

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geografia

Leilane Cristina Gonçalves Sobrinho

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO DA ESCARPA DO
DIVISOR HIDROGRÁFICO DOCE/PARANÁ
EM MINAS GERAIS**

Belo Horizonte
2012

Leilane Cristina Gonçalves Sobrinho

ESTUDO DA EVOLUÇÃO DA ESCARPA DO
DIVISOR HIDROGRÁFICO DOCE/PARANÁ
EM MINAS GERAIS

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

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado

Belo Horizonte
2012

G635e
2012 Gonçalves Sobrinho, Leilane Cristina.
 Estudo da evolução da escarpa do divisor hidrográfico
Doce/Paraná em Minas Gerais [manuscrito] / Leilane Cristina Gonçalves
Sobrinho – 2012.
 86 f.: il.(color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais,
Instituto de Geociências, 2012.

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.

Área de Concentração: Análise ambiental.

Bibliografia: f. 82-86.

1. Relevo – Evolução – Teses. 2. Mantiqueira, Serra da(MG) –
Teses. 3. Rio Doce, Bacia – Teses. 4. Paraná, Rio, Bacia – Teses. I.
Salgado, André Augusto Rodrigues. II. Universidade Federal de Minas
Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.435.2

Dissertação intitulada Estudo da evolução da escarpa do divisor hidrográfico Doce/Paraná em Minas Gerais, de autoria da mestrande Leilane Cristina Gonçalves Sobrinho, 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. Dra. Cristiane Valéria de Oliveira - IGC/UFMG

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos – Departamento de Geografia/UFPR

Belo Horizonte, 16 de abril de 2012

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a minha família pelo apoio durante todos esses meses em que estive focada na realização desta dissertação. Agradeço ao professor André Salgado pela orientação e paciência. Ao departamento de geologia da UFOP e ao Laboratório de Isótopos Cosmogênicos do CEREGE/ França agradeço pela parceria nesta pesquisa e pelo financiamento das análises laboratoriais. A CAPES pela concessão da bolsa de mestrado, viabilizando a realização desse projeto. A todos os amigos da “Geoalternativa” pelo apoio e por segurar a minha barra nos momentos difíceis. Gostaria de agradecer em especial às pessoas que participaram desse processo e que muito contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa. Agradeço a Manuela Corrêa pela companhia durante os trabalhos de campos, pelas conversas e discussões ao longo do mestrado. Ao Luís Felipe Cherem pela realização da segunda etapa das análises das minhas amostras na França e pelas discussões que muito me auxiliaram na elaboração desta dissertação. A Letícia Faria pelas discussões geomorfológicas e pela correção do texto. Ao Miguel Felipe pela correção do texto, pelas discussões, pelo apoio nos momentos de crise. A minha querida amiga Letícia Hissa agradeço pela ajuda com a parte de geoprocessamento, pelo apoio em todos os momentos altos e baixos dessa longa jornada. Ao amigo Rodrigo Lemos um agradecimento especial pela confecção das figuras que ilustraram esta dissertação e por toda a ajuda durante o desenvolvimento da mesma. Por fim, a todos os amigos e familiares, obrigada por compreenderem a minha ausência e por confiarem na minha capacidade.

RESUMO

A Serra da Mantiqueira, localizada na região da Zona da Mata, no estado de Minas Gerais, constitui um importante divisor hidrográfico sendo caracterizada por uma escarpa que separa quatro importantes bacias hidrográficas do Brasil sudeste: bacia do rio São Francisco, bacia do rio Paraná, bacia do rio Doce e bacia do rio Paraíba do Sul. No trecho que constitui divisor hidrográfico entre as bacias do Doce e Paraná, a Serra da Mantiqueira forma um escarpamento que constitui um degrau no relevo, dividindo dois planaltos: o planalto do Paraná e o planalto do Doce. Trata-se de uma escarpa erosiva, na qual a diferença altimétrica do nível de base da bacia do Doce com o do Paraná é a responsável pela existência desse escarpamento. O objetivo desse trabalho é investigar a evolução do escarpamento no trecho compreendido entre os municípios de Carandaí e Barbacena, que constitui o divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Doce e Paraná. Para tanto, utilizou-se a quantificação dos processos desnudacionais por meio da mensuração de isótopos cosmogênicos ^{10}Be . O método do isótopo cosmogênico ^{10}Be abrange uma escala temporal de 1,36 Ma, abarcando uma parte significativa do Quaternário. Foram selecionadas oito sub-bacias que drenam as duas vertentes do interflúvio, cinco drenam para a bacia do Doce e três drenam para a bacia do Paraná. Desta forma, foram coletados os sedimentos fluviais do fundo do canal – areia média e grossa - das oito sub-bacias para análise das taxas de desnudação a longo-termo. Os resultados revelam que a bacia do rio Doce apresenta taxas de desnudação aproximadamente 2,73 vezes maiores do que as taxas de desnudação da bacia do Paraná. As taxas médias de desnudação para a Serra da Mantiqueira são de $14,73 \text{ m.Myr}^{-1}$ para a vertente do Doce e $5,39 \text{ m.Myr}^{-1}$ para a vertente do Paraná. A maior intensidade dos processos erosivos na bacia do Doce promove o recuo do escarpamento na Serra da Mantiqueira em direção à bacia do Paraná. E os processos de captura de drenagem ocorrem nas cabeceiras em função da retração do escarpamento. Toda a área compreende rochas granito-gnáissicas dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira, que apresentam iguais resistências à erosão. Sendo assim, a geologia local não interfere nos resultados das taxas de desnudação. O gradiente altimétrico é um fator controlador das taxas de desnudação, bem como a declividade média e a amplitude da bacia. Os dados revelaram que quanto maior a amplitude da bacia e a declividade média, maior será a taxa de desnudação.

Palavras-chave: Retração de Escarpamento, Evolução do Relevo, Isótopo Cosmogênico ^{10}Be , nível de base, Serra da Mantiqueira.

ABSTRACT

The Serra da Mantiqueira corresponds to a system that is comprised of mountains towards SW / NE and features high on the eastern edge of the South American continent. In the Zona da Mata, in the state of Minas Gerais, the Serra da Mantiqueira is characterized by a escarpment that separates four major river basins of southeastern Brazil: São Francisco river basin, Paraná river basin, Doce river basin and Paraíba do Sul river basin. In the hydrographic divide between the basins of the Paraná and Doce, the Serra da Mantiqueira form an escarpment that is a step in relief, dividing two plateaus: the Paraná Plateau and the Doce plateau. This is an erosive escarpment, in which the difference in the base level of the two basins is responsible for the existence of the escarpment. The aim of this study is to investigate the evolution of the escarpment in the stretch between the towns of Carandaí and Barbacena, which is the divider between the hydrographic basins of the Paraná and Doce. The quantification of denudation rates by measuring isotopes of cosmogenic ^{10}Be . The method of cosmogenic ^{10}Be isotope covers a time span of 1.36 Ma, covering a significant part of the Quaternary. We selected eight sub-basins that drain the two slopes of the interfluve, five drain into the basin of the Doce and three draining into the Parana basin. Thus, the fluvial sediments were collected - medium sand and coarse - of the eight sub-basins for analysis of denudation rates. The results shows that the Doce catchments denudation rates has approximately 2.73 times higher than the denudation rates of the Parana catchments. The average rates of denudation for Serra da Mantiqueira are 14.73 m.My⁻¹ for the part of the Sweet m.My⁻¹ and 5.39 for strand of Parana. The highest intensity of erosion in the basin of Doce promotes the retreat of the escarpment in the Mountain range toward the Parana basin. This retraction of the escarpment is a function of piracy catchments processes occurring in the headwaters. The whole area comprises rocks of granite-gneiss complex and Ressaquinha Mantiqueira, which have equal resistance to erosion. Thus, the geology not affect the results of stripping rates. The altimetric gradient is a factor controlling the rate of denudation, and the average slope and amplitude of the basin. The data revealed that the higher the amplitude of the basin and slope, the greater the rate of denudation.

Key-words: Escarpment Retreat, Relief Evolution, ^{10}Be cosmogenic nuclide, Base Level, Serra da Mantiqueira.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. - Localização da área de estudo.	13
Figura 2. - Tipos de Escarpas; 1 – Escarpa de falha; 2 – Escarpa de falha desnudada; 3 – Escarpa de linha de falha. Adaptado de Glossário geológico ilustrado – UNB (2011).	16
Figura 2. - Evolução dos Grandes Escarpamentos de Margem Passiva. Adaptado de Summerfield (1991).	18
Figura 2. - Escarpa de Erosão regressiva. Adaptado de IBGE (2009).	20
Figura 2. - Captura por Erosão regressiva. Adaptado de IBGE (2009).	24
Figura 2. - Captura por Aplanamento Lateral.	25
Figura 2. - Captura Subterrânea.	26
Figura 2. - Captura por absorção.	27
Figura 2. - Captura por Transbordamento.	28
Figura 4. - Geologia simplificada da área de estudo. Adaptado de CPRM, 2011.	35
Figura 5. - Mapa de localização das bacias investigadas e seus respectivos pontos de amostragem. .	42
Figura 6. - Mapa de Declividade da área investigada.	46
Figura 6. - Mapa Hipsométrico da área investigada.	47
Figura 6. - Perfil Topográfico A – A’ evidenciando os compartimentos geomorfológicos da Serra da Mantiqueira no divisor hidrográfico Doce/Paraná. Localizado na figura 6.2. Exagero vertical 3,5 vezes.	49
Figura 6. - Perfil Topográfico B – B’ - divisor hidrográfico Doce/Paraná. Localizado na figura 6.2. Exagero vertical 6 vezes.	49
Figura 6. - MDE da Serra da Mantiqueira no divisor hidrográfico Doce/Paraná.	50
Figura 6. - Mapa de Compartimentação Geomorfológica.	51
Figura 6. - Vale extenso e colina ao fundo – paisagem típica da unidade Planalto do Alto Rio Paraná.	52
Figura 6. - Relevo suave ondulado do compartimento do Planalto do Alto Rio Paraná.	53
Figura 6. - Alta bacia do rio Piranga - Planalto Superior do Alto Rio Doce - relevo suave ondulado com colinas convexas alongadas.	54
Figura 6. - Bacia do rio Piranga a montante do ponto de captura, no Planalto Superior do Alto Rio Doce.	54
Figura 6. - Paisagem típica da Unidade Escarpas do Alto Rio Doce.	55
Figura 6. - Unidade Escarpas do Alto Rio Doce ao fundo.	56
Figura 6. - Unidade Escarpas do Alto Rio Doce vistas a partir da bacia do Riberão da Conceição.	56
Figura 6. - Planalto inferior do alto rio Doce – ao fundo vista para as escarpas.	57
Figura 7. - Perfis Longitudinal dos rios Piranga e Carandaí.	58
Figura 7. - Perfis Longitudinais dos Afluentes diretos Rio Piranga – margem direita. Localizados na figura 7.5.	59
Figura 7. - Perfil Longitudinal dos afluentes da margem esquerda do rio Piranga. Localizados na figura 7.5.	60
Figura 7. - Perfis Longitudinais dos afluentes da margem esquerda do rio Piranga (Córregos Açude e Soares). Localizados na figura 7.5.	61
Figura 7. - Captura do rio Piranga.	62

Figura 7. - Modelo Sombreado 3D mostrando o cotovelo de captura por erosão regressiva do rio Piranga. A sudoeste observa-se o curso do Rio Carandaí, antigo canal do Piranga.	63
Figura 7. - Planície do Rio Piranga a montante da área de captura.	64
Figura 7. - Região do Cotovelo do rio Piranga – trecho encachoeirado e bem encaixado, o rio escoava entre as escarpas.....	64
Figura 7. - Área a jusante da captura – relevo dissecado com as escarpas ao fundo.....	65
Figura 8. - Perfil longitudinal dos Cursos fluviais amostrados.	70
Figura 8. - Taxas de desnudação versus relevo médio da bacia.	71
Figura 8. - Taxas de desnudação versus declividade média da Bacia.	72
Figura 8. - Relevo médio da bacia versus declividade média	73
Figura 8. - Taxas de desnudação versus área de bacia hidrográfica	74
Figura 8. - Perfil C – C' (localizado na figura 6.2).....	75
Figura 8. - Perfil D – D' (localizado na figura 6.2).	76
Figura 8. - Perfil E – E' (localizado na figura 6.2).	76
Figura 8. - Modelo de Evolução proposto para a Serra da Mantiqueira, no divisor hidrográfico Doce/Paraná. A – momento atual do modelado da paisagem; B – cabeceiras de drenagem do Planalto Superior do Alto Rio Doce avançando sobre o Planalto do Alto Rio Paraná iniciando o processo de rebaixamento do divisor e captura fluvial (primeiro front de regressão) e Escarpas avançando sobre o planalto do Alto Rio Doce (planalto já capturado); C - Capturas do primeiro front de regressão consolidadas e progressivo avanço do planalto capturado sobre a bacia do Paraná – Planalto do Alto Rio Paraná.....	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 5. - Bacias Investigadas e Pontos de Amostragem	41
Tabela 8. - Taxas de desnudação (10Be) das bacias hidrográficas amostradas.....	67

SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	8
LISTA DE TABELAS	9
1. INTRODUÇÃO	12
2. EVOLUÇÃO DO RELEVO EM DIVISORES DE BACIAS HIDROGRÁFICAS	15
2.1. Grandes escarpamentos e sua importância na evolução do relevo	15
2.2. Capturas fluviais e evolução das cabeceiras de drenagem em divisores de bacias.....	21
3. O USO DO ISÓTOPO COSMOGÊNICO ¹⁰ BE NA MENSURAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS E DENUDACIONAIS	30
4. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	34
4.1. Contexto Geológico.....	34
4.1.1. Arcabouço Geológico	34
4.1.2. Geologia Estrutural e Evolução Tectônica.....	36
4.2. Contexto Geomorfológico.....	37
5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	39
5.1. Revisão Bibliográfica	39
5.2. Trabalhos Cartográficos	39
5.3. Mapeamento Geomorfológico.....	40
5.4. Escolha das bacias estudadas.....	40
5.5. Trabalhos de Campo.....	43
5.6. Análise das Amostras	43
5.7. Análise dos resultados.....	44
6. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	45
6.1. Geomorfologia Local	45
6.2. Planato do Alto Rio Paraná.....	52
6.3. Planalto Superior do Alto Rio Doce	53
6.4. Escarpas do Alto Rio Doce	55
6.5. Planalto Inferior do Alto Rio Doce.....	57
7. CAPTURA FLUVIAL DO RIO PIRANGA.....	58
8. EVOLUÇÃO DO ESCARPAMENTO NO DIVISOR HIDROGRÁFICO DOCE/PARANÁ A PARTIR DA MENSURAÇÃO DOS PROCESSOS DESNUDACIONAIS COM O ISÓTOPO COSMOGÊNICO ¹⁰ BE.....	66
8.1. Introdução.....	66

8.2. Mensuração das Taxas de Desnudação Obtidas com o 10Be e suas Implicações para a evolução do Escarpamento	66
8.3. Taxas de Desnudação e os Parâmetros Morfométricos	69
8.4. Modelo de Evolução do Escarpamento na Serra da Mantiqueira	74
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82

1. INTRODUÇÃO

A Serra da Mantiqueira se configura como um sistema de montanhas estruturado no sentido SW/NE e que apresenta grande destaque na borda oriental do continente Sul Americano. Sua gênese está relacionada ao evento tectônico ocorrido no Paleoceno que culminou com a abertura do oceano atlântico (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; HEIBRON et al, 2004). O soerguimento tectônico gerado por compensação isostática entre a bacia oceânica em afundamento e a área continental em elevação e erosão, iniciou a gênese do relevo da serra da Mantiqueira. Nos últimos 30 a 40 Ma, a erosão levou ao recuo das encostas gerando a atual configuração desta serra.

No estado de Minas Gerais, na região compreendida entre os municípios de Carandaí e Barbacena, a serra da Mantiqueira é caracterizada por uma escarpa que separa quatro importantes bacias hidrográficas do Brasil sudeste: bacia do rio São Francisco, bacia do rio Paraná, bacia do rio Doce e bacia do rio Paraíba do Sul (Figura 1.1).

Apesar da grande importância da Serra da Mantiqueira para a compreensão do relevo do Brasil Sudeste, poucos estudos têm sido feitos no intuito de melhor compreender a evolução da paisagem nesta região. Tal carência de estudos se torna ainda mais grave quando se observa que a Serra da Mantiqueira, notadamente no trecho que constitui divisor hidrográfico entre as bacias do Doce e Paraná, forma um escarpamento que não pode ser explicado pela tectônica, nem pela diferença de resistência entre variados litotipos. Nesta área verifica-se que a escarpa constitui um degrau no relevo, dividindo dois planaltos: o planalto do Paraná, topograficamente superior, e o planalto do Doce, topograficamente inferior. Estes planaltos separados pela escarpa apresentam dinâmica geomorfológica diferenciada. O lado da bacia do Paraná caracterizado por um relevo mais suave e o lado da bacia do Doce é mais dissecado. É importante ressaltar que toda esta região está sob o mesmo substrato geológico sendo embasado por rochas granito-gnáissicas dos Complexos Mantiqueira e Ressaquinha, e que, não há grandes estruturas e falhas geológicas condicionando a existência da escarpa. Dessa forma, pode tratar-se de uma escarpa gerada pela diferença de intensidade dos processos erosivos entre as bacias.

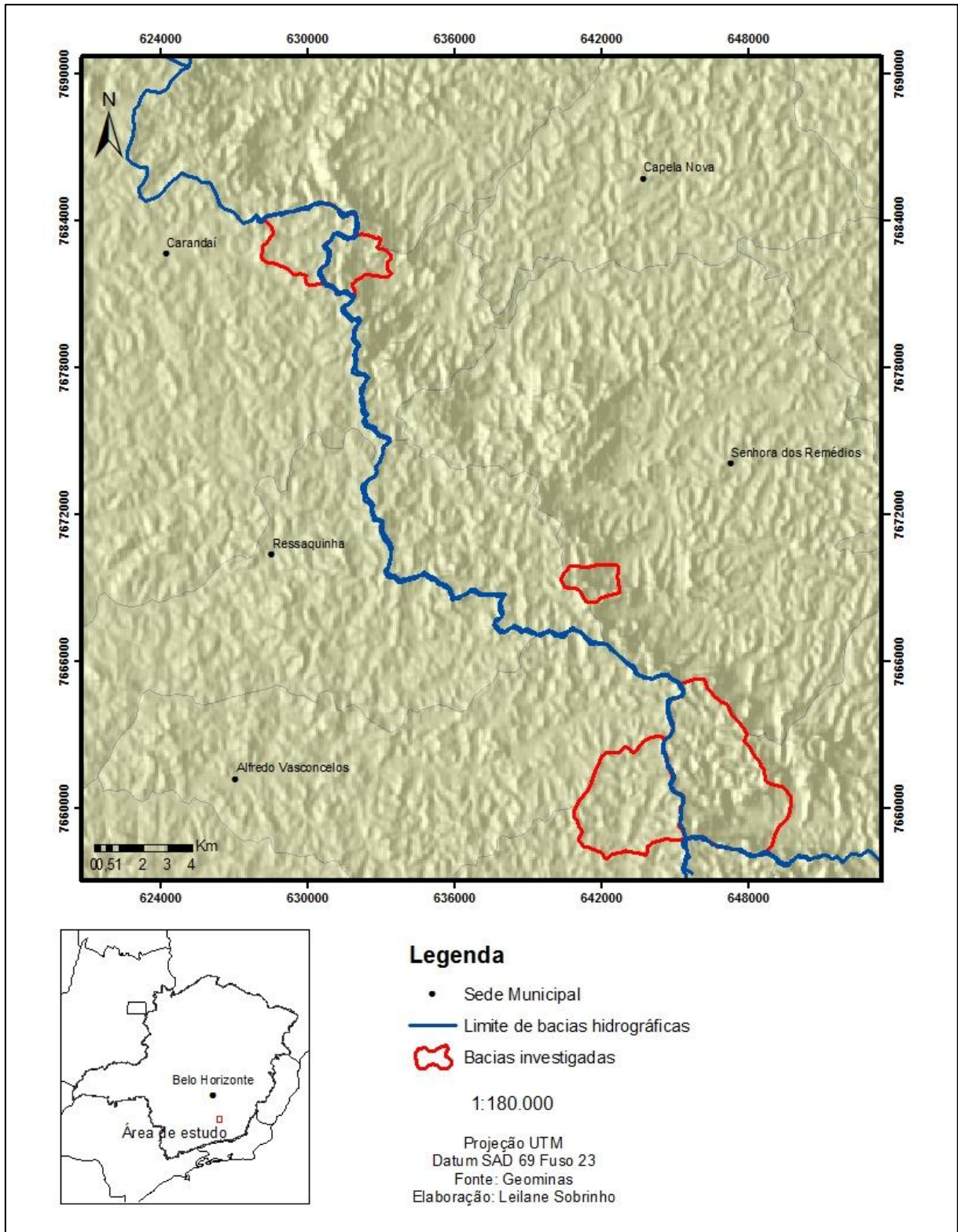


Figura 1.1 - Localização da área de estudo.

Deste modo, tornam-se necessários trabalhos que investiguem a evolução do relevo deste importante divisor hidrográfico. Neste contexto, situa-se o presente trabalho que procura investigar a evolução desta serra no trecho compreendido entre Carandaí e Barbacena em Minas Gerais, trecho este que constitui divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Doce e Paraná.

Esta investigação foi realizada com a utilização da mensuração da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. Este isótopo, quando mensurado em sedimentos fluviais, permite mensurar, a longo-termo (até 1,36 Ma), as taxas denudacionais médias de bacias hidrográficas e, por isso, se constitui em um método útil para a investigação da evolução do relevo em divisores hidrográficos.

Os objetivos específicos desta pesquisa compreendem:

- Elaborar o mapeamento geomorfológico da área de estudo;
- Mensurar a taxa de desnudação ao longo do quaternário (^{10}Be) nas bacias que drenam os dois lados do escarpamento e compreender os diferentes compartimentos geomorfológicos encontrados;
- Investigar o quanto a diferença entre os níveis de base faz com que uma bacia apresente maior intensidade dos processos erosivos do que a outra;
- Investigar como essa diferença de intensidade dos processos erosivos entre as duas bacias de drenagem influencia no processo de captura fluvial e na evolução do relevo deste divisor hidrográfico.

2. EVOLUÇÃO DO RELEVO EM DIVISORES DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

2.1. Grandes escarpamentos e sua importância na evolução do relevo

As escarpas são feições geomorfológicas alcantiladas que, muitas vezes, se estendem, retilínea ou sinuosamente, por grande extensão na forma de despenhadeiros ou penhascos verticalizados (GLOSSÁRIO GEOLÓGICO ILUSTRADO – UNB, 2011). A formação das escarpas se dá por diversos processos, tais como o deslocamento de blocos de falhas, o rompimento continental durante o processo de rifteamento, a erosão diferencial entre rochas e a regressão lateral das escarpas. Sua extensão pode variar de poucos quilômetros a escala subcontinental dos grandes escarpamentos.

As *escarpas de falhas* são geradas a partir do deslocamento de blocos falhados, atingindo a superfície e expondo o plano de falha. O bloco mais elevado é denominado de muro de falha (figura 2.1). À medida que o intemperismo e a erosão atingem a escarpa de falha, a mesma sofre modificações em sua topografia, perdendo muito de sua forma abrupta. Esta passa a se configurar com uma *escarpa de falha desnudada* (THORNBURY, 1954). Thornbury (1954) ressalta que, de acordo com alguns autores como Davis (1913) e Johnson (1929), mesmo perdendo suas características originais a *escarpa de falha desnudada* continua sendo uma *escarpa de falha*. Já as *escarpas de linhas de falha*, diferentemente das *escarpas de falhas*, são definidas de acordo com o GLOSSÁRIO GEOLÓGICO ILUSTRADO DA UNB (2011), como feições escarpadas geradas pela erosão ao longo de uma região de falha com ocorrência de um desgaste maior do bloco com rochas mais susceptíveis à erosão. De acordo com Thornbury (1954), o que determina o tipo de escarpa é a forma como se iniciou seu processo de desenvolvimento. No caso da *escarpa de linha de falha*, a origem se dá a partir da erosão ao longo de uma falha, sendo um fenômeno que ocorre num segundo estágio do desenvolvimento da *escarpa de falha*. Porém, uma *escarpa de linha de falha* pode se desenvolver durante o mesmo ciclo no qual se forma a escarpa de falha original. Para Thornbury (1954) isso significa que a *escarpa de falha* foi, em um primeiro momento, destruída pela erosão e, posteriormente, durante o mesmo ciclo, se formou outra escarpa. Esta segunda escarpa tem sua posição controlada pela linha de falha que marcava a localização da *escarpa de falha* original.

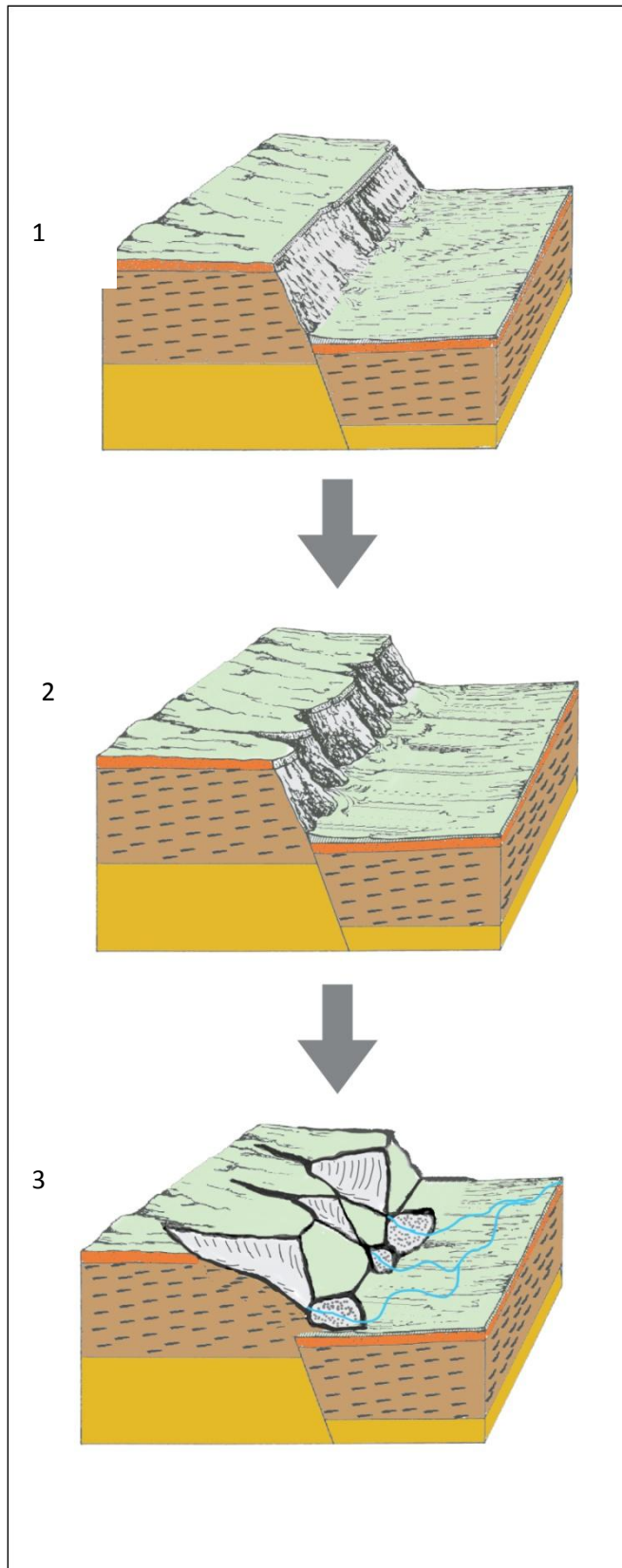


Figura 2.1 - Tipos de Escarpas; 1 – Escarpa de falha; 2 – Escarpa de falha desnudada; 3 – Escarpa de linha de falha. Adaptado de Glossário geológico ilustrado – UNB (2011).

Sobre as escarpas produzidas pela erosão diferencial, Young (2004) as define como *escarpamentos desnudacionais*. A maioria dos *escarpamentos desnudacionais* é formada como resultado da erosão diferencial de rochas e alguns de seus exemplos mais marcantes são o Grand Canyon do rio Colorado nos Estados Unidos e o Monte Roraima na divisa do Brasil com a Venezuela (YOUNG, 2004). Alguns escarpamentos em rochas graníticas se formaram a partir do limite entre rochas menos resistentes, apresentando um recuo nas suas posições atuais (YOUNG, 2004).

Fundamentando-se na hipótese de Wahrhaftig (1965) de que o granito nu apresenta intemperismo mais lento do que o solo originado do manto de intemperismo desta rocha, Jessup et al (2011) estudaram o desenvolvimento de relevo em degraus, gerado pela erosão diferencial em rochas graníticas. A partir da análise do terreno e da mensuração de taxas de erosão com isótopos cosmogênicos, os autores concluíram que dentre as diferentes classes de paisagem, a rocha nua é intemperizada mais lentamente no contato com o solo. Isto significa que na relação entre a produção de solo e a desnudação da rocha em paisagens granítica há um momento crítico no qual as taxas de erosão diminuem quando o solo é removido para a base do relevo, expondo o paredão granítico. Embora concordantes com a hipótese de Wahrhaftig (1965), os dados do estudo de Jessup (2011) mostraram que os flancos da escarpa são mais erodidos do que os platôs. Desta forma, Jessup et al (2011) concluem que escarpamentos graníticos evoluem por processos de *backwearing* associado a erosão diferencial devido a diferença de taxas de intemperismo da rocha nua e do solo granítico.

Enquanto alguns escarpamentos são atribuídos a grande resistência à erosão de alguns tipos de rochas, outros não apresentam nenhuma relação sistemática com a litologia. Trata-se de escarpamentos desenvolvidos como resposta isostática ao soerguimento regional. São denominados de *Grandes Escarpamentos* e também ocorrem sobre margens continentais tectonicamente passivas (YOUNG, 2004). São bem representados pelos escarpamentos do leste da Austrália e do Brasil, como por exemplo, pela Serra do Mar.

Os *grandes escarpamentos* de margens passivas são originados a partir do processo de rifteamento da crosta e, posteriormente, evoluem através de processos erosivos focados nos flancos da escarpas que levam à regressão lateral das mesmas (figura 2.2).

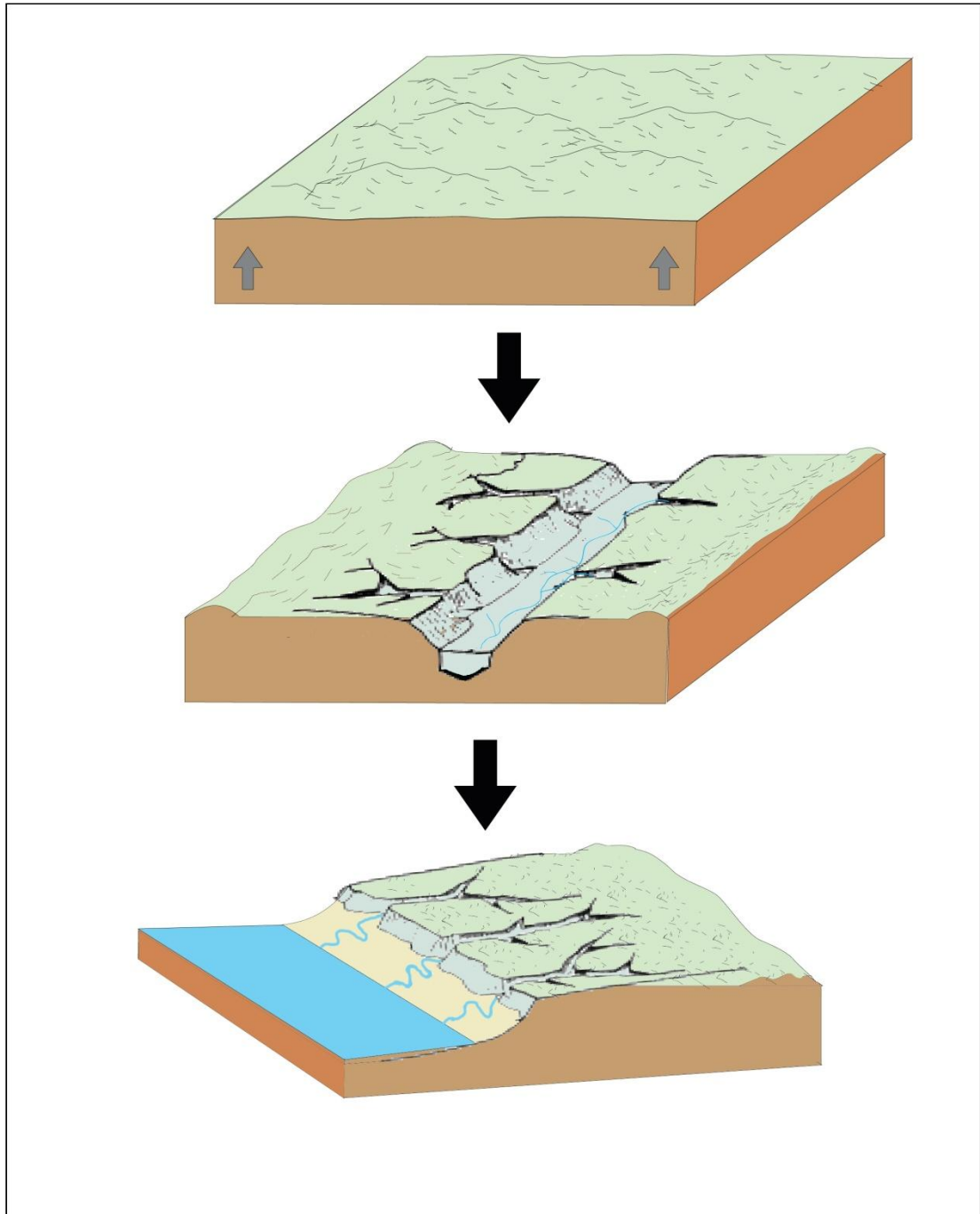


Figura 2.2 - Evolução dos Grandes Escarpamentos de Margem Passiva. Adaptado de Summerfield (1991).

Essas escarpas de margem passiva se configuram como um degrau topográfico separando as planícies costeiras das terras altas do interior do continente. Geralmente, apresentam altitudes que variam de 300 a 3000 m em uma faixa estreita de relevo acidentado, de aproximadamente 5 a 20 Km (OLIER, 1985; PRINCE, 2010). Alguns autores (Gunnell e Fleitout, 1998;

Gunnell e Harbor, 2010; Harbor e Gunnell, 2007; Prince, 2010; Prince, 2011) sugerem que neste tipo de escarpamentos ocorrem contínuas capturas fluviais dos cursos d'água de bacias mais elevadas, levando à retração paralela das escarpas e da drenagem.

Van der Beek e Braun (1999) e Van der Beek et al (2002) demonstraram a partir de modelagem numérica que a topografia pré-rifte influencia o mecanismo de evolução do escarpamento. A rápida evolução inicial dos escarpamentos e subsequente estabilidade são condizentes com o processo de downwearing de um relevo pré-existente. Rios que correm em direção ao oceano apresentam grande energia devido à queda do nível de base e rapidamente escavam o escarpamento até equilibrar com o novo nível de base. Após esse estado de equilíbrio a baixa energia dos cursos d'água realiza retração adicional mínima (PRINCE, 2010). No modelo de King (1962), a retração equilibrada do escarpamento envolve a formação de um novo divisor regional assimétrico no qual a retração paralela é resultado da erosão constante focada no flanco íngreme da escarpa e da estabilidade das terras altas do lado oposto do divisor (PRINCE, 2010).

Além do soerguimento isostático, processo de rifteamento e deslocamentos de blocos, outros processos geomorfológicos influenciam no desenvolvimento de escarpas. Os processos erosivos das cabeceiras de drenagem atuam na formação do escarpamento definindo o modelado das escarpas (HOWARD, 1995). Isso porque tais processos que ocorrem nas cabeceiras de drenagem, a exemplo dos processos de captura fluvial, são responsáveis pelo rebaixamento do interflúvio e conseqüentemente, geram novas escarpas, denominadas *Escarpas de Erosão Regressiva* (figura 2.3).

As variações nas taxas de processos erosivos são apontadas como o principal fator controlador da forma das escarpas. Howard (1995) chama esses processos de “scarp backwasting”. Tais processos são criados pela rápida erosão ao longo de uma zona linear no topo da escarpa, devido a incisão fluvial ou solapamento das águas subterrâneas. Ambos os processos dependem do fluxo de água coletado nos topos das escarpas. A estrutura geológica pode influenciar neste processo de desenvolvimento das escarpas com a canalização do fluxo superficial e subterrâneo ao longo de falhas e fraturas. Os canais erosivos das cabeceiras de drenagem drenam através da rede principal de canais fluviais, integrando os processos de encostas com os processos fluviais. Por esta razão, o desenvolvimento das cabeceiras de

drenagem se faz tão importante para a evolução de bacias, pois as cabeceiras configuram uma área onde ocorre a transição dos processos de desnudação para transporte erosivo.

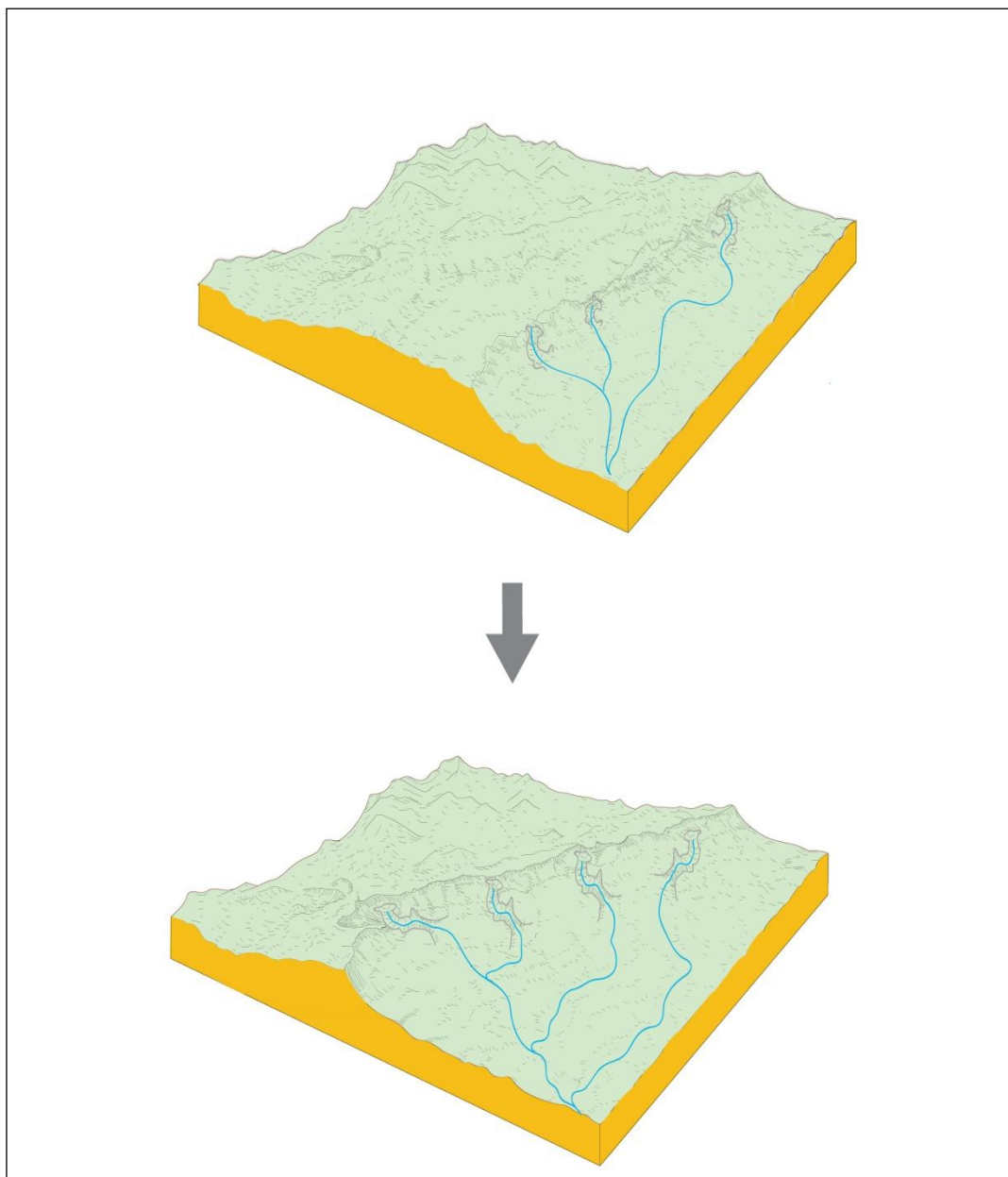


Figura 2.3 - Escarpa de Erosão regressiva. Adaptado de IBGE (2009).

De acordo com Coelho Netto (2003), a evolução das cabeceiras pode ser modelada a partir da integração de processos físicos e químicos responsáveis pela desnudação. Na bacia do médio

Paraíba do Sul, Coelho Neto (2003) verificou um aumento progressivo das concavidades estruturais para jusante, evidenciando que suas características físicas exercem controle sobre a intensidade dos processos desnudacionais nas suas cabeceiras. Sendo assim, esta autora concluiu que os processos desnudacionais em conjunto com a dinâmica hidrogeológica são responsáveis pela expansão regressiva da rede de canais e conseqüente evolução das cabeceiras. Durante o processo de evolução das cabeceiras, o recuo do divisor de um vale de cabeceira pode coalescer com outro vale de cabeceira adjacente, favorecendo os processos de captura fluvial.

2.2. Capturas fluviais e evolução das cabeceiras de drenagem em divisores de bacias

Os processos de captura fluvial são importantes no desenvolvimento da rede de drenagem e na geração de novos escarpamentos, pois são responsáveis pelo rebaixamento do relevo, aprofundando o escarpamento e por proporcionar a regressão do escarpamento. A captura fluvial ocorre quando uma drenagem intercepta a drenagem adjacente com nível de base mais elevado, desviando parte dos canais de uma bacia hidrográfica para outra, assim promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (CHRISTOFOLETTI, 1975). Dessa forma, os limites das bacias hidrográficas são alterados, bem como o tamanho e a forma das cabeceiras de drenagem de ambas as bacias. O resultado desse processo é a redução do suprimento de sedimentos e da vazão dos canais fluviais da bacia que teve suas cabeceiras capturadas. Deve-se ressaltar ainda que as capturas fluviais, além de constituírem um dos principais processos estruturadores de rede de drenagens, em áreas onde ocorre o soerguimento epirogenético, constituem fator desencadeador das mudanças no ambiente fluvial (Mather, 2000). As capturas fluviais causam assim a reorganização da rede de drenagem com desvios e perdas de cabeceiras, evolução de diferentes configurações de paisagem em sistemas fluviais adjacentes, reencaminhamento do aporte de sedimentos, efetuando mudanças nos suprimento de sedimentos e mudanças no nível de base.

Podem-se classificar as capturas fluviais em cinco tipos distintos de acordo com o processo gerador desse fenômeno (OLIVEIRA, 2010; CHRISTOFOLETTI, 1975, 1980; THORNBURY, 1954): (i) captura fluvial por erosão regressiva das cabeceiras; (ii) por

aplanamento lateral; (iii) captura fluvial subterrânea; (iv) por absorção e; (v) por transbordamento. A captura por *erosão regressiva das cabeceiras* (headward erosion) pode ser estimulada por diferença de nível de base, forte diferenciação estrutural ou grande contraste climático (figura 2.4). Ocorre quando duas bacias estão em altitudes diferentes e o tributário da que possui nível de base mais rebaixado apresenta-se mais agressivo provocando o recuo de suas cabeceiras em direção ao interflúvio. Neste contexto, os cursos fluviais próximos à cabeceira da bacia com nível de base mais alto, acabam sendo cortados pela drenagem da outra bacia e, conseqüentemente, seus canais são capturados.

Prince et al (2011) usaram um único depósito fluvial de cascalho preservado para confirmar o papel da captura fluvial para gerar uma incisão de 250 metros do rio Roanoke do monte apalache – EUA. Os resultados mostram o potencial de captura ao longo de uma drenagem assimétrica dividida pela incisão principal transitória independente de forças externas tal como mudanças climáticas ou soerguimento tectônico. A continuação desse processo levará a captura de uma área de 7000Km² da bacia do rio Novo num futuro geológico.

De acordo com Prince et al (2011), mudanças sutis podem resultar num ajuste topográfico gradual e silencioso e na aparência de uma dinâmica topográfica de estado de equilíbrio. A perturbação local do estado de equilíbrio topográfico, que não é gerado por forças externas, pode ser intrínseco à baixa erosão do relevo, mas a sua origem permanece desconhecida. A captura é o condutor potencial interno da transitoriedade do ajuste topográfico. Dada a dependências das taxas de incisão fluvial sobre a encosta e a área de drenagem, a captura fluvial pode resultar num ajuste significativo do perfil fluvial associado à topografia. Prince et al (2011) questionam até que ponto a captura fluvial representa uma fonte natural de desequilíbrio para a estabilidade da paisagem. Para os autores um obstáculo para a compreensão da captura fluvial e seu papel na evolução da paisagem é a natureza efêmera dos eventos. Isso porque descobriram um único depósito fluvial de cascalheira formado pela captura fluvial nos Apalaches central que estão ligados a resposta transiente de uma rede fluvial. Um exemplo é a topografia acidentada ao longo do Planalto Blue Ridge, onde se estabeleceu uma competição das bacias de drenagem que resultaram na mudança pontual da divisão continental leste em detrimento do avanço da bacia do Mississipi (Gunnell and Harbor, 2010).

Os resultados do estudo de Prince et al (2010, 2011) demonstraram que a captura fluvial pode produzir um desequilíbrio na paisagem mais significativo em áreas de tectônica passiva. Uma vez que observaram uma resposta fluvial análoga às descritas em áreas de grandes mudanças climáticas e tectônica ativa. A preservação dos depósitos sugere que a estabilidade da superfície pode ser excepcional ao contrario de áreas ativas tectonicamente, onde a taxa de erosão pode ser alta demais para preservar a longo-termo. A estabilidade da superfície do planalto superior é refletida na persistência da elevação do planalto, no qual fornece energia potencial para converter em energia cinética para a captura. O planalto funciona como uma reserva de energia no qual os rios do atlântico aproveitam para impulsionar a rápida erosão. Assumindo que o nível de base é mantido o mecanismo de erosão descrito pode continuar a produzir uma incisão transiente até o planalto se tornar totalmente dissecado e ajustado ao nível de base do atlântico.

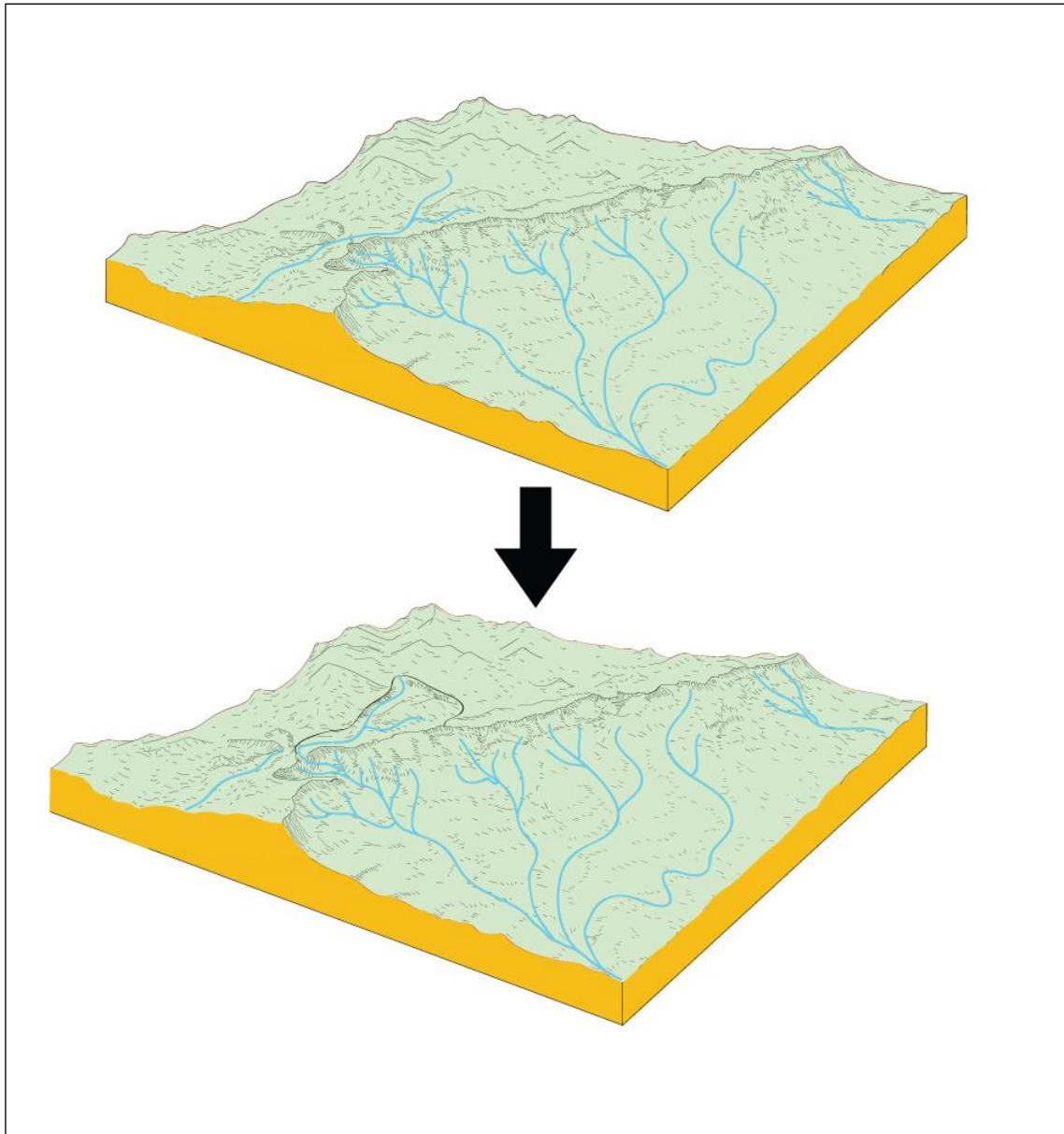


Figura 2.4 - Captura por Erosão regressiva. Adaptado de IBGE (2009).

Na captura por *aplanamento lateral* os rios não precisam estar em níveis altimétricos diferentes, pois a mesma ocorre quando o rio principal migra lateralmente cortando o interflúvio que o separa do tributário e desvia a parte montante do mesmo. Como consequência desta captura, a parte a jusante do rio decapitado apresenta um vale seco (figura 2.5). Já a *captura subterrânea* ocorre em áreas de rochas carbonatadas ou solúveis, quando um canal erode sua cabeceira subsuperficialmente até alcançar outro (figura 2.6). Também ocorre em rochas cristalinas quando a drenagem é alterada por processos erosivos

subterrâneos ou mesmo pela variação regional dos fluxos subterrâneos (Ward e Trimble, 2004).

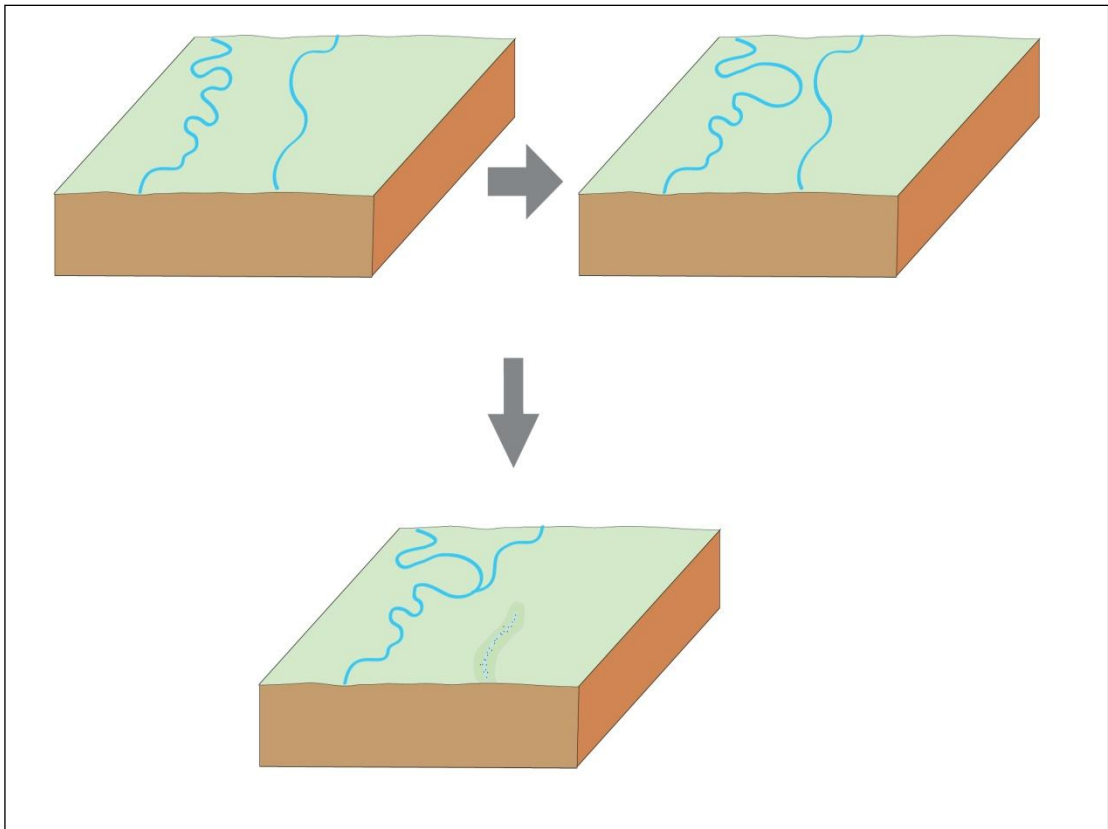


Figura 2.5 - Captura por Aplanamento Lateral.

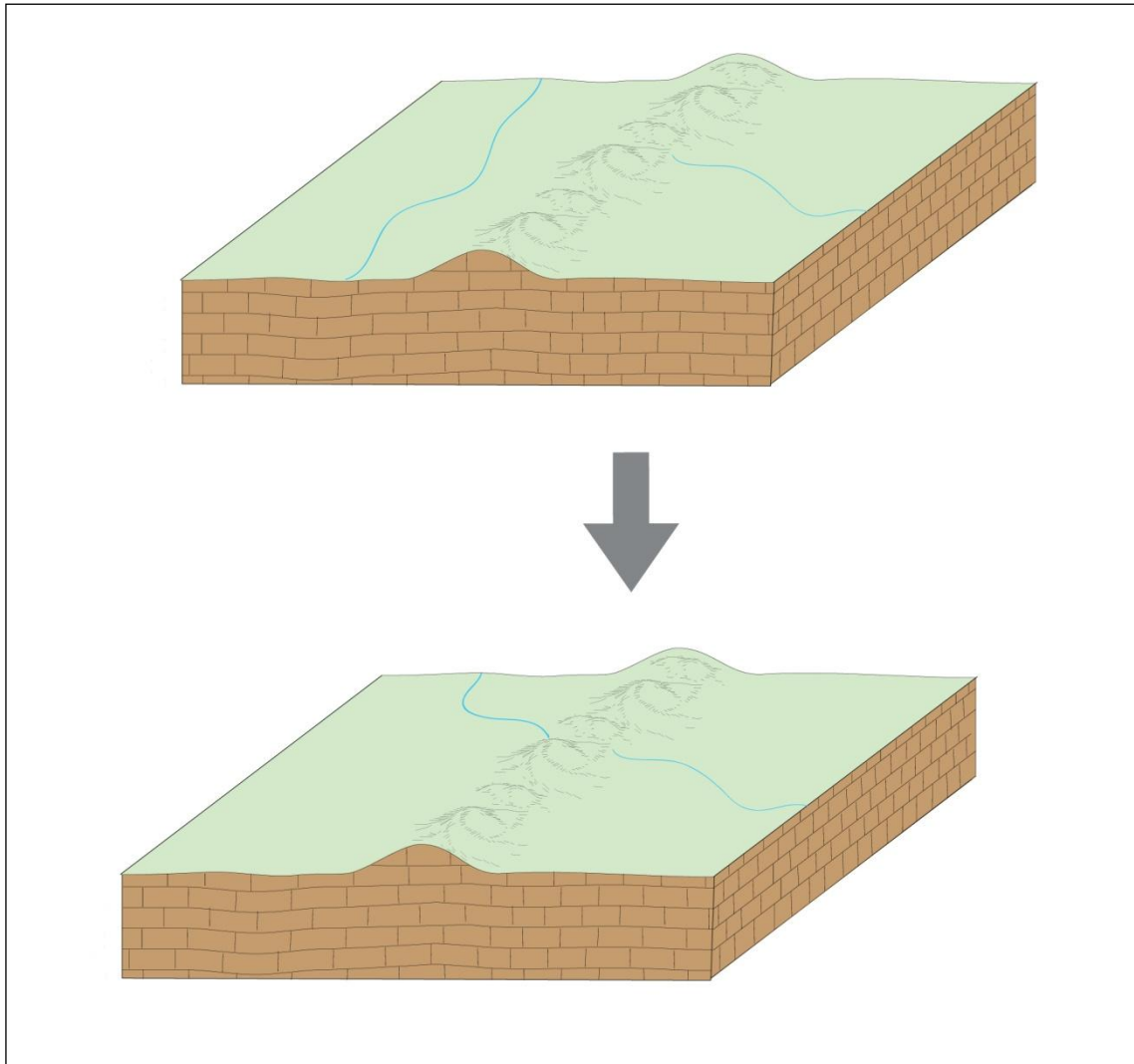


Figura 2.6 - Captura Subterrânea.

O processo de *absorção* é explicado por Glock (1931) ao falar do seu modelo de extensão da rede de canais fluviais. Segundo Glock (1931), o rebaixamento dos divisores hidrográficos e a conseqüente redução do relevo levam ao desaparecimento de alguns canais por processos que, este autor denominou de absorção e abstração. No processo de absorção os canais desaparecem em função do rebaixamento dos divisores e da redução do relevo. No processo de abstração pequenos canais laterais desaparecem em função da migração lateral de canais principais (COELHO NETO, 2003). De acordo com OLIVEIRA (2010), esta captura fluvial acontece devido à competição que se estabelece ao longo de uma superfície, uma vez que alguns rios entalham mais rapidamente do que outros, alargando seus vales, que passam a englobar os cursos laterais (figura 2.7). Por fim, no processo de *transbordamento*, a captura

realiza-se quando um curso d'água entulha seu leito por receber muitos sedimentos, elevando-o até um nível superior e assim capturando os cursos adjacentes (figura 2.8).

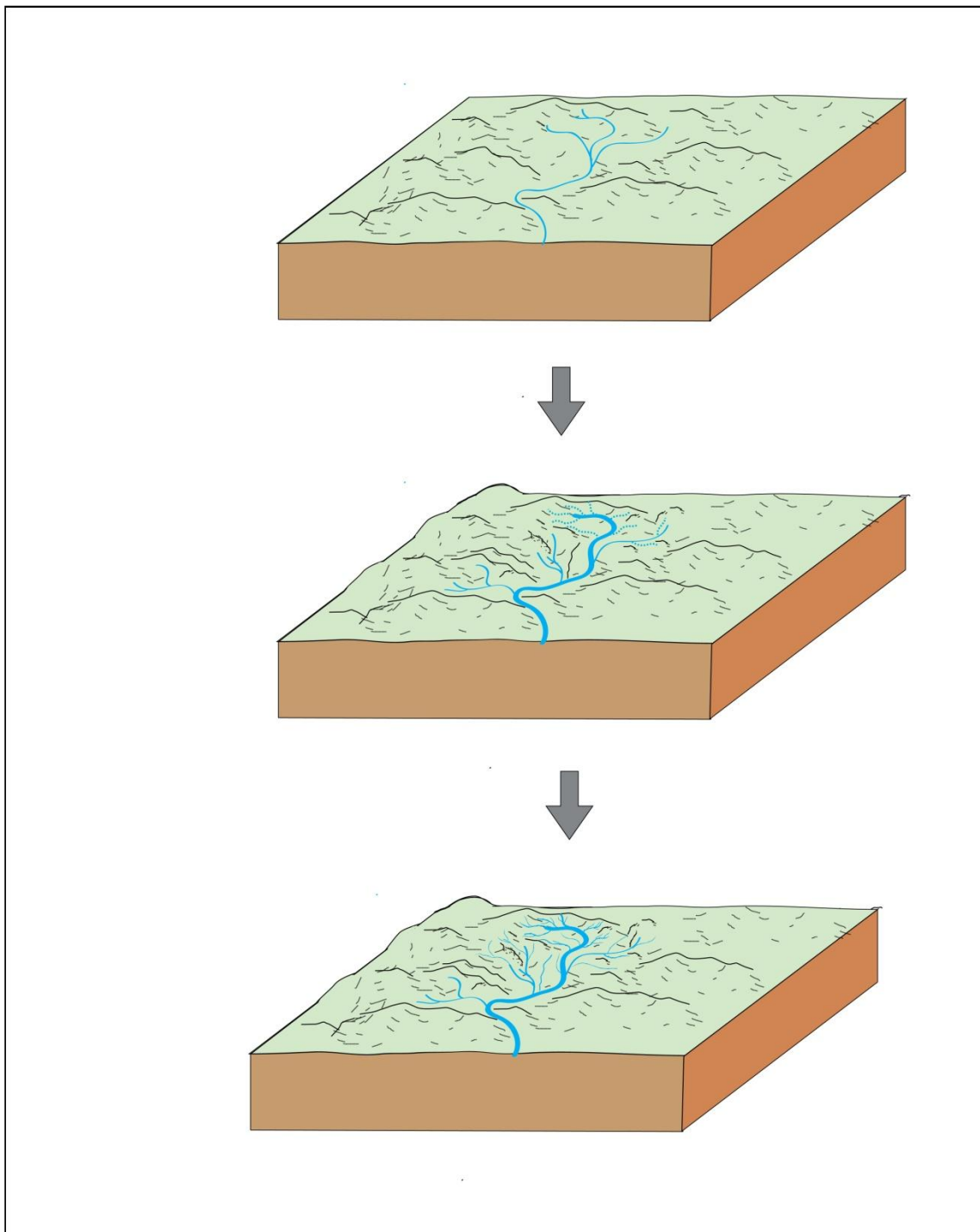


Figura 2.7 - Captura por absorção.

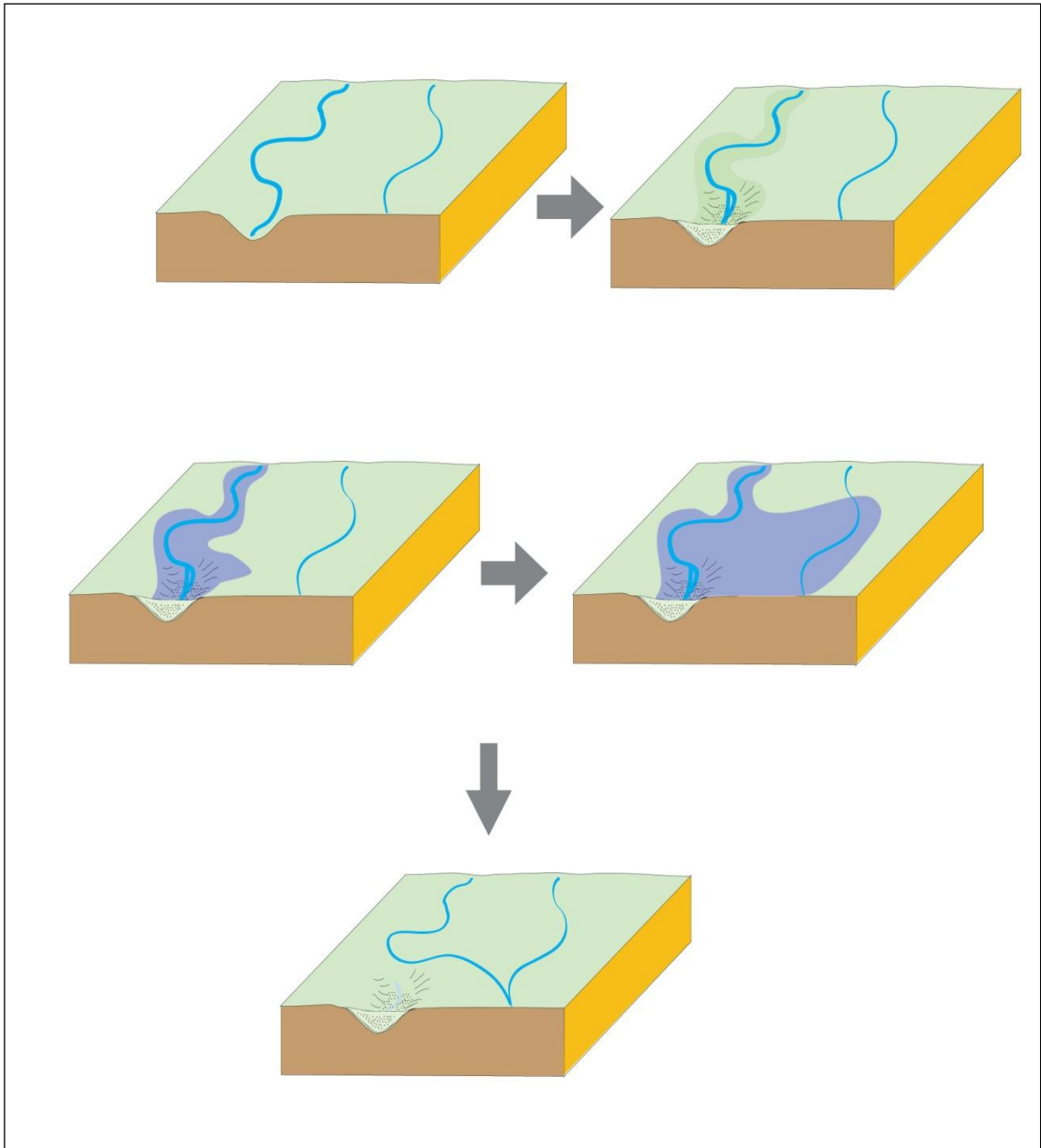


Figura 2.8 - Captura por Transbordamento.

Há várias evidências que permitem identificar a ocorrência de captura fluvial. A evidência mais conhecida é o cotovelo de captura (Lisbôa, 1998), correspondendo a uma mudança brusca na direção do curso do rio, fazendo um ângulo de 90°. Para OLIVEIRA (2010) esta se evidência e é influenciada por fatores geológicos aos quais o rio se ajusta. Outra evidência seria a redução da vazão de um rio, embora esta possa ser também um indício de mudança climática. O encurtamento do curso d'água é levantado por Lisbôa (1998) como evidência de captura fluvial, podendo ser detectado pela anomalia de drenagem em imagem de satélite. Vales secos também são indicativos de processo de captura fluvial, significando que o rio não ocupa mais o seu leito original. Outra forma de identificar capturas fluviais é observando o perfil longitudinal do rio, verificando se há ocorrência de knickpoints e rupturas de declive que se formam quando seu nível de base rebaixa-se no lugar onde é capturado por outro rio.

Mikesell et al (2010) apontam dois mecanismos primários que controlam o processo de captura fluvial: tectônica e mudança climática. O soerguimento muda a topografia do relevo elevando ou rebaixando massas de uma bacia em relação à outra. Esse processo leva ao aumento do gradiente e do poder de fluxo de um rio. A drenagem responde a esse pulso tectônico com a incisão do vale e erosão remontante das cabeceiras (MATHER, 2000).

A mudança climática também influencia no processo de captura fluvial, pois o aumento da umidade leva á aceleração da erosão e do intemperismo, aumentando o poder do fluxo juntamente com o aumento da vazão. Porém, deve-se ter em mente que o aumento do gradiente regional associado com a elevação do relevo contribui muito mais para a erosão regressiva das cabeceiras de drenagem do que a mudança climática (MIKESELL et all, 2010)

Um outro mecanismo que favorece as capturas fluviais e que não envolve tectônica nem mudanças climáticas é levantado por Forley (1980). Trata-se do tamanho da carga de leito. Segundo Forley (1980), pequenos canais com fundo de leito de grãos finos apresentam gradiente mais suave em relação aos grandes rios da região. Já os rios maiores com maior capacidade, transportam carga de leito de maior granulometria. Esses grandes seixos geram certo grau de “encouraçamento” do fundo do leito, dificultando a incisão do canal. Devido a esta condição, o canal de menor porte, por não apresentar encouraçamento do seu leito, apresenta-se mais capaz de incidir e, conseqüentemente tem maior poder de erosão das cabeceiras, chegando a cruzar o rio de maior porte e capturar seu trecho mais a montante.

3. O USO DO ISÓTOPO COSMOGÊNICO ^{10}Be NA MENSURAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS E DENUDACIONAIS

A partir da década de 1980, as geociências passaram a utilizar uma nova metodologia que permitiu mensurar taxas médias de erosão de superfícies e de denudação de bacias hidrográficas. Trata-se da metodologia de datação por nuclídeos cosmogênicos, ou isótopos cosmogênicos. Este método se baseia na quantificação da produção do isótopo cosmogênico nos minerais presentes no interior do material litosférico. A escala de tempo durante a qual a técnica pode ser aplicada varia de acordo com o isótopo utilizado, desde 301 +- 2 Ka com o uso do isótopo de ^{36}Cl até 3.7 +- 0.4 Ma com o isótopo de ^{53}Mn , abrangendo boa parte do quaternário. Por este motivo, esta metodologia se tornou a mais utilizada no campo da geomorfologia.

Raios cósmicos são partículas carregadas de alta energia que incidem sobre a Terra em todas as direções. Os isótopos cosmogênicos são produtos da interação de partículas primárias (partículas α e prótons) e secundárias (nêutrons e múons) de raios cósmicos com elementos químicos presentes na atmosfera e nos materiais litosféricos localizados nas porções mais superficiais da crosta terrestre (SIAME et al, 2000). A profundidade na qual esses isótopos são formados varia em função das diferenças de altitude, latitude, sombreamento do relevo e densidade da rocha, pois dependem da quantidade de raios cósmicos que a superfície da Terra recebe. De acordo com Dunai (2010), mais de 98% dos isótopos cosmogênicos produzidos na superfície da Terra são decorrentes das partículas secundárias dos raios cósmicos, como os nêutrons e múons, e, dependendo da energia dessas partículas, uma série de reações nucleares produz determinado tipo de isótopos cosmogênicos. Os isótopos cosmogênicos podem ser estáveis, como os isótopos de gases nobres: ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar , Kr e vários Xe-isótopos. Existem também os radionuclídeos cosmogênicos, que são instáveis, pois possuem um maior número de nêutrons e sofrem decaimento radioativo, são eles: ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{41}Ca e ^{53}Mn .

Para que os isótopos cosmogênicos tenham aplicações nas geociências, deve-se ter atenção a algumas condições, segundo Dunai (2010): (I) os nuclídeos cosmogênicos são raros no

material geológico e somente são produzidos pela interação com os raios cósmicos; (II) a meia vida pode ser da mesma ordem ou maior que o processo geológico investigado; (III) qualquer interferência natural pode ser resolvida analiticamente; (IV) deve-se ter uma compreensão do mecanismo de produção do nuclídeo; (V) a aplicação analítica deve ser viável; (VI) o isótopo cosmogênico deve ser produzido e retido em minerais “comuns”, facilmente encontrados nos sedimentos, solos e rochas, com um potencial de utilização relevante.

A concentração dos isótopos cosmogênicos estáveis aumenta a uma taxa constante, considerando que a taxa de produção do isótopo é constante com o tempo e que o material litosférico está sendo continuamente exposto a radiação cósmica. Neste caso, não há limite para o tempo de exposição desde que a taxa de produção seja conhecida.

Em contrapartida, os isótopos instáveis - radionuclídeos – começam a ter decaimento radioativo assim que são produzidos. A taxa de decaimento é determinada pela constante de decaimento e o número de átomos disponíveis para o mesmo. Após um tempo de exposição equivalente a cerca de 2 a 3 vezes a meia-vida do radionuclídeo, as taxas de decaimento e de produção do isótopo cosmogênico se tornam equivalentes e a concentração do nuclídeo se aproxima do equilíbrio ou saturação. A partir desse momento, nenhuma informação sobre a duração da exposição pode ser obtida, com exceção do mínimo necessário para se atingir a saturação. Portanto, o período que pode ser analisado a partir de um isótopo cosmogênico instável está limitado a cerca de 2 – 3 vezes a sua meia-vida.

Neste contexto, devido ao fato de possuir uma meia-vida extensa – 1,387 Ma - o ^{10}Be constitui, para a geomorfologia, o principal dentre os isótopos cosmogênicos. Este isótopo é produzido na atmosfera a partir da interação de partículas primárias e secundárias dos raios cósmicos com as partículas atmosféricas dos elementos ^{14}N e ^{16}O . Na crosta terrestre o ^{10}Be pode ser produzido a partir da interação dos raios cósmicos que chegam à superfície com os elementos ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si e ^{56}Fe .

De acordo com Burbank (2001), a produção deste isótopo “in situ” é mais alta na superfície e diminui com a profundidade a cada 60 ou 70 cm. A taxa de produção “in situ” do ^{10}Be é de 5,81 átomos/grama de quartzo/ano e seu decaimento é de $\lambda = 4.62 \times 10^{-7}$, $1/\lambda = 2.16 \times 10^6$. Os fatores que controlam a velocidade de produção do ^{10}Be na crosta terrestre são a intensidade

da radiação, a altitude, a latitude, a profundidade do sedimento, o tempo de exposição do sedimento e a sombra proporcionada pelo relevo (LAL, 1991; SIAME et al, 2000; SALGADO et al, 2006). O ^{10}Be encontrado no quartzo é muito utilizado nos estudos ‘in situ’, isoladamente ou em conjunto com ^{26}Al , ^{21}Ne ou ^{14}C , uma vez que o quartzo é um mineral facilmente encontrado em uma variedade de ambientes geológicos.

Os procedimentos laboratoriais para a mensuração do ^{10}Be incluem a trituração e peneiramento das amostras, utilizando as amostras de diâmetro entre 0,25 e 1 mm. Posteriormente ocorrem reações químicas para purificação das amostras com a técnica de corrosão seletiva, utilizando ácidos que removem mais facilmente as impurezas solúveis. Em seguida o quartzo purificado é dissolvido e o ^{10}Be é extraído na forma de BeO (BRAUCHER, 1998; SALGADO et al, 2006). Estas amostras são encaminhadas para mensuração por espectrometria de massa por acelerador de partículas.

Para o cálculo da taxa de erosão de uma superfície é necessário que se tenha informações sobre a altitude, latitude, quantidade de sombra proporcionada pelo relevo, profundidade da amostra e densidade da rocha de superfície. É importante salientar que a produção do ^{10}Be cai exponencialmente a medida que aumenta a profundidade. Dessa forma, a rocha ou regolito que for rapidamente exumado para a superfície, ou seja, que tenha uma maior taxa de erosão, apresentará uma menor taxa de produção do ^{10}Be . A equação que descreve a relação entre a taxa de produção do ^{10}Be e a taxa de erosão é dada a seguir (BROWN et al, 1995; BRAUCHER et al, 1998; SIAME et al, 2000; SALGADO et al, 2006):

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

onde: $C(x, t)$ é a concentração de ^{10}Be (x) e tempo (t); ε é a taxa de erosão; P_0 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; $n\Lambda$, $\mu\Lambda_s$ e $\mu\Lambda_f$ representam respectivamente a atenuação dos nêutrons e muons rápidos e lentos; λ é a constante de decaimento radioativo.

O cálculo da taxa de denudação de bacias hidrográficas realiza-se a partir da mensuração da produção do ^{10}Be no mineral quartzo presente nos sedimentos fluviais, de fração areia, do fundo de canal. Não é possível saber a posição de origem do sedimento, uma vez que o mesmo é proveniente de diferentes pontos da bacia. Isso porque uma amostra de sedimento de fundo de canal contém milhares de grãos de quartzo provenientes de diversas partes da bacia, que foram misturados pelo transporte fluvial. Dessa forma, é possível amostrar diversas partes da bacia e assim, obter a média de desnudação da mesma. Dessa forma, ao efetuar o cálculo da taxa de desnudação considera-se que o sedimento fluvial esteve sob ação da radiação cosmogênica em sua formação em subsuperfície e ao longo do transporte erosivo pelas vertentes e do transporte fluvial. Portanto, a taxa de produção do ^{10}Be encontrada nos sedimentos fluviais de fundo de canal correspondem a uma concentração representativa do tempo médio dos processos de erosão e transporte da bacia estudada a montante do ponto coletado, estimando-se a mensuração das taxas de erosão + transporte (BROWN et al, 1995).

O isótopo cosmogênico ^{10}Be tem sido utilizado na geomorfologia em uma série de estudos ao redor do mundo (Blanckenburg, 2006; Delunel, 2010; Palumbo, 2010; Salgado et al 2004, 2006, 2007, 2008; Vanacker, 2007; Varajão, 2009; Marent, 2011; entre outros autores) como por exemplo: (i) na compreensão do processo de evolução das coberturas superficiais e evolução das Stones-lines; (ii) na investigação das alterações causadas na paisagem por soerguimentos tectônicos; (iii) no estudo do avanço de glaciares, (iv) em estudos sobre a dinâmica dos cursos fluviais e dos depósitos aluvionares; (v) no estudo de respostas isostáticas frente aos processos erosivos; (vi) na determinação das taxas de erosão e determinação de quais características controlam a desnudação. A partir dos diversos exemplos do uso de isótopos cosmogênicos nas geociências, verificamos que os estudos sobre a quantificação de taxas de desnudação e erosão são muito importantes para desenvolver um entendimento quantitativo de processos geomorfológicos como estudos da tectônica, evolução de paisagens e geoquímica. Sendo um importante meio de se apurar as respostas da paisagens aos efeitos do clima, tectônica e ação humana.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

4.1. Contexto Geológico

4.1.1. Arcabouço Geológico

A área de estudo encontra-se no limite entre duas importantes províncias geotectônicas: a Província São Francisco e a Província Mantiqueira (HEIBRON et al, 2004). Os principais grupos de rochas encontrados na região são rochas do complexo Ressaquinha, da Província Geotectônica do São Francisco e ortogneisses do complexo Mantiqueira, da província geotectônica de mesmo nome (HEIBRON et al, 2004), ver figura 4.2.

O Complexo Ressaquinha configura um batólito que preserva em seu interior gnaisses bandados, e demais rocha semelhantes ao xenólito, apresentando metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito (Brandalise, 1991). É composto por rochas do tipo granito, tonalito, monzonito, granodiorito, enderbito, quartzo diorito. Trata-se de rochas cálcio-alcalinas, metaluminosas (Pinto, 1995).

Denominado por alguns autores como batólito do Alto Maranhão e granodiorito de Congonhas, é correlacionado aos granitóides das imediações de Conselheiro Lafaiete e Congonhas (BRANDALISE, 1991). Determinações geocronológicas pelo método Rb/Sr definiu idade de 2.000 ma para as rochas deste complexo (Brandalise, 1991).

O Complexo Ressaquinha está em contato tectônico com o Complexo Mantiqueira por cisalhamento de alto a baixo ângulo. Brandalise (1991) divide este complexo em duas unidades:

- a) unidade 1(Plr1) - domínio de rochas granitóides de composição granodiorítica a monzogranítica, pegmatitos e aplitos;
- b) Unidade 2(Plr2) - domínio de granitóides de composição quartzodiorítica a tonalítica. São comuns pegmatitos e aplitos tardi-a pós-tectônicos, originados da deformação do próprio complexo, cortando o complexo.

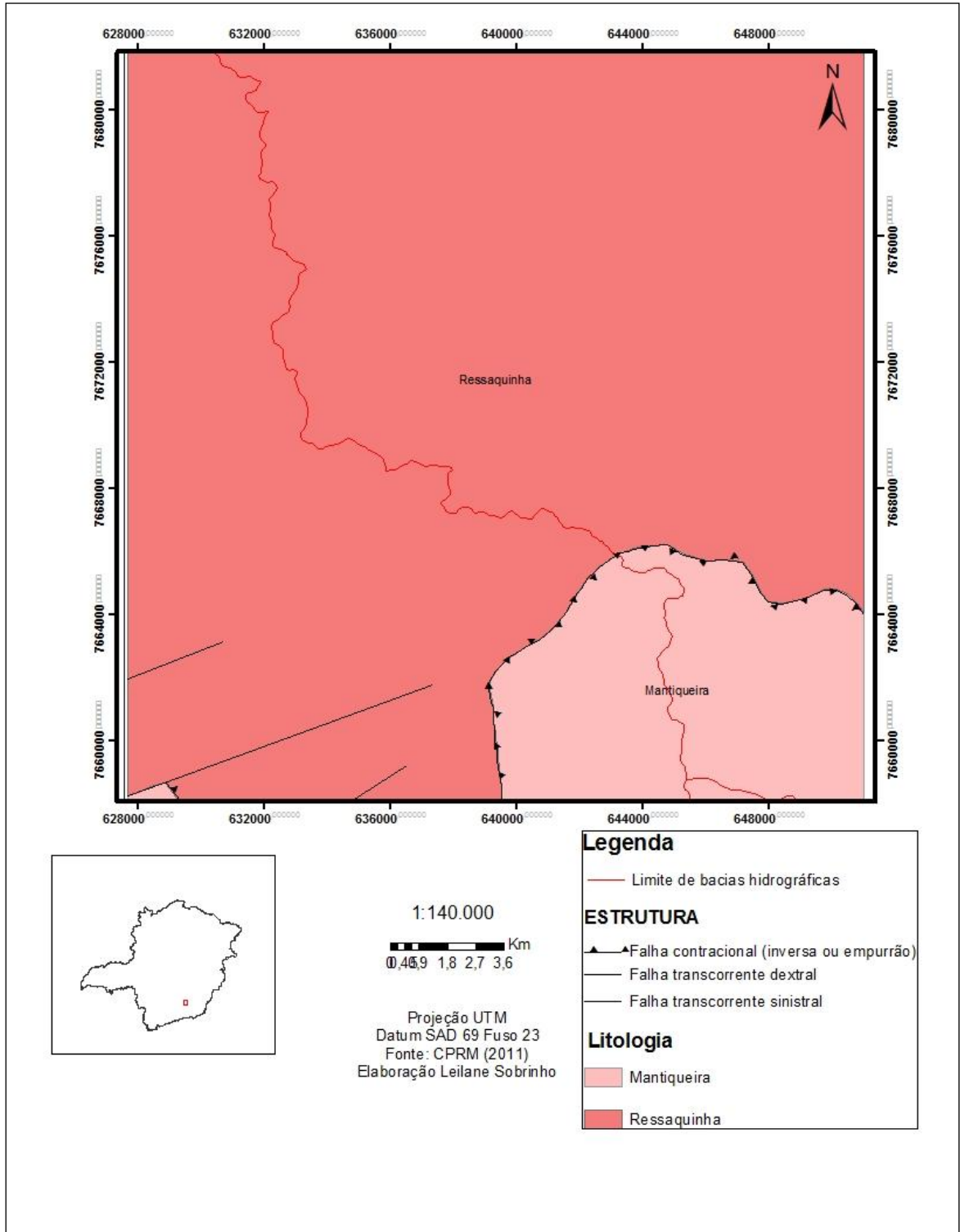


Figura 4.1 - Geologia simplificada da área de estudo. Adaptado de CPRM, 2011.

O Sistema Orogênico Mantiqueira (HEIBRON et al, 2004) é constituído pelas faixas de dobramentos Araçuaí (segmento setentrional), Ribeira (segmento central), Dom Feliciano e São Gabriel (segmento meridional), se estendendo do sul da Bahia ao Uruguai. A área de estudo desta dissertação situa-se nos domínios da Faixa Araçuaí, no limite da borda meridional do Cráton do São Francisco.

O orógeno Araçuaí foi edificado durante a orogênese Brasileira (630 – 490 Ma) e se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, apresentando dois compartimentos tectônicos: o domínio externo, que abarca a Serra do Espinhaço e Chapadas do norte-nordeste de Minas Gerais; e o domínio interno que corresponde ao núcleo metamórfico-anatético do orógeno (HEIBRON et al, 2004). No domínio tectônico interno, onde se encontra a área de estudo, verifica-se a ocorrência de grande quantidade de rochas graníticas que se originaram durante o Proterozóico Inferior e retrabalhadas em diversos estágios da Orogênese Brasileira, predominando o transporte tectônico para sudoeste.

O Complexo Mantiqueira pertence à Província Geotectônica Mantiqueira com orto e pararrochas do Proterozóico Inferior com metamorfismo na fácies anfibolito (Brandalise, 1991). Abrange um conjunto de gnaisses bandados, às vezes migmatíticos, com intercalações de anfibolito e hornblenda-gnaisses. Também se encontram na região ocorrências localizadas de charnoquitos e anfibolitos em orientação preferencial. O contato litológico com outras unidades é sempre de natureza tectônica, na maioria das vezes por zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo (Brandalise, 1991).

4.1.2. Geologia Estrutural e Evolução Tectônica

O quadro deformacional da área apresenta uma foliação/bandamento de baixo ângulo de abrangência regional, resultante da transposição de estruturas pré-existentes que afetas as unidades litológicas pré-cambrianas. A esta transposição estão associadas várias zonas de cisalhamento contracionais de baixo/alto ângulo resultante da evolução do processo de transposição (Brandalise, 1991).

O substrato rochoso se consolidou no arqueano, no final do ciclo Jequié (2500 +- 100 Ma), sofrendo posteriormente intensa deformação e metamorfismo durante o ciclo Transamazônico (2000 +- 200 Ma) correspondentes a um rifteamento ensialico, sendo grande responsável pelo quadro geológico atual da região (Brandalise, 1991).

Esse quadro revela uma intensa imbricação tectônica que acarretou no cinturão de empurrões Mantiqueira, marcando a colisão da Província Mantiqueira com a província geotectônica São Francisco. Essa colisão, segundo pesquisas de Brandalise (1991), foi suportada pela grande descontinuidade gravimétrica que separa os blocos São Paulo, a sul, Vitória, a leste e Brasília, a norte. O que permitiu o cavalgamento dos blocos São Paulo e Vitória sobre o bloco Brasília.

Brandalise (1991), ao interpretar perfis gravimétricos na região, constatou a ocorrência de grande espessamento crustal causado pela superposição de camadas de empurrão ao cruzarem tal descontinuidade. Os complexos Ressaquinha e Mantiqueira que afloram na região coincidem com esse espessamento crustal, apresentando idades de retrabalhamento ou formação de 2000 ± 200 Ma, correspondente ao ciclo transamazônico. Apresentando características que permitiu inferir a existência de uma colisão continente x continente, envolvendo os protocontinentes Mantiqueira e São Francisco.

4.2. Contexto Geomorfológico

O sistema de montanhas representado pela Serra da Mantiqueira apresenta grande destaque na borda oriental do continente Sul Americano (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). Com uma estruturação ENE, tem origem que remonta ao Paleoceno. Almeida (1958) afirma a existência de uma superfície de erosão em todo o Planalto Atlântico que se constituiu no final do Cretáceo início do terciário, denominada Superfície Japi. Segundo o autor, esta superfície nivelou as cumeadas de serras em todo o Brasil Sudeste, arrasando todo o relevo gerado pelo tectonismo Senoniano, exceto aquelas mais resistentes, como os maciços graníticos. A altitude dessas linhas de cumeadas varia de 1200 a 1300 metros. Um importante evento tectônico iniciado no Paleoceno causou a deformação por flexuras e falhamentos da superfície Japi. A deformação desta superfície originou as bacias tafrogênicas do sudeste e as Serras da Mantiqueira e do Mar, que foram erguendo-se gradualmente por flexão até a altitude de 1650 metros. No topo da Serra da Mantiqueira, devido às falhas, a superfície se eleva até 2000 – 2100 metros na região de Campos de Jordão.

Dessa forma, baseando-se nos estudos de Almeida & Carneiro (1998), pode-se dizer que o Planalto Atlântico se estendia bem mais a leste da área que hoje é ocupada pela plataforma

continental. Toda a sua extensão foi nivelada pela Superfície Japi que foi interrompida por um evento tectônico durante o Paleoceno. O soerguimento tectônico foi gerado por efeito da compensação isostática entre a bacia oceânica em afundamento e a área continental em elevação e erosão. Este soerguimento da área continental gerou o relevo das serras do Mar e da Mantiqueira. Nos últimos 30 a 40 ma a erosão levou ao recuo das encostas gerando a atual configuração da Serra do Mar (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). Para Heibron et al (2004), a Superfície de Aplainamento Japi constitui-se num elemento de correlação regional muito importante para a compreensão do relevo do sudeste brasileiro. Além disso, evidencia uma fase de erosão generalizada que atuou até o limite Cretáceo-Paleoceno.

King (1956) também estudou os ciclos de erosão ocorridos no Brasil sudeste responsáveis pelo modelado do relevo do Planalto Atlântico. Na região da Serra da Mantiqueira caracterizou três superfícies de aplainamento: a superfície Sul-Americana (cretáceo superior/Terciário médio), Velhas (Pliopleistoceno) e Paraguaçu (Pleistoceno). A região de Barbacena é a que melhor representa a superfície Sul-Americana, apresentando relevo ondulado com cotas entre 1.100 e 1.200 metros (PINTO, 1995).

De acordo com Pinto (1995), a Serra da Mantiqueira mostra um forte processo erosivo vertical para a montante. O autor afirma que o pequeno desnível, cotas entre 1.100 e 1.200 metros, associado ao longo período de exposição à ação dos processos erosivos indica o predomínio do intemperismo químico sobre o físico. Os agentes físicos agem com mais intensidade nas escarpas da serra, gerando as formas alcantiladas do relevo.

5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Neste capítulo são apresentados os procedimentos metodológicos utilizados no desenvolvimento desta pesquisa. A metodologia utilizada se baseia em trabalhos de gabinete (revisão bibliográfica e trabalhos cartográficos), de campo, de laboratório e posterior análise dos dados gerados. Estes procedimentos visaram compreender a evolução do relevo neste divisor hidrográfico com base na quantificação, por meio da mensuração de isótopos cosmogênicos ^{10}Be , dos processos desnudacionais.

5.1. Revisão Bibliográfica

Em gabinete realizou-se uma revisão bibliográfica sobre o tema, a área de estudo e método utilizado na mensuração da taxa de desnudação com o objetivo de construir o embasamento teórico necessário para a concepção das demais etapas do trabalho. Buscou-se levantar as principais teorias sobre a evolução dos escarpamentos e os fatores que a condicionam, tais como os processos de evolução de cabeceiras, capturas fluviais e a desnudação em bacias hidrográficas. Com o intuito de melhor conhecer o método de mensuração escolhido para esta pesquisa, foi feita uma ampla revisão sobre a metodologia dos isótopos cosmogênicos, focando-se no ^{10}Be . Esta revisão forneceu parte do embasamento teórico que subsidiou a escolha das bacias estudadas.

5.2. Trabalhos Cartográficos

Visando fornecer uma melhor caracterização geográfica da área de estudo foram elaborados sete mapas com o uso do programa ArcGis 9.3, sendo eles: localização da área de estudo, localização dos pontos amostrados, mapa geológico, mapa de declividade, mapa de compartimentação geomorfológica, mapa pedológico e mapa hipsométrico. Foram utilizados os dados geológicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) – Escala 1:250.000, bases cartográficas do IBGE e do banco de dados GEOMINAS na escala 1:100.000, base de dados pedológicos das Universidade Federal de Lavras – UFLA e imagens de satélite SRTM, resolução de 90 metros fornecidas pelo site da Embrapa.

5.3. Mapeamento Geomorfológico

O mapa geomorfológico da área de estudo foi elaborado a partir de uma adaptação da metodologia de mapeamento proposta pelo IBGE (2009). Os conceitos utilizados nessa proposta se baseiam no ordenamento dos fatos geomorfológicos, seguindo uma classificação temporal e espacial. Nesta classificação, os modelados são distinguidos como uma unidade básica e seus grupamentos hierarquicamente relacionados. Para individualizar os conjuntos de feições, o IBGE (2009) considerou parâmetros de natureza estrutural, litológica, pedológica, climática e morfodinâmica, responsáveis pela evolução das formas do relevo e pela composição da paisagem ao longo do tempo geológico.

Com o auxílio de imagens SRTM (*Shutter Radar Topography Mission*), resolução de 90 metros, e de ortofotos cedidas pela CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais) foi realizado o mapeamento até o terceiro nível taxonômico – Unidades Geomorfológicas. O Terceiro táxon é definido pelo IBGE (2009) como um conjunto de formas de relevo que constituem compartimentos identificados como planícies, depressões, tabuleiros, chapadas, patamares, planaltos e serras. Adaptando a metodologia do IBGE (2009), foram incorporados às unidades geomorfológicas do mapeamento alguns tipos de modelados. Estes modelados – escarpas - correspondem ao padrão de formas de relevo que apresentam definição geométrica similar em função da sua gênese comum e dos processos atuantes (IBGE, 2009).

Os modelados foram identificados a partir da elaboração do Modelo Digital de Elevação (MDE) realizado com o uso das imagens SRTM (*Shutter Radar Topography Mission*). O MDE possibilitou a extração dos índices morfométricos necessários para a elaboração do mapeamento geomorfológico, tais como a declividade, altimetria e amplitude altimétrica. Após esta etapa os modelados foram identificados no mapeamento com o auxílio do MDE, de ortofotos e por meio de observação de campo baseando-se na amplitude altimétrica e declividade do relevo, bem como na observação visual das formas dos topos e cristas observados.

5.4. Escolha das bacias estudadas

Com base em dados cartográficos e observações feitas durante o trabalho de campo, foram selecionadas cinco bacias hidrográficas representativas dos aspectos geológicos e geomorfológicos da região. As cinco bacias investigadas foram: (i) Bacia do Córrego

Matinada em Carandaí/MG; (ii) Bacia do Córrego do Dombe em Carandaí/MG; (iii) Bacia do Ribeirão da Conceição em Desterro do Melo/MG ; (iv) Bacia do Córrego das Areias em Barbacena/MG e; (v) Bacia do Córrego do Japão em Senhora dos Remédios/MG. Dentro destas cinco bacias foram escolhidos oito pontos para coleta de sedimento fluvial do fundo do canal – areia média e grossa - para análise da evolução geomorfológica do divisor das bacias do Doce e Paraná, como pode ser verificado na tabela 5.1 e na figura 5.1.

Tabela 5.1 - Bacias Investigadas e Pontos de Amostragem

Amostra	Sub-bacia	Bacia	Coordenadas (UTM SAD69 Fuso 23 S)	Altitude (m)	Área da Bacia (Km²)
D1 (B1)	Córrego do Dombe	Doce	631.734/7.681.832	1004	1,9
D2 (B2)	Córrego do Dombe	Doce	633.382/7.681.837	734	4,78
D3 (B4)	Córrego Japão	Doce	641.010/7.669.638	1115	0,49
D4 (B3)	Córrego Japão	Doce	642.591/7.698.879	848	2,68
D5 (B5)	Ribeirão da Conceição	Doce	649.549/7.659.712	803	22,84
P1 (B6)	Córrego Matinada	Paraná	629.369/7.683.101	1071	4,76
P2 (B7)	Córrego Matinada	Paraná	628.619/7.682.310	1070	7,63
P3 (B8)	Córrego das Areias	Paraná	642.999/7.658.347	1134	15,23

D - Sub-bacias que drenam para o rio Doce;

P – Sub-bacias que drenam para o rio Paraná;

Os critérios de escolha das bacias foram: (i) homogeneidade litológica das bacias comparadas; (ii) presença dos diferentes compartimentos geomorfológicos verificados na área: diferentes planaltos e escarpas, e; (iii) baixa interferência antrópica, visto que, uma bacia muito degradada pela ação antrópica pode ter seus processos erosivos e denudacionais superdimensionados. Importante ressaltar que a escolha dos pontos de amostragem seguiu os seguintes critérios: (i) três vertem para a bacia do Paraná; (ii) três vertem para a bacia do Doce e estão, localizados na escarpa e; (iii) dois estão em condições geomorfológicas típicas da bacia do Paraná, pois localizam-se no topo da escarpa, mas amostram bacias que vertem para a Bacia do Doce.

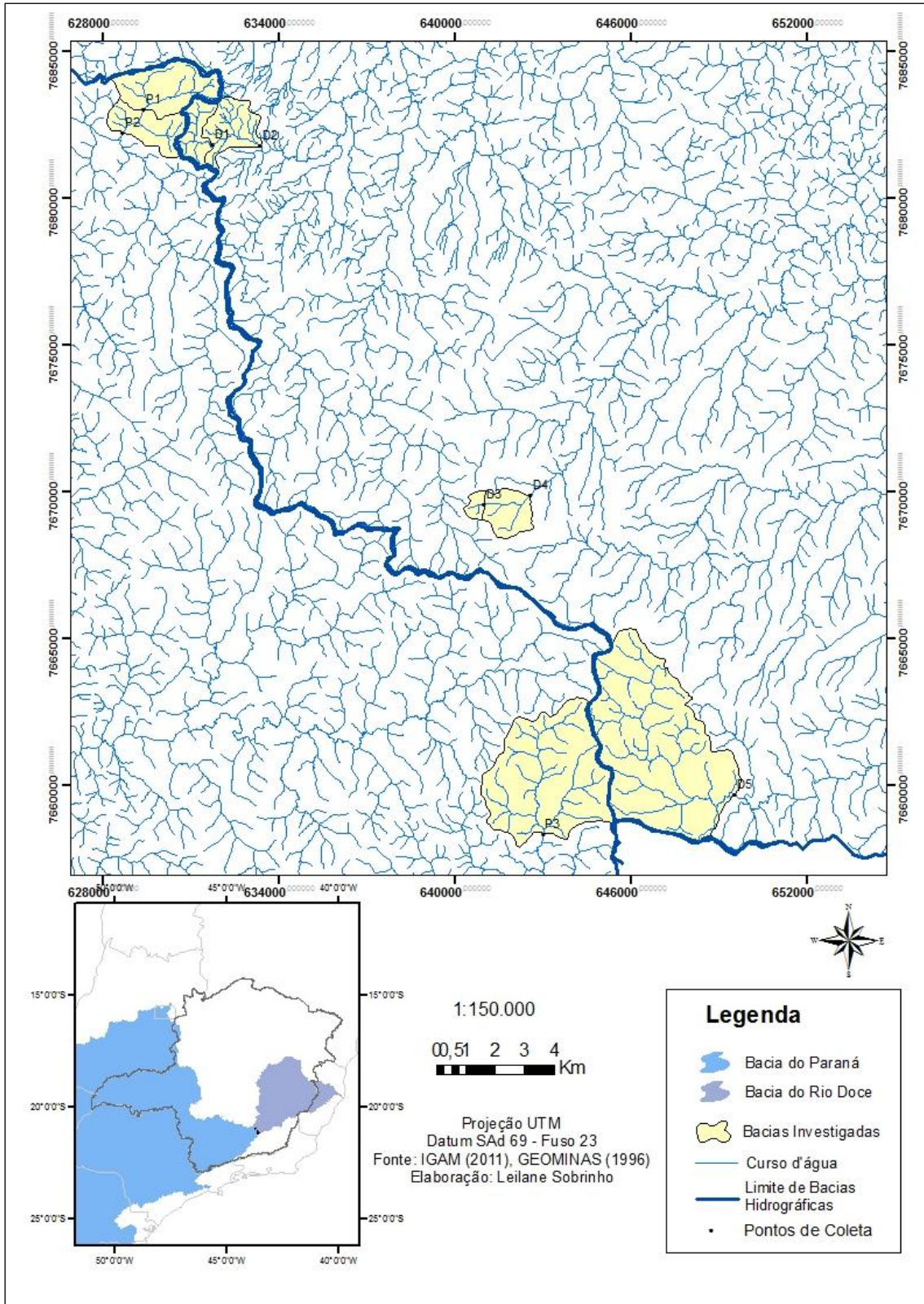


Figura 5.1 - Mapa de localização das bacias investigadas e seus respectivos pontos de amostragem.

5.5. Trabalhos de Campo

Após a seleção das bacias para a pesquisa, foi realizado um trabalho de campo entre os dias 22 e 24 de janeiro de 2011. Nesta ocasião foram coletadas amostras de sedimento fluvial do fundo do canal – aproximadamente 300 gramas de areia média e grossa - nos oito pontos selecionados ao longo do divisor das bacias. Cada ponto representa uma sub-bacia que drena um único litotipo. Como forma de conhecer a intensidade da radiação cósmica nos pontos de amostragens, a altitude e a latitude do ponto de coleta das amostras foram coletados por GPS. Outras duas etapas de campo foram realizadas em setembro e novembro de 2011 com o objetivo de coletar informações para a realização do mapeamento geomorfológico da área.

5.6. Análise das Amostras

A preparação laboratorial inicial das amostras – secagem, quebra e peneiramento das amostras em partículas entre 1 e 0,25mm - foi realizada no Laboratório de Geomorfologia do IGC/UFG. Posteriormente, ainda no laboratório de Geomorfologia do IGC/UFG o quartzo foi purificado. Para tanto as amostras foram colocadas em frascos plásticos tipo Nalgéne (250ml) nos quais foi adicionado uma solução de cerca de 100ml composta em 50% de ácido HCl e em 50% de ácido H_2SiF_6 , com o objetivo de remover as impurezas por meio do ataque corrosivo dos ácidos. A mistura então foi agitada em agitador elétrico por 72 horas. Em seguida, foi feita mais uma etapa de purificação das amostras com novo ataque corrosivo em agitador elétrico de solução de HCl e H_2SiF_6 por mais 72 horas. Após isso, as amostras foram lavadas com água destilada, secadas e, como forma de eliminar o ^{10}Be atmosférico, as mesmas foram agitadas por 24 horas com cerca de 25 ml de HF 48% por 24 horas. Em seguida, cerca de 100 gramas do material purificado foi enviado para o Centre d'Enseignement et de Recherche en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) na França. No CEREGE, as amostras foram submetidas a mais dois ataques de ácido, cada um deles com 25ml de HF 48% por 24 horas. Posteriormente, as amostras foram diluídas em 200 ml de HF 48%. Após esta diluição, foram acrescentados no material diluído 300 microgramas de 9Be que atuou como elemento traçador. Com base numa série de reações químicas os 300 microgramas de 9Be com o ^{10}Be foram recapturados e catodados em catodos de chumbo. Estes catodos foram enviados para espectrometria de massa por acelerador atômico (SMA) ainda no CEREGE (França) onde a produção de ^{10}Be será mensurada. A margem de erro analítica do processo é calculada em 6%. A produção de ^{10}Be obtida é então utilizada para o

cálculo da taxa de denudação total. Neste cálculo são contabilizadas a altitude, latitude do ponto amostrado.

5.7. Análise dos resultados

Através da elaboração de mapas temáticos, mapeamento geomorfológico, do conhecimento acerca do tema e da obtenção de dados de campo e de laboratório, iniciou-se a análise dos dados e construção de tabelas e gráficos que permitiram a melhor interpretação dos resultados. A partir de uma análise conjunta, buscou-se relacionar os dados gerados e, interpretar a evolução do relevo no divisor hidrográfico Doce/Paraná, na Serra da Mantiqueira – MG.

6. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

6.1. Geomorfologia Local

Visando melhor compreender a configuração geomorfológica da Serra da Mantiqueira na área investigada por esta pesquisa, buscou-se caracterizar o relevo da região. Nos divisores das bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraná, o relevo apresenta-se bastante dissecado, com colinas suavizadas na vertente drenada pelo Rio Grande e escarpado no lado drenado pelos afluentes do Rio Doce.

Observando o mapa de declividade (figura 6.1) e considerando as classes de declividade estabelecidas por Ramalho Filho & Beck (1995) que divide as classes em intervalos de 0-3% (plano); 3-8% (suave ondulado); 8-20% (ondulado); 20-45% (forte ondulado); 45-75% (montanhoso); e > 75% (escarpado), pode-se afirmar que o relevo na região estudada é em sua maior parte ondulado.

As altitudes variam de 510 m nas planícies fluviais a 1358 nos topos da Serra (figura 6.2). De forma geral, pode-se afirmar que as cabeceiras de drenagem da bacia do Paraná se encontram topograficamente mais elevadas que as cabeceiras da bacia do Doce. Isso porque o nível de base local da bacia do Paraná (Alto Rio Grande) é mais elevado, mas o gradiente hidráulico é menor. Dessa forma a incisão fluvial é menor e o relevo conseqüentemente é mais suavizado.

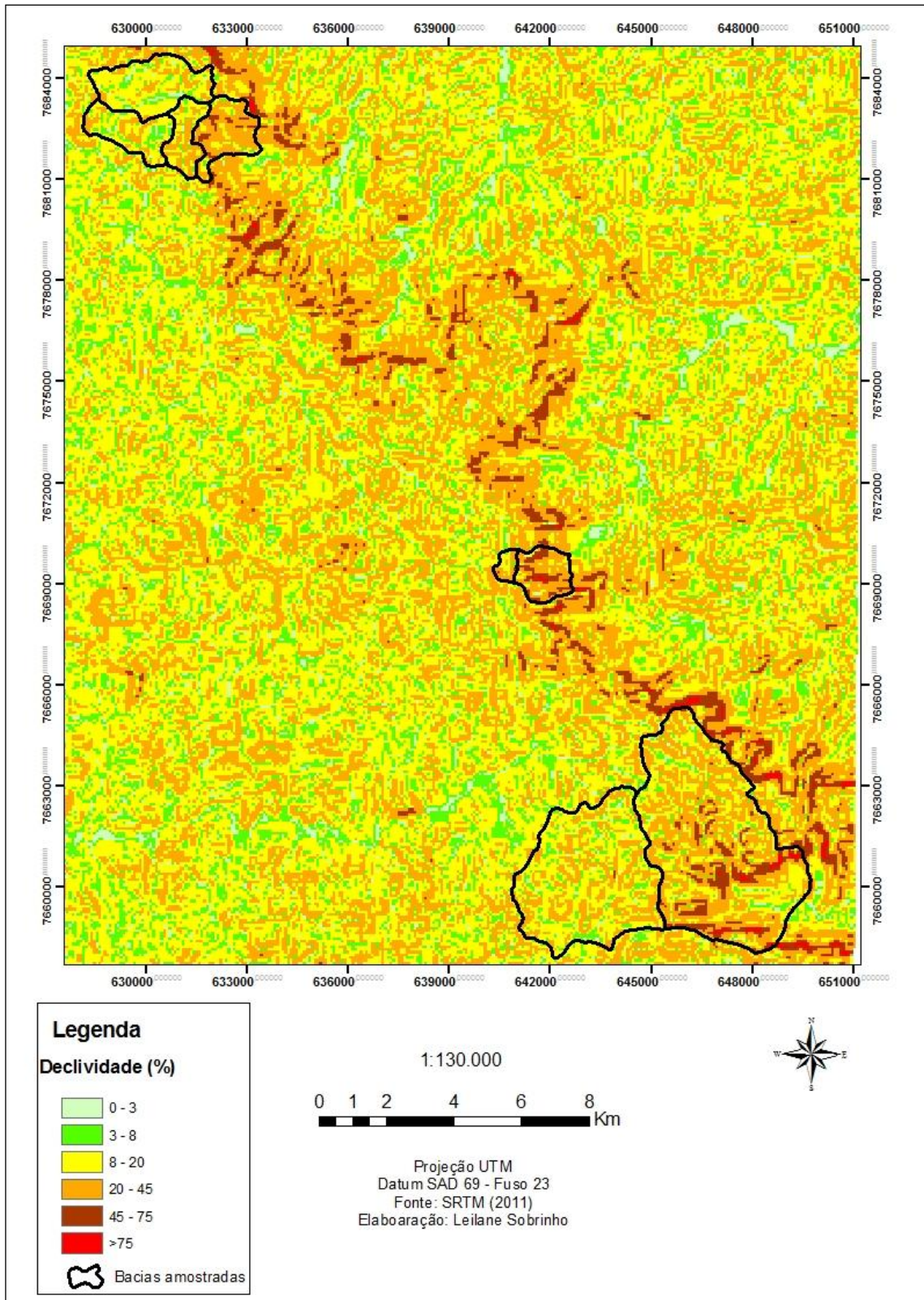


Figura 6.1 - Mapa de Declividade da área investigada.

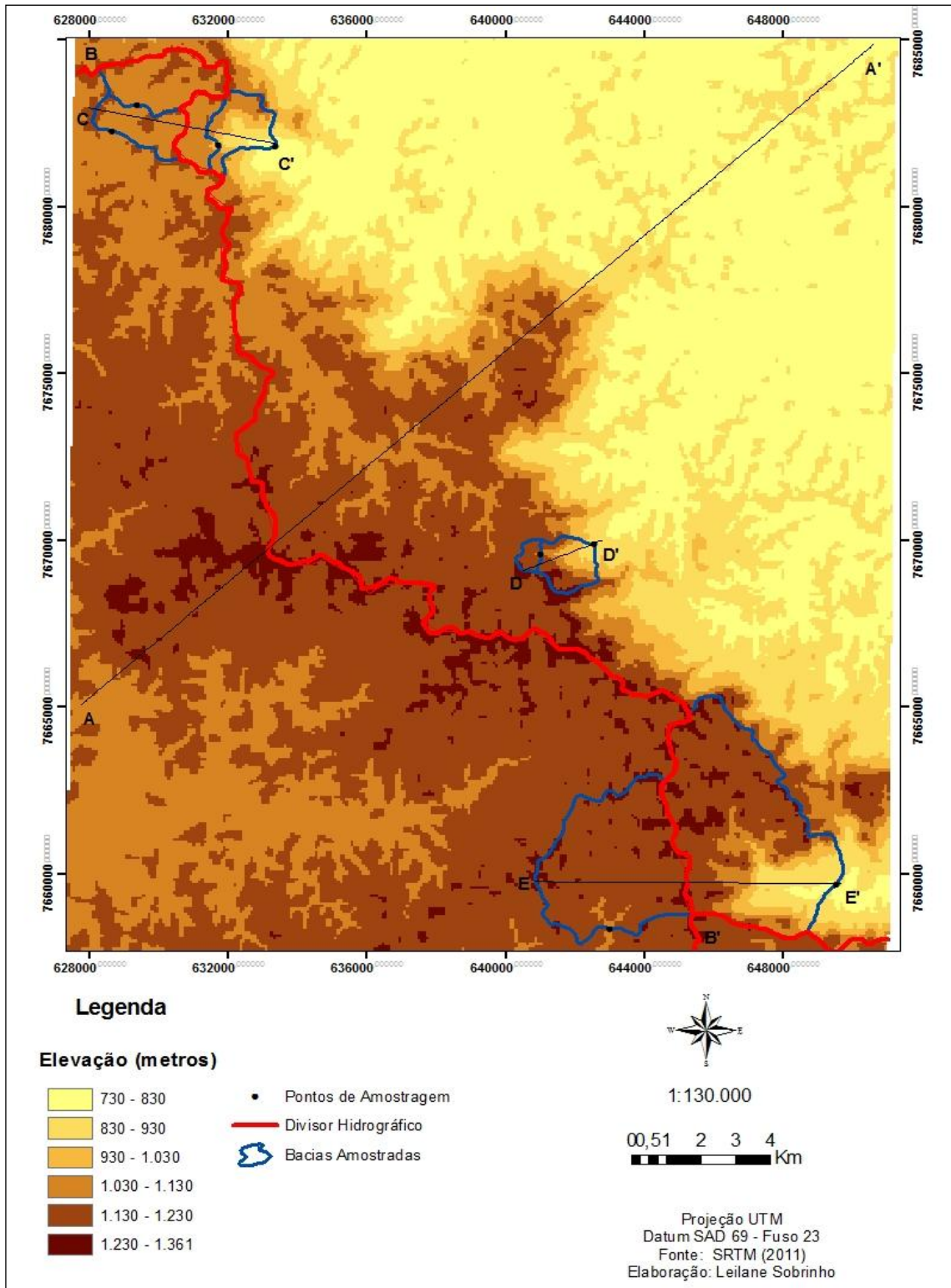


Figura 6.2 - Mapa Hipsométrico da área investigada.

Poucos trabalhos apresentaram uma compartimentação geomorfológica regional que abrangesse a área de estudo, sendo eles: RADAR-MG (1977), RADAM BRASIL (1983), SAADI (1991) e SOUZA (1995). O Projeto RADAR-MG classificou a região que divide as bacias do Doce e do Alto Rio Grande como Zona de colina e cristas, sobre o embasamento granito-gnáissico com estrutura falhada. O relevo é marcado por colinas arredondadas e cristas alinhadas, as vertentes são ravinadas e os vales encaixados.

O projeto RADAM BRASIL (1983) descreve a região dentro do macrocompartimento dos Planaltos do Alto Rio Grande, composta por modelados de dissecação homogênea revestidos de formações superficiais resultantes de alteração da rocha. Essa região integra Cambissolos além de Latossolos e solos Podzólicos. Para Saadi (1991) a região do Alto Rio Grande apresenta um arranjo estrutural simples e desta forma se configura como uma área de difícil compartimentação morfoestrutural. Isto porque a região é constituída de planaltos nos quais a diferenciação morfológica se dá apenas pela diferença na intensidade dos processos que promoveram a dissecação.

Para melhor caracterizar o relevo da região foi realizado um mapeamento das unidades de relevo que compreendeu a 3ª ordem, de acordo com a metodologia proposta pelo IBGE (2009). A partir do perfil topográfico da região foi possível identificar quatro compartimentos geomorfológicos, a saber: Planalto do Alto Rio Paraná, Planalto Superior do Alto Rio Doce, Escarpas do Alto Rio Doce e Planalto Inferior do Alto Rio Doce (figuras 6.3, 6.4, 6.5 e 6.6).

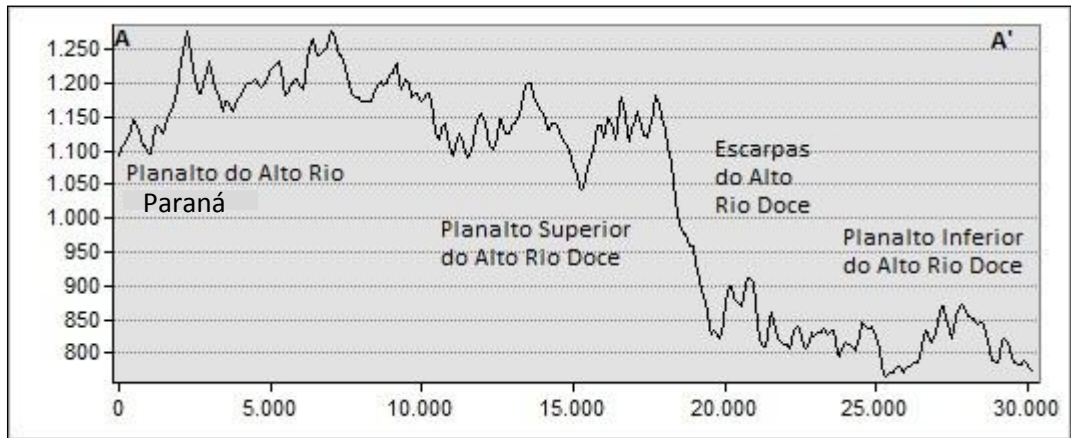


Figura 6.3 - Perfil Topográfico A – A' evidenciando os compartimentos geomorfológicos da Serra da Mantiqueira no divisor hidrográfico Doce/Paraná. Localizado na figura 6.2. Exagero vertical 3,5 vezes.

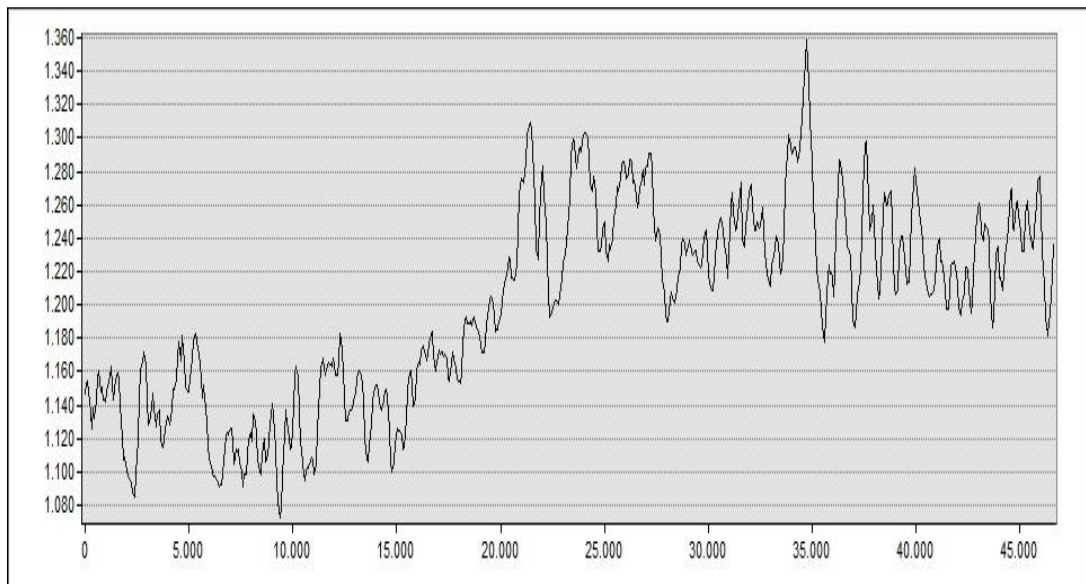


Figura 6.4 - Perfil Topográfico B – B' - divisor hidrográfico Doce/Paraná. Localizado na figura 6.2. Exagero vertical 6 vezes.

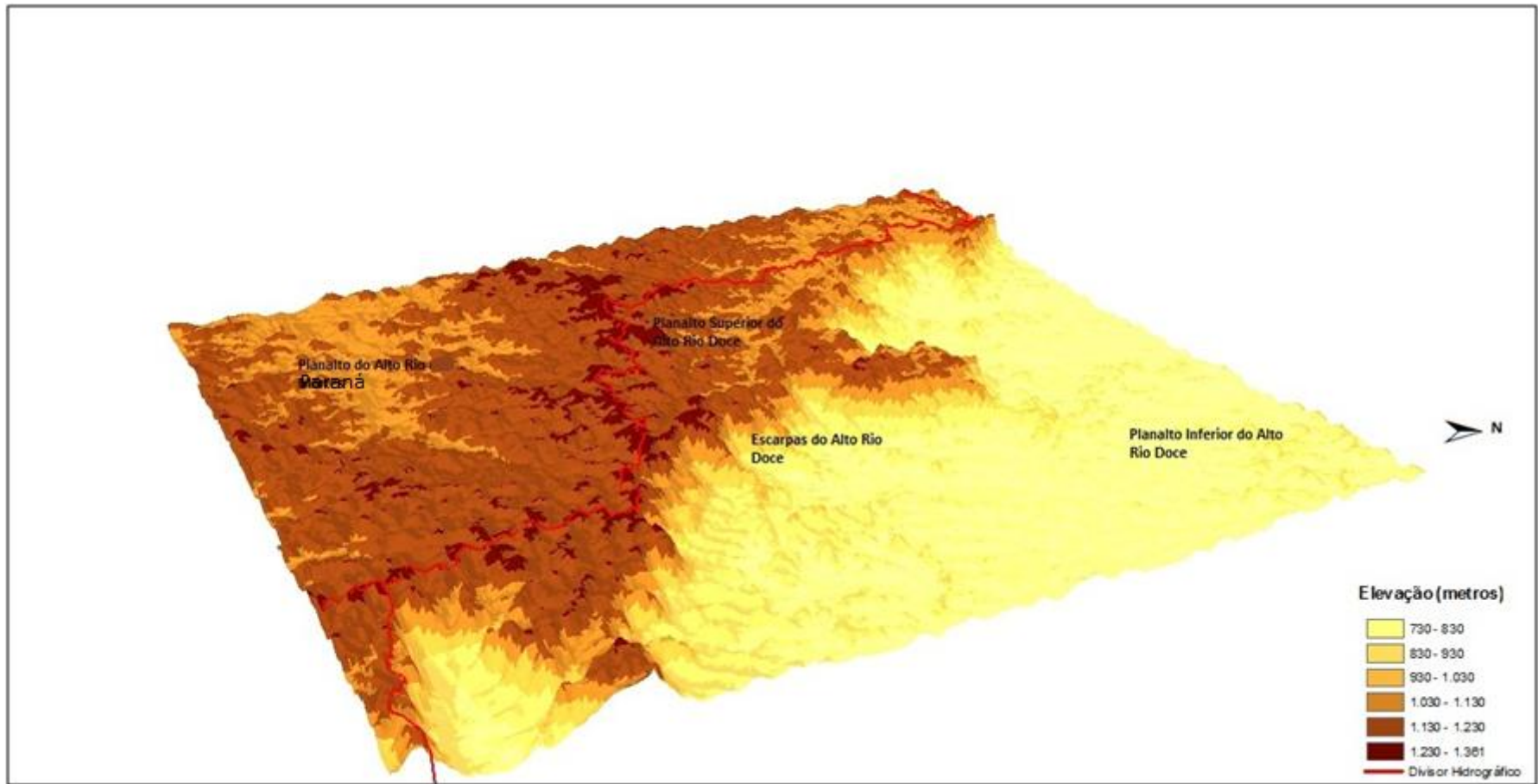


Figura 6.5 - MDE da Serra da Mantiqueira no divisor hidrográfico Doce/Paraná.

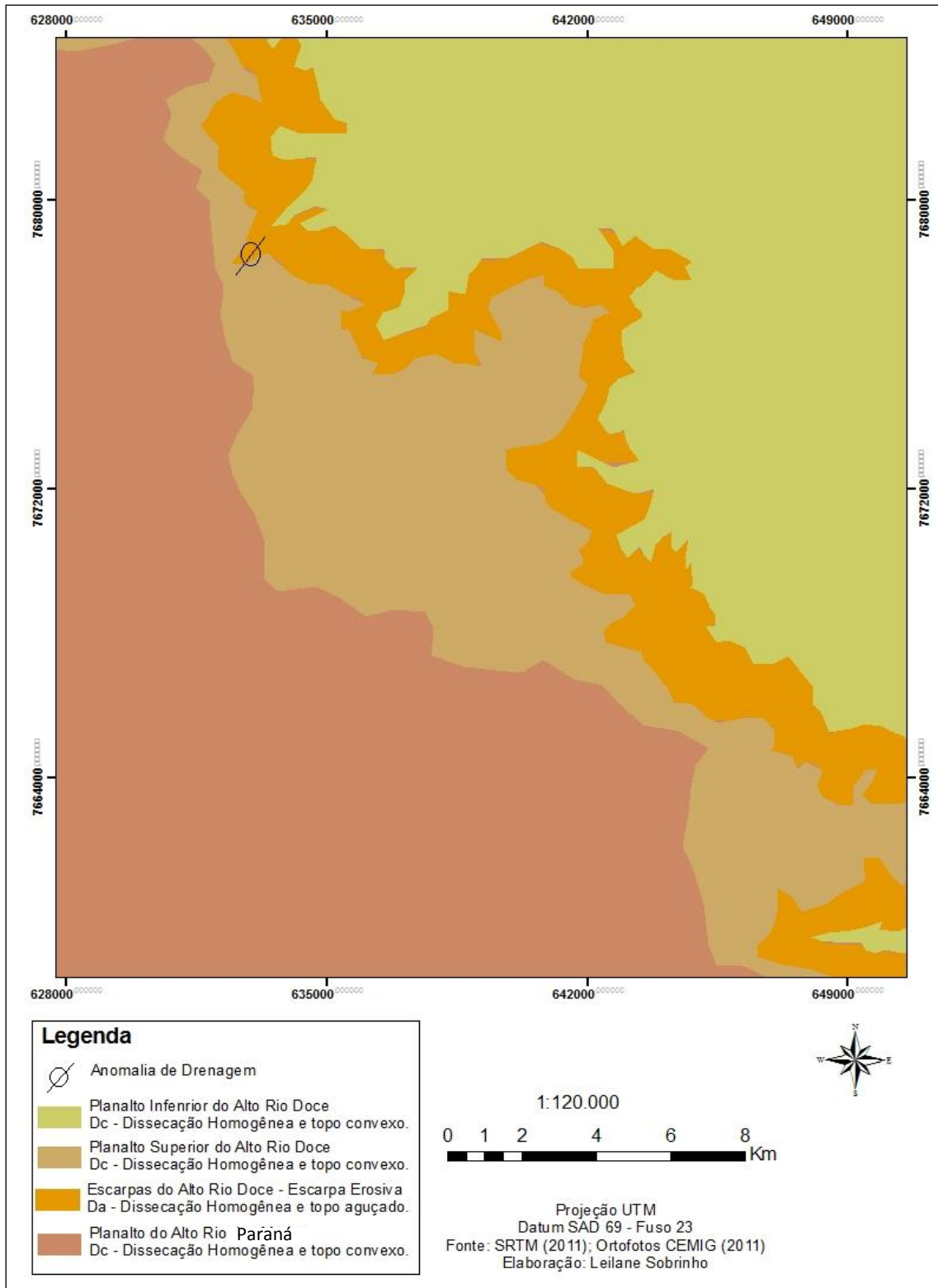


Figura 6.6 - Mapa de Compartimentação Geomorfológica.

6.2. Planalto do Alto Rio Paraná

O Planalto do Alto Rio Paraná apresenta-se mais elevado topograficamente que as demais unidades, com cotas altimétricas que variam de 934 a 1358 metros. O relevo é suave ondulado a ondulado, de dissecação homogênea, colinas convexas e vales bem extensos, como se pode ver nas figuras 6.7 e 6.8. Ocorre sobre gnaisses dos Complexos Ressaquinha e Mantiqueira com falhas transcorrentes dextrais e sinistrais de direção NE/SW. A drenagem apresenta-se dendrítica em função da intensa dissecação.



Figura 6.7 - Vale extenso e colina ao fundo – paisagem típica da unidade Planalto do Alto Rio Paraná.



Figura 6.8 - Relevo suave ondulado do compartimento do Planalto do Alto Rio Paraná.

6.3. Planalto Superior do Alto Rio Doce

O Planalto Superior do Alto Rio Doce corresponde às áreas que topograficamente se situam no patamar da bacia do Alto Rio Paraná, mas que foram capturados pela bacia do rio Doce a partir de uma intensa erosão regressiva fluvial. A configuração do relevo é semelhante à da unidade do Planalto do Alto Rio Paraná apresentando dissecação homogênea, colinas convexas e vales extensos (figuras 6.9 e 6.10), as cotas variam de 1.040 a 1.250 metros. No entanto, é importante destacar que o relevo nesta unidade, apesar de semelhante, é um pouco mais dissecado do que o da unidade Planalto do Alto Rio Paraná.



Figura 6.9 - Alta bacia do rio Piranga - Planalto Superior do Alto Rio Doce - relevo suave ondulado com colinas convexas alongadas.



Figura 6.10 - Bacia do rio Piranga a montante do ponto de captura, no Planalto Superior do Alto Rio Doce.

6.4. Escarpas do Alto Rio Doce

A unidade das Escarpas do Alto Rio Doce se caracteriza pelo relevo forte ondulado, apresentando algumas pequenas manchas de relevo montanhoso, com dissecção homogênea e topos aguçados (figuras 6.11, 6.12 e 6.13).

Trata-se de uma escarpa erosiva decorrente dos intensos processos erosivos, acarretando no recuo das vertentes e conseqüentemente do divisor hidrográfico. Essas escarpas se configuram como conjuntos de formas de relevo de topos estreitos e alongados, resultantes da interceptação de vertentes de declividade acentuada, entalhadas por sulcos e ravinas profundos. Foram esculpidas em rochas metamórficas e ígneas dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira, definidas por vales encaixados que denotam um certo controle estrutural, uma vez que se encontram alinhados na direção SSW-NNE. A hipsometria varia de 800 a 1.060 metros, apresentando um considerável desnível de pouco mais de 200 metros.



Figura 6.11 - Paisagem típica da Unidade Escarpas do Alto Rio Doce.



Figura 6.12 - Unidade Escarpas do Alto Rio Doce ao fundo.



Figura 6.13 - Unidade Escarpas do Alto Rio Doce vistas a partir da bacia do Riberão da Conceição.

6.5. Planalto Inferior do Alto Rio Doce

O Planalto Inferior do Alto Rio Doce é caracterizado pelo relevo ondulado, com cotas variando entre 720 e 930 metros. Apresenta dissecação homogênea com colinas de topo convexo, cristas alongadas caracterizadas por vales bem definidos e vertentes de declividades variadas, entalhadas por sulcos e cabeceiras de drenagem de primeira e segunda ordens (figura 6.14). Não apresenta controle estrutural marcante. A drenagem escoar na direção SSW-NNE.



Figura 6.14 - Planalto inferior do alto rio Doce – ao fundo vista para as escarpas.

7. CAPTURA FLUVIAL DO RIO PIRANGA

A captura fluvial é um processo importante para o desenvolvimento da rede de drenagem e para a geração de novos escarpamentos, uma vez que são responsáveis pelo rebaixamento do relevo, aprofundando o escarpamento e proporcionando a regressão do mesmo. No divisor hidrográfico das bacias dos rios Doce/Paraná, na Serra da Mantiqueira – Minas Gerais verifica-se que o processo de captura fluvial é responsável pelo desenvolvimento da paisagem desta região.

A captura do Rio Piranga pela bacia do Doce tem gerado uma progressiva retração do escarpamento no divisor hidrográfico. A Anomalia na drenagem pode ser verificada a partir do perfil longitudinal do rio Piranga (figura 7.1).

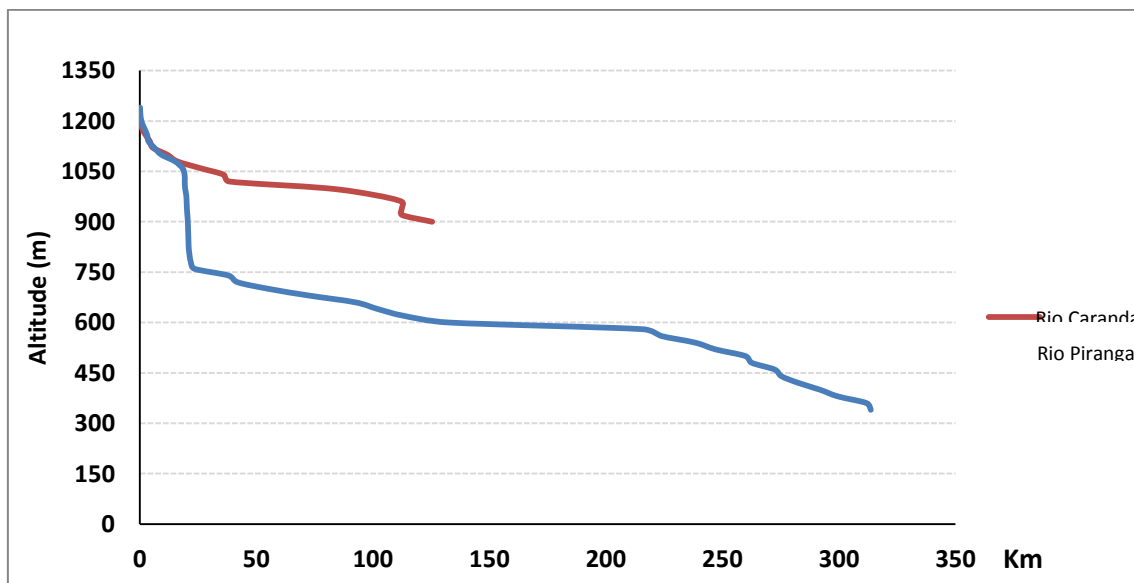


Figura 7.1 - Perfis Longitudinal dos rios Piranga e Carandaí.

Analisando os perfis longitudinais dos rios Piranga e Carandaí, observa-se que ambos escoam com o mesmo gradiente até a cota 1.050. A partir desta cota percebe-se um knickpoint no perfil do rio Piranga, e o mesmo apresenta um desnível de 300 metros. Para a dinâmica de escoamento do rio Piranga, esse knickpoint representa um rejuvenescimento ativo, contribuindo para o aumento dos processos desnudacionais na área da cabeceira, rebaixando o divisor e promovendo o recuo do escarpamento.

Os perfis longitudinais dos afluentes diretos do rio Piranga a montante da captura também foram analisados (figuras 7.2, 7.3 e 7.4), a fim de observar se a mudança do nível de base é sentido pelos afluentes e se a dinâmica do canal principal é similar à dinâmica encontrada em seus afluentes.

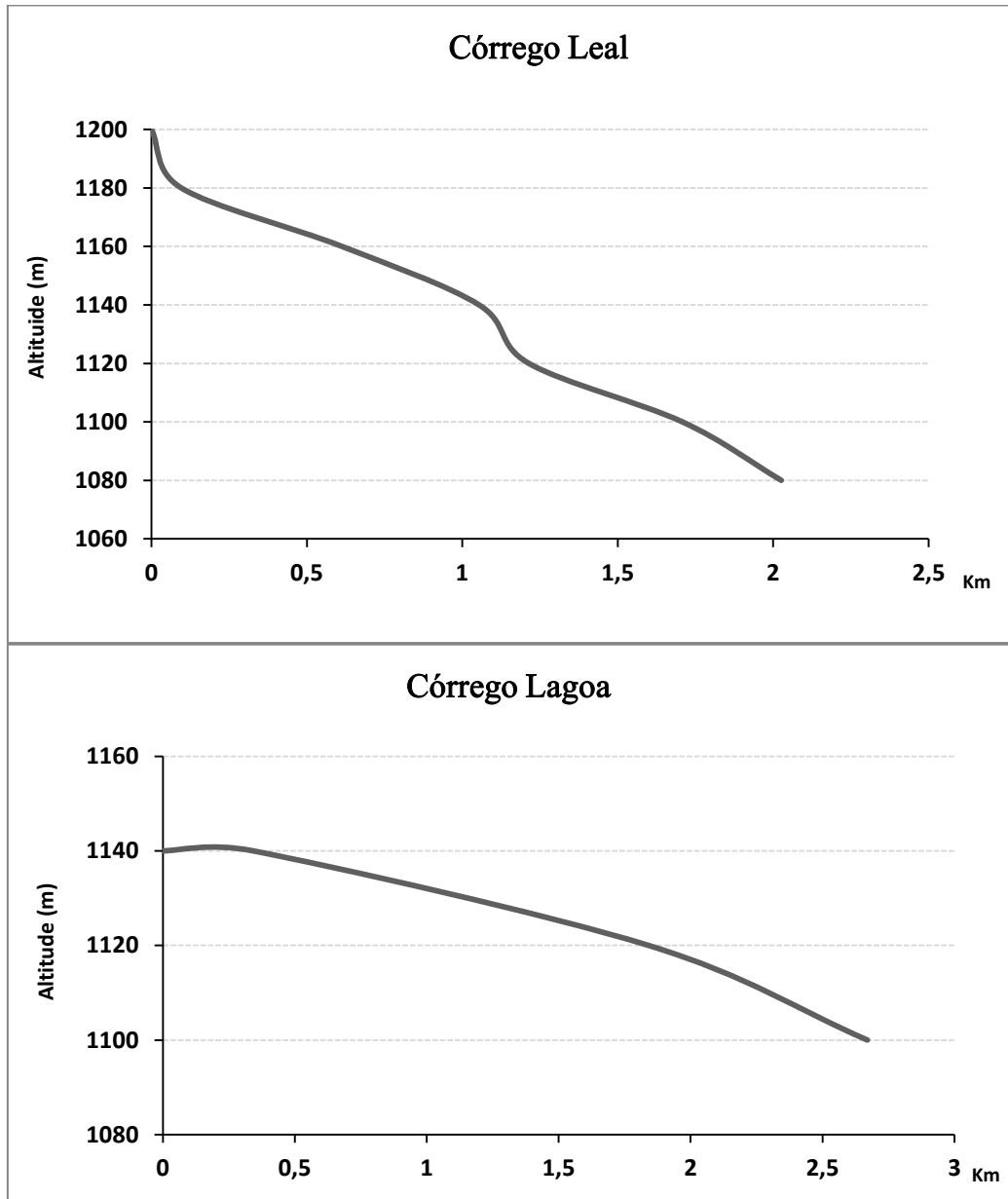


Figura 7.2 - Perfis Longitudinais dos Afluente diretos Rio Piranga – margem direita. Localizados na figura 7.5.

Analisando os perfis longitudinais dos afluentes da margem direita do rio Piranga (observados na figura 7.2), percebe-se discretas convexidades em todos os perfis. O aumento da declividade do canal principal proporciona maior energia e maior velocidade do fluxo para os

afluentes do rio Piranga. O aumento da energia e da velocidade de fluxo levam ao aumento da convexidade do perfil longitudinal, indicando que o canal não se encontra em um perfil de equilíbrio. Portanto, pode-se afirmar que os afluentes diretos do rio Piranga também estão respondendo a mudança do nível de base. Assim como o processo descrito por Prince (2010) na bacia do rio Roanoke, nos EUA, a erosão das cabeceiras do rio Piranga contribui para a ocorrência de novas capturas fluviais ao longo da bacia através de processos de cabeceiras como a absorção. Já os afluentes da margem esquerda do Rio Piranga (observados na figura 7.3 e 7.4) parecem estar mais próximos do perfil de equilíbrio, pois não apresentam elementos que mostrem o contrário.

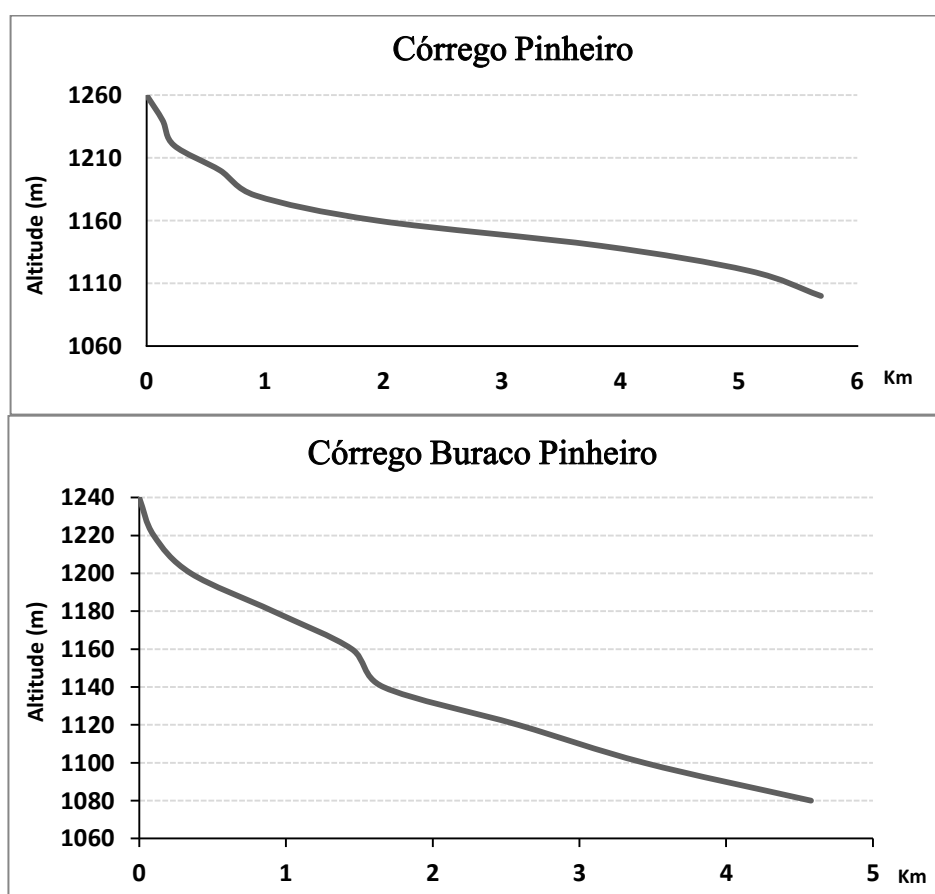


Figura 7.3 - Perfil Longitudinal dos afluentes da margem esquerda do rio Piranga. Localizados na figura 7.5.

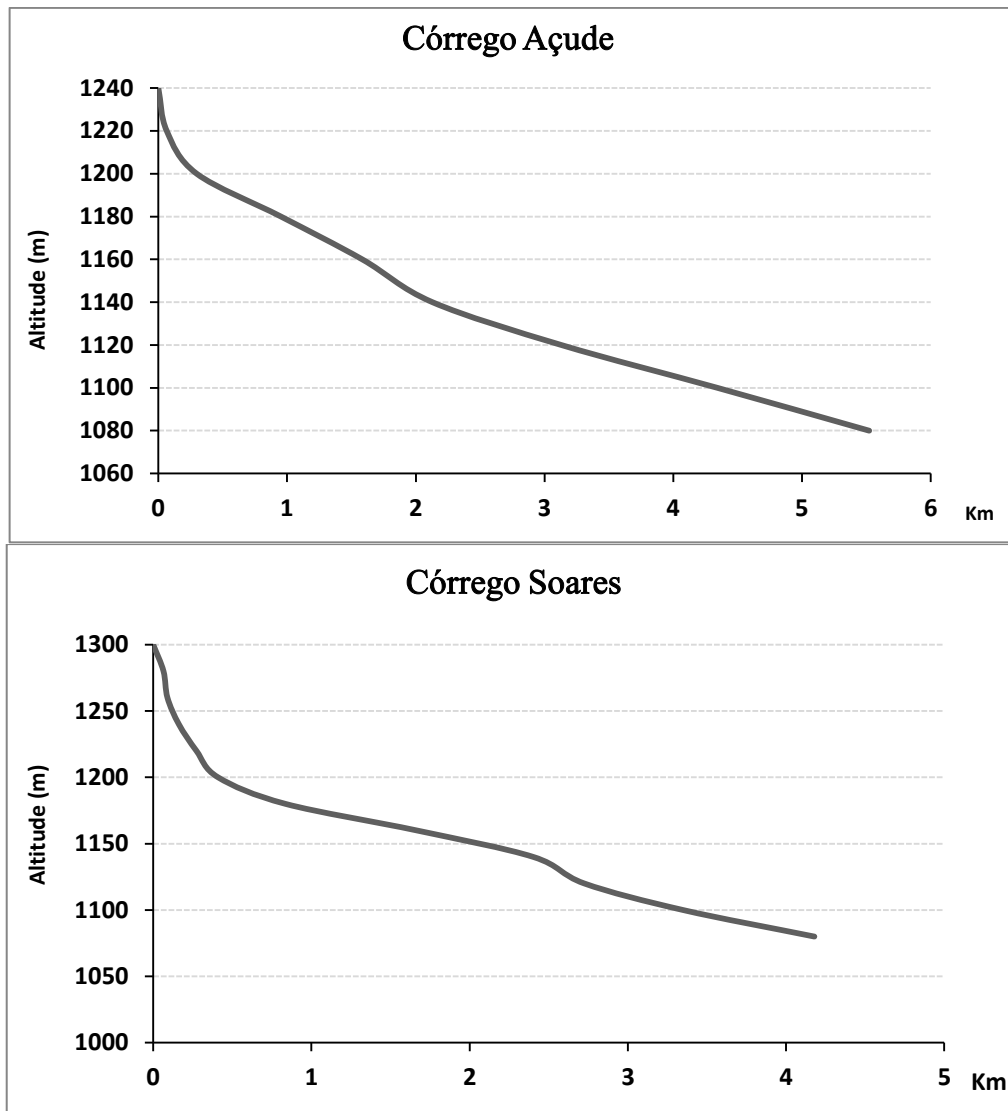


Figura 7.4 - Perfis Longitudinais dos afluentes da margem esquerda do rio Piranga (Córregos Açude e Soares). Localizados na figura 7.5.

O processo de captura está bem evidenciado no cotovelo formado no rio Piranga, que drenava a bacia do Paraná no sentido SE-NW. Com a intensa incisão fluvial dos rios que drenam a bacia do Doce, o Piranga foi capturado por esta bacia, passando a correr sentido SW-NE (Figura 7.4).

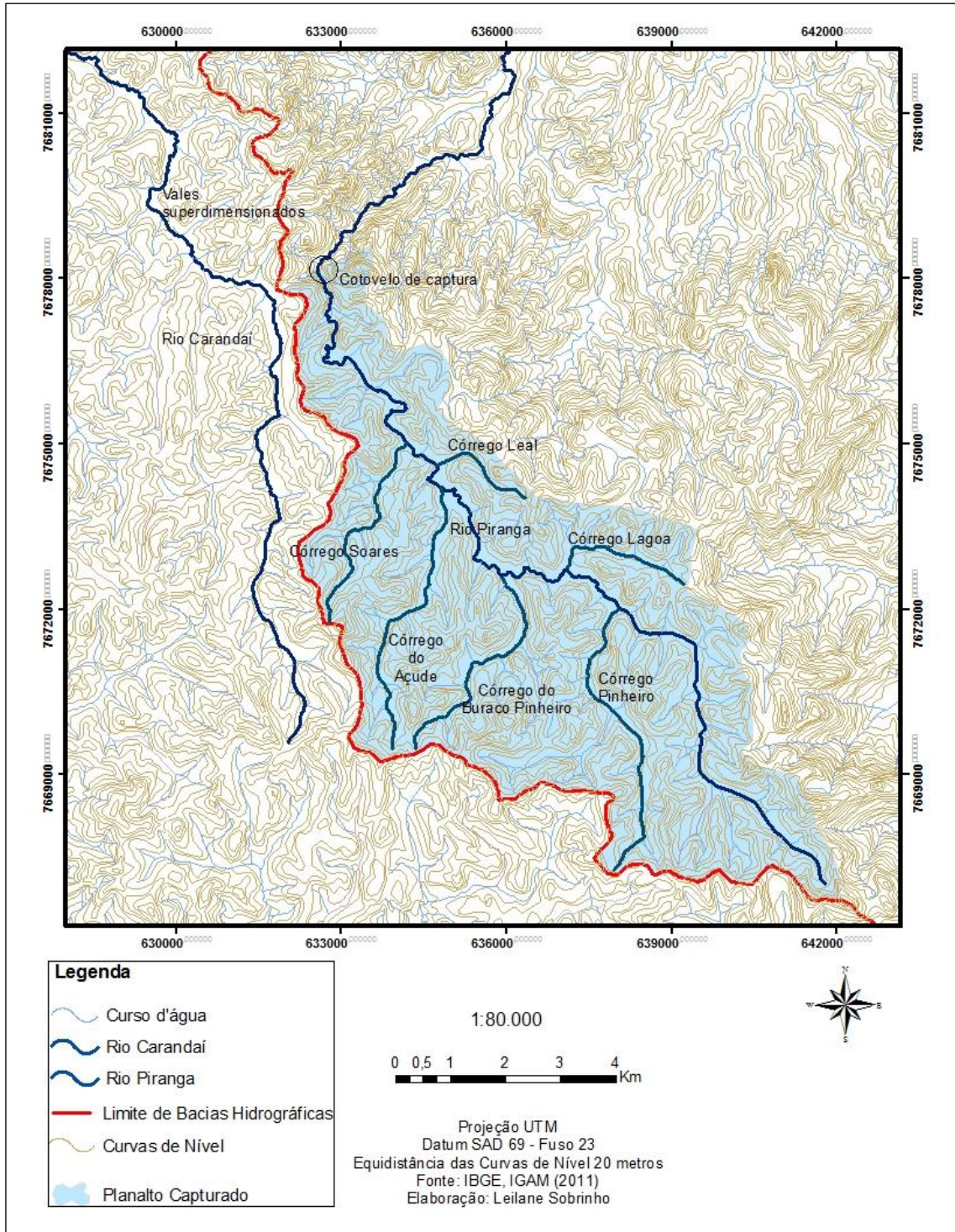


Figura 7.5 - Captura do rio Piranga.

O progressivo recuo do interflúvio para as áreas do planalto superior altera o nível de base a que as cabeceiras capturadas estão submetidas, proporcionando incisão fluvial nas mesmas até que o curso d'água se aproxima de um perfil de equilíbrio.

No MDE da área (figura 7.6) percebe-se o rebaixamento brusco do nível de base do rio quando passa a correr no domínio das escarpas. Observa-se nesta bacia o papel da captura fluvial para o rebaixamento do divisor e o recuo do escarpamento neste trecho, como indicado por Harbor e Gunnell (2007) ao pesquisar o desenvolvimento da drenagem no escarpamento de Wester Ghats, na Índia. O recuo do escarpamento se dá a partir da variação nas taxas de processos erosivos ao longo da escarpa, como foi descrito por Howard (1995), devido à rápida erosão na zona de linha da escarpa causada pela intensa incisão fluvial.

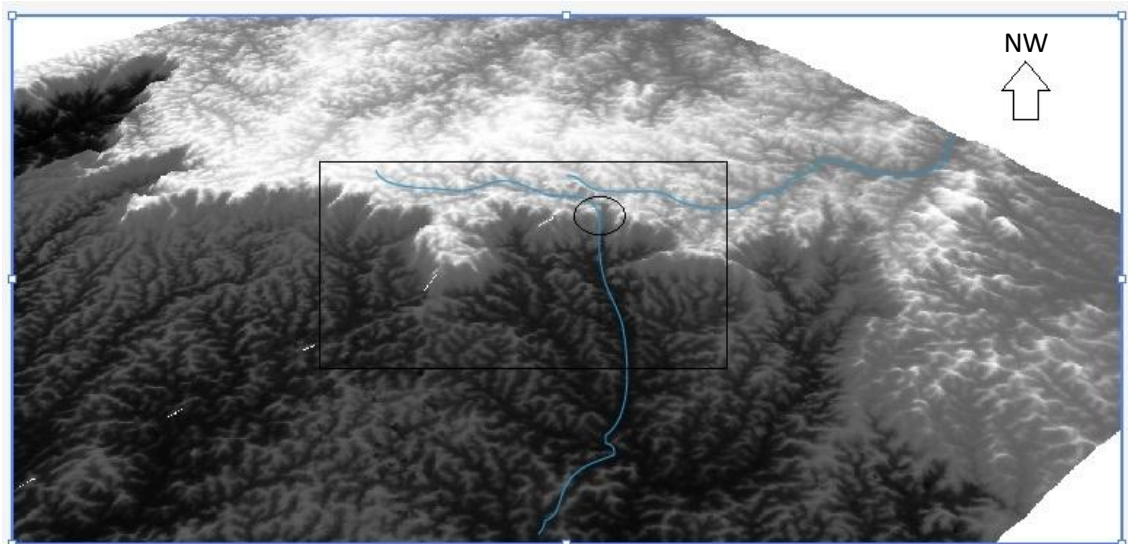


Figura 7.6 - Modelo Sombreado 3D mostrando o cotovelo de captura por erosão regressiva do rio Piranga. A sudoeste observa-se o curso do Rio Carandaí, antigo canal do Piranga.

As figuras 7.7, 7.8 e 7.9 mostram a morfologia da bacia a montante da captura e a jusante da mesma, observa-se o relevo suave e as colinas alongadas na área a montante da captura (figura 7.7), no trecho capturado verifica-se a intensa incisão da drenagem que corre entre as escarpas (figura 7.8) e a jusante da captura pode-se observar o relevo mais dissecado (figura 7.9).



Figura 7.7 - Planície do Rio Piranga a montante da área de captura.



Figura 7.8 - Região do Cotovelo do rio Piranga – trecho encachoeirado e bem encaixado, o rio escoa entre as escarpas.



Figura 7.9 - Área a jusante da captura – relevo dissecado com as escarpas ao fundo.

8. EVOLUÇÃO DO ESCARPAMENTO NO DIVISOR HIDROGRÁFICO DOCE/PARANÁ A PARTIR DA MENSURAÇÃO DOS PROCESSOS DESNUDACIONAIS COM O ISÓTOPO COSMOGÊMICO ^{10}Be

8.1. Introdução

O presente capítulo objetiva apresentar e discutir as taxas de desnudação obtidas com a mensuração da produção *in situ* do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sub-bacias do rio Piranga - pertencente à Bacia do Rio Doce - e sub-bacias do rio Carandaí - pertencente à Bacia do rio Paraná – na Serra da Mantiqueira/MG. Ao analisar as taxas de desnudação das bacias que drenam os dois lados do divisor hidrográfico, busca-se compreender o comportamento desnudacional dos diferentes compartimentos geomorfológicos gerados pela diferença de nível de base, bem como a evolução do escarpamento no interflúvio das bacias dos rios Doce e Paraná. Portanto, para compreender essa compartimentação geomorfológica baseia-se na análise das taxas de desnudação (^{10}Be) e dos dados morfométricos gerados a partir de mapas de base.

8.2. Mensuração das Taxas de Desnudação Obtidas com o ^{10}Be e suas Implicações para a evolução do Escarpamento

As taxas de desnudação das oito sub-bacias amostradas no divisor hidrográfico Doce/Paraná foram obtidas a partir das concentrações de ^{10}Be mensuradas nos sedimentos fluviais amostrados. A Tabela 8.1 apresenta os resultados obtidos com a mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be .

Os resultados revelam que as sub-bacias que drenam a bacia do rio Doce apresentam taxas de desnudação maiores do que as bacias que drenam a bacia do Paraná. As taxas de desnudação das sub-bacias que drenam para o Doce estão entre $10,74 \text{ m.Myr}^{-1}$ e $17,50 \text{ m.Myr}^{-1}$, já as sub-bacias que drenam para o Paraná apresentam taxas que variam entre $3,95 \text{ m.Myr}^{-1}$ e $6,49 \text{ m.Myr}^{-1}$. Essa diferença na intensidade dos processos desnudacionais se deve à diferença altimétrica entre os níveis de base do Doce com o do Paraná, que faz com que a bacia do Doce apresente maior intensidade dos processos erosivos, avançando sobre a bacia do Paraná.

Bacia	Amostra	Posição no relevo	Litologia	Coordenadas (UTM SAD69 Fuso 23 S)	Altitude (m)	Altitude Média (m)	Altitude Mínima (m)	Altitude Máxima (m)	Relevo Médio da Bacia- Amplitude (m)	Declividade Média (graus)	Área da Bacia (Km ²)	¹⁰ Be (at/g)	Taxa de Desnudação ¹⁰ Be (m.My ^{r-1})
Dombe	D1 (B1)	PSD	Gr	631.734/7.681.832	1004	1084	989	1161	172	12	1,9	441949,1294	10,74
Dombe	D2 (B2)	Escarpa	Gr	633.382/7.681.837	734	1026	794	1169	375	14,98	4,78	273411,5418	17,25
Japão	D3 (B4)	PSD	Gr	641.010/7.669.638	1115	1176	1117	1266	149	14,21	0,49	427953,634	11,95
Japão	D4 (B3)	Escarpa	Gr	642.591/7.698.879	848	1100	844	1302	458	19,3	2,68	284589,7159	17,50
Conceição	D5 (B5)	Escarpa	OGn	649.549/7.659.712	803	1121	805	1301	496	17,04	22,84	310994,6938	16,20
Matinada	P1 (B6)	PAM	Gr	629.369/7.683.101	1071	1117	1064	1193	129	10,43	4,76	798801,486	5,74
Matinada	P2 (B7)	PAM	Gr	628.619/7.682.310	1070	1114	1063	1193	130	10,21	7,63	1109571,552	3,95
Areias	P3 (B8)	PAM	OGn	642.999/7.658.347	1134	1190	1113	1296	183	11,45	15,23	755732,5861	6,49

Tabela 8.1 - Taxas de desnudação (10Be) das bacias hidrográficas amostradas.

D - Sub-bacias que drenam para o rio Doce; P – Sub-bacias que drenam para o rio Paraná;
 PSD - Planalto Superior do Alto Rio Doce; PAM - Planalto do Alto Rio das Mortes;
 Gr – Granito – Complexo Ressaquinha; OGn – Ortognaisse – Complexo Mantiqueira.

Os resultados também demonstram que as taxas de desnudação das bacias investigadas são fortemente influenciadas pelo contexto geomorfológico local. A geologia local não interfere nas taxas de desnudação, isso porque toda a área estudada se insere no domínio de rochas graníticas e ortognaisses dos Complexos Ressaquinha e Mantiqueira. Ambas as rochas apresentam igual resistência a processos erosivos, não sendo fator significativo para o controle das taxas desnudacionais dessa região da Serra da Mantiqueira. Sendo assim, os fatores relacionados à forma do relevo, tais como a altitude, a declividade e o gradiente hidráulico se configuram como fatores controladores das taxas de desnudação na Serra da Mantiqueira, uma vez que as taxas se comportam de acordo com o compartimento geomorfológico em que estão inseridas.

Como se pode observar na tabela 8.1 as taxas de desnudação das amostras que drenam o compartimento geomorfológico do planalto do alto rio das Mortes (bacia do Paraná) são as mais baixas, variando entre 3,95 – 6,49 m.My⁻¹. Essas taxas são baixas devido à baixa intensidade dos processos erosivos neste compartimento. Isso porque o relevo desta região se encontra em certo estado de equilíbrio do sistema geomorfológico no qual não há fatores externos capazes de gerar uma resposta dinâmica do modelado da paisagem. Nesse caso, a hipótese mais plausível é a de que as taxas de desnudação não variam muito com o tempo e provavelmente apresentam valores semelhantes à taxa de soerguimento isostático do relevo. Porém, necessita-se de estudos mais aprofundados para corroborar tal hipótese.

Do outro lado do divisor, na bacia do Doce, percebe-se duas tendências nas taxas de desnudação (Tabela 8.1). As amostras que se encontram no compartimento do planalto superior do alto rio Doce apresentam taxas intermediárias que variam entre 10,74 e 11,95 m.My⁻¹. Enquanto que as amostras situadas nas escarpas do alto rio Doce apresentam taxas altas, variando entre 16,20 e 17,50 m.My⁻¹. Essa diferença de comportamento se deve à dinâmica geomorfológica da bacia. No planalto superior, parte que foi capturada da bacia do Paraná, o relevo é suavizado e os processos desnudacionais são menos intensos do que na escarpa.

Ao se comparar as taxas entre os dois lados do divisor hidrográfico, observa-se que a bacia do Doce apresenta taxas de desnudação em média 2,73 vezes superiores às taxas da bacia do Paraná. Esse resultado nos permite afirmar que a bacia do Doce apresenta maior intensidade dos processos erosivos, promovendo o recuo do escarpamento na Serra da Mantiqueira, em direção à bacia do Paraná. Desta forma a bacia do Doce está capturando a drenagem da bacia

do Paraná em suas cabeceiras, ganhando área em detrimento da redução de área da bacia do Paraná. Quando se compara as taxas entre os dois compartimentos da bacia do Doce percebe-se que as taxas das amostras da escarpa são 1,5 vezes maiores que as taxas das amostras da área do planalto superior. Isso mostra que o recuo do escarpamento não ocorre de maneira uniforme, havendo duas frentes de retração do escarpamento: 1) a frente de retração do planalto superior, que permite o avanço da bacia do Doce sobre a bacia do Paraná, causando captura de bacias no divisor hidrográfico; e 2) a frente de retração da escarpa sobre o planalto superior, gerando um degrau no relevo.

8.3. Taxas de Desnudação e os Parâmetros Morfométricos

Estudos recentes sobre a evolução do relevo com a mensuração de ^{10}Be em diversas partes do mundo mostraram que a evolução do relevo local, de uma forma geral, responde a uma relação entre as taxas de desnudação e os parâmetros topográficos. Blanckenburg (2006) apontou a correlação entre o relevo da bacia e a taxa de erosão, mencionando estudos desenvolvidos por Ahnert (1970), comparando os parâmetros geomórficos com as taxas de desnudação derivadas de sedimentos fluviais ou datação termocronológica. Quanto maior a altitude de uma bacia, maior é a taxa de desnudação das cabeceiras. Vários estudos comparam as taxas de desnudação com o relevo das cabeceiras. Alguns resultados indicaram que a paisagem se ajusta à mudança tectônica. Desta forma, pode-se afirmar que o relevo é resultante de qualquer mudança na elevação por soerguimento tectônico ou por rebaixamento do nível de base (Blanckenburg, 2006).

A relação entre taxas de desnudação e parâmetros topográficos foi confirmada por estudos realizados por Salgado et al (2004, 2007, 2008), Varajão et al (2009), Vanacker (2007), Delunel et al (2010) e Palumbo (2010). Estes autores constataram que em bacias de pequenas escalas, a diferença de altitude em relação ao nível de base influenciam na intensidade do processo desnudacional. Paralelamente, estes trabalhos concluíram que os processos de transporte de sedimentos e as taxas de desnudação dependem do gradiente de encosta.

Comparando os perfis longitudinais das bacias de cabeceira no divisor hidrográfico das bacias dos rios Doce/Paraná na Serra da Mantiqueira em Minas Gerais (figura 8.1), verifica-se que a bacia do Doce apresenta maior gradiente hidráulico. Comparando as bacias dos Córregos Matizada (Paraná) e Dombe (bacia do Doce) observa-se que no ponto D1, localizado no

planalto superior do alto rio Doce, o desnível topográfico é de 80 metros. Enquanto que no ponto P1, localizado no planalto do alto rio Paraná, o desnível é de 40 metros. Analisando os pontos D2 (escarpas do alto rio Doce) e P2 (planalto do alto rio Paraná) verifica que o desnível do córrego do Dombe (D2) é de 320 metros, enquanto o Córrego Matinada apresentou desnível de 60 metros. Comparando os gradientes do Ribeirão das Conceição (ponto D5- escarpas do alto rio Doce) e do Córrego das Areias (ponto P3- planalto do alto rio Paraná) verifica-se um desnível de 331 metros no Ribeirão Conceição e de 61 metros no Córrego das areias. Dessa forma, os cursos d'água que drenam a bacia do rio Doce apresentam maior declividade que os cursos d'água que drenam para a bacia do Paraná (tabela 8.1 e Fig. 8.1), mostrando-se mais agressivos que seus respectivos pares devido ao maior gradiente hidráulico.

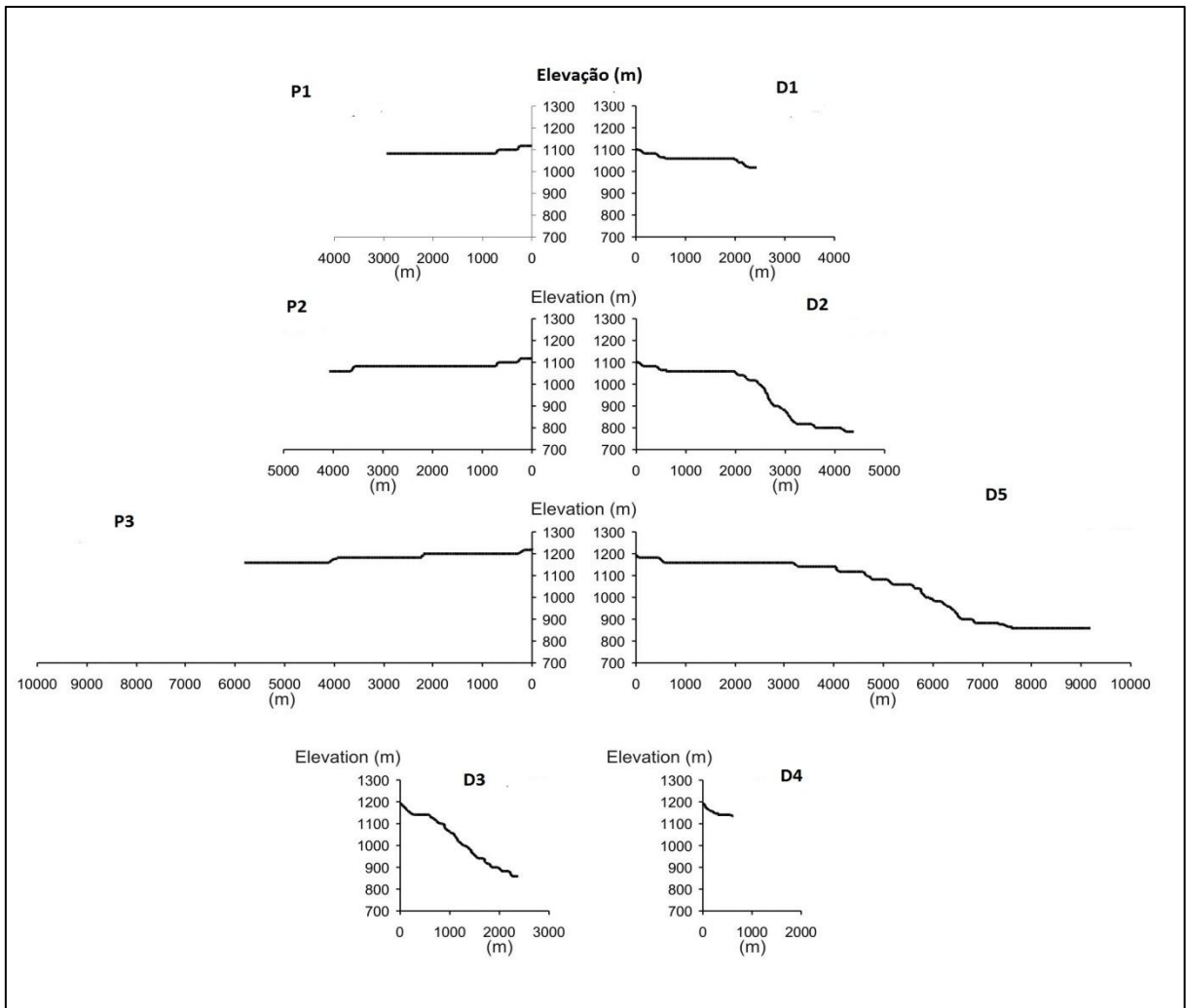


Figura 8.1 - Perfil longitudinal dos Cursos fluviais amostrados.

As taxas de desnudação foram comparadas com o relevo médio da bacia, obtido a partir da subtração da altitude média pela altitude mínima (Figura 8.2). Neste trabalho, optou-se por não utilizar a altitude máxima, pois a mesma pode representar apenas um ponto excepcional dentro da bacia não representativo da realidade. Desta forma, estaria mascarando a topografia real da bacia de drenagem.

Observando a figura 8.2, verifica-se uma forte correlação entre o relevo médio da bacia e as taxas de desnudação. Quanto maior o relevo médio, maior é a taxa de desnudação. Como se pode ver na tabela 8.1, as amostras do planalto do alto rio Paraná apresentam relevo médio entre 129 – 183 metros e taxas de desnudação entre 3,95 – 6,49 m.Myr⁻¹. Já as amostras do planalto superior do alto rio Doce tem relevo médio entre 149 – 172 metros e taxas de desnudação entre 10,74 e 11,95 m.Myr⁻¹. E as amostras das escarpas do alto rio Doce apresentam relevo médio entre 794 – 844 e taxas de desnudação entre 16,20 – 17,50 m.Myr⁻¹. Dessa forma, percebe-se que as bacias amostradas que drenam para o rio Doce apresentam maior diferença altimétrica em relação ao nível de base do que as bacias que drenam para o rio Paraná, e conseqüentemente apresentam maiores taxas de desnudação (¹⁰Be). Nesse contexto, pode-se afirmar que nas bacias de cabeceiras no divisor hidrográfico das bacias dos rios Doce/Paraná o gradiente altimétrico é um fator controlador das taxas de desnudação. Portanto, os resultados desta pesquisa corroboram os estudos de Salgado et al (2004, 2007, 2008), Varajão et al (2009), Vanacker (2007), Delunel et al (2010) e Palumbo (2010), confirmando que quanto maior a diferença de altitude em relação ao nível de base, maior é a intensidade dos processos desnudacionais.

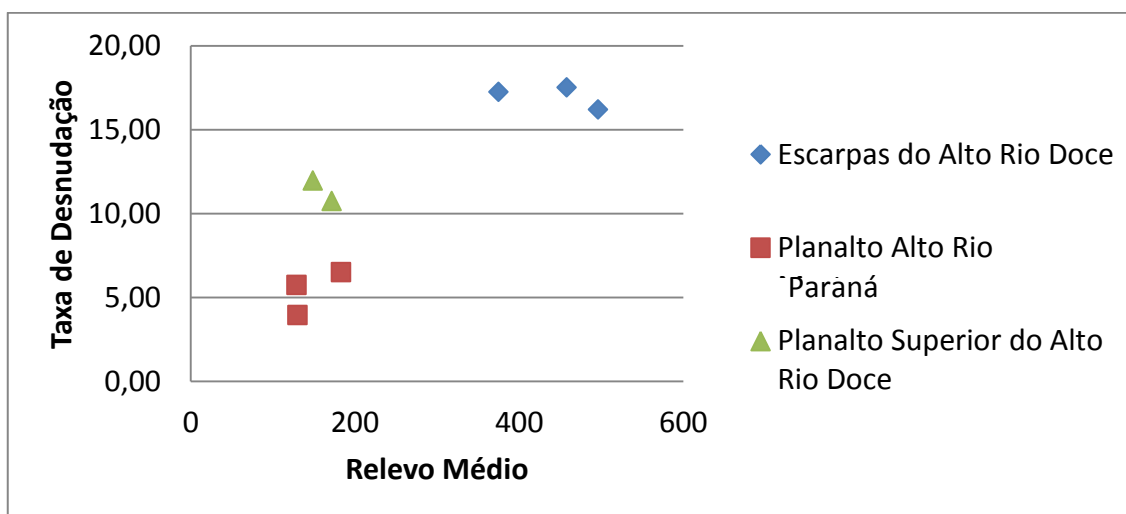


Figura 8.2 - Taxas de desnudação versus relevo médio da bacia.

A declividade média expressa a energia e a intensidade de atuação dos processos morfogenéticos (Cherem, 2008). Nas bacias amostradas neste estudo verifica-se que há correlação entre a declividade média e as taxas de desnudação, sendo que quanto maior a declividade, maior é a taxa de desnudação (Figura 8.3). Mais uma vez, a tabela 8.1 revela que as amostras do Planalto do Alto Rio Paraná, que drena para o rio Paraná, apresentam declividade média entre 10,21° – 11,45° e taxas de desnudação entre 3,95 – 6,49 m.Myr⁻¹. As amostras do planalto superior do alto rio Doce tem declividade média entre 12° e 14,21° e taxas de desnudação entre 10,74 e 11,95 m.Myr⁻¹. E as amostras das escarpas do alto rio Doce apresentam declividade média entre 14,98° - 19,3° e taxas de desnudação entre 16,20 – 17,50 m.Myr⁻¹. Assim como o gradiente altimétrico, a declividade média também se configura como um importante fator controlador das taxas de desnudação nas bacias de drenagem de cabeceiras do divisor hidrográfico Doce/Paraná.

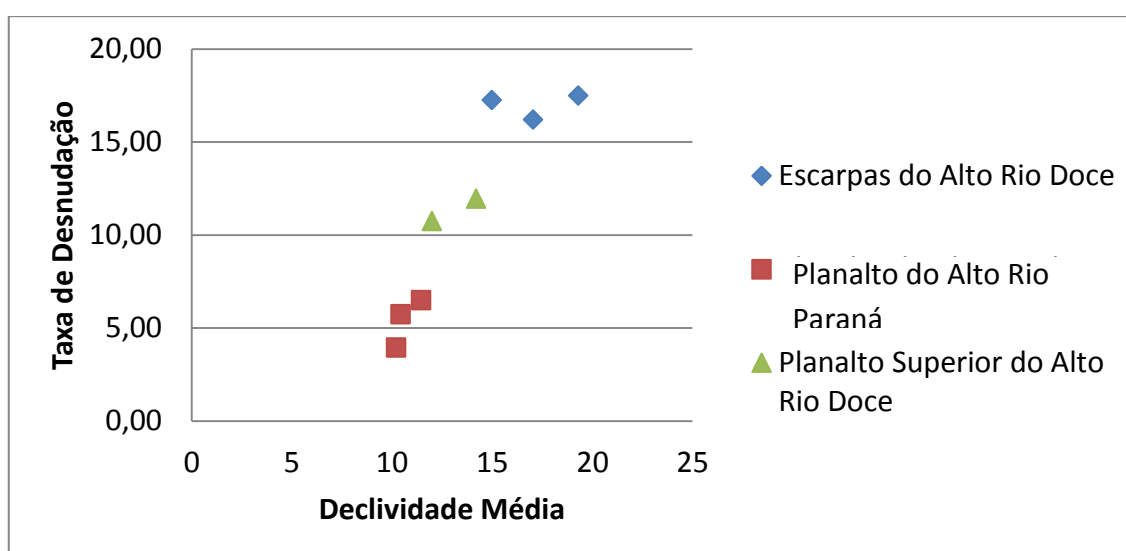


Figura 8.3 - Taxas de desnudação versus declividade média da Bacia.

A seguir, apresenta-se um gráfico de dispersão entre as variáveis relevo médio da bacia e declividade média, com o intuito de verificar se uma variável está influenciando a outra. Como se pode observar na Figura 8.4 não há interferência entre as variáveis.

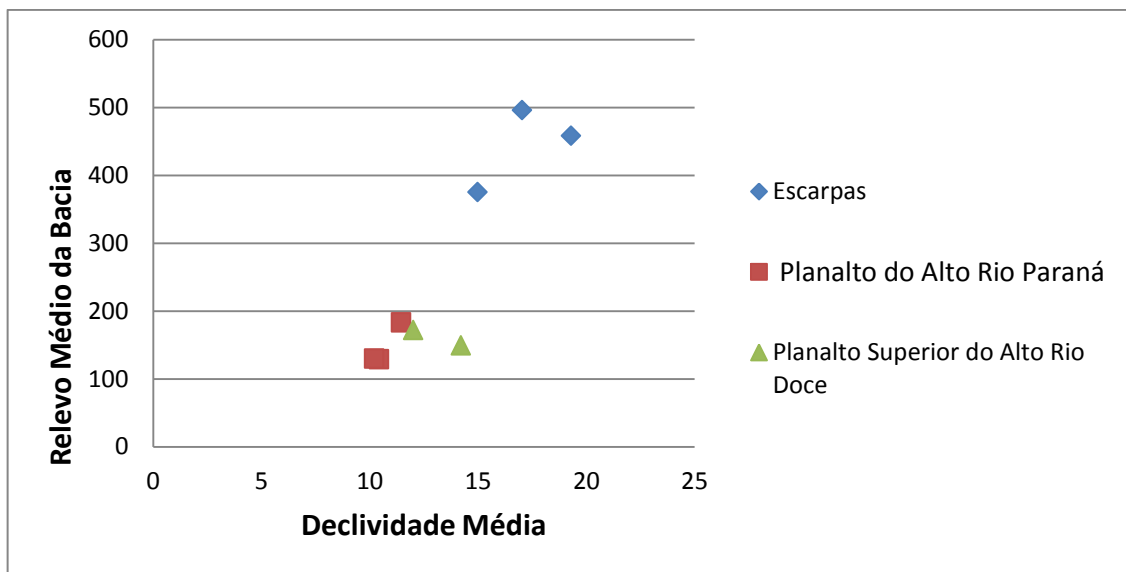


Figura 8.4 - Relevo médio da bacia versus declividade média .

Quando se compara as taxas de desnudação com as respectivas áreas da bacia (tabela 8.1) verifica-se que não há nenhuma correlação entre essas duas variáveis (Figura 8.5). Em estudo de pequenas bacias hidrográficas no Quadrilátero Ferrífero – MG, Salgado et al (2004, 2007) comprovaram que os processos denudacionais são mais agressivos nas cabeceiras do que nas partes mais baixas dos cursos fluviais, além disso, quanto maior e mais elevada for a bacia em relação ao seu nível de base, mais agressivo será a denudação da bacia. Estes resultados ratificaram estudos desenvolvidos por Milliman e Syvitski, 1992 e Howard et al, 1994. A explicação neste estudo para tais conclusões não terem sido ratificadas pode ser explicada pelo fato de que, no interflúvio entre as bacias do Doce/Paraná, os fatores que determinam a intensidade dos processos desnudacionais são aqueles relacionados à compartimentação geomorfológica, declividade e nível de base das bacias. Logo, uma pequena bacia localizada na unidade do Alto Planalto do Rio Paraná pode apresentar menor declividade e maior equilíbrio em relação ao seu nível de base, do que uma bacia de elevadas dimensões que esteja localizada na unidade de Escarpa do Alto Rio Doce.

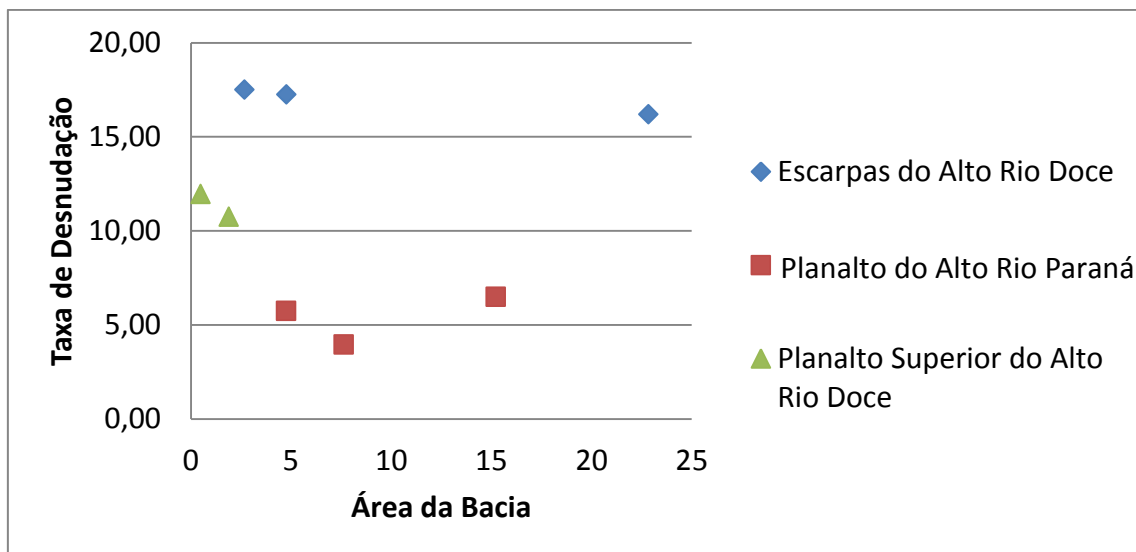


Figura 8.5 - Taxas de desnudação versus área de bacia hidrográfica .

8.4. Modelo de Evolução do Escarpamento na Serra da Mantiqueira

A Serra da Mantiqueira, no divisor hidrográfico das bacias do Doce/Paraná, considerando-se a terceira ordem de classificação (IBGE, 2009), se configura em quatro compartimentos geomorfológicos: Planalto do Alto Rio Paraná, Planalto Superior do Alto Rio Doce, Escarpas do Alto Rio Doce e Planalto Inferior do Alto Rio Doce. Analisando o perfil topográfico do divisor hidrográfico Doce/Paraná (figura 6.4) percebe-se que o mesmo não é topograficamente uniforme, apresentando porções rebaixadas. Este rebaixamento do divisor hidrográfico se deve ao processo de captura fluvial por erosão regressiva dos cursos fluviais que drenam a bacia do rio Doce. Este processo transiente se configura como um ajuste da rede de drenagem a uma mudança do nível de base local. Esse ajustamento da drenagem resultou no rebaixamento do interflúvio nas cabeceiras de drenagem, culminando na captura do rio Piranga pela bacia do Doce.

Esse processo implicou na atual configuração do relevo, onde se observa o Planalto do Alto Rio Paraná que drena para a bacia do Paraná e se caracteriza por um relevo suave ondulado com dissecação homogênea. Do outro lado do divisor se encontra o Planalto superior do Alto Rio Doce que corresponde à bacia capturada do rio Piranga. O relevo é semelhante ao encontrado na vertente que drena para o Paraná, sendo suave ondulado com dissecação homogênea. O alto gradiente hidráulico dos cursos fluviais da bacia do Doce promove intensa

dissecação do relevo, gerando uma escarpa erosiva, na qual a diferença altimétrica do nível de base do Doce com o do Paraná é a grande responsável pela existência dessa escarpa. O compartimento das Escarpas do Alto Rio Doce se configura como um degrau no relevo dividindo os dois planaltos. As porções rebaixadas do divisor contribuem para o processo de captura fluvial, favorecendo o recuo do escarpamento em direção à bacia do Paraná. Vários perfis topográficos foram traçados perpendicularmente ao perfil do interflúvio (perfil B – B' – figura 6.4) em diferentes seções da Serra da Mantiqueira, visando identificar essas porções rebaixadas do divisor hidrográfico (figuras 6.2, 8.6, 8.7 e 8.8).

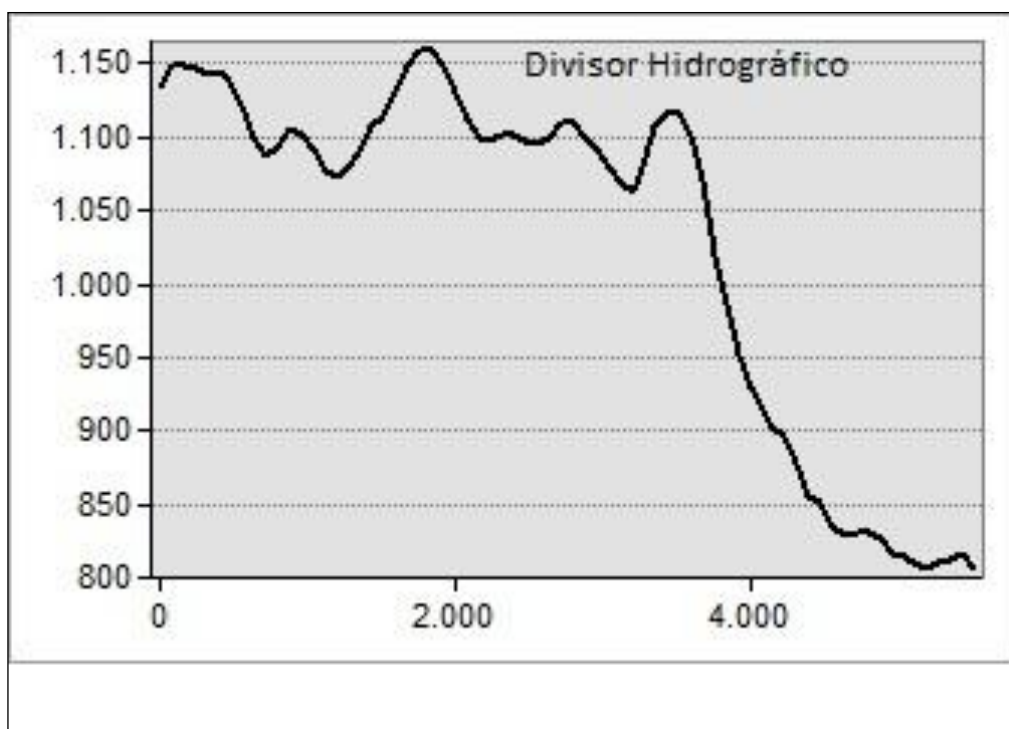


Figura 8.6 - Perfil C – C' (localizado na figura 6.2).

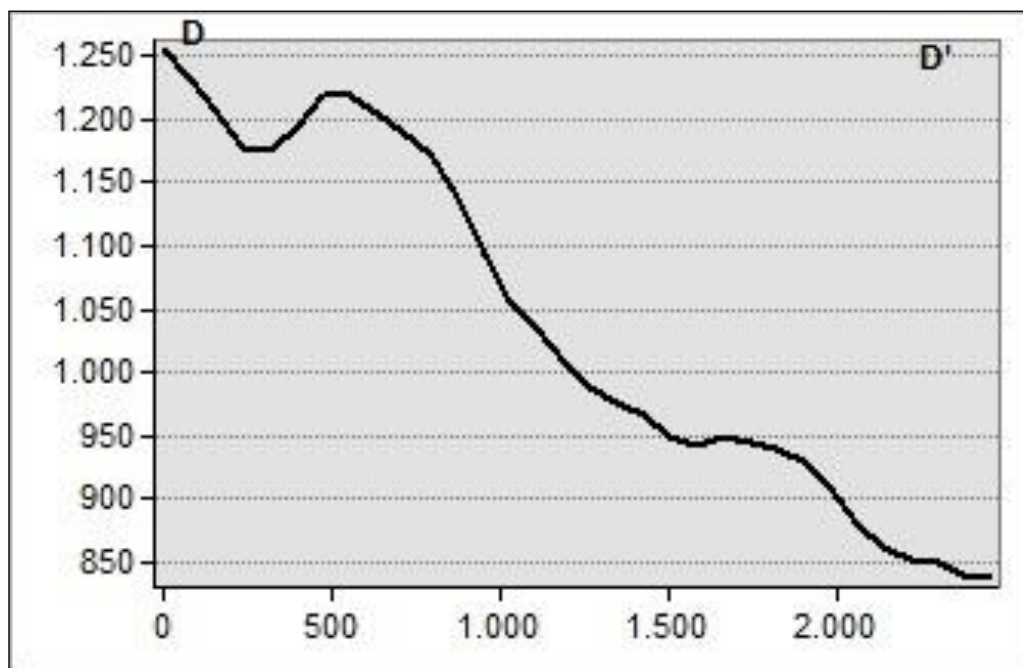


Figura 8.7 - Perfil D – D' (localizado na figura 6.2).

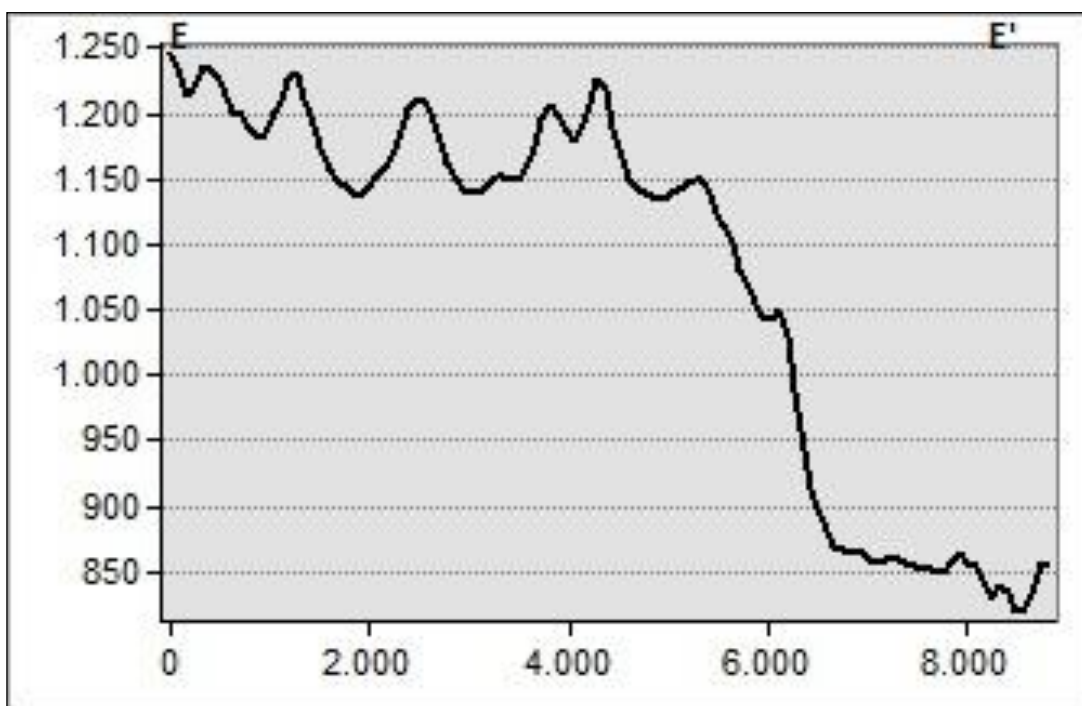


Figura 8.8 - Perfil E – E' (localizado na figura 6.2).

O Perfil C – C' (figura 8.6) corta dois pares de sub-bacias investigadas neste estudo: Matizada (vertente Paraná) e Dombe (vertente Doce). Neste perfil pode-se observar que o divisor dessas bacias se encontra bastante rebaixado, na cota de 1.100 metros. A escarpa produzida pela dissecação fluvial do Córrego do Dombe em um futuro distante alcançará este interflúvio, capturando a bacia do córrego Matizada, uma vez que as taxas de desnudação desta bacia são 10,74 e 17, 25 m.Myr⁻¹, respectivamente. Já na bacia do córrego Matizada as taxas são bem mais baixas entre 3,95 – 5,74 m.Myr⁻¹.

O perfil D – D' (figura 8.7) corta a bacia do Córrego Japão. O ponto de amostragem D3 está na cota 1.115 metros e se encontra no limite entre os compartimentos do Planalto Superior e da Escarpa. No ponto D3 a taxa de desnudação é intermediária (11,95 m.Myr⁻¹), enquanto o ponto D4 mais a jusante apresenta taxa de 17,50 m.Myr⁻¹, sendo a mais alta registrada. Essa diferença se dá pelo fato do córrego Japão ter sua nascente situada no domínio do planalto superior e seus processos erosivos se comportam como o planalto, com seu relevo suavizado e com pouco gradiente para promover a erosão mais intensa. O gradiente da escarpa gera energia suficiente para intensificar os processos desnudacionais da bacia, elevando sua taxa de desnudação. Portanto, a tendência verificada nesta bacia é que a desnudação da escarpa intensifique, rompendo a barreira do planalto superior, recuando em direção ao divisor.

Na figura 8.8, verifica-se que a escarpa gerada pela dissecação do Ribeirão da Conceição avança em direção a bacia do córrego das Areias. Com taxa de desnudação de 16,20 m.Myr⁻¹, a bacia do ribeirão da Conceição se apresenta bastante agressiva, promovendo o recuo do escarpamento em direção ao divisor. Com o progressivo recuo das escarpas e rebaixamento do divisor, a tendência é que a bacia do córrego Areias seja capturada pelo ribeirão da Conceição.

Portanto, com base nos dados apresentados conclui-se que existe na Serra da Mantiqueira duas frentes de retração do escarpamento. A primeira frente se caracteriza pela retração do planalto superior em direção à bacia do Paraná, levando a captura das bacias de cabeceiras e rebaixamento do relevo. Em função das características topográficas desse compartimento, as taxas de desnudação são intermediárias, mais baixas que as taxas das escarpas, porém é o suficiente para promover o recuo das cabeceiras de drenagem. A segunda frente de retração corresponde ao avanço da escarpa sobre o planalto superior, gerando um degrau no relevo. As

taxas de desnudação das escarpas são maiores do que as taxas do planalto superior, em média $16,98 \text{ m.Myr}^{-1}$, sendo 1,5 vezes mais rápida.

Embora o compartimento da Escarpa apresente taxas de desnudação mais agressivas do que o compartimento do Planalto Superior do Alto Rio Doce seu avanço sobre o planalto ocorre sem que haja captura de bacias. O compartimento do Planalto Superior do Alto Rio Doce, devido a influência da escarpa extremamente próxima, apresenta a rede de drenagem mais incisiva e taxas de desnudação mais agressivas do que o compartimento do Planalto do alto Rio Paraná, que drena em direção a Bacia do Paraná. Sendo assim, o rebaixamento vertical do relevo é mais intenso no Planalto Superior do Alto Rio Doce e, por consequência, ele passa a capturar novas bacias antes pertencentes ao compartimento denominado Planalto do Alto Rio Paraná. No contato entre estes dois compartimentos, onde o planalto capturado pela Bacia do Doce captura áreas da Bacia do Paraná, se localiza o primeiro front de regressão do escarpamento da Serra da Mantiqueira, como pode ser observado no modelo proposto neste estudo, figura 8.5. Dessa forma, o modelo é auto-alimentado, uma vez que, uma pequena retração no primeiro front de regressão – Planalto Superior do Alto Rio Doce (planalto capturado) - pode desencadear a captura de uma área bem extensa, alcançando uma área significativa da bacia do Paraná. E mesmo que a escarpa seja mais agressiva do que o planalto, ela apresenta dificuldade em alcançar o divisor hidrográfico e consequentemente a Bacia do Paraná, pois sempre irá erodir um planalto já capturado. Sendo assim, a morfologia da escarpa se mantém alterando-se apenas a posição da mesma ao longo do tempo geomorfológico.

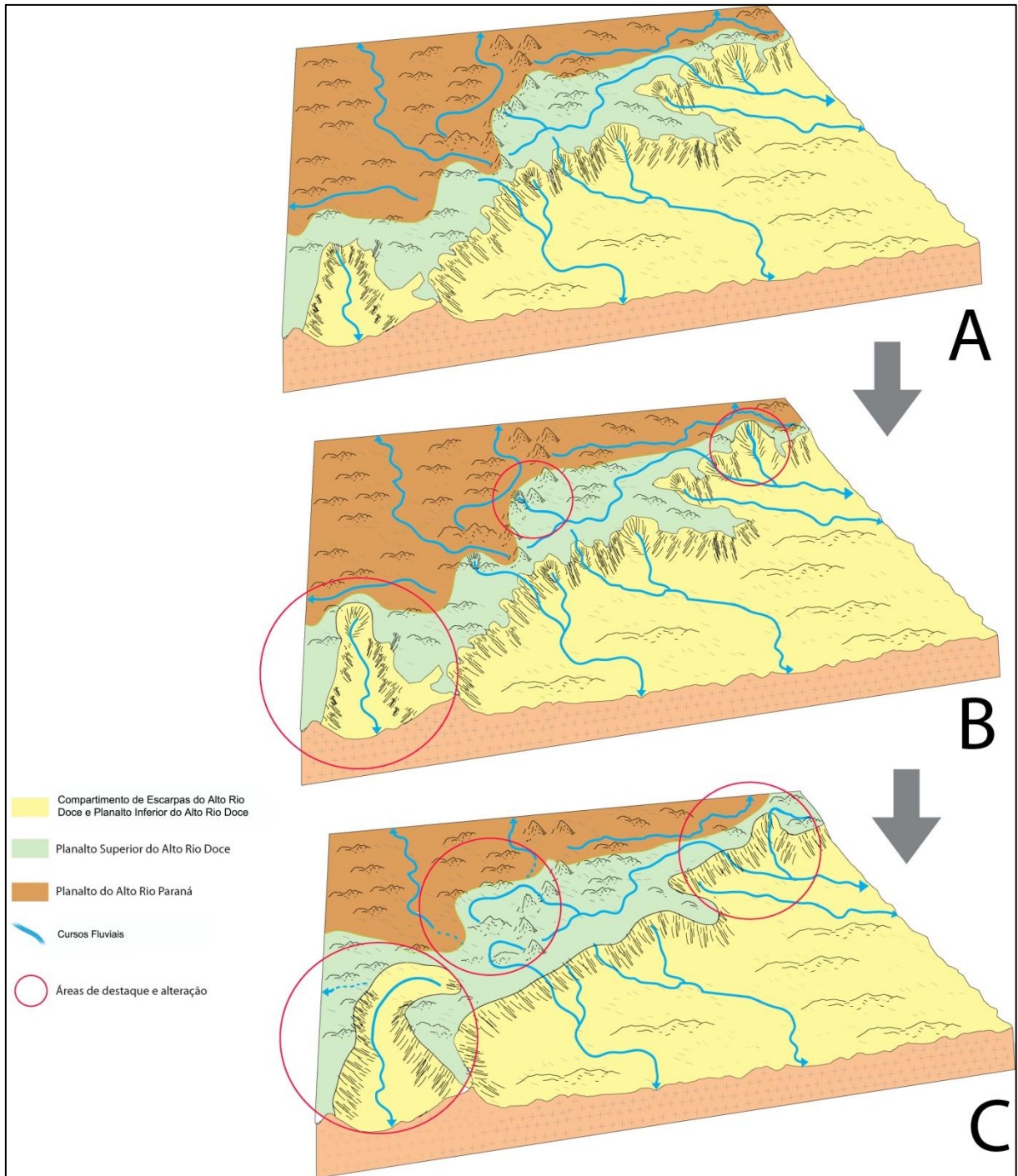


Figura 8.9 - Modelo de Evolução proposto para a Serra da Mantiqueira, no divisor hidrográfico Doce/Paraná. A – momento atual do modelado da paisagem; B – cabeceiras de drenagem do Planalto Superior do Alto Rio Doce avançando sobre o Planalto do Alto Rio Paraná iniciando o processo de rebaixamento do divisor e captura fluvial (primeiro front de regressão) e Escarpas avançando sobre o planalto do Alto Rio Doce (planalto já capturado); C - Capturas do primeiro front de regressão consolidadas e progressivo avanço do planalto capturado sobre a bacia do Paraná – Planalto do Alto Rio Paraná.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados nesta pesquisa revelam que a bacia do rio Doce apresenta taxas de desnudação aproximadamente 2,73 vezes maiores do que as taxas de desnudação da bacia do Paraná. As taxas médias de desnudação para a Serra da Mantiqueira são de 14,73 m.Myr⁻¹ para a vertente do Doce e 5,39 m.Myr⁻¹ para a vertente do Paraná. A maior intensidade dos processos erosivos na bacia do Doce promove o recuo do escarpamento na Serra da Mantiqueira em direção à bacia do Paraná. Esta retração do escarpamento ocorre em função de processos de captura de drenagem que ocorre nas cabeceiras. A captura mais evidenciada nesta região é a do rio Piranga, que antes escoava para a bacia do Paraná e devido à erosão regressiva intensa da bacia do Doce foi capturado para esta bacia.

A geologia local não interfere nos resultados das taxas de desnudação. Toda a área está inserida sobre as rochas granito-gnáissicas dos Complexos Ressaquinha e Mantiqueira, que por oferecerem iguais resistências à erosão, não refletem nos resultados das taxas de desnudação. Já os parâmetros topográficos são importantes fatores controladores das taxas de desnudação na Serra da Mantiqueira. O grande fator controlador das taxas de desnudação é a diferença altimétrica do nível de base das duas bacias. A bacia do Doce apresentou maior gradiente hidráulico, com um desnível de 320 metros.

Analisando os perfis longitudinais dos canais fluviais amostrados verificou-se que os cursos d'água que drenam a bacia do rio Doce apresentam maior declividade do que os cursos d'água que drenam para a bacia do Paraná, mostrando-se mais agressivos que seus respectivos pares devido ao maior gradiente hidráulico.

Comparando o relevo médio da bacia com as taxas de desnudação constatou-se que as bacias amostradas que drenam para o rio Doce apresentaram maior diferença altimétrica em relação ao nível de base do que as bacias que drenam para o rio Paraná, e conseqüentemente apresentam maiores taxas de desnudação (¹⁰Be). Dessa forma, foi possível afirmar que o gradiente altimétrico é um fator controlador das taxas de desnudação. Os resultados corroboraram os estudos de Salgado et al (2004, 2007, 2008), Varajão et al (2009), Vanacker (2007), Delunel et al (2010), Palumbo (2010) e Marent (2011), confirmando que quanto maior a diferença de altitude em relação ao nível de base, maior é a intensidade dos processos desnudacionais. O mesmo se pode afirmar sobre a declividade média, pois a análise dos dados

mostrou que quanto maior a declividade média da bacia, maior é a taxa de desnudação. Portanto, assim como o gradiente altimétrico, a declividade média também se configura como um importante fator controlador das taxas de desnudação. A partir da análise dos parâmetros morfométricos foi possível concluir que a área da bacia não interfere nos resultados das taxas de desnudação. Sendo assim, independente do tamanho da bacia a taxa de desnudação será alta ou baixa em função da amplitude da bacia e da declividade média.

Por fim, baseando nos dados apresentados e na discussão realizada neste trabalho conclui-se que existe na Serra da Mantiqueira existem duas frentes de retração do escarpamento: 1) a primeira frente corresponde à retração do planalto superior em direção à bacia do Paraná, devido a captura das bacias de cabeceiras e do rebaixamento do relevo gerado pelos intensos processos erosivos causados pela mudança do nível de base na bacia do Doce; 2) a segunda frente de retração corresponde ao avanço da escarpa sobre o planalto superior, gerando um degrau no relevo. A tendência é que o processo mantenha um equilíbrio dinâmico, pois apesar da escarpa da Bacia do Doce avançar sobre o planalto capturado mais rapidamente do que este avança sobre a Bacia do Paraná, o processo de captura fluvial faz com que uma pequena retração possa capturar uma sub-bacia com área de alguns quilômetros quadrados. Logo, a maior velocidade de retração da escarpa na segunda frente é compensada pelo fato de que na primeira frente recuos menores causam a captura de áreas maiores.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. 2011. Disponível em www.ana.gov.br Acesso em 23/05/2011

AHNERT, F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. **American Journal of Science**. 268: 243–263.1970

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, 28, n. 2: 135-150, 1998.

BLANCKENBURG, F. V. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**. 242. P. 224–239. 2006.

BRANDALISE, L. A. **Folha SF.23-X-C-III : Barbacena, estado de Minas Gerais**. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1991. 162p.

BRASIL. **Projeto Radam**. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAM BRASIL. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais. Vol. 32. 780 p. 1983

BRAUCHER, R; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÉ, B. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ¹⁰Be. *Earth and Planetary Science Letters*. 163: 197-205, 1998.

BROWN E. T., STALLARD, R. F., LARSEN, M. C., RAISBECK, G. M., YIOU, F. Denudated rates determined from accumulation of in situ produced ¹⁰Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*. 129: 193-202. 1995.

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

CHEREM, Luís Felipe Soares. **Análise morfométrica da bacia do Alto Rio das Velhas - MG**. 2008. 96 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências.

CHRISTOFOLETTI, A. Capturas fluviais. **Enciclopédia Mirador Internacional**. São Paulo, vol. 5, p. 2.049-2.051. 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. rev. e ampl. São Paulo: 1980. 188 p.

COELHO NETO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 4, Nº 2. p. 69-100. 2003.

COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS; COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (BRASIL). **Mapa geológico do estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2003. 1 mapa : color. ; 100 cm x 137 cm Escala 1:1,000,000 ; Proj. Policônic.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil) - GEOBANK, 2011.

CUPOLILLO, F. **Diagnóstico hidroclimatológico da Bacia do Rio Doce**. 2008. 153 f. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Belo Horizonte, 2008.

DAVIS, W. M. Nomenclature of surface forms on faulted structures. **Geological Society of America Bulletin**. 24. P. 187-216. 1913.

DELUNEL, Romain et al. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ¹⁰Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps). **Earth and Planetary Science Letters** 293: 72–83. 2010.

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

Foley, M.G. Quaternary diversion and incision, Dearborn River, Montana. **Geological Society of America Bulletin**. 91, 2152–2188 part 2. 1980.

GLOCK, W.S. The development of drainage systems: a synoptic view. **Geogr.Rev.**21. p. 475- 482. 1931.

GUNNELL, Y.; FLEITOUT, L. Shoulder uplift of the Western Ghats passive margin, India – a flexural model. **Earth Surface Processes and Landforms**. 23: 391–404. 1998.

GUNNELL, Y.; HARBOR, D. J. Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins. **Earth Surface Processes and Landforms**. 35. P. 1373–1385. 2010.

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**. 70. P. 411–426. 2007.

HEIBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NETO, M. C. C.; SILVA, L. C.; TROUW. R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. IN: ALMEIDA, F. F. M. de; MANTESSO-NETO, Virginio. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais, 2004. 673 p.

HOWARD, A.D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal of Geophysical Research**, 99 (B7), p. 13.971-13.986, 1994.

HOWARD, A. D. Simulation modeling and statistical classification of escarpment planforms. **Geomorphology** 12. 187-214. 1995

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 178 p

King, L.C. *The Morphology of the Earth: A Study and Synthesis of World Scenery*. Hafner Publishing Company, New York. 1962.

JESSUP , B. S.; HAHM , W. J.; MILLER, S. N.; KIRCHNER, J. W.; RIEBE, C. S. Landscape response to tipping points in granite weathering: the case of stepped topography in the Southern Sierra Critical Zone Observatory. **Applied Geochemistry**. 26. 2011. P. S48–S50.

JOHNSON, D. Block faulting in the Klamath Lakes region. **J. Geol.** T. 26. P. 229-236. 1929.

LISBÔA, N. A.; CASTRO, J. L. W. Captura do Sistema Fluvial Camaquã pelo Sistema Fluvial Jacuí – São Gabriel –RS. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 415-424.

MARENT, B. R. Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (¹⁰Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo. 2011. 107 f., enc.: Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências.

MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**. 34. P. 271–289. 2000.

MIKESELL, L. R., WEISSMANN, G. S., KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**. 115. P. 267–277. 2010.

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.

OLIVEIRA, Déborah de. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, Universidade de São Paulo, v. 20, p. 37-50, 2010.

OLLIER, C. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SIMPOSIUM: 15: 1984. Binghamton, Estados Unidos; MORISAWA, M; HACK, J. T. **Tectonic geomorphology**. Boston ; London: 1985. 390p

PALUMBO, L.; HETZEL, R.; TAO, M.; LI, X. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ¹⁰Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. **Geomorphology**. 117:130–142. 2009.

PINTO, CLAITON PIVA. **Petrologia de rochas alcalinas, calcio-alcalinas e toleíticas da serra da Mantiqueira em Minas Gerais, Brasil**. 1995. 143p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1995.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A. and HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**. 123. 2010. P. 305–319

PRINCE, Philip S.; SPOTILA, James A. and HENIKA, William S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**. Nº 9. Vol. 39. 2011. p. 823-826

RAMALHO FILHO, A. & BEEK, K. J. **Sistema de Avaliação de Aptidão Agrícola das Terras**. 3.ed. ver. Rio de Janeiro: Embrapa.CNPS, 1995. p.65.

SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais (tensões intraplacas, descontinuidades crustais e morfogênese). 1991. 285f. Tese para professor titular – Instituto de Geociências, UFMG/IGC, Belo Horizonte, 1991.

SALGADO, A. A. R.; COLIN, F.; NALINI JR., H. A.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. C. & VARAJÃO, C. A. C. O papel da denudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Goiânia, v. 5, n. 1, p. 55-69, 2004.

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

SALGADO, A. A. R. ; VARAJÃO, C. A. C. ; COLIN, F. ; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. ; NALINI JR, H. A.; CHEREM, L. F. ; MARENT, B. R. ; BRINDUSA, C. B. . ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EROÇÃO DAS TERRAS ALTAS DA ALTA BACIA DO RIO DAS VELHAS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO RELEVO. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 8, p. 1-8, 2007.

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

SIAME, L. L., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D. L. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. **Bull. Soc. Geol. France**. 171, nº 4, pp. 383-396. 2000.

SOUZA, Carla Juscelia de Oliveira; SAADI, Allaoua UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS. Interpretação morfotectônica da Bacia do Rio Doce. 1995. 146 f.: Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências

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

Stone J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production. **Journal of Geophysical Research**. 105 (B10): 23753-23759. 2000.

THORNBURY, W. D. **Principles of geomorphology**. New York. 1954. 618p.

UFLA. Mapeamento Pedológico de Minas Gerais. 2011. Base cartográfica.

UNB. **Glossário geológico ilustrado**. Disponível em: <http://vsites.unb.br/ig/glossario/>. Acesso em 07/03/2011.

VAN DER BEEK, P.A., BRAUN, J. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the Southeastern Highlands of Australia: insights from numerical surface process models. **Journal of Geophysical Research, Solid Earth and Planets**. 104. P. 4945–4966. 1999.

VAN DER BEEK, P.A., SUMMERFIELD, M.A., BRAUN, J., BROWN, R.W., FLEMING, A. Modeling post-breakup landscape development and denudation history across the southeast African (Drakensberg escarpment) margin. **Journal of Geophysical Research, Solid Earth and Planets**. 107 (B12). p. 2351. 2002.

VANACKER, V.; BLANCKENBURG, F. V, HEWAWASAM, T., KUBIC, P. W. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**. 253: 402–414. 2007.

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

YOUNG, R. W. Escarpment. In: GOUDIE, A. S. (ed.): **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 2004. v. 1.

Wahrhaftig, C. Stepped topography of southern Sierra Nevada, California. **Geological Society of America Bulletin**. 76. p. 1165–1189. 1965.

WARD, Andy D; TRIMBLE, Stanley W. **Environmental hydrology**. 2nd ed. Boca Raton, Fla: Lewis Publishers, 2004. 475 p.