entre a área de ocorrência dos sedimentos da bacia e a base da escarpa, localmente conhecida como Serra da Pedra Selada (FIG. 19). Santos (1999) também afirma que após a instalação da Bacia de Aiuruoca o divisor regional migrou progressivamente em direção ao interior do continente, ocasionando captura parcial das altas bacias interiores. No entanto, evidências de rearranjos na rede de drenagem indicam que a migração do divisor hidrográfico não se deu pelo simples recuo erosivo desta borda de falha. Conforme será mostrado a seguir, existem fortes indícios de que o Rio Preto tinha seu atual alto curso direcionado para o Rio Grande e, portanto, fazia parte da grande bacia interiorana do Rio Paraná. Essa ligação pretérita entre o Rio Preto e o Rio Grande foi rompida por uma captura fluvial que direcionou as águas da alta bacia do Rio Preto para a depressão tectônica do Rio Paraíba do Sul e conseqüentemente causou uma notável e imediata migração do divisor regional rumo ao interior continental. Como resultado deste evento formou-se, na retaguarda da borda de falha da Bacia de Resende, o vale suspenso do alto Rio Preto.

Uma primeira evidência desta captura está impressa na diferença altimétrica existente entre os compartimentos de relevo que abrigam os vales aproximadamente paralelos dos rios Grande, Preto e Paraíba do Sul. Localmente, a diferença altimétrica entre o vale do alto Rio Preto (900 a 1100 m) e o vale do alto Rio Grande (1100 a 1200 m) é da ordem de 200 m, enquanto o desnível daquele primeiro em relação à depressão do médio Rio Paraíba do Sul chega a 600 m. Ou seja, o alto Rio Preto está posicionado em um nível altimétrico muito mais próximo do Rio Grande, embora seja tributário do Rio Paraíba do Sul e diste deste apenas 20 km lateralmente (FIG. 19). Tal fato evidencia a localização destes vales em dois compartimentos morfotectônicos distintos e que originalmente deviam pertencer a bacias hidrográficas diferentes. O médio Rio Paraíba do Sul constitui uma típica drenagem axial de rifte, que tem seu curso instalado no piso do graben. Já o alto Rio Preto constitui um vale

suspensão localizado na ombreira soerguida do rifte continental (Serra da Mantiqueira) e provavelmente encontrava-se direcionado para o interior antes de ser capturado.

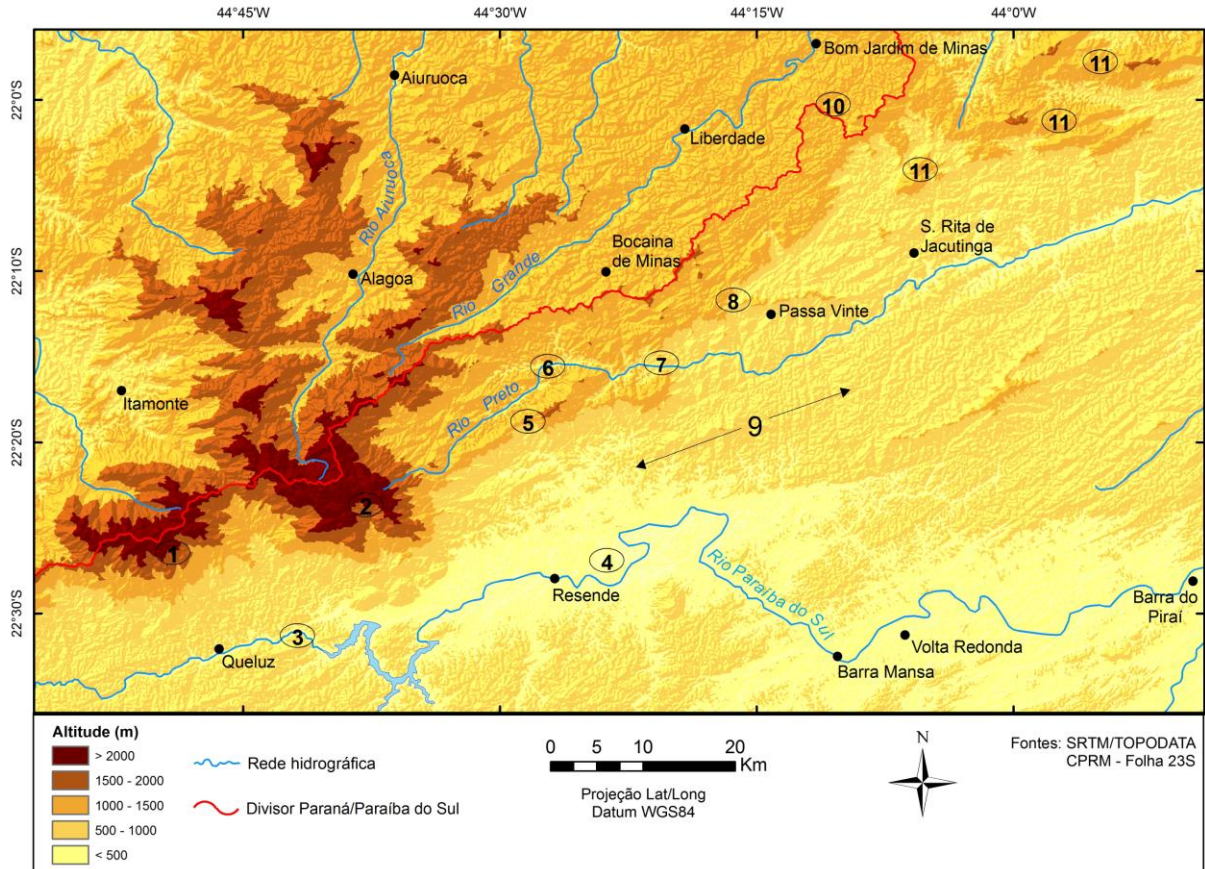


FIGURA 19 – Contexto da captura do alto Rio Preto com a localização dos elementos citados no texto.

Legenda: 1-Macício alcalino de Passa Quatro; 2- Macício alcalino do Itatiaia; 3-Soleira de Queluz; 4-Bacia de Resende; 5-Serra da Pedra Selada; 6-Vale suspenso do alto Rio Preto; 7-*Knickpoint* do Rio Preto; 8-Provável ponto de captura; 9- Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa/Zona de Falhas de Passa Vinte; 10-Colo no divisor hidrográfico; 11-Serras quartzíticas.

Uma segunda evidência desta captura é a presença de um *knickpoint* no Rio Preto que marca a transição brusca do seu alto curso localizado no vale suspenso para o seu médio curso já inserido na depressão do Rio Paraíba do Sul (FIG. 19 e 20). Nesta acentuada ruptura de declive o Rio Preto apresenta aspecto encachoeirado em uma imponente queda de quase 300 m (FIG. 21). O limite oriental do vale suspenso encontra-se a 900 m de altitude e marca o início do trecho localmente conhecido como Cachoeira da Fumaça. Na base do trecho encachoeirado, a 620 m de altitude, o rio apresenta um gradiente moderado, que já se mostra parcialmente adaptado ao nível de base da depressão tectônica. Vale ressaltar que este

knickpoint não apresenta nenhum tipo de controle litológico, já que localiza-se inteiramente sobre gnaisses da Megassequência Andrelândia e do Complexo Mantiqueira.

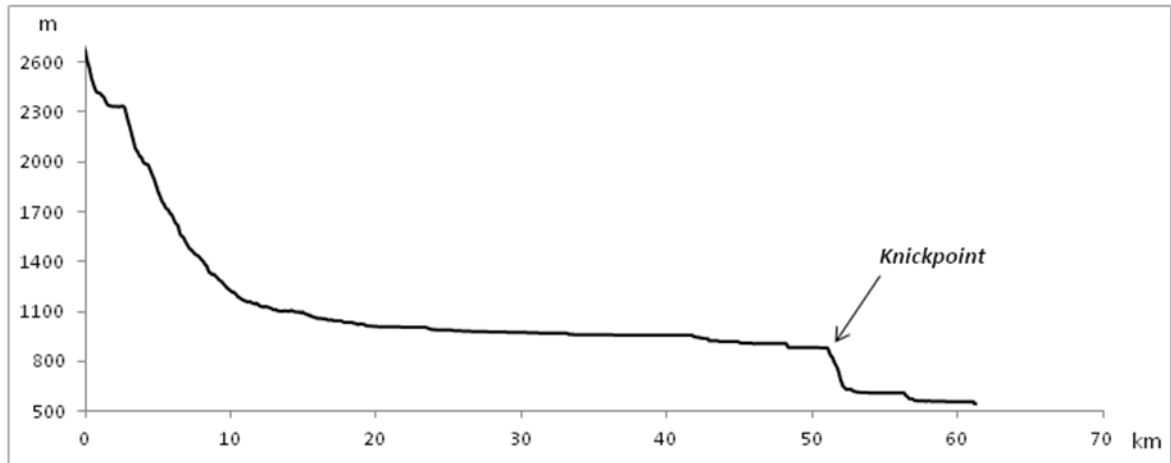


FIGURA 20 – Perfil longitudinal do alto Rio Preto evidenciando o *knickpoint* na cachoeira da Fumaça.



FIGURA 21 – *Knickpoint* do Rio Preto. A foto mostra a parte inferior da queda, localmente conhecida como Cachoeira da Fumaça.

Chama atenção também o fato de o Rio Grande correr, em seu alto curso, na direção NE, paralelo ao divisor regional e bastante próximo deste, sem possuir nenhum grande afluente de margem direita (FIG. 19). Soma-se a este fato o crescente recuo da escarpa da

Serra da Mantiqueira a leste da Bacia de Resende. Sobre isto Hasui *et al.* (1982) observaram que caso a Mantiqueira a ENE do Itatiaia teve sua origem em zona de falha, dirigindo-se para a região de Juiz de Fora, a erosão fez recuar muito suas escarpas para além dessas falhas, ao contrário do que ocorreu na borda da Bacia de Taubaté. A maior intensidade do recuo erosivo a leste da Bacia de Resende é evidenciada pela presença de elevações residuais quartzíticas em meio à depressão do Paraíba do Sul, na região de Santa Rita de Jacutinga (MG) (FIG. 19). A alta resistência dos quartzitos, já comprovada em outras áreas (SALGADO *et al.*, 2006, 2008), impediu que estas cristas fossem arrasadas, embora o divisor hidrográfico tenha continuado sua migração em direção ao interior. Ou seja, a partir dessa área a escarpa da Serra da Mantiqueira deixa de apresentar um nítido controle tectônico e passa a se configurar como uma legítima escarpa erosiva, geneticamente associada à abertura das depressões dos rios Paraíba e Pomba, ambos afluentes do Rio Paraíba do Sul.

Essa diferenciação na intensidade do recuo das escarpas que limitam a bacia do Rio Paraíba do Sul está diretamente relacionada à presença de dois importantes níveis de base: as soleiras de Queluz e de Sapucaia. A soleira de Queluz (FIG. 19), também denominada Alto Estrutural de Queluz, é uma feição estrutural positiva que separa as bacias de Taubaté e Resende (SALVADOR & RICCOMINI, 1995). A montante desta soleira a depressão do Paraíba do Sul apresenta altitudes sempre superiores a 500 m e as escarpas encontram-se pouco recuadas. A jusante, a depressão rapidamente atinge níveis inferiores a 400 m de altitude, e o recuo das escarpas aumenta progressivamente. Já o “Estreito de Sapucaia”, localizado próximo à cidade de Sapucaia (RJ), corresponde a um estrangulamento no vale do Rio Paraíba do Sul (SARTI, 2008). A jusante deste nível de base, o recuo erosivo processado pela rede de drenagem ligada aos rios Pomba e Muriaé abriu uma vasta depressão que extrapola largamente os limites do Rife do Paraíba do Sul definidos por Zalán & Oliveira (2005).

Estas observações citadas provavelmente foram alguns dos motivos que levaram King (1956) a considerar que a região a norte de Barra do Piraí (RJ), hoje pertencente à bacia do Rio Paraíba do Sul, foi tributária do Rio Grande durante o Plioceno, com um divisor de águas situado mais ao sul. Portanto, em seu clássico trabalho, King (1956) já sugeria que a área na qual está inserido o alto Rio Preto pertencia à bacia do Rio Grande, assim como outras áreas adjacentes.

O mecanismo de captura aparenta estar diretamente associado a falhas pertencentes à Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (ALMEIDA *et al.*, 1999) ou Zona de Falhas de Passa Vinte (SAADI, 1991). Essa zona de fraqueza, de direção geral N-S (FIG. 19), influencia

fortemente a dissecação do relevo, como na quebra de continuidade das serras da Mantiqueira e do Mar (ALMEIDA *et al.*, 1999). Também foi fundamental para a captura o paralelismo existente entre o Rio Preto e a escarpa da Serra da Mantiqueira, já que essa configuração favorece que canais desenvolvidos na face escarpada capturem por erosão regressiva os rios que fluem paralelos à elevação (OLLIER, 2004). No caso da área de estudo, um antigo afluente do Rio Paraíba do Sul aproveitou-se de uma das falhas de direção NNW-SSE para promover um intenso recuo através da escarpa, obliterando o divisor até atingir o Rio Preto e assim desviar suas águas. Uma situação semelhante foi descrita por Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) no Planalto de Campos do Jordão (Mantiqueira Ocidental), onde as interseções de falhas NNW e NE são os locais preferenciais de capturas observadas nas cabeceiras ao longo do divisor.

Vinculada a um novo nível de base, a rede de drenagem imediatamente a montante do ponto de captura aparenta ter sido alvo de um intenso encaixamento que promoveu sua ampla reorganização, além de um acentuado recuo do *knickpoint*. Nesta área, a ENE da Serra da Pedra Selada, o Rio Preto foi progressivamente atraído para sul, em direção à depressão do Paraíba, onde seu médio curso encontra-se fortemente adaptado a lineamentos ENE. Já o trecho do antigo vale do Rio Preto situado a jusante do ponto de captura foi completamente arrasado pelo recuo erosivo da escarpa, que conforme já mencionado, se intensifica progressivamente a leste da Bacia de Resende.

A não preservação das antigas linhas de drenagem, somada às condições ambientais desfavoráveis à preservação de registros sedimentares, impede a localização exata da paleoconfluência do antigo Rio Preto com o Rio Grande. No entanto, é provável que esta se encontrasse próxima à cidade de Bom Jardim de Minas, já que as porções menos elevadas do divisor regional estão situadas nessa área. Neste trecho o divisor é pouco nítido na paisagem e não coincide com o topo da escarpa. Em seu ponto mais baixo, no limite entre os municípios de Bom Jardim de Minas e Santa Rita de Jacutinga, o divisor está posicionado a apenas 1230 m de altitude, enquanto as cristas adjacentes superam 1400 m (FIG. 19). Portanto, este colo pode representar a herança topográfica de um paleovale (*wind gap*), possivelmente o antigo Rio Preto. Caso essa hipótese seja verdadeira, o antigo Rio Preto teria seu baixo curso na posição do atual Ribeirão Imbutaia, afluente da margem direita do Rio Grande.

Vale ressaltar que, além das evidências de captura anteriormente citadas, não há indícios de que o desnivelamento entre os vales dos rios Grande e Preto tenha origem tectônica. Caso o responsável pelo escalonamento local da escarpa da Serra da Mantiqueira fosse a movimentação diferencial de blocos, esta configuração provavelmente não se

restringiria ao vale do alto Rio Preto, mas ocorreria também em outros trechos da escarpa principal. Observa-se ainda que o escalonamento topográfico regional atribuído a causas tectônicas ocorre no sentido oposto, ou seja, para NNW a partir dos topos da Mantiqueira (SAADI, 1991, SANTOS, 1999). Além disso, as falhas ENE mapeadas se limitam à borda da bacia de Resende, não ocorrendo no vale do alto Rio Preto (HEILBRON, 2007). Estes argumentos reforçam a origem erosiva do vale suspenso e indicam que, caso tenham acontecido, os movimentos tectônicos diferenciais tiveram um papel secundário no escalonamento da escarpa.

7.4 A captura do alto Rio Grande pelo Rio Aiuruoca e a formação do divisor rebaixado

Alguns quilômetros a jusante de sua nascente, já fora da área do maciço Itatiaia, o Rio Aiuruoca sofre uma súbita inflexão de aproximadamente 90°, mudando sua direção de NE para NNW (FIG. 21). Logo abaixo deste cotovelo o rio cruza uma crista de direção ENE que, de acordo com Santos (1999), corresponde a uma imponente escarpa de falha. No entanto, a montante desta garganta é possível observar uma clara continuidade morfológica do vale em direção a ENE, o que sugere que o alto curso do Rio Aiuruoca encontrava-se direcionado nesse sentido anteriormente. Atualmente este vale adaptado à falha de direção WSW-ENE é ocupado por dois canais que fluem em sentido oposto: o Ribeirão Dois Irmãos, afluente do Rio Aiuruoca, corre para WSW e o Rio Grande corre para ENE. Estes dois cursos fluviais são separados por um divisor pouco nítido, situado em posição altimétrica muito inferior às cristas que limitam o vale (FIG. 22). Ou seja, a posição anômala deste divisor, a mudança brusca na direção do Rio Aiuruoca e a presença da garganta (*water gap*) sugerem um importante rearranjo local na rede de drenagem.

As observações anteriores indicam que o Rio Aiuruoca provavelmente estava contido a norte da escarpa de falha, onde seu vale apresenta dimensões bem mais amplas, enquanto suas atuais cabeceiras encontravam-se direcionados para o Rio Grande. A porção da bacia do Rio Aiuruoca a montante da garganta apresenta um vale principal bastante encaixado, limitado por encostas íngremes. Já a porção da bacia a jusante da garganta coincide com um amplo anfiteatro limitado por dois alinhamentos serranos de direção geral NNE-SSW. Portanto, mais do que a simples influência de um nível de base regional, essa acentuada diferenciação morfológica pode indicar a herança de uma paleorrede de drenagem, na qual o divisor Grande/Aiuruoca estava posicionado ao longo da escarpa de falha de direção WSW-ENE.

Deste modo, é provável que um acentuado recuo erosivo do Rio Aiuruoca tenha sido o responsável por romper a escarpa de falha e formar a garganta. Facilitada por uma falha ou fratura de direção NNW-SSE, a continuação desse recuo atingiu às antigas cabeceiras do Rio Grande, formando um típico cotovelo de captura. Com isso, um pequeno trecho do antigo Rio Grande a jusante do ponto de captura teve seu fluxo invertido, formando o Ribeirão Dois Irmãos e também o divisor rebaixado Aiuruoca/Grande. No outro lado deste novo divisor a direção de fluxo para ENE foi mantida. Ou seja, o antigo vale foi fragmentado em dois sistemas fluviais distintos.

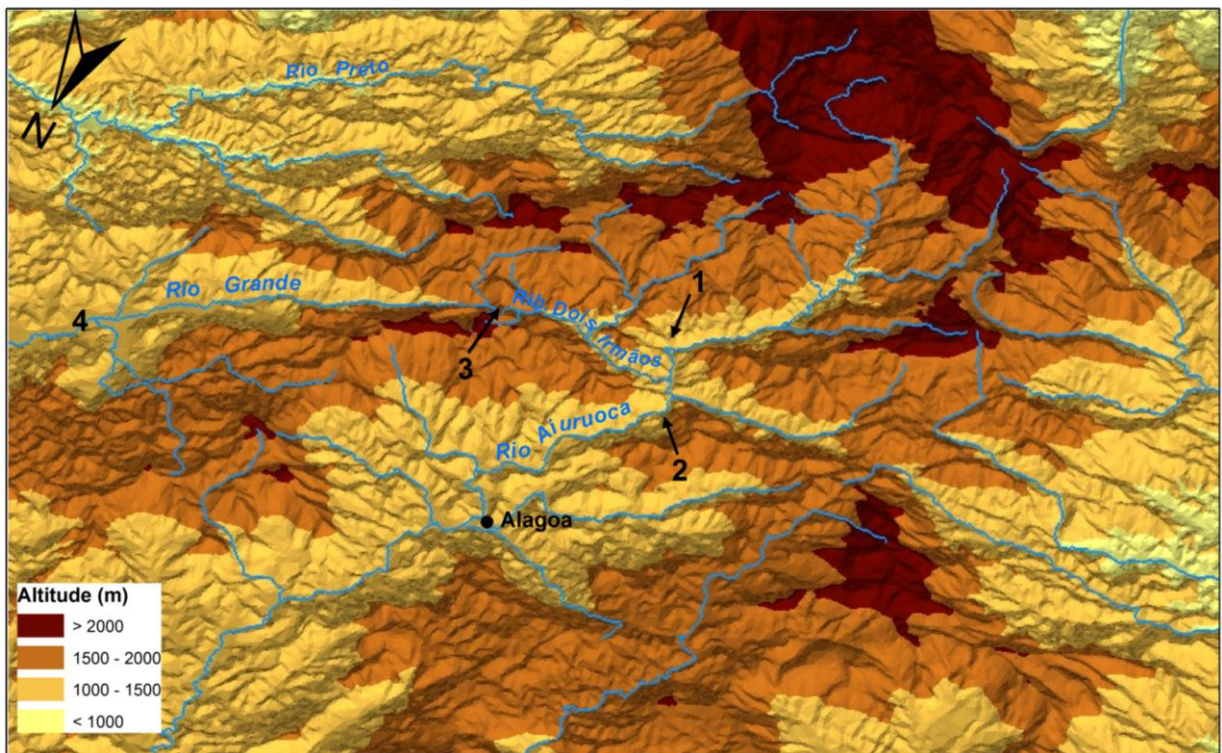


FIGURA 22 – Visualização tridimensional da área de captura do alto Rio Grande pelo Rio Aiuruoca. Legenda: 1-Cotovelo de captura; 2- Garganta; 3-Divisor rebaixado (Aiuruoca/Grande); 4-Planície anômala do Rio Grande.

Outro indício desta captura está impresso no Maciço do Itatiaia, onde se localizam as nascentes do Rio Aiuruoca. Neste trecho do divisor hidrográfico, o contraste padrão entre vertentes declivosas voltadas para a depressão do Paraíba do Sul e vertentes mais suavizadas voltadas para o planalto do alto Rio Grande encontra-se invertido. Ou seja, enquanto o Rio Campo Belo, afluente do Rio Paraíba do Sul que drena o topo do maciço, apresenta gradiente suave nos seus quilômetros iniciais, o Rio Aiuruoca rapidamente decai 1000 m, em um trecho de gradiente extremamente elevado. Embora esteja relacionado também a mudanças litológicas, este segmento de elevado declive do Rio Aiuruoca pode ter sua gênese associada a

um período de intensa incisão fluvial em resposta ao rebaixamento do nível de base causado pela captura.

Assim como no caso do Rio Preto, a intensidade do encaixamento após a captura não permitiu a preservação de depósitos aluviais que registrassem o paleocanal do Rio Grande. No entanto, Santos (1999) menciona que a presença de colos com espessas turfeiras ao longo do divisor entre o Rio Grande e o Rio Aiuruoca sugerem que, nesta região, a área de cabeceira daquele foi capturada por este.

7.5 A cronologia das capturas

Após a captura, o rebaixamento erosivo do alto vale do Rio Preto foi de no mínimo 200 m, já que esta é a atual diferença altimétrica em relação ao seu antigo nível de base, o Rio Grande. Evidentemente, o vale do alto Rio Grande também sofreu um considerável encaixamento desde então, em resposta ao soerguimento que afetou toda área. Portanto, o rebaixamento erosivo do vale suspenso após a captura deve ter sido consideravelmente superior a 200 m. Complementarmente, a altitude de 1230 m verificada no trecho menos elevado do divisor pode indicar um valor mínimo de altitude para o paleovale do Rio Preto antes da captura. Tomando como referência este valor é possível estimar pelo menos 300 m de denudação em parte do vale suspenso, já que este encontra-se atualmente entre 900 e 1100 m.

Usando como parâmetro as taxas denudacionais mensuradas nos afluentes do alto Rio Preto (TAB. 2) verifica-se a improbabilidade de que a captura tenha idade quaternária ou até pliocênica. Mesmo admitindo-se que as taxas de denudação tenham sido superiores em períodos de rejuvenescimento do relevo vinculados a eventos tectônicos, estas não seriam suficientes para promover um rebaixamento de algumas centenas de metros no relevo em tão pouco tempo. O recuo de aproximadamente 8 km do *knickpoint* a partir da falha que teria condicionado a captura e a não preservação das antigas linhas de drenagem também indicam a relativa antiguidade deste rearranjo de drenagem.

Um notável caso de captura fluvial também vinculado à bacia do Rio Paraíba do Sul se refere à subtração das cabeceiras do Rio Tietê pelo médio Paraíba na região do “Cotovelo de Guararema” (AB’SÁBER, 1957; RICCOMINI *et al.*, 2010). De acordo com Riccomini *et al.* (2010), esta captura envolveu causas tectônicas, provavelmente ligadas ao soerguimento de blocos ao longo de falhas de direção NW-SE durante evento tectônico transcorrente sinistral no Mioceno. Esta expressiva captura pode indicar que tenha ocorrido neste período um

fenômeno de reorganização generalizada da rede hidrográfica vinculada ao Rio Paraíba do Sul em resposta ao referido evento tectônico deformador do rifte continental. Indícios nesse sentido são fornecidos por Karner & Driscoll (1999), que atribuem o aumento no aporte sedimentar da Bacia de Campos durante o Terciário à capturas fluviais processadas pelo recuo das cabeceiras do Rio Paraíba do Sul. Cobbold *et al.* (2001) também mencionam que no Neógeno esse acréscimo no suprimento de sedimentos clásticos para Bacia de Campos em detrimento à Bacia de Santos foi acompanhado por falhamentos, soerguimento e extensivas capturas fluviais na área continental adjacente.

Cogné *et al.* (2013) afirmam que após um período de quiescência tectônica que durou do Oligoceno ao Mioceno Inicial, as bacias de Taubaté e Resende foram reativadas no Neógeno, sob um regime transpressional. Por meio da análise de traços de fissão em apatitas, Siqueira-Ribeiro (2003) identificou um evento tectônico miocênico (20-10 Ma) relacionado ao soerguimento da plataforma na região das serras da Mantiqueira e da Bocaina. Valadão (1998, 2009) também registrou a ocorrência de um soerguimento no Mioceno Médio que resultou na modificação do nível de base no interior continental e na fachada atlântica, acelerando a denudação e rejuvenescendo a rede hidrográfica. Concordantemente, Potter & Szatmari (2009) citam que entre os diversos eventos globais iniciados no Mioceno Médio/Superior estão a reformulação de grandes sistemas fluviais e o soerguimento de diversas margens passivas.

As evidências anteriormente citadas sugerem que durante o Mioceno as áreas limítrofes da bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul foram alvo de um intenso recuo erosivo que promoveu a ampliação da sua área de drenagem e, conseqüentemente, aumentou o aporte sedimentar direcionado para Bacia de Campos. Esse incremento areal da bacia certamente está associado a um período em que a retração das escarpas que limitam o graben foi mais acelerada, em resposta ao rebaixamento do nível de base provocado pelo soerguimento miocênico. Deste modo, é plausível supor que a captura do alto Rio Preto tenha ocorrido durante o Mioceno Médio/Superior, estando diretamente vinculada a um período de intensificação do recuo da borda de falha da Bacia de Resende. Esta idade de início da escavação do vale suspenso é compatível com taxas de denudação situadas no intervalo entre as mensuradas no presente trabalho - 12 m/Ma a 26 m/Ma - e aquelas estimadas por meio da termocronologia por traços de fissão em apatita na Mantiqueira Ocidental - 42 m/Ma a 87 m/Ma – (HACKSPACHER *et al.*, 2004).

No caso da captura do alto Rio Grande a diferença altimétrica de aproximadamente 300 m entre o divisor rebaixado e o cotovelo de captura também indica uma idade pré-

quaternária. Essa diferença corresponde ao encaixamento mínimo do Rio Aiuruoca após a captura, desconsiderando possíveis desnivelamentos de origem tectônica. Neste caso a correlação com as taxas de denudação média (^{10}Be) fica dificultada, pois se trata de um rebaixamento erosivo concentrado no eixo da calha fluvial, ao contrário do que ocorreu no alto Rio Preto, onde houve um rebaixamento generalizado do relevo no período pós-captura. No entanto, a taxa denudacional de 14,75 m/Ma obtida para o Ribeirão Dois Irmãos (GA3), afluente direto do Rio Aiuruoca, sugere que um encaixamento superior a 300 m demandaria um período de tempo considerável, o que vincularia a captura a um evento anterior ao Quaternário.

Devido à manutenção da posição do antigo vale e do cotovelo de captura, acredita-se que a subtração das cabeceiras do Rio Grande possa ter uma idade um pouco mais jovem do que aquela sugerida para a captura do Rio Preto (Mioceno Médio/Superior). No entanto, é provável que ela também tenha sido um resultado do processo de rejuvenescimento do relevo gerado pelo evento tectônico miocênico.

7.6 A evolução dos divisores hidrográficos no período posterior aos principais rearranjos de drenagem

Divisor entre as bacias dos rios Paraíba do Sul e Grande (Paraná)

Considerando que na época de seu estabelecimento o divisor Paraíba do Sul/Grande estava posicionado no topo da borda de falha da bacia de Resende é possível estimar que, localmente, este divisor tenha sofrido um recuo acumulado de cerca de 20 km desde então. Aproximadamente metade deste montante se deve a captura do alto Rio Preto, que provocou um salto do divisor rumo ao interior. Ou seja, uma parcela considerável do recuo do divisor não foi provocada diretamente pela retração do escarpamento que bordeja a Bacia de Resende (Serra da Pedra Selada), mas sim pela subtração da alta bacia do Rio Preto, que anteriormente encontrava-se direcionada para o Rio Grande. Portanto, caso não tivesse ocorrido a captura, é provável que o divisor hidrográfico estivesse hoje posicionado no topo da Serra da Pedra Selada. Este salto do divisor causado pela captura justifica parcialmente a incompatibilidade verificada entre as baixas taxas de denudação mensuradas no escarpamento voltado para o graben (~17,4 m/Ma) e o recuo total estimado para o divisor desde o Paleógeno (~20 km). Um processo semelhante foi observado por Harbor & Gunnell (2007) nos Ghats Ocidentais

(Índia), onde a taxa de retração do escarpamento foi afetada pela captura de bacias localizadas nos planaltos interiores.

Após a captura, o vale do alto Rio Preto sofreu um intenso encaixamento provocado pelo seu vínculo a um nível de base consideravelmente mais baixo que o anterior. Em resposta a essa queda no nível de base, os afluentes do Rio Preto contidos no vale suspenso promoveram um forte recuo de suas cabeceiras, o que fica bem caracterizado nos ribeirões das Flores (P3) e da Prata (P4). Foi justamente essa concomitância entre o encaixamento do Rio Preto e o recuo erosivo de seus afluentes que concedeu um aspecto sinuoso a escarpa na qual está contido o divisor Paraíba do Sul/Grande. Este fato corrobora a afirmação de Matmon *et al.* (2002), segundo a qual os escarpamentos recuam mais rápido nos canais do que nos interflúvios, o que tende a aumentar a sua sinuosidade ao longo do tempo.

Na vertente interiorana o encaixamento do Rio Grande e, principalmente, do Rio Aiuruoca também estimulou o recuo de seus afluentes localizados na escarpa contígua ao divisor. No entanto, este recuo não foi tão intenso quanto o verificado na vertente oposta, já que não formaram-se as características reentrâncias existentes na escarpa voltada para o graben.

É provável que este período de intenso rejuvenescimento do relevo provocado pelo evento tectônico miocênico e pelas capturas fluviais tenha sido progressivamente substituído por um período marcado por taxas denudacionais mais baixas, sendo estas relacionadas à estabilização dos novos níveis de base e à atenuação da atividade tectônica. Foi somente no intervalo Plioceno-Pleistoceno que sobreveio um novo evento tectônico mencionado por uma série de autores (SAADI, 1993; COSTA, 1999; GONTIJO, 1999; RICCOMINI *et al.*, 2004; SANTOS *et al.*, 2006; VALADÃO, 2009). Nesse período, soerguimentos acentuaram a diferença de altitude entre a Serra da Mantiqueira e os compartimentos adjacentes (MODENESI-GAUTTIERI & NUNES, 1998), e, portanto, realçaram altimetricamente o divisor hidrográfico. Este soerguimento, ainda não registrado nas taxas de denudação (^{10}Be), deve ter acelerado novamente a incisão da drenagem e o recuo das escarpas, sendo certamente o maior responsável pelo aspecto rejuvenescido ainda impresso no relevo regional.

Conforme já exposto no capítulo anterior, as taxas denudacionais relativamente baixas referentes às últimas dezenas de milhares de anos (TAB. 2) indicam que pelo menos desde o Pleistoceno Superior a paisagem passou a evoluir lentamente na área de estudo. Portanto, a estabilização dos níveis de base relacionada a uma nova atenuação da atividade tectônica permitiu que a posição do escarpamento e conseqüentemente do divisor hidrográfico permanecesse praticamente estável ao longo Quaternário Superior. Estas baixas taxas se

assemelham às mensuradas em escarpamentos de diversas margens passivas (FLEMING *et al.*, 1999; COCKBURN *et al.*, 2000; BIERMAN & CAFFEE, 2001; HEIMSATH *et al.*, 2006; KOUNOV *et al.*, 2007; SULLIVAN, 2007; VANACKER *et al.*, 2007; MARENT, 2011), o que sugere que, em geral, a localização dessas feições não muda significativamente ao longo do tempo. Este padrão tem levado vários trabalhos a sugerir que um modelo de rápido recuo inicial das ombreiras dos riftes, seguido por longos períodos de baixas taxas de erosão, é mais consistente com os dados geocronológicos existentes do que os modelos tradicionais, baseados em um intenso e constante recuo após o rifteamento (MATMON *et al.*, 2002; HEIMSATH *et al.*, 2006; BISHOP, 2007; VANACKER *et al.*, 2007; SULLIVAN, 2007).

No caso da Serra da Mantiqueira, além do período imediatamente posterior a formação do rifte continental (Paleógeno), há evidências de pelo menos mais duas fases de intensificação dos processos erosivos diretamente vinculadas a eventos tectônicos neogênicos (Mioceno e Plioceno/Pleistoceno). Sobre isso, Ribeiro (2006) já havia sugerido que o recuo erosivo dos escarpamentos que limitam o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil foi concomitante aos eventos tectônicos deformadores. Esses períodos em que a retração do escarpamento foi mais intensa, somados à captura do alto Rio Preto, explicam a migração do divisor hidrográfico até sua posição atual, o que não seria possível caso as baixas taxas mensuradas no presente trabalho fossem constantes.

Desde o importante rearranjo de drenagem miocênico o recuo erosivo das escarpas localizadas em ambos os lados do divisor regional aparenta ter consumido quase que por completo uma pequena superfície cimeira na qual estava contido o divisor. O que restou desse nível topográfico foram topos estreitos, de morfologia predominantemente convexa, posicionados quase sempre acima de 2000 m de altitude. Esta superfície cimeira provavelmente se assemelhava àquelas localizadas em áreas vizinhas, como em parte dos topos das serras da Colina, do Santo Agostinho e do Papagaio. Embora estas últimas também não tenham ficado a salvo do desgaste provocado por rebaixamento vertical (*downwearing*) e dissecação, elas foram menos afetadas pelo recuo das escarpas que as limitam, o que permitiu sua melhor preservação.

Estimulada pela diferença altimétrica entre os níveis de base, a migração do divisor hidrográfico nesse período esteve vinculada ao avanço da erosão remontante sobre a superfície cimeira, com a consequente decapitação das nascentes interioranas. Embora em ritmo mais lento, essa tendência ainda permaneceu ao longo do Quaternário Superior, como atestam as taxas denudacionais mais elevadas nas sub-bacias voltadas para o graben (TAB. 2). Portanto, os dados não comprovam a atual migração do divisor regional em direção ao

oceano, conforme sugerido por Santos (1999). Essa migração em direção ao oceano estaria relacionada à atividade tectônica transpressiva que teria causado o soerguimento diferenciado de grandes blocos e basculamento destes para NW (SANTOS, 1999). No entanto, além da perda de área da bacia do Rio Grande, as baixas taxas de denudação mensuradas também indicam uma relativa estabilidade tectônica no Quaternário Superior que seria incompatível com movimentações crustais de grande destaque neste período. Deste modo, as principais feições morfotectônicas da área devem ter sua origem relacionada a eventos mais antigos, enquanto os pequenos deslocamentos recentes de falhas não tiveram grande impacto sobre a configuração do relevo, como já sugerido por Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) em estudos na Mantiqueira Ocidental.

Mesmo após esse longo período submetido aos processos denudacionais, o divisor hidrográfico regional manteve sua destacada proeminência nas adjacências do Maciço do Itatiaia, persistindo em altitudes superiores a 2000 m. O que permitiu este fato foi a conjunção entre dois fatores: a resistência dos granitos e os diversos pulsos de soerguimento ao longo do Cenozoico. Já a leste das sub-bacias amostradas, onde os granitos são substituídos por gnaisses e o soerguimento acumulado foi mais modesto, o divisor está posicionado, em média, 600 m abaixo, sem grande destaque topográfico (FIG. 19).

No Neógeno, é pouco provável que tenha havido uma compensação isostática relacionada estritamente à dinâmica erosiva/deposicional do rifte continental. A pequena representatividade dos depósitos neogênicos nas bacias tafrogênicas continentais (RAMOS *et al.*, 2006; COGNÉ *et al.*, 2013), seria incapaz de gerar uma subsidência isostática por acúmulo de sedimentos no graben. Deste modo, o possível soerguimento isostático da Serra da Mantiqueira no Neógeno estaria relacionado ao acúmulo sedimentar nas bacias marginais de Santos e Campos, o que acarretaria em uma compensação isostática flexural na margem continental como um todo. No entanto, dados estruturais e termocronológicos apontam que a maior parte do soerguimento neogênico na margem continental do sudeste brasileiro se relaciona a uma tectônica intraplaca sob regime compressivo (COGNÉ *et al.*, 2012). A elaboração do relevo nesta área estaria, portanto, diretamente ligada a reativações e soerguimentos polifásicos, sincronizados com pulsos tectônicos andinos (COGNÉ *et al.*, 2012, 2013).

Divisor entre as bacias dos rios Grande e Aiuruoca

Devido a sua localização e sua posição altimétrica, o divisor rebaixado entre as bacias dos rios Grande e Aiuruoca tem uma importante função nos processos de captura envolvendo estes dois sistemas de drenagem. Esta feição peculiar, que teve sua gênese discutida anteriormente, é um local preferencial da disputa erosiva entre as cabeceiras das duas bacias interioranas, já que coloca lado a lado as nascentes do Ribeirão Dois Irmãos (afluente do Rio Aiuruoca) e do próprio Rio Grande. As taxas de denudação mostram que, pelo menos localmente, há uma tendência de transferência de área da bacia do Rio Grande para a do Rio Aiuruoca, pois o Ribeirão Dois Irmãos (GA3) apresentou uma taxa de 14,75 m/Ma, que é superior àquela de 10,05 m/Ma mensurada no Rio Grande (GA4).

De modo semelhante ao observado por Riebe *et al.* (2000) na Sierra Nevada, a diferenciação entre as taxas de denudação das duas bacias aparenta estar relacionada ao grau de estabilidade dos níveis de base regionais que controlam cada uma dessas cabeceiras. Após um trecho inicial de elevado gradiente, caracterizado por um vale encaixado, o Rio Grande muda bruscamente a morfologia do seu vale, passando a apresentar uma ampla planície aluvial na região de Bocaina de Minas e Liberdade (FIG. 22 e 23). Neste segundo trecho, o Rio Grande possui canal meandrante e baixo decaimento altimétrico, atingindo aproximadamente 1110 m de altitude nas proximidades de Bom Jardim de Minas. Tal configuração indica a estabilidade do nível de base desse curso fluvial ao longo do Quaternário Superior. Já o alto curso do Rio Aiuruoca é caracterizado por um vale predominantemente encaixado, no qual as planícies aluviais são restritas e descontínuas. O elevado gradiente e o caráter fortemente erosivo do Rio Aiuruoca evidenciam um encaixamento ativo em resposta a um rebaixamento do nível de base. A dinâmica fluvial diferenciada desses dois rios certamente está relacionada a variações regionais na intensidade do soerguimento quaternário. O alto curso do Rio Aiuruoca está inserido em um grande bloco intensamente soerguido de direção geral NNE, enquanto o Rio Grande está situado a ESE deste mesmo bloco, em uma área onde o soerguimento não foi tão elevado (FIG. 19).

Embora existam inúmeros níveis de base locais, esta diferenciação na estabilidade dos níveis de base regionais repercute também na dinâmica das cabeceiras. Deste modo, conforme observado por Santos (1999), as áreas de cabeceiras e afluentes dos rios Grande, Ingaí e Capivari têm sido progressivamente subtraídas pelo Rio Aiuruoca. Embora em ritmo lento, como atestam as taxas de denudação, essa perda de área das cabeceiras do Rio Grande pode ser uma das explicações para a presença de uma planície de dimensão anômala, localizada a

poucos quilômetros de sua nascente (FIG. 22 e 23). A dimensão dessa planície, que atinge em alguns trechos 1 km de largura, é desproporcional à atual largura do canal que não chega a 10 m. Ou seja, é provável que o recuo erosivo mais intenso do Ribeirão Dois Irmãos tenha decapitado continuamente as nascentes do Rio Grande ao longo do Quaternário, provocando a diminuição de sua vazão após a elaboração da planície. Além disso, o reconhecido basculamento regional para NW (SAADI, 1991; SANTOS, 1999), deve ter induzido a migração lateral do Rio Grande nessa direção, colaborando também para a gênese dessa ampla planície.



FIGURA 23 – Planície fluvial de dimensão anômala no vale do Rio Grande.
Foto tirada a aproximadamente 3,5 km do ponto de coleta GA5 (Cachoeira do Rio Grande).

7.7 Principais processos geomorfológicos atuantes na retração dos escarpamentos

Assim como verificado por Vanacker *et al.* (2007) no escarpamento do Sri Lanka, os processos fluviais são os principais responsáveis pela retração dos escarpamentos na Serra da Mantiqueira. Os canais em leito rochoso, com elevados gradientes e predomínio de corredeiras sugerem um ambiente de alta energia, capaz de transportar de forma eficiente os sedimentos produzidos nas zonas escarpadas. Os vales encaixados indicam a ocorrência de

um intenso processo de dissecação que se propagou para as cabeceiras principalmente através da retração de *knickpoints*. Na vertente voltada para o graben essa elevada intensidade dos processos fluviais está bem registrada nas características reentrâncias que abrigam os principais vales.

Além da incisão fluvial, os movimentos de massa também têm um papel fundamental na evolução dos escarpamentos estudados. Embora existam poucas cicatrizes de movimentos de massa atualmente visíveis nas sub-bacias amostradas, há indícios de que esses processos ocorram de forma episódica na área, associados a eventos pluviométricos extremos e favorecidos pela elevada declividade das vertentes. Parte dos grandes blocos rochosos presentes nos canais fluviais que drenam as escarpas provavelmente tem sua origem nos escorregamentos e corridas de detritos que afetaram a área. Além disso, são muito numerosas as cicatrizes de movimentos de massa recentes em áreas vizinhas, como nas bacias do Ribeirão da Aberta e do Córrego do Quilombo, ambos afluentes do Rio Aiuruoca. Devido à predominância de uma densa e contínua cobertura vegetal os processos de erosão laminar e linear são pouco efetivos nas escarpas, o que é evidenciado pela pequena quantidade de material transportado em suspensão nos canais, mesmo na estação chuvosa. Portanto, pelo menos nos períodos com condições climáticas úmidas e cobertura florestal, os movimentos de massa devem ter sido os principais processos atuantes nas vertentes. Já em épocas de clima mais seco, como durante o último período glacial, é possível que a cobertura vegetal predominantemente herbácea (BEHLING *et al.*, 2002) permitisse uma maior participação da erosão laminar na retração das escarpas.

Deve-se destacar ainda o papel da denudação química, que de acordo com Xavier & Coelho Netto (2008), tem grande relevância na vertente do médio vale do Rio Paraíba do Sul correspondente à Serra da Mantiqueira. Nos escarpamentos de Cristiano Otoni e São Geraldo, Cherem *et al.* (2012) encontraram uma boa correlação entre taxas de denudação química e taxas de denudação de longo-termo (^{10}Be), o que revela a intensa interdependência entre estas duas variáveis em ambientes escarpados sob clima tropical. Apesar da elevada declividade das vertentes, os afloramentos rochosos na área de estudo são raros, o que atesta a pronunciada intensidade do intemperismo químico e conseqüentemente da denudação química. Deste modo, a carga dissolvida deve ser responsável por uma parcela considerável do material removido pelos cursos fluviais que drenam as escarpas da Mantiqueira. No entanto, estudos específicos que mensurem a perda geoquímica da área são necessários para comprovar a intensidade desse processo.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados apresentados neste estudo mostram que a taxa média de denudação das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul, voltadas para o graben (17,39 m/Ma), é superior a das sub-bacias do Rio Grande (Paraná), voltadas para o interior continental (12,24 m/Ma). Portanto, estes resultados confirmam a ocorrência de processos erosivos mais intensos nas bacias hidrográficas voltadas para o interior do rifte, como proposto nos modelos de evolução de escarpamentos localizados em margens passivas maduras (THOMAS & SUMMERFIELD, 1987; GILCHRIST & SUMMERFIELD, 1990; SUMMERFIELD, 1991; OLLIER & PAIN; 1997). Esta diferenciação na intensidade dos processos denudacionais se deve ao fato das sub-bacias do Rio Paraíba do Sul serem controladas por um nível de base mais baixo do que aquele verificado nas bacias interioranas. No entanto, a localização do divisor hidrográfico no topo de uma crista pronunciada cria gradientes bastante elevados em ambas as vertentes e não apenas naquela voltada para o graben, o que se reflete na diferença relativamente reduzida entre as taxas de denudação verificadas nas duas vertentes. Deve-se ressaltar ainda o papel do escalonamento local da Serra da Mantiqueira, de modo que os cursos fluviais voltados para o graben não são afluentes diretos do Rio Paraíba do Sul, mas sim do alto Rio Preto, ali abrigado em um típico vale suspenso.

Entre os fatores controladores das taxas de denudação, se destaca a boa correlação existente entre as taxas e dois parâmetros morfométricos: amplitude de relevo e declividade média das sub-bacias. A influência da litologia se mostra ainda mais importante, sendo o Granito Maromba a unidade litológica mais resistente nas sub-bacias amostradas. O controle exercido por fatores climáticos, principalmente através de efeitos orográficos, é incerto, no entanto, é possível que a maior pluviosidade da vertente voltada para o graben tenha alguma influência nas taxas denudacionais mais elevadas ali verificadas.

As taxas de denudação mensuradas na área de estudo são relativamente baixas, atingindo uma média geral de apenas 14,53 m/Ma. Estas baixas taxas, referentes às últimas dezenas de milhares de anos, contrastam com o relevo rejuvenescido e com as elevadas altitudes desse setor da Mantiqueira, onde há um reconhecido papel da neotectônica na morfogênese. Deste modo, é provável que tenha havido uma atenuação da atividade tectônica no Quaternário Superior, com a consequente estabilização dos níveis de base e diminuição dos processos denudacionais. Portanto, os dados apresentados neste trabalho corroboram as observações de von Blanckenburg (2006), segundo as quais a amplitude topográfica por si só

não resulta em altas taxas de denudação, sendo necessário para isso um rejuvenescimento da paisagem acionado por atividade tectônica.

Uma série de evidências indica que rearranjos de drenagem tiveram fundamental importância na evolução neocenoica dos divisores hidrográficos estudados, o que reafirma o relevante papel desses processos na evolução de flancos de rifte (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER, 2004). Há indícios de que a alta bacia do Rio Preto, anteriormente direcionada para o planalto interiorano, tenha sido capturada por um canal localizado na escarpa voltada para o graben. Essa provável captura causou uma notável e imediata migração do divisor regional rumo ao interior continental, sendo responsável por aproximadamente metade do recuo acumulado deste divisor a partir de sua posição original, na borda de falha da Bacia de Resende.

Também há indícios de que o atual alto curso do Rio Aiuruoca encontrava-se anteriormente direcionado para o Rio Grande. Uma captura fluvial rompeu essa antiga ligação e estabeleceu o atual divisor rebaixado que limita essas duas bacias interioranas na área de estudo. A dinâmica deste divisor é marcada pela transferência de área da bacia do Rio Grande para a do Rio Aiuruoca, como atestam as taxas de denudação das sub-bacias contíguas ao divisor. A diferenciação entre as taxas de denudação das duas bacias aparenta estar relacionada ao grau de estabilidade dos níveis de base regionais que controlam cada uma dessas cabeceiras.

A correlação com outros dados geocronológicos indica o caráter predominantemente episódico da denudação em diferentes escalas temporais. Em uma escala temporal mais longa (10^5 a 10^8 anos) a intensidade dos processos denudacionais é controlada pela ocorrência de eventos tectônicos que induzem o rejuvenescimento do relevo. Juntamente com a captura do alto Rio Preto, esses períodos em que a retração do escarpamento foi mais intensa explicam a migração do divisor hidrográfico até sua posição atual, o que não seria possível caso as baixas taxas mensuradas no presente trabalho fossem constantes. No Quaternário Superior o caráter episódico da denudação se expressa nos períodos de instabilidade morfodinâmica relacionados a variações nas condições bioclimáticas. Atualmente destaca-se o papel dos movimentos de massa, vinculados a eventos pluviométricos extremos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBÜHL, L. M.; NORTON, K. P.; SCHLUNEGGER, F.; KRACHT, O.; ALDAHAN, A.; POSSNERT, G. El Niño forcing on ^{10}Be -based surface denudation rates in the northwestern Peruvian Andes. *Geomorphology*, v. 123, p. 257–268, 2010.
- ABBÜHL, L. M.; NORTON, K. P.; JANSEN, J. D.; SCHLUNEGGER, F.; ALDAHAN, A.; POSSNERT, G. Erosion rates and mechanisms of knickzone retreat inferred from ^{10}Be measured across strong climate gradients on the northern and central Andes Western Escarpment. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 36, p. 1464-1473, 2011.
- AB’SÁBER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e Tietê. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, n. 26, p. 38-49, 1957.
- AB’SÁBER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. de. (Org.) *Brasil, a terra e o homem*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964. v. 1 – As bases físicas, p. 135-250.
- AB’SÁBER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. (Orgs.). *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 71-106.
- AB’SÁBER, A. N.; BERNARDES, N. *Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo*. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia, 1958.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, p. 15-26 (suplemento), 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n.2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G.; DIOS, F. R. B.; GONTIJO, A. H. F.; HEILBRON M.; VALERIANO, C. M. A Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro-SP. *Boletim de Resumos*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 96.
- ALMEIDA, M. E. Geologia, Petrografia e geoquímica do leucogranito Capivara, Itamonte (MG). 1996. 128 f. Tese (Mestrado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.
- AMARAL, F. C. S. *Mapa de solos do Estado de Minas Gerais*. Embrapa Solos, 2005.
- BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, n. 3-4, p. 227–243, 2002.
- BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *American Journal of Science*, v.301, n. 4-5, p. 326-358, 2001.

BIERMAN, P.; STEIG, E. J. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, n. 2, p. 125-139, 1996.

BINNIE, S. A.; PHILLIPS, W. M.; SUMMERFIELD, M. A.; FIFIELD, L. K.; SPOTILA, J. A. Tectonic and climatic controls of denudation rates in active orogens: The San Bernardino Mountains, California. *Geomorphology*, v. 118, p. 249-261, 2010.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 365, p. 329-365, 2007.

BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P. Evolution of passive margin escarpments: what can we learn from low-temperature thermochronology ?. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. F04009, 2004.

BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Sciences Letters*. v. 129, p. 193-202, 1995.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. *Tectonic geomorphology*. Malden: Blackwell Science, 2001. 274 p.

CARVALHO, D. A.; OLIVEIRA-FILHO, A. T.; VAN DEN BERG, E.; FONTES, M. A. L.; VILELA, E. A.; MARQUES, J. J. S. G. S. M.; CARVALHO, W. A. C. 2005. Variações florísticas e estruturais do componente arbóreo de uma floresta ombrófila alto-montana às margens do Rio Grande, Bocaina de Minas, MG, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, v. 19, n. 1, p. 91-109, 2005.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÉS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C. A. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, v. 173-174, p. 118-127, 2012.

COBBOLD, P.R, MEISLING, K.E., MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 85, n. 11, p.1925-1944, 2001.

COCKBURN, H. A. P.; BROWN, R. W.; SUMMERFIELD, M. A.; SEIDL, M. A. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, n. 3-4, p. 429-435, 2000.

COCKBURN, H. A. P.; SUMMERFIELD, M. A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography*, v. 28, n. 1, p. 1-42, 2004.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic Landscape Evolution in a Humid Region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Geografia Física e Dinâmica Quaternaria*, v. 3, n.3, p. 21-48, 1999.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): bases para um modelo de formação e crescimento da rede de canais sob controle estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 4, n.2, p. 69-100, 2003.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C. Thermochronological evidence for polyphase post-rift reactivation in SE Brazil. In: EGU GENERAL ASSEMBLY, 2012, Vienna. *Geophysical Research Abstracts*, v. 14. Vienna: EGU, 2012. p. 5881.

COGNÉ, N.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C.; GALLAGHER, K. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 194-204, 2013.

COSTA, R. D. *Determinação dos campos de tensão cenozóicos na região sul de Minas Gerais*. 1999. 135 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

COSTA, R. D.; SAADI, A.; EBERT, H. D. Cenozoic stress field determination in south Minas Gerais State - Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ENVIRONMENTAL AND GLOBAL SUSTAINABLE DEVELOPMENT, 5., 2000, Belo Horizonte. *Proceedings of...* Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais; CEEST - Univ. of Massachusetts, 2000. CD-ROM.

DEFFONTAINES, P. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo: Primeiro Esboço de Divisão Regional. *Boletim Geográfico*, v. 2, n. 24, p. 1837-1850, 1945. (Transcrito dos *Annales de Geographie*, n. 253, 1936).

DOMINGUES, A. J. P. Maciço do Itatiaia. *Revista Brasileira de Geografia*. v. 14, n. 4, p. 463-471, 1952.

DUNAI, T. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, 2010. 187 p.

EIRADO SILVA, L. G. *A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil*. 2006. 273 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C.; MORALES, N. Análise fluviomorfométrica do rio Corumbataí (SP) - implicações morfotectônicas associadas à migração de nickpoint. *Revista Geociências - UnG*, v.10, n.1, p. 74-94, 2011.

FLEMING, A., SUMMERFIELD, M. A., STONE, J. O., FIFIELD, K.; CRESSWELL, R. G. Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ-produced cosmogenic ³⁶Cl: initial results. *Journal of the Geological Society*, London, v. 156, p. 209-12, 1999.

- FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras – USP*, v. 130, n. 6 (Série Geologia), 120 p., 1951.
- FROSTICK, L. Rift Valley and rifting. In: GOUDIE, A. S. (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, 2004. v. 2. p. 849-852.
- GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W.; FRANKEL, K. L.; HUGHES, S.; LEWIS, R. Q.; LYONS, N.; PARIS, P.; ROSS, K.; BAUER, J. B.; WITT, A. C. Hillslope response to knickpoint migration in the Southern Appalachians : implications for the evolution of post - orogenic landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 36, n. 9, 2011.
- GATTO, L. C. S. *et al.* Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro: MME, 1983. v. 32, p. 305-384.
- GILCHRIST, A.; SUMMERFIELD, M. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards. *Nature*, v, 346, p. 739-742, 1990.
- GILCHRIST, A.; SUMMERFIELD, M. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: KIRKBY, M. J. (ed.). *Processes models and theoretical geomorphology*. Chichester: Wiley, 2004. p. 55-84.
- GONTIJO, A. H. F. *Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. 1999. 259 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- GOSSE, J. C. Cosmogenic nuclides - Overview. In: ELIAS, S. A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Sciences*: Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 409-411.
- GRANGER, D. E. Cosmogenic nuclides - Landscape evolution. In: ELIAS, S. A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Sciences*: Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 445-452.
- HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; HADLER-NETO, J. C.; TELLO, C. E. S.; DANTAS, E. L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, v. 7, n. 1, p. 91–101, 2004.
- HARBOR, D.; GUNNELL, Y. Along-strike Escarpment Heterogeneity of the Western Ghats: A Synthesis of Drainage and Topography Using Digital Morphometric Tools. *Journal of the Geological Society of India*, v. 70, p. 411-426, 2007.
- HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*. São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; MIOTO, J. A.; MELO, M. S. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo: IPT, 1982.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.;

BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.; (org) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.

HEILBRON, M. (Coord.). Volta Redonda- SF.23-Z-A-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Angra dos Reis. In: CPRM. *Geologia da folha Volta Redonda SF.23-Z-A-V*. Rio de Janeiro/São Paulo: UERJ/CPRM, 2007. CD-ROM.

HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., FINKEL, R. C., FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *Geological Society of America Special Paper*, v. 398, p. 173-190, 2006.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p.375-384, 2001.

HIRUMA, S. T.; MODENESI-GAUTTIERI, M. A. Y. C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences. *Boreas*, p. 1–11, 2012.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER-NETO, J. C.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, v. 18, p. 674-687, 2010.

HIRUMA, S. T.; TEIXEIRA, A. L. Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP - Imponente paisagem e registro de eventos tectônicos e denudacionais pós-ruptura continental. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S.; BERBERT-BORN, M.; SALLUN FILHO, W.; QUEIROZ, E. T.; (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 2011.

JAKICA, S.; QUIGLEY, M. C.; SANDIFORD, M.; CLARK, D.; FIFIELD, L. K.; ALIMANOVIC, A. Geomorphic and cosmogenic nuclide constraints on escarpment evolution in an intraplate setting, Darling Escarpment, Western Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 36, n. 4, p. 449–459, 2011.

KARNER, G. D; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: CAMERON, N. R., BATE, R. H. & CLURE, V. S. (eds.) *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London: Special Publications, 1999, v. 153, p. 11-40.

KIRCHNER, J. W.; FINKEL, R. C.; RIEBE, C. S.; GRANGER, D. E.; CLAYTON, J. L.; KING, J. G; MEGAHAN, W. F. Mountain erosion over 10 yr, 10 ky, and 10 my time scales. *Geology*, v. 29, n. 7, p. 591-594, 2001.

KOUNOV, A.; NIEDERMANN, S.; DE WIT, M. J.; VIOLA, G.; ANDREOLI, M.; ERZINGER, J. Present denudation rates at selected sections of the South African escarpment and the elevated continental interior based on cosmogenic ^3He and ^{21}Ne . *South African Journal of Geology*, v. 110, p. 235 – 248, 2007.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-266, 1956.

KONG, P.; NA, C.; FINK, D.; DING, L.; HUANG, F. Erosion in northwest Tibet from in-situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 116–125, 2007.

MAGALHÃES JR, A. P.; TRINDADE, E. S. Relações entre Níveis (Paleo) Topográficos e Domínios Morfotectônicos na Região Sul de Minas Gerais: contribuições aos estudos de superfícies erosivas no sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Uberlândia, v. 5, n. 1, p. 1-10, 2004.

MARENT, B. R. *Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (^{10}Be) na Serra do Mar no Estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo*. 2011. 107 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Relevos tectônicos no meio tropical: questões sobre a fisiologia da paisagem nas terras altas do sudeste brasileiro. *Geonorte*, v. 2, n. 4, p. 646-658, 2012.

MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico – Parte 1. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 5, n. 4, p. 155-178, 1943.

MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico – Parte 2. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 6, n. 2, p. 155-178, 1944.

MARUJO, M. F.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; PIRES NETO, A. G. Geomorfologia e Feições morfotectônicas no alto vale do Sapucaí - Sudeste do Brasil. In: ENCUESTRO DE GEOGRAFOS DE AMERICA LATINA, 8, 2001, Santiago. *Resumenes...* Santiago: Universidad de Chile, 2001. p. 138-139.

MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*; v. 30, n. 12, p. 1135–1138, 2002.

MATMON, A.; BIERMAN, P.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M. FINKEL, R.; CAFFEE, M. Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science* v.303, p. 817–855, 2003.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.

MENDES, J. C. *et al.* 207Pb/206Pb-ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, v. 9, p. 326-336, 2006.

MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, P. M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology*, v.100, p.525-544, 1992.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 508–514, 2000.

MODENESI-GAUTTIERI M. C.; NUNES L. H. Processes geocriogênicos quaternários nas cimeiras da Mantiqueira, com considerações climáticas. *Revista do Instituto Geológico*, v. 19, n. 1-2, p. 19-30, 1998.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, v. 43, p. 257 – 271, 2002.

MODENESI-GAUTTIERI M. C.; TOLEDO, M. C. M.; SOARES, L. C. R.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Gênese e evolução do saprólito no planalto de Campos do Jordão: implicações na evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, n. 2, p. 242–255, 2010.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; TOLEDO, M. C. M.; HIRUMA, S. T.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena*, v. 85, n. 3, p. 221–230, 2011.

MORAES RÊGO, L. F. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. *Boletim Geográfico*, v. 4, n. 37, p. 9-17, 1946. (Transcrito do *Instituto Astronômico e Geográfico*, 1932).

MOREIRA, I. C.; MELLO, C. L.; FERNANDES, N. F. Aplicação de modelos matemáticos de evolução do relevo (Golem) na simulação do recuo da borda de falha da Bacia de Resende. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG, 2008. p. 662.

MOREIRA, I. C.; MELLO, C. L.; FERNANDES, N. F. Aplicação de modelo matemático de evolução do relevo na simulação do recuo da escarpa de porção da Serra da Mantiqueira, Resende/Itatiaia (RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9., 2012, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: UGB, 2012. CD-ROM.

NISHIZUMI, K., IMAMURA, M., CAFFEE, M. W., SOUTHON, J. R., FINKEL, R. C. AND MCANINCH, J., 2007. Absolute calibration of Be-10 AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, v. 258, n. 2, p. 403–413, 2007.

OLIVEIRA, V. *et al.* Pedologia: Levantamento exploratório de solos In: Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro: MME, 1983. v. 32, p. 385-534.

OLLIER, C. The evolution of mountains on passive continental margins. In: OWENS, P.N.; SLAYMAKER, O. (Eds). *Mountain Geomorphology*. London: Edward Arnold (Publishers) Ltd, 2004.

OLLIER, C. D.; PAIN, C. F. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. *Geomorphology*, v. 19, n. 1-2, p. 1-15, 1997.

- OLLIER, C. D.; PAIN, C. F. *The origin of mountains*. London: Routledge, 2000. 378 p.
- PALUMBO, L.; HETZEL, R.; TAO, M.; LI, X. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ^{10}Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. *Geomorphology*, v. 117, n. 1-2, p. 130–142, 2009.
- PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I*. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003. CD-ROM.
- PEREIRA, I. M.; OLIVEIRA-FILHO, A. T.; BOTELHO, S. A.; CARVALHO, W. A. C.; FONTES, M. A. L.; SCHIAVINI, I.; SILVA, A. F. Composição florística do compartimento arbóreo de cinco remanescentes florestais do maciço do Itatiaia, Minas Gerais e Rio de Janeiro. *Rodriguésia*, v. 57, n. 1, p. 103-126, 2006.
- PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*, v. 21, n. 8, p. 4–10, 2011.
- POTTER, P. E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 5-6, p. 331-334, 1997.
- POTTER, P. E.; SZATMARI, P. Global Miocene tectonics and the modern world. *Earth Science Reviews*, v. 96, p. 279–295, 2009.
- RAMOS, R. R. C; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Revisão estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, estado do Rio de Janeiro. *Geociências*, v. 25, n. 1, p. 59-69, 2006.
- RIBEIRO, A. C. Tectonic history and the biogeography of the freshwater fishes from the coastal drainages of eastern Brazil: an example of faunal evolution associated with a divergent continental margin. *Neotropical Ichthyology*., v. 4, n. 2, p. 225-246, 2006.
- RICCOMINI, C. *O Rift continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A. CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.
- RICCOMINI, C.; GROHMANN, C. H.; SANT'ANNA, L. G.; HIRUMA, S. T. A captura das cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L.. (Org.). *A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber*. São Paulo: Beca, 2010, p. 157-169.
- RIEBE, C. S.; KIRCHNER, J. W.; GRANGER, D. E.; FINKEL, R. C. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment. *Geology*, v. 28, n. 9, p. 803-806, 2000.

ROLLER, S.; WITTMANN, H.; KASTOWSKI, M.; HINDERER, M. Erosion of the Rwenzori Mountains, East African Rift, from in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Geophysical Research*, v. 117, n. F3, p. 2156-2002, 2012.

RUELLAN, F. Comunicação sobre a excursão a Campo Belo e Itatiaia. *Boletim Geográfico*, v. 1, n. 7, p. 76-80, 1943.

SAADI, A. *Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais - tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAFRAN, E. B.; BIERMAN, P. R.; AALTO, R.; DUNNE, T.; WHIPPLE, K. X.; CAFFEE, M. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 1007–1024, 2005.

SALGADO, A. A. R. Aplicação dos Isótopos Cosmogênicos à Geomorfologia: Trabalhos já realizados e perspectivas futuras (Mesa Redonda). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7., 2008, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: UGB, 2008. CD-ROM.

SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR, H. A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; VARAJÃO, C. A. C. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Geochemical Exploration*, v. 88, n. 1-3, p. 313-317, 2006.

SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; NALINI JR, H. A. 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 Process and Landforms*. v. 32, n. 6, p. 905-911, 2007.

SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A. F. D. C.; NALINI JR, H. A. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 52, n.3, p. 317-323, 2008.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L. C.; CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 2, p. 213-221, 2012.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Climatologia*, Rio de Janeiro, v.1, p. 43-60, 2005.

SANTOS, M. *Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica*. 1999. 134 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SANTOS, M.; HASUI, Y.; MORALES, N.; LADEIRA, F. S. B. A Bacia Terciária de Aiuruoca: contribuição para o entendimento da evolução cenozóica do Sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL e SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 7-1., 2006, Serra Negra. *Boletim do 7º Simpósio do Cretáceo do Brasil/1º Simpósio do Terciário do Brasil*. Rio Claro: Perinotto et al. (Eds.), 2006. p. 114.

SANTOS, R. F. Vegetação, uso e ocupação da terra. In: SANTOS, A. A. (ed.). *O Parque Nacional do Itatiaia*. Rio de Janeiro: FBDS, 2000.

SARTI, T. P. *Condicionantes litológicos e estruturais na evolução da rede de drenagem, Sapucaia-RJ, médio vale do Rio Paraíba do Sul*. 2008. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R. Asmus, H. E. (coords.). *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 1984. p. 9-53.

SEIDL, M.; FINKEL, R.; CAFFEE, M. W.; HUDSON, G. B.; DIETRICH, W. E. Cosmogenic Isotope Analyses Applied to River Longitudinal Profile Evolution: Problems and Interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 22, p. 195–209, 1997.

SIMAS, F., SCHAEFER, C., FERNANDES FILHO, E., CHAGAS, A.; BRANDAO, P. Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. *Geoderma*, v. 125, n. 3-4, 187-201, 2005.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. *História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ*. 2003. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

SOBRINHO, L. C. G. *Estudo da evolução da escarpa do divisor hidrográfico Doce/Paraná em Minas Gerais*. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

STONE, J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*. v.105, n. B10, p. 23753-23759, 2000.

SULLIVAN, C. *Using ¹⁰Be to investigate the long term behavior of the Blue Ridge Escarpment*. 2007. 65 f. Thesis (Master of Science - Specializing in Geology) - The University of Vermont, Vermont, 2012.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology: An introduction of the study of landforms*. New York: Longman Scientific & Technical, 1991. 537 p.

THOMAS, M. F.; SUMMERFIELD, M. A. Long-term landform development: Key themes and research problems. In.: INTERNATIONAL GEOMORPHOLOGY, 1, 1986, *Proceedings*

of the First International Conference on Geomorphology, Wiley, Chichester II, 1987. p. 935-956.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Geologia da Folha Pouso Alto. In: PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I*. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003. CD-ROM.

VALADÃO, R. C. *Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos crustais*. 1998. 243 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Uberlândia, v.10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VANACKER, V.; VON BLANCKENBURG, F.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P. W. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, n. 3-4, p. 402-414, 2007.

VANCE, D.; BICKLE, M.; IVY-OCHS, S.; KUBIK, P. W. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, p. 273–288, 2003.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H. A. Estudo da Evolução da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) Através da Mensuração das Taxas de Erosão (^{10}Be) e da Pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, n. 5, p. 1409-1425, 2009.

VOGT, H.; UFIMTSEV, G.; SAADI, A. Morfotectônica comparada de rifts: Lago Baikal, Fossa do rio Réno e fossa do médio rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, 1995, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG, 1995. p. 444-445.

VON BLANCKENBURG, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 242, n. 3-4, p. 224-239, 2006.

XAVIER, R. A.; COELHO NETTO, A. L. Ocorrência de Depressões Fechadas em Divisores de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Geografias*, v. 4, n. 1, p. 61-68, 2008.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. B. A. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZIEGLER, P. A.; CLOETINGH, S. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, v. 64, n. 1-2, p. 1-50, 2004.