

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

**Breno Ribeiro Marent**

**GEOMORFOGÊNESE DOS DEGRAUS ESCALONADOS**  
**DO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

**Belo Horizonte**

**2016**

Breno Ribeiro Marent

**GEOMORFOGÊNESE DOS DEGRAUS ESCALONADOS  
DO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

Tese apresentada ao programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geomorfologia

Orientador: Roberto Célio Valadão

Belo Horizonte

Instituto de Geociências da UFMG

2016

Tese intitulada *Geomorfogênese dos degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais*, de autoria do doutorando Breno Ribeiro Marent, apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

**Área de concentração:** Análise Ambiental.

Aprovada pela banca examinadora constituída pelos seguintes professores:

---

Prof. Dr. Roberto Célio Valadão – UFMG  
Orientador

---

Prof. Dr. Allaoua Saadi – UFMG

---

Prof. Dra. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho – UFMG

---

Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem - UFG

---

Prof. Dra. Telma Mendes da Silva - UFRJ

Belo Horizonte, 17 de junho de 2016

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos que participaram e colaboraram de alguma maneira para a execução desse projeto, pois sem eles tal não seria possível.

A minha mãe e meu irmão pelo apoio e incentivo ao longo de toda caminhada.

Ao meu orientador, Roberto Valadão, pela valorosa orientação, paciência ao longo dos últimos anos e, principalmente, por não me deixar desistir no início dessa trajetória. Cabe ainda ressaltar seu cuidado e atenção pautados em rigorosos padrões de excelência que orientaram a execução desse trabalho.

Aos membros da banca pelas valiosas sugestões no processo de qualificação, em especial a geóloga Isabela do Carmo pelo interesse e dedicação em custear o seu deslocamento com recursos da PETROBRAS na fase de qualificação.

Ao professor André Salgado pela sugestão da área de estudo, apoio ao longo do período e também por não me deixar desistir no início dessa trajetória.

A Eric Rezende e Michael Sordi pela disposição e boa vontade no auxílio ao trabalho de campo, discussões e aquisição de materiais.

A Rodrigo de Albuquerque Nóbrega do Departamento de Cartografia da UFMG (Universidade federal de Minas Gerais) e Luiz Augusto Manfré da USP (Universidade de São Paulo) pela parceria e auxílio no desenvolvimento da metodologia que resultou no mapa de dissecação e modelagem dos vales fluviais.

A Renata Jordan Henriques pelo auxílio durante as etapas de desenvolvimento desse trabalho, discussões e aquisição de materiais.

A Letícia de Oliveira pelo auxílio nas discussões a respeito da área de estudo e fornecimento de materiais.

A Carmélia de Oliveira, Luiz Fernando, Patrícia Lage Simões, Pedro Barros, Politácito, Delma, Mariana Lima, Márcia Oliveira e Márcia Regina pela convivência e apoio durante esse período.

A professora Telma Mendes da Silva da Universidade Federal do Rio de Janeiro pelo auxílio com a interpretação dos perfis em varredura e, principalmente, pelo carinho, gentileza e atenção sempre presente ao longo de toda essa trajetória. Cabe ressaltar ainda seu interesse e dedicação em custear o seu deslocamento com recursos próprios na fase de defesa da tese.

Aos professores Cristiane Valéria de Oliveira (UFMG), Fábio Soares de Oliveira (UFMG), Ricardo Diniz da Costa – Bidu – (UFMG) e Anôr Fiorini de Carvalho (UFV) pelas valiosas discussões e, no caso desse último, pelo envio de material bibliográfico.

A Fundação Estadual e Meio Ambiente pelo fornecimento de imagens de satélite *Rapidieye*.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de doutorado e à UFMG pela oportunidade de realização de um curso gratuito de qualidade.

## RESUMO

O relevo da porção sudeste de Minas Gerais se organiza, reconhecidamente na literatura, em degraus escalonados. Situado entre esses, o Grande Escarpamento constitui importante divisor entre bacias oceânicas e do interior continental, cuja origem está relacionada à abertura do oceano Atlântico Sul. Essas superfícies escalonadas sugerem que o desenvolvimento da rede hidrográfica ocorreu por processos de degradação das bacias costeiras ajustadas a diferentes níveis de base ao longo do tempo, decorrentes de tectônica mesocenoica, através da incisão vertical da rede de drenagem acompanhada pela retração lateral das bordas escarpadas. Nesse contexto, o objetivo desse trabalho é apresentar e discutir os processos e mecanismos envolvidos na evolução da rede hidrográfica adjacente à margem continental brasileira. Buscando investigar como se articulam esses degraus à configuração geomorfológica regional foi necessário empreender análise num recorte espacial mais amplo, mas em diálogo com escalas de maior detalhe. Para se chegar à construção das concepções que embasam este trabalho foi necessária à adoção de uma série de procedimentos, iniciando-se pela análise do relevo. Dentro dessa, foi realizada compartimentação geomorfológica da área investigada que reconhece e demonstra a existência de degraus escalonados em nítida conformação com a rede hidrográfica, tanto em planta como em perfil. A compartimentação se desdobrou na investigação das rupturas topográficas e forneceu, de início, uma perspectiva em três escalas espaciais (regional, sub-regional e local). Na regional, demonstrou-se o papel da dissecação do relevo no estabelecimento de dois grandes domínios geomorfológicos (costeiro e interiorano), divididos pelo Grande Escarpamento. Na sub-regional, revela-se a arquitetura em degraus escalonados no interior desses compartimentos, sob marcante condicionante estrutural e tectônico. Na local, identifica-se a litologia como definidora da paisagem geomorfológica, a exemplo de pontões rochosos. Essas análises demandaram investigação da drenagem cuja organização demonstrou controle do nível de base geral no compartimento oceânico e níveis de base locais controlando a denudação do compartimento interiorano, na escala regional. Além disso, na escala sub-regional, níveis de base locais controlam a denudação entre as bacias costeiras e são responsáveis por rupturas na drenagem intimamente associadas à organização tectônica dessas bacias. Na escala local, investigando-se os cenários geomorfológicos das bordas escarpadas, observou-se controle estrutural que, por

vezes, se sobrepõe ao regional (NE-SW). Nesses cenários, a drenagem e relevo organizados segundo morfogênese mais antiga têm sido substituídos por nova paisagem mediante processo de evolução do Grande Escarpamento, sob nítido controle estrutural. Esse influencia na direção da drenagem nas bordas escarpadas e se reflete na formação de vales suspensos. A associação desse conjunto de elementos a dados secundários e ao processamento de imagens em ambiente de geoprocessamento viabilizou a elaboração de esquemas evolutivos do relevo em uma primeira aproximação. Esses esquemas observados sob a perspectiva multiescalar subsidiaram interpretações da paisagem mediante ação conjunta de *backwearing* e *downwearing*, graças à propagação de *knickpoints* nas bordas escarpadas e ao predomínio da incisão vertical ao longo dos degraus.

**Palavras-chave:** Evolução do relevo. Escalas de análise. Morfotectônica. Morfoestrutura. Captura fluvial.

## **ABSTRACT**

The relief of the south-eastern area of Minas Gerais is organised, according to the literature, in staggered steps. Situated among these steps, the Great Escarpment, constitutes an important divide between the oceanic basins and the continental interior, the origin of which is related to the opening up of the South Atlantic Ocean. These staggered surfaces suggest that the development of the hydrographic network occurred through processes of degradation of the coastal basins adjusted to differing baseline levels over time, as a result of meso-cenozoic tectonic activity, through the vertical incision of the drainage network accompanied by the lateral retraction of the craggy edges. In this context, the aim of this study is to present and discuss the processes and mechanisms involved in the evolution of the hydrographic network adjacent to the Brazilian continental margin. In seeking to investigate how these steps are linked to the regional geomorphological configuration, it was necessary to perform an analysis on a larger snippet, but in association with more detailed spatial scales. In order to arrive at the construction of the conceptions underpinning this work, it was necessary to adopt a series of procedures, beginning with analysis of the relief, within which geomorphological compartmentation of the investigated area was carried out, recognizing and demonstrating the existence of the staggered steps in clear conformity with the hydrographic network, in both plan and profile. The compartmentation unfolded during the investigation of topographic ruptures and supplied, initially, a perspective on three spatial scales – regional, sub-regional and local. On the regional scale, dissection of the relief was shown to play an important role in the establishment of two great geomorphological domains (coastal and interior), divided by the Great Escarpment. On the sub-regional scale, the staggered steps structure inside these compartments was revealed to be under significant structural and tectonic conditioning. On the local scale the lithology was identified as defining the geomorphological landscape, as with the rocky outcrops. These analyses demanded investigation of the drainage, the organization of which demonstrated general baseline level control in the oceanic compartment and the local base level controlling the denudation of the interior compartment, on the regional scale. Besides this, on the sub-regional scale, local baseline levels control the denudation between the coastal basins and are responsible for ruptures in the drainage closely associated with the tectonic organization of these basins. On the local scale, in investigating the



geomorphological scenarios of the craggy edges, structural control was observed which, at times, overlaps with the regional control (NE-SW). In these scenarios, the drainage and relief organized according to the oldest morphogenesis have been substituted by new landscape through the process of evolution of the Great Escarpment, under clear structural control. This influences in the direction of the drainage at the craggy edges and is reflected in the formation of hanging valleys. The association of this set of elements to secondary data and the processing of images using geoprocessing made possible the elaboration of an initial approximation to the evolutionary schemes of the relief. These schemes observed from a multi-scale perspective support interpretations of the landscape through the joint action of backwearing and downwearing, due to the propagation of knickpoints on the craggy edges and to the predominance of the vertical incision along the steps.

**Keywords:** Evolution of the relief. Analysis scales. Morphotectonic. Morphostructure. River capture.

## RESUMEN

El relieve de la parte sureste de Minas Gerais está organizado, según la literatura, en niveles escalonados. Situado entre estos, el Gran Acantilado constituye una importante división entre cuencas oceánicas y el interior continental, cuya origen está relacionada con la apertura del Océano Atlántico Sur. Estas superficies escalonadas sugieren que el desarrollo de la red hidrográfica ocurrió por procesos de degradación de las cuencas costeras ajustadas a diferentes niveles de referencia en el tiempo, resultantes de la tectónica meso-cenozoica, a través de la incisión vertical de la red de drenaje acompañada por la retracción lateral de las bordas escarpadas. En este contexto, el objetivo de este trabajo es presentar y discutir los procesos y mecanismos que intervienen en la evolución de la red hidrográfica adyacente a la margen continental brasileña. Para investigar cómo estos niveles están vinculados a la configuración geomorfológica regional fue necesario llevar a cabo análisis en un recorte espacio más amplio, pero en diálogo con escalas de mayor detalle. Para llegar a la construcción de los conceptos que subsidian este trabajo fue necesario adoptar una serie de procedimientos, empezando por el análisis del relieve. Así, se realizó la subdivisión geomorfológica de la zona estudiada que reconoce y demuestra la existencia de niveles escalonados en nítida conformación con la red hidrográfica, tanto en planta como en perfil. La subdivisión se desdobló para la investigación de las rupturas topográficas y proporcionó una perspectiva en tres escalas espaciales (regional, subregional y local). En la escala regional, se demostró el papel de la disección del relieve en el establecimiento de dos grandes áreas geomorfológicas (costeras e continentales), divididas por el Gran Acantilado. En la escala sub-regional se revela la arquitectura en niveles escalonados dentro de estos compartimentos, bajo fuerte condicionante estructural y tectónico. En la escala local, se identifica la litología como definidora del paisaje geomorfológico, a ejemplo de pontones rocosos. Estas análisis exigieron investigación del drenaje cuya organización demostró control del nivel de base general en el compartimiento oceánico y niveles de bases locales controlando la denudación del compartimiento continental, en la escala regional. Además, en la escala sub-regional, los niveles de base locales controlan la denudación entre las cuencas costeras y son responsables por rupturas en el drenaje asociadas a la organización tectónica de esas cuencas. En la escala local, al investigar los escenarios geomorfológicos de los bordes escarpados, se observó control estructural, que algunas veces, se sobrepone al

regional (NE-SW). En estos escenarios, el drenaje y el relieve organizados de acuerdo con la morfogénesis más antigua han sido sustituidos por un nuevo paisaje a través de proceso de evolución del Gran Acantilado, bajo nítido control estructural. Esto influye en la dirección del drenaje en los bordes escarpados y se refleja en la formación de valles colgantes. La asociación de este conjunto de elementos a datos secundarios e al procesamiento de imágenes en ambiente de geoprocésamiento permitió la elaboración de esquemas evolutivos del relieve en una primera aproximación. Estos esquemas observados bajo la perspectiva multiescalar subsidian interpretaciones del paisaje mediante acción conjunta de *backwearing* e *downwearing*, gracias a la difusión de *knickpoints* en los bordes escarpados y al predominio de la incisión vertical a lo largo de los niveles.

**Palabras-Clave:** Evolución del relieve. Escalas de análisis. Morfotectónica. Morfoestructura. Captura fluvial.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1.1 - Modelo esquemático clássico de Grande Escarpamento adjacente à margem passiva.....	17
FIGURA 1.2 - Margens passivas maduras de grande elevação indicadas pela linha tracejada.....	18
FIGURA 1.3 - Compartimentação morfológica do Grande Escarpamento no Brasil.....	20
FIGURA 1.4 - Modelo esquemático do Grande Escarpamento na área de estudo que exhibe uma sequência de três degraus escalonados que coincidem com a organização da rede hidrográfica regional.....	20
FIGURA 1.5 - Evolução do escarpamento: (A) por retração paralela da escarpa com migração do divisor e; (B) por degradação do planalto através de incisão vertical e manutenção da posição original do divisor hidrográfico.....	22
FIGURA 1.6 - Localização da área de estudo no contexto do Brasil (A) e do estado de Minas Gerais (B).....	26
FIGURA 2.1 - Divisão tectônica da América do Sul e a situação do Brasil na plataforma Sul-Americana com os dois Brasis morfotectônicos como consequência do Lineamento Transbrasiliano.....	27
FIGURA 2.2 - Sequência evolutiva Neocretácea-Cenozóica da margem sul-sudeste do Brasil.....	30
FIGURA 2.3 - Esquema geológico da área afetada pelo tectonismo cenozoico, do Paleoceno ao Plioceno, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. ....	32
FIGURA 2.4 - Mapa geológico da área de estudo com perfis simplificados.....	34
FIGURA 2.5 - Mapa geomorfológico da área de estudo com base na proposta do Projeto Radam Brasil.....	39
FIGURA 2.6 - Degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais.....	40
FIGURA 3.1 - Sequência metodológica geral da pesquisa.....	42
FIGURA 3.2 - Sequência metodológica específica da pesquisa.....	42
FIGURA 3.3 - Articulação das cartas geológicas da CPRM na escala 1:250.000.....	43
FIGURA 3.4 - Articulação das cartas geológicas da CPRM e CODEMIG na escala 1:100.000.....	44
FIGURA 3.5 - Articulação das cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000.....	44
FIGURA 3.6 - Exibição da curvatura vertical (em perfil) e horizontal (em planta).....	50
FIGURA 3.7 - Esquema representativo de vale suspenso, escarpa e <i>knickpoint</i> .....	53
FIGURA 3.8 - Recorte de carta topográfica que exhibe em destaque vales suspensos e <i>knickpoints</i> .....	53
FIGURA 3.9 - Recorte de carta topográfica que exhibe em destaque estrangulamento de drenagem.....	53
FIGURA 4.1 - Compartimentação geomorfológica da área de estudo.....	57
FIGURA 4.2 - Perfis topográficos ao longo dos divisores hidrográficos dos rios Paraná e São Francisco com Doce que exibem alterações na topografia e litologia.....	59
FIGURA 4.3 - Limite dos compartimentos geomorfológicos do sudeste de Minas Gerais em MDE com hipsometria, que contempla estruturas geológicas obtidas na escala 1:100.000.....	59
FIGURA 4.4 - Limite dos compartimentos geomorfológicos do sudeste de Minas Gerais em MDE com hipsometria, que contempla estruturas geológicas obtidas na escala 1:250.000.....	63

FIGURA 4.5 - Mapa e diagramas de roseta que representam a frequência acumulada (FA) e o comprimento acumulado (CA) dos lineamentos, segundo os diferentes compartimentos geomorfológicos.....	69
FIGURA 5.1 - Mapa hipsométrico que destaca as escarpas associadas aos principais divisores.....	74
FIGURA 5.2 - Mapa geológico da área de estudo, exibindo perfis topográficos dos principais divisores hidrográficos.....	76
FIGURA 5.3 - Perfil topográfico em varredura, destacando o escalonamento interno da Depressão dos rios Pomba-Muriaé .....	80
FIGURA 5.4 - Perfil topográfico em varredura, destacando os blocos abatidos e basculados na Depressão dos rios Pomba e Muriaé em escala de maior detalhe.....	80
FIGURA 5.5 - MDE que destaca as principais litologias associadas a pontões rochosos e flancos das escarpas.....	81
FIGURA 5.6 - Porção exumada do Granito Divinésia no flanco da escarpa.....	83
FIGURA 5.7 - Metassienitos alcalinos do Complexo Mercês Ubari, que exibem feições de pontões rochosos.....	83
FIGURA 5.8 - Ortognaisses do Complexo Mantiqueira, que exibem foliação para SE.....	83
FIGURA 5.9 - Pontões rochosos ocupando linha de cumeada.....	84
FIGURA 5.10 - Pontões rochosos exumados no flanco da escarpa.....	84
FIGURA 5.11 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha com exumação incipiente.....	85
FIGURA 5.12 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha mais exumados pelo curso fluvial.....	85
FIGURA 5.13 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha com feição de pão de açúcar.....	85
FIGURA 5.14 - Gnaisse Caatinga exibindo afloramentos rochosos no flanco da escarpa.....	85
FIGURA 5.15 - Pontão rochoso nos gnaisses enderbíticos e charnockitos do Complexo Juiz de Fora.....	86
FIGURA 5.16 - Pontão com exumação incipiente do afloramento rochoso nos paragneisses do Grupo Raposo.....	86
FIGURA 5.17 - Modelo esquemático de evolução da escarpa associada a gênese dos pães de açúcar na área de estudo.....	88
FIGURA 5.18 - Mapa hipsométrico com localização dos perfis de varredura.....	90
FIGURA 5.19 - Perfis em varredura da área de estudo, com exibição da geologia.....	92
FIGURA 5.20 - Mapa hipsométrico que exhibe estruturas regionais.....	95
FIGURA 5.21 - Mapa de dissecação do relevo da área de estudo.....	97
FIGURA 6.1 - Bacias hidrográficas que exibem contrastantes dimensões espaciais.....	102
FIGURA 6.2 - Organização regional da rede hidrográfica.....	103
FIGURA 6.3 - Amplitude altimétrica dos cursos fluviais que drenam a partir do divisor hidrográfico na área de estudo até o nível de base.....	104
FIGURA 6.4 - Perfis de varredura e longitudinais que exibem rupturas de declive em planta e perfil das bacias costeiras.....	105
FIGURA 6.5 - Perfis longitudinais dos rios Doce e Pomba e de seus principais afluentes.....	115
FIGURA 7.1 - Localização dos cenários geomorfológicos e áreas analisadas em detalhe.....	118
FIGURA 7.2 - Cenário geomorfológico correspondente a área 1 analisada em detalhe.....	119
FIGURA 7.3 - Depósito do ribeirão Patrimônio dos Padres em seu trecho montante.....	121
FIGURA 7.4 - Depósito deformado do ribeirão Patrimônio dos Padres localizado a jusante do anterior.....	121
FIGURA 7.5 - Cenário geomorfológico correspondente a área 2 analisada em detalhe.....	122

FIGURA 7.6a - Depósito no afluente do rio Pomba. Fácies de clastos à direita horizontalizada e à esquerda descaracterizada por processos de vertente.....	125
FIGURA 7.6b - Depósito do afluente do rio Pomba exibindo deformação com fácies basal suportada pela matriz.....	125
FIGURA 7.7 - Depósito do rio Paciência mais a montante onde apresenta caimento na extremidade.....	125
FIGURA 7.8 - Depósito do rio Paciência a montante do <i>knickpoint</i> exibindo deformação ao longo do caimento da vertente.....	126
FIGURA 7.9 - Depósito do rio Paciência que exhibe morfologia típica de terraço apresentando as fácies arenosas.....	126
FIGURA 7.10 - Cenário geomorfológico correspondente a área 3 analisada em detalhe.....	127
FIGURA 7.11 - Depósito sobre elúvio com fácies de clastos movimentada por processos de coluvionamento.....	128
FIGURA 7.12 - Cenário geomorfológico correspondente a área 4 analisada em detalhe.....	129
FIGURA 7.13 - Depósito do córrego Santa Maria, afluente do rio Xopotó, retrabalhado por processo de coluvionamento.....	131
FIGURA 7.14 - Depósito do córrego Himalaia, afluente do ribeirão Ubá, com caimento acompanhando as faces do esporão.....	131
FIGURA 7.15 - Depósito mais a jusante no córrego Amargoso, afluente do ribeirão Ubá. Exibe caimento ao longo das extremidades do esporão.....	132
FIGURA 7.16 - Depósito mais a montante no córrego Amargoso, parcialmente suportado pelo arcabouço e pela matriz.....	132
FIGURA 7.17 - Depósito do afluente do rio Paraopeba em posição de interflúvio com a extremidade acompanhando o caimento da vertente.....	133
FIGURA 7.18 - Depósito do rio Paraopeba levemente inclinado em direção ao vale fluvial, suportado parcialmente pelo arcabouço e pela matriz.....	133
FIGURA 7.19 - Desenho esquemático em perfil representativo dos depósitos em posição de interflúvio com caimento em direção ao fundo do vale.....	137
FIGURA 7.20 - Desenho esquemático em perfil representativo dos depósitos próximos a esporões com caimento ao longo da vertente.....	137
FIGURA 8.1 - Mapa de incisão dos vales fluviais, com indicação de áreas representativas dos diferentes domínios geomorfológicos selecionados para elaboração dos perfis transversais dos vales.....	141
FIGURA 8.2 - Áreas representativas dos domínios geomorfológicos no mapa de incisão fluvial, com perfis transversais dos vales que demonstram a evolução ao longo do tempo e do espaço.....	142
FIGURA 8.3 - Modelo de evolução dos vales fluviais ao longo de degraus escalonados em ambiente de grandes escarpamentos.....	144
FIGURA 8.4 - Perfis longitudinais esquemáticos de evolução das escarpas que exibem a relação das taxas de denudação a partir de diferentes domínios geomorfológicos.....	146
FIGURA 8.5 - Sequência de evolução da sessão longitudinal do vale na área de captura fluvial.....	148
FIGURA 8.6 - Modelo de elevação digital tridimensional de duas capturas fluviais que exibem avançado estado de degradação.....	149
FIGURA 8.7 - Perfis longitudinais dos canais principais do ribeirão Espírito Santo e rio São Manuel.....	150
FIGURA 8.8 - Proposta de evolução das bordas escarpadas por capturas fluviais, com atuação conjunta de processos por retração lateral, incisão vertical e modeladores de vertente.....	151

FIGURA 9.1 - Mapa da área de estudo que exhibe as bacias costeiras até o oceano. Dados de AFT (traço de fissão de apatita) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ produzidos por Carmo <i>et al.</i> (2004a) e Carmo (2005).....	156
FIGURA 9.2 - Esboço preliminar de evolução geral das bacias costeiras na área de estudo do Cretáceo Superior ao Mioceno Inferior.....	159
FIGURA 9.3 - Fases de tectônicas do sudeste do Brasil e taxa de acumulação sedimentar das bacias oceânicas.....	161
FIGURA 9.4 - Esboço preliminar de evolução da bacia do rio Doce após o Mioceno Inferior.....	164
FIGURA 9.5 - Mapa de descontinuidades identificadas na área de estudo.....	165
FIGURA 9.6 - Esboço preliminar de evolução da bacia do rio Pomba após o Mioceno Inferior.....	166
QUADRO 10.1 – Resumo dos principais elementos associados à evolução da área de estudo segundo as respectivas escalas espaciais.....	171
QUADRO 10.2 – Síntese dos principais elementos, discriminados em detalhe, associados à evolução da área de estudo segundo as respectivas escalas espaciais.....	172

## LISTA DE TABELAS

TABELA 4.1 - Informações descritivas dos compartimentos geomorfológicos.....	56
TABELA 6.1 - Área total das principais bacias hidrográficas em território brasileiro.....	103
TABELA 7.1 - Área dos vales suspensos utilizada como critério para sua classificação quanto à dimensão.....	118
TABELA 9.1 - Idades de perfis de intemperismo datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na região do Planalto Atlântico.....	163

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	17
1.1 CONSTRUÇÃO DO PROBLEMA.....	17
1.2 A ÁREA DE ESTUDO .....	25
2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO.....	27
2.1 ARCABOUÇO GEOLÓGICO .....	27
2.2 EVOLUÇÃO MESOCENOZOICA.....	29
2.3 UNIDADES GEOLÓGICAS.....	33
2.4 GEOMORFOLOGIA ATUAL .....	38
3 MATERIAIS E MÉTODOS .....	41
3.1 INTRODUÇÃO .....	41
3.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E BASE CARTOGRÁFICA .....	41
3.3 MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E PRODUTOS DERIVADOS.....	45
3.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	45
3.5 TRABALHOS DE CAMPO .....	46
3.6 SEÇÕES TOPOGRÁFICAS REGIONAIS .....	46
3.7 LINEAMENTOS.....	47
3.8 PERFIS EM VARREDURA .....	47
3.9 ESPACIALIDADE DA DISSECAÇÃO DO RELEVO E INCISÃO DA REDE HIDROGRÁFICA .....	48
3.10 ORGANIZAÇÃO, FUNCIONALIDADE E DINÂMICA DA REDE HIDROGRÁFICA .....	51
3.11 CONFIGURAÇÃO ESPACIAL DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS.....	52
3.12 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS NA PERSPECTIVA MULTIESCALAR.....	52
4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA PRELIMINAR.....	55
4.1 INTRODUÇÃO .....	55
4.2 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	55
4.2.1 Degrau Paraná – São Francisco .....	58
4.2.2 Degrau Doce.....	61
4.2.3 Degrau Paraíba do Sul .....	64
4.3 LINEAMENTOS.....	68
4.4 SÍNTESE.....	71
5. ORGANIZAÇÃO E SIGNIFICADO DOS DESNIVELAMENTOS ALTIMÉTRICOS DO RELEVO ATUAL .....	73
5.1 INTRODUÇÃO .....	73
5.2 ESCARPAS DE FALHA E ESCARPAS DENUDACIONAIS .....	73
5.3 ANÁLISE DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS .....	75
5.4 O SIGNIFICADO DO RELEVO LOCAL .....	81
5.5 DISTRIBUIÇÃO E ANÁLISE DOS DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS.....	90



5.6 GRANDE ESCARPAMENTO, UM MARCO ENTRE A DENUDAÇÃO DAS BACIAS INTERIORANAS E COSTEIRAS.....	96
5.7 SÍNTESE.....	99
6. ORGANIZAÇÃO E SIGNIFICADO DA REDE HIDROGRÁFICA ATUAL.....	101
6.1 INTRODUÇÃO .....	101
6.2 ORGANIZAÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA ATUAL.....	101
6.3 ANÁLISE DAS BACIAS COSTEIRAS .....	104
6.3.1 Bacia do rio Doce.....	107
6.3.2 Bacia do rio Pomba.....	110
6.4 BACIAS COSTEIRAS: NÍVEL DE BASE EQUIVALENTE OU DISTINTO? .....	113
6.5 SÍNTESE.....	116
7. CENÁRIOS GEOMORFOLÓGICOS NA BORDA DOS DEGRAUS ESCALONADOS.....	117
7.1 INTRODUÇÃO .....	117
7.2 ESPACIALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS CENÁRIOS .....	117
7.2.1 Área 1 .....	118
7.2.2 Área 2 .....	121
7.2.3 Área 3 .....	126
7.2.4 Área 4 .....	128
7.3 ASPECTOS GERAIS DOS CENÁRIOS GEOMORFOLÓGICOS .....	133
7.4 CARACTERÍSTICAS REGIONAIS DOS DEPÓSITOS.....	136
7.5 SÍNTESE.....	138
8. EVOLUÇÃO DA PAISAGEM EM ESCALA LOCAL.....	140
8.1 INTRODUÇÃO .....	140
8.2 ESPACIALIDADE DA INCISÃO DOS VALES FLUVIAIS .....	140
8.3 EVOLUÇÃO DOS <i>FRONTS</i> ESCARPADOS POR <i>BACKWEARING</i> OU <i>DOWNWEARING</i> ? .....	145
8.4 SÍNTESE.....	152
9. EVOLUÇÃO DE LONGO-TERMO DOS DEGRAUS ESCALONADOS .....	154
9.1 INTRODUÇÃO .....	154
9.2 QUADRO GEOMORFOLÓGICO ATUAL.....	154
9.3 A HERANÇA MESOZOICA DA REDE HIDROGRÁFICA .....	157
9.4 EVOLUÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA NO PALEÓGENO .....	160
9.5 EVOLUÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA NO NEÓGENO E QUATERNÁRIO.....	162
9.6 SÍNTESE.....	169
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	171
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	176

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 CONSTRUÇÃO DO PROBLEMA

O relevo da porção leste do território brasileiro é marcado por uma série de escarpamentos como as serras do Mar, Mantiqueira e Espinhaço. De modo geral, esses escarpamentos separam áreas costeiras que se encontram mais rebaixadas de um interior continental mais elevado (FIG. 1.1). Tal fato gera diferentes níveis de base em ambos os lados dessas elevações. Segundo Gilchrist e Summerfield (1990; 1994) e Valadão (1998) o nível de base<sup>1</sup> altimetricamente mais baixo em um dos lados desses escarpamentos comandaria sua evolução, com taxas de denudação mais elevadas na porção de maior declividade e amplitude altimétrica. No sudeste do Brasil, os escarpamentos têm sua gênese relacionada à tectônica distensional que afetou o Brasil Oriental durante o Mesocenoico (ALMEIDA, 1976; ASMUS; FERRARI, 1978; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; VALADÃO, 1998; MELLO *et al.*, 2002; RICCOMINI *et al.*, 2004, ZALÁN; OLIVEIRA, 2005; VALADÃO, 2009) e que estaria relacionada à reativação de antigas estruturas herdadas que se acumularam desde o Arqueano-Proterozoico (HASUI, 1990; SAADI, 1993; SAADI *et al.*, 2005).

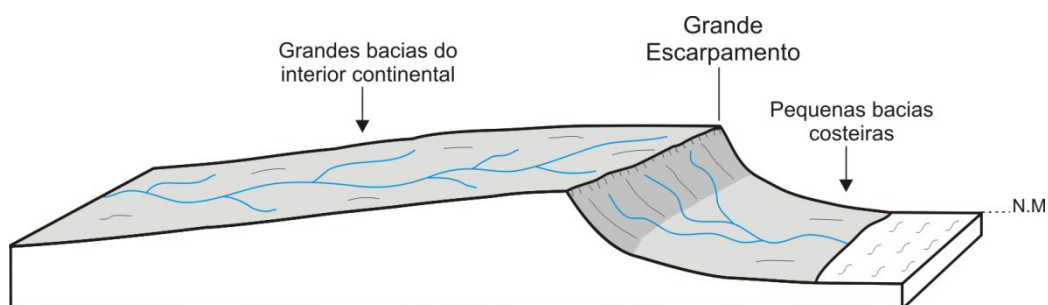


FIGURA 1.1 - Modelo esquemático clássico do Grande Escarpamento adjacente à margem passiva. N.M.: Nível do mar.

Fonte: elaborado a partir de Thomas e Summerfield (1987) e Valadão (2009).

<sup>1</sup> Nível de base: são locais abaixo do qual os cursos fluviais não conseguem erodir. Existem níveis de base locais e o nível de base geral. O nível do mar pode ser considerado o nível de base geral, abaixo do qual as terras não podem ser erodidas. Os níveis de base locais são formados pelos leitos dos rios principais e por rochas mais resistentes ao longo do curso fluvial e impedem temporariamente que o relevo a montante seja degradado (POWELL, 1875). De acordo com Christofolletti (1981) o nível de base local no interior de áreas continentais é a superfície limite para erosão, podendo situar-se também em superfícies de lagos e na foz de confluências com o rio principal. Segundo Burbank e Anderson (2001), o nível de base local se refere ao ponto topográfico mais baixo em uma área particular. É um conceito que envolve todos os trechos de um sistema fluvial.

Grandes escarpas no interior de margens passivas maduras<sup>2</sup>, como do Brasil oriental, existem em outras porções do globo, como no sudoeste e sudeste da África, oeste da Índia e leste da Austrália (FIG. 1.2). Essas são designadas “Grande Escarpamento” e consistem de amplas elevações paralelas à costa formadas a partir de rifteamentos com a consequente ruptura continental e geração de rede de drenagem dual (SUMMERFIELD, 1991; VALADÃO, 1998; 2009). Summerfield (1991) e Matmon *et al.* (2002) identificaram a Serra do Mar como esse escarpamento no Brasil estendendo-se do sul ao nordeste do país (FIG. 1.2). Entretanto, a porção nordeste do país é composta pela Serra do Espinhaço, onde Valadão (1998) reconheceu o Grande Escarpamento, sendo composto também pelo Quadrilátero Ferrífero e Serra da Mantiqueira.

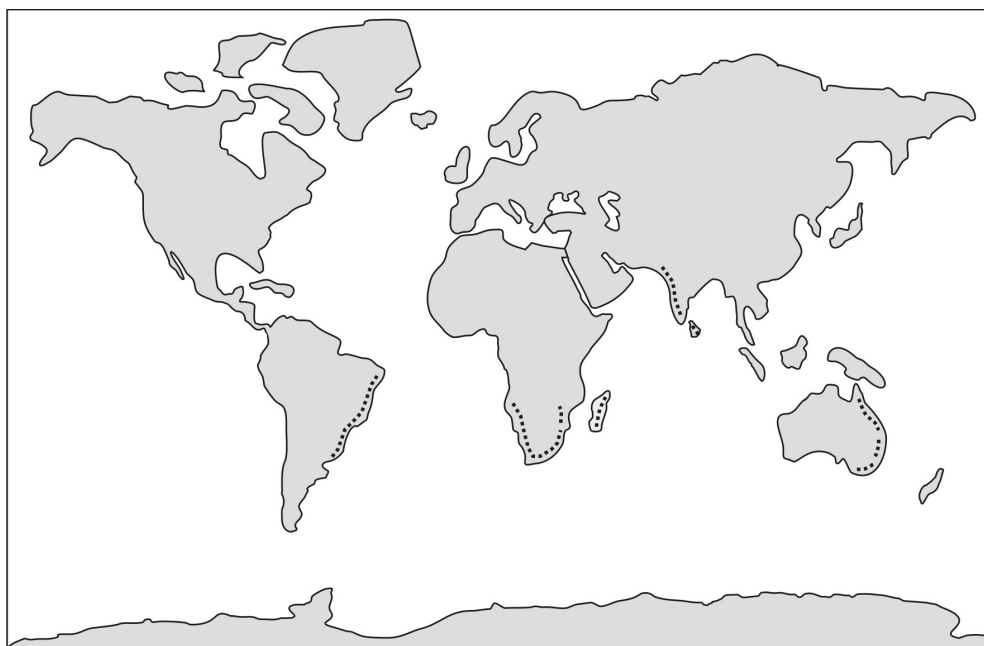


FIGURA 1.2 - Margens passivas maduras de grande elevação indicadas pela linha tracejada. Fonte: adaptado de Summerfield (1991).

Partindo-se do princípio que o Grande Escarpamento é definido pelo limite das bacias costeiras e do interior continental, formado como consequência da separação continental ocorrida durante o Mesocenoico, esse pode ser concebido como a continuidade de serras paralelas na porção leste território brasileiro (FIG. 1.3): Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Quadrilátero Ferrífero e Serra do Espinhaço. Entretanto, sua composição revela-se um pouco

---

<sup>2</sup> Margens passivas maduras: são margens continentais com mais de 60 milhões de anos que se localizam distantes do limite de placas, cujo tempo seria mais que suficiente para ocorrer o desmonte erosivo do soerguimento marginal (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994).

mais complexa devido a eventos tectônicos e denudacionais do Mesocenoico. Morfologicamente, esse escarpamento pode ser dividido de forma preliminar em três grandes áreas (FIG. 1.3): (i) a porção setentrional recuada a centenas de quilômetros da costa; (ii) uma central recuada de dezenas a centenas de quilômetros, apresentando outra escarpa a leste dessa flanqueando o oceano que separa uma planície costeira de baixa altitude do interior continental elevado e (iii) a porção meridional recuada de dezenas a centenas de quilômetros com a escarpa adjacente diretamente ao oceano. Na transição entre duas dessas áreas, central e setentrional, esse escarpamento exibe morfologia peculiar que se distingue das demais margens passivas elevadas ao apresentar uma sequência de três superfícies em degraus<sup>3</sup> escalonados que coincidem com organização da rede hidrográfica regional (FIG. 1.4). O interior dessas superfícies se organiza reconhecidamente também em degraus escalonados (SAADI, 1991; SOUZA, 1995; MELLO *et al.* 2005; SILVA, 2012). Essas superfícies em degraus são constituídas pelas grandes bacias dos rios São Francisco e Paraná, que drenam em direção ao interior continental e integram um mesmo degrau, enquanto as bacias menores dos rios Doce e Paraíba do Sul constituem distintos degraus em altitudes diferentes que drenam diretamente para o oceano.

Poucos são os trabalhos geomorfológicos e mesmo geológicos nessa porção que discutem a origem desses degraus. Dentre esses estudos, abordando diferentes áreas e escalas, destacamos os trabalhos de Meis *et al.* (1982), Saadi (1991), Souza (1995), Valadão (1998), Mello *et al.* (2005), Cherem (2012), Salgado *et al.* (2012), Oliveira (2012) e Silva (2012). Entretanto, nenhum deles discutiu ainda a diversidade de processos envolvidos na evolução da rede de drenagem relacionados à formação desse conjunto de degraus sobre a perspectiva de longo-termo em diálogo multiescalar.

---

<sup>3</sup> Degrau: desnível de elevada amplitude em forma de escarpa que separa diferentes superfícies em distintos níveis altimétricos.

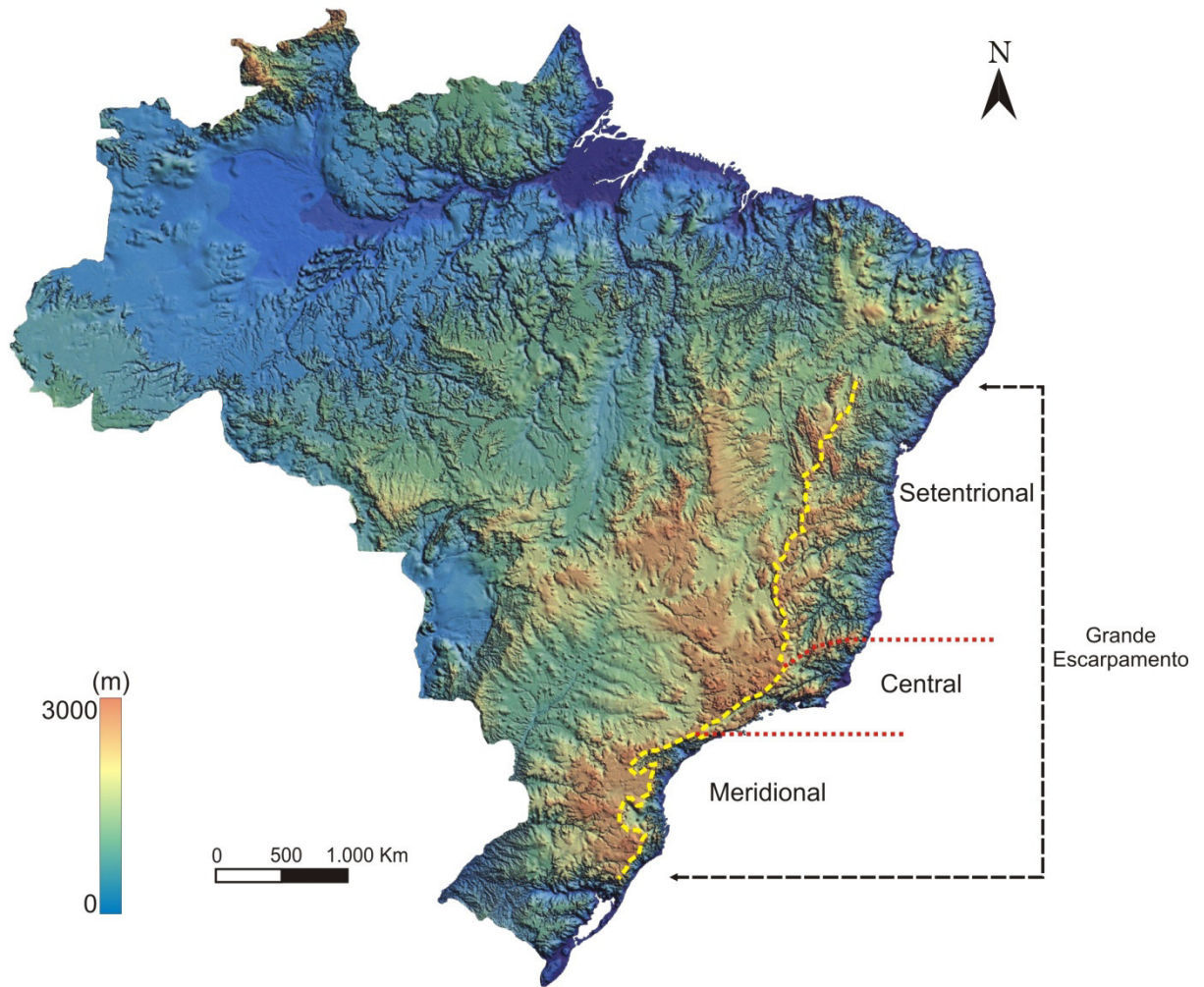


FIGURA 1.3 - Compartimentação morfológica do Grande Escarpamento no Brasil. Fonte: elaborada a partir de imagem obtida em Alkmim (2015).

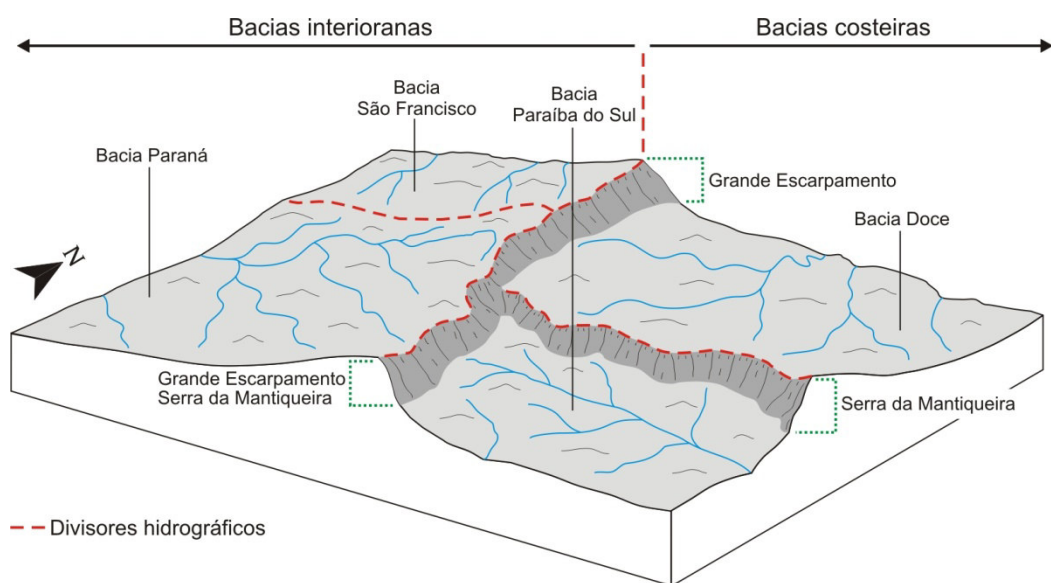


FIGURA 1.4 - Modelo esquemático do Grande Escarpamento na área de estudo que exibe uma sequência de três degraus escalonados que coincidem com a organização da rede hidrográfica regional.

Para Summerfield (1991), modelos de evolução de margens passivas devem ser capazes de explicar o desenvolvimento e manutenção dessas porções elevadas. Entretanto, elucidar a evolução de escarpas em margens passivas tem se tornado um desafio. Os primeiros modelos mais tradicionalmente aceitos se basearam fundamentalmente no recuo lateral contínuo da escarpa, a partir de taxas de denudação mais elevadas atreladas ao elevado gradiente nessa porção, com conseqüente migração do divisor elevado (FIG. 1.5 - A) (THOMAS; SUMMERFIELD, 1987; MACEDO, 1989; GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994; OLLIER; PAIN, 1997; VALADÃO, 1998; 2009). Por sua vez, modelos posteriores trouxeram uma nova concepção baseada na degradação do planalto por incisão da rede de drenagem com preservação do divisor inicial (GILCHRIST *et al.* 1994; VAN DER BEEK *et al.*, 2002). Esse se baseia na formação de um divisor hidrográfico localizado no interior após a ruptura continental, a partir do qual uma rede hidrográfica drena o planalto elevado em direção à escarpa levando à formação de uma nova no local do divisor inicial (FIG. 1.5 - B). Entretanto, Gilchrist *et al.* (1994) e Van der Beek *et al.* (2002) divergem um pouco em como ocorre essa degradação. Para Gilchrist *et al.* (1994) essa degradação ocorre por incisão vertical, formando cânions que se propagam em direção às cabeceiras de drenagem, assemelhando-se a um recuo do *knickpoint*<sup>4</sup>, enquanto para Van der Beek *et al.* (2002) essa incisão é responsável pela erosão uniforme da área adjacente ao divisor. Gilchrist *et al.* (1994) e Gunnell e Harbor (2010) consideram ainda a importância de rochas mais resistentes fixando um divisor mais elevado. De acordo com Gilchrist *et al.* (1994) rochas pouco intemperizáveis inibem o recuo da escarpa reforçando a permanência de um divisor elevado, apesar de Van der Beek *et al.* (2002) identificarem importância secundária para essas.

---

<sup>4</sup> *Knickpoint*: segundo Burbank e Anderson (2001) o *knickpoint* ocorre quando o ponto de um curso fluvial é mais íngreme em relação ao ponto adjacente, enquanto Silva *et al.* (2006) apontam que são identificados na paisagem como “degraus”, de diferentes dimensões, ao longo de um perfil longitudinal do rio. Esse termo será tratado mais detalhadamente no capítulo 6.

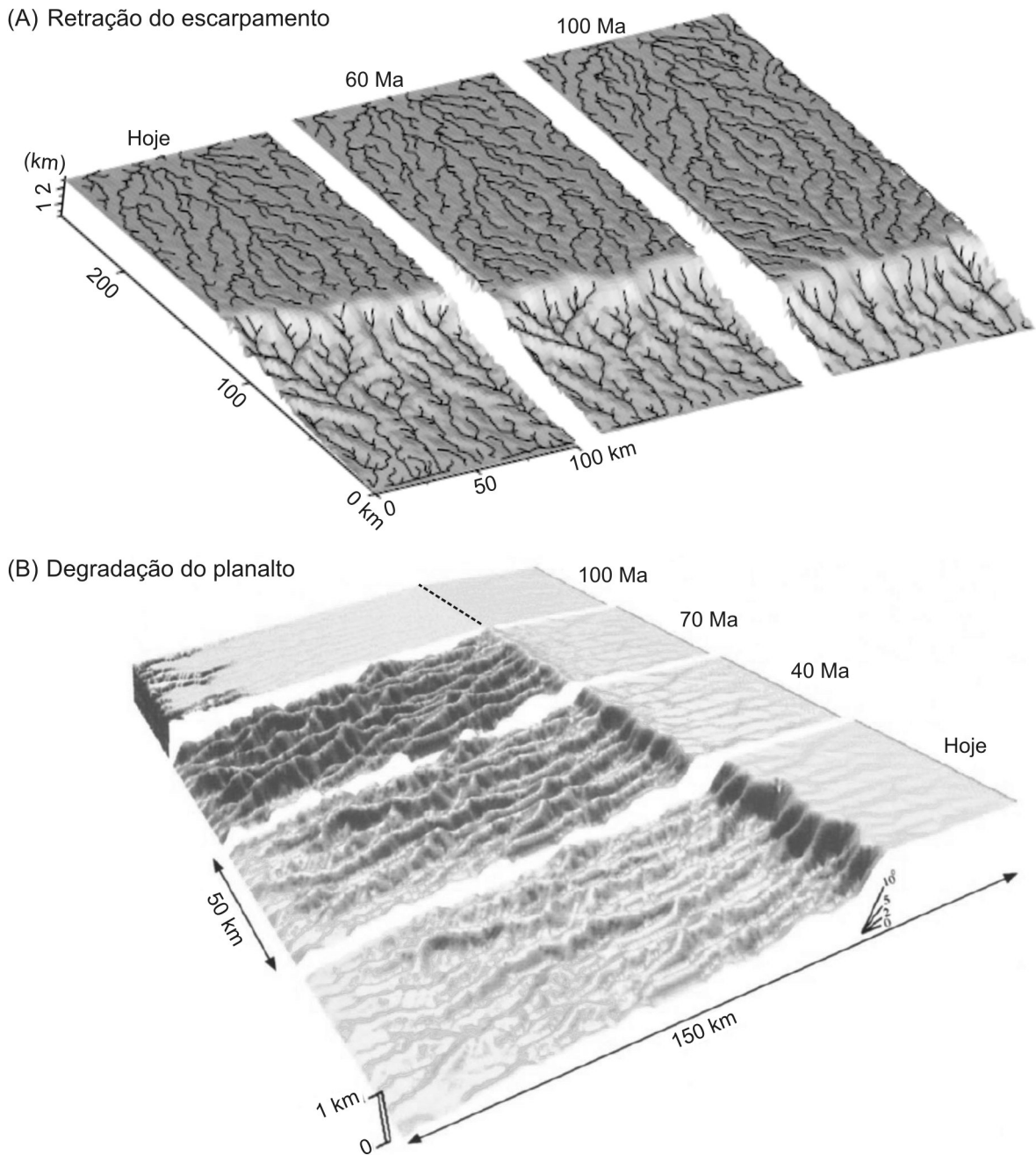


FIGURA 1.5 - Evolução do escarpamento: (A) por retração paralela da escarpa com migração do divisor e; (B) por degradação do planalto através de incisão vertical e manutenção da posição original do divisor hidrográfico.

Fonte: adaptado de Gilchrist *et al.* (1994) e Van der Beek *et al.* (2002).

Em relação à evolução da rede de drenagem nas bordas escarpadas, Summerfield (1991) considera um desafio conciliar um modelo geral com a diversidade de margens passivas existentes. Nesse sentido, essas escarpas podem evoluir associadas a diversos mecanismos como nível de base (SUMMERFIELD, 1991; PRINCE *et al.*, 2010; SALGADO *et al.*, 2012; CHEREM *et al.*, 2013), heterogeneidade lito-estrutural (GUNNELL; HARBOR, 2010; PRINCE *et*

*al.* 2010) e direção da drenagem (OLLIER, 2004; PRINCE *et al.*, 2012). Contudo, independente da maior ou menor atuação desses mecanismos, a captura fluvial<sup>5</sup> é considerada o rearranjo de drenagem<sup>6</sup> básico para a evolução da borda de uma escarpa (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER, 2004; GUNNELL; HARBOR, 2010; PRINCE *et al.* 2010; SALGADO *et al.*, 2012; CHEREM *et al.*, 2013).

As diferentes propostas de evolução de escarpas adjacentes a margens passivas, bem como os diversos mecanismos associados ao desenvolvimento da rede de drenagem destacam elementos importantes que devem ser considerados no desenvolvimento dessas áreas. No caso da área investigada neste trabalho, cabe ressaltar ainda a importância da tectônica cenozoica para o entendimento dos processos denudacionais. É uma área marcada pela transição entre dois macrocompartimentos ao longo do Grande Escarpamento que claramente se distinguem, bem como de degraus escalonados que exibem coincidência com a rede hidrográfica regional. Essas características singulares frente a outras porções do Brasil e do globo requerem uma análise mais detalhada dos processos envolvidos em sua evolução, bem como dos elementos associados a ela.

Diante das considerações feitas, levanta-se a seguinte **questão principal** e norteadora desse trabalho: como a rede de drenagem mesocenoica do sudeste de Minas Gerais, pós-fragmentação do Gondwana, evoluiu para a atual compartimentação topográfica em degraus escalonados associados espacialmente à organização das bacias hidrográficas? De modo a complementar essa pergunta são apresentadas as seguintes questões específicas:

- Como se apresenta a influência dos condicionantes<sup>7</sup> litoestruturais e tectônicos na composição da paisagem atual?

---

<sup>5</sup> Captura fluvial: ocorre quando a incisão de um curso fluvial em direção a cabeceira de drenagem for mais agressiva em relação ao canal adjacente, levando assim a incorporação da drenagem vizinha (SUMMERFIELD, 1991).

<sup>6</sup> Rearranjo de drenagem: pode ser pensado como a transferência de uma parte ou a totalidade do fluxo de um curso fluvial (geralmente bem estabelecido) para outro canal (BISHOP, 1995).

<sup>7</sup> Condicionante: elemento que representa significativa influência sobre a elaboração das formas de relevo.



- Considerando que as bacias costeiras drenam diretamente para o oceano, qual a influência do nível de base na elaboração dos degraus escalonados?
- A presente configuração geomorfológica e espacial dos divisores hidrográficos ao longo dos degraus é semelhante ou exibe diferenciação marcante? Caso exista, ao que estaria relacionada essa diferenciação?
- Como os degraus escalonados organizados segundo uma rede hidrográfica bem definida evoluíram ao longo do tempo?
- Quais os processos dominantes nas diferentes escalas de análise (do regional ao local) e como se dialogam?

Dessa forma, considerando que os cursos fluviais são importantes elementos transformadores do relevo, é considerada a **hipótese** de que a formação dessas superfícies em degraus escalonados ocorreu por processos de degradação das bacias costeiras, ajustadas a diferentes níveis de base ao longo do tempo, decorrentes de uma tectônica mesocenoica, através da incisão vertical da rede de drenagem e acompanhada pela retração lateral das bordas escarpadas; ou seja, por processos de evolução da rede hidrográfica em escala local, mas comandadas por uma dinâmica regional.

Nesse contexto, o **objetivo geral** desse trabalho é apresentar e discutir os processos e mecanismos de evolução da rede hidrográfica nos escarpamentos adjacentes à margem passiva brasileira, mediante investigação segundo múltiplas escalas espaciais. Esse pode ser subdividido em objetivos específicos que procuram tratar melhor as especificidades da área de estudo, sendo:

- Averiguar a resposta geomorfológica aos condicionantes litoestruturais e tectônicos, e sua relação entre o arranjo dos degraus e as bacias hidrográficas.

- Identificar os níveis de base que podem controlar a evolução das bacias hidrográficas e sua relação para o estabelecimento dos degraus escalonados.
- Identificar os cenários geomorfológicos nos quais estão inseridos os distintos divisores hidrográficos e sua relação ao maior ou menor recuo das escarpas.
- Contribuir para a compreensão da evolução dos degraus escalonados a partir do desenvolvimento da rede hidrográfica iniciada no final do Cretáceo Superior em múltiplas escalas de análise.
- Apresentar as contribuições nas diferentes escalas espaciais (da regional à local), ressaltando os processos dominantes, e o diálogo entre elas.

## **1.2 A ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo é drenada pelas bacias dos rios São Francisco, Paraná, Doce e Paraíba do Sul (FIG. 1.6). As bacias do rio São Francisco e Paraná representam grandes bacias que drenam em direção ao interior continental, no qual seus cursos fluviais percorrem amplas distâncias até desembocarem no oceano. As bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul representam bacias costeiras menores que drenam diretamente para oceano, de modo que seus cursos percorrem distâncias inferiores (FIG. 1.6 – A). Situando-se no sudeste do estado de Minas Gerais, a sul do Quadrilátero Ferrífero, a área de estudo em análise é compreendida pelos divisores dessas bacias, entre os paralelos 20º 35' e 21º 35' S e meridianos 42º 30' e 44º 15' W (FIG. 1.6 – B). Essas áreas de drenagem são representadas pela bacia do rio Paraopeba no rio São Francisco, bacia do alto rio Grande/rio das Mortes no rio Paraná, alta bacia do rio Doce/rio Piranga e bacia do rio Pomba no rio Paraíba do Sul. Em virtude da necessidade de compreender questões na escala regional algumas análises foram estendidas até a foz das bacias hidrográficas.

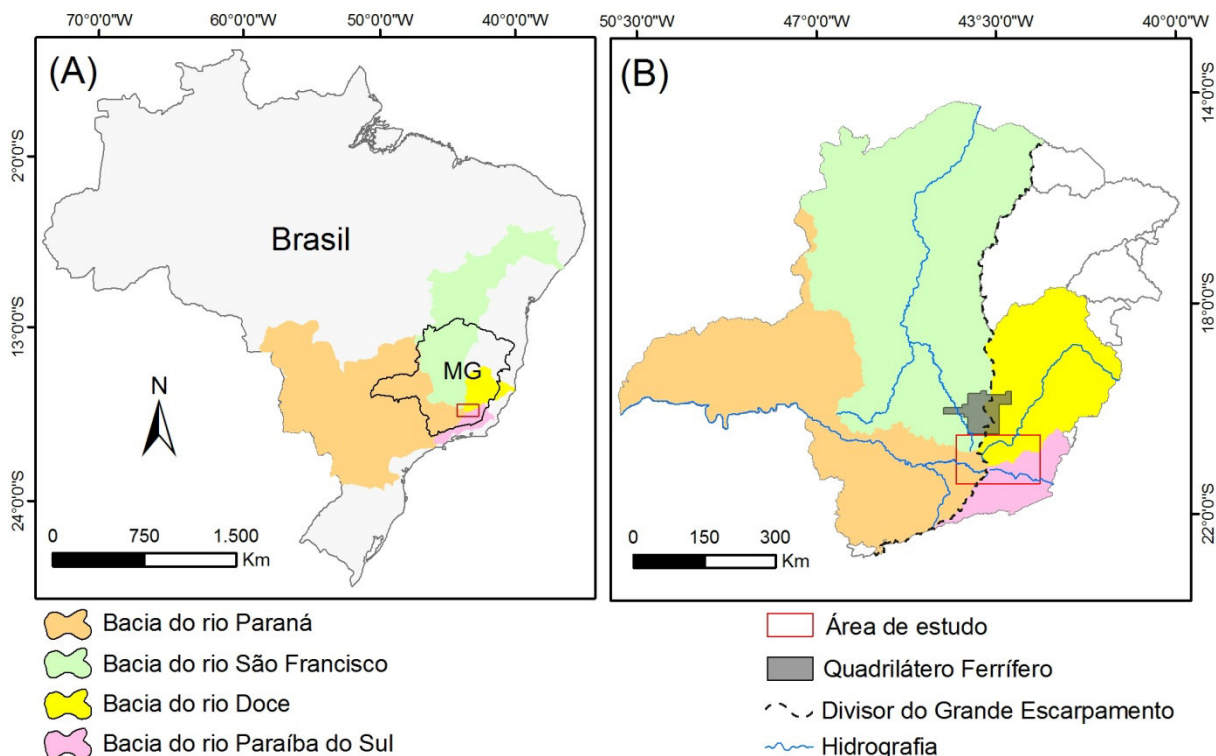


FIGURA 1.6 - Localização da área de estudo no contexto do Brasil (A) e do estado de Minas Gerais (B).

O sudeste de Minas Gerais foi escolhido em virtude dos divisores das bacias hidrográficas constituírem relevo em degraus escalonados que segmenta essas bacias em distintos níveis altimétricos, com a existência de vales suspensos<sup>8</sup> como indicativos de sua evolução relacionados a capturas fluviais. Essas escarpas constituem transição entre a porção central e setentrional do Grande Escarpamento, que exibe complexa evolução da rede hidrográfica regional. A área se enquadra no contexto de margens passivas de grande elevação e se configura em estudo de caso com contribuições para a evolução da rede hidrográfica nessas regiões em múltiplas escalas de análise. Esse estudo também deve colaborar para o maior conhecimento da evolução do relevo nesse tipo de ambiente. Além disso, deverá permitir o maior conhecimento da geomorfologia no contexto dos divisores das principais bacias do sudeste de Minas Gerais.

<sup>8</sup> Vale suspenso: vale cujo fundo se encontra situado em nível superior à outra superfície adjacente, que pode ser um planalto, depressão, outro vale, um lago ou até mesmo o próprio mar (IBGE, 2004).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

### 2.1 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O Brasil encontra-se no interior da Plataforma Sul-Americana, área tectonicamente estável em relação às faixas de dobramentos recentes (SCHOBENHAUS; CAMPOS, 1984), mas com arranjo litoestrutural de grande complexidade (FIG. 2.1). Apesar de distante de limites colisionais o território brasileiro não pode ser considerado como único e homogêneo em termos tectônicos e estruturais.

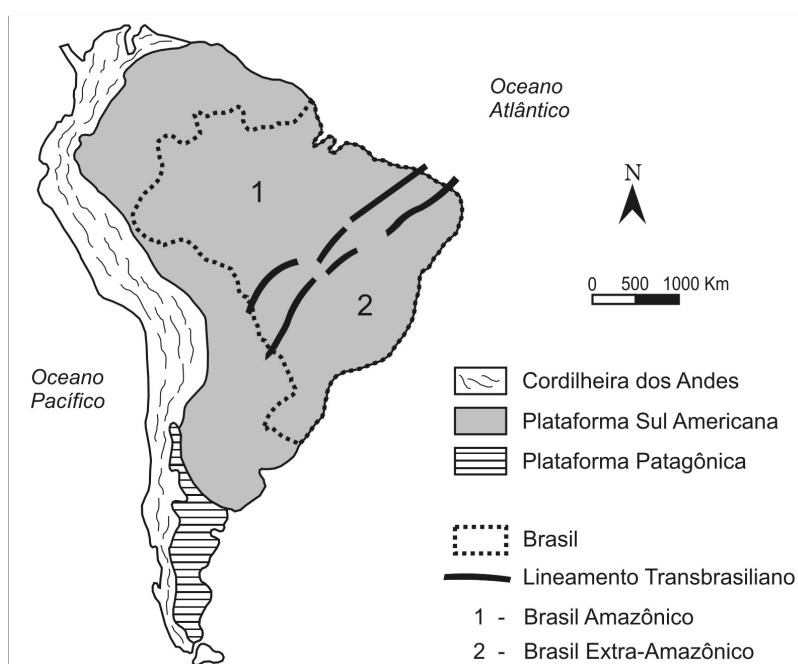


FIGURA 2.1 - Divisão tectônica da América do Sul e a situação do Brasil na plataforma Sul-Americana com os dois Brasis morfo-tectônicos como consequência do Lineamento Transbrasiliano.

Fonte: adaptado de Schobbenhaus e Campos (1984) e Saadi *et al.* (2005).

Segundo Brito Neves (1991) o território brasileiro pode ser dividido por um Lineamento Transbrasiliano em dois Brasis Geotectônicos com características distintas (Fig. 2.1): (i) um Brasil Amazônico, situado a NW, caracterizado por domínio pré-Brasiliano com constituição predominantemente cratônica<sup>9</sup>. Nesse, predomina morfologia plana a ligeiramente ondulada de baixa altitude; e (ii) um Brasil Extra-Amazônico, situado a SE, caracterizado por

<sup>9</sup> Cráton: é entendida como a plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pré-brasilianos (ALMEIDA, 1977). São partes relativamente estáveis dos continentais e que não foram envolvidas em orogêneses durante o Fanerozoico, representando áreas continentais, de longa estabilidade e dotadas de grande resistência mecânica (ALKMIM, 2004).

domínio Brasileiro constituído predominantemente pela colagem de antigas faixas orogênicas. Nesse, predomina morfologia acidentada de planaltos elevados e serras.

O Brasil Extra-Amazônico exibe maior diversidade morfológica, pautada em estruturas herdadas de antigos eventos tectônicos e reativações tectônicas pós-Cretáceas. Segundo Hasui (2010), alguns desses eventos foram responsáveis pela individualização de várias unidades geotectônicas. Na área de estudo, segundo Heineck *et al.* (2003) destacam-se as unidades geotectônicas/províncias do São Francisco e da Mantiqueira. O cráton do São Francisco representa parte de um orógeno Paleoproterozóico desenvolvido durante o Ciclo Transamazônico e não envolvido na orogênese Brasileira do final do Neoproterozoico, sendo marcado por longa estabilidade tectônica (ALKMIM, 2004). A província da Mantiqueira foi envolvida por faixas de dobramentos do evento Brasileiro que apresentam o retrabalhamento de rochas mais antigas, empilhando o terreno em direção ao Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977; HEILBRON *et al.*, 2004).

A heterogeneidade na evolução tectônica da plataforma brasileira responsável por dois Brasis morfotectônicos (SAADI *et al.*, 2005) não se deve apenas à diversidade de estruturas herdadas que se acumularam desde o Arqueano-Proterozóico, nos Ciclos Transamazônico e Brasileiro, mas também à tectônica distensiva que se iniciou no final do Mesozoico, levando à separação do megacontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico sul.

Segundo Almeida (1967; 1976), durante o Jurássico (Mesozoico) um evento tectônico magmático de expressão regional, designado por Almeida (1967) “reativação Wealderiana”, afetou a região costeira e se estendeu para as bacias sedimentares, em especial a região sul-sudeste do Brasil. Esse perdurou durante o Cretáceo, manifestando-se ainda durante o Cenozoico com intensidade menor. Schobbenhaus e Campos (1984) substituíram o termo para evento “Sul-Atlântico”, por considerá-lo mais adequado, uma vez que o mesmo se relaciona com a origem do oceano Atlântico Sul. Segundo Potter (1997) e Valadão (1998; 2009), esse evento impôs profundas modificações à rede hidrográfica do Brasil oriental, como o estabelecimento de uma rede de drenagem dual em direção ao interior continental e outra diretamente para o oceano.

## 2.2 EVOLUÇÃO MESOCENOZOICA

Um soerguimento termal relacionado ao Jurássico gerou esforços de separação entre África e América do Sul com o desenvolvimento de falhas normais em blocos (ALMEIDA, 1976; MACEDO, 1989; HASUI *et al.*, 1998). Esse evento teria ainda reativado antigas estruturas tectônicas do embasamento consolidadas desde o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Tal evento foi responsável pelo magmatismo basáltico de grandes proporções com pico a ~130 Ma, com os principais registros na bacia sedimentar do Paraná e bacias marginais adjacentes - Pelotas, Campos e Santos - (ALMEIDA, 1967; MACEDO, 1989; MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004).

No Cretáceo Superior um soerguimento por epirogênese envolvendo amplas regiões do embasamento alça a região da Serra do Mar e áreas adjacentes (ALMEIDA, 1976; MACEDO, 1989; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Ao final do soerguimento um megaplano com altitudes estimadas entre 2.000 e 3.000 m teria se formado (FIG. 2.2 – A), denominado de Proto-Serra do Mar (MACEDO, 1989) ou Serra do Mar Cretácea (ZÁLAN; OLIVEIRA, 2005). A denudação da faixa soerguida levou ao desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi, no sul e sudeste do Brasil (Fig. 2.2 – B) (ALMEIDA, 1976; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; RICCOMINI *et al.*, 2004). Sua equivalente, de maior expressão no Brasil, é a Superfície Sul-Americana de King (1956). Ela representa o fim de uma longa fase de erosão generalizada com idades relativas entre diferentes autores: Terciário Inferior – correspondente a Superfície das cristas Médias – (DE MARTONE, 1943), Terciário Inferior (KING, 1956), Eoceno (ALMEIDA, 1976), Cretáceo-Paleoceno (RICCOMINI *et al.*, 2004) e Cretáceo Inferior-Eoceno (VALADÃO, 1998; 2009). Entretanto, alguns autores como King (1956) admitem que a elaboração dessa superfície tenha continuado cada vez mais lentamente em direção ao interior, sobretudo na área de estudo no Plioceno (DE MARTONE, 1943) e Mioceno (SAADI, 1991) abrangendo regiões da alta bacia do rio Grande até os divisores de água com os rios Doce e São Francisco.

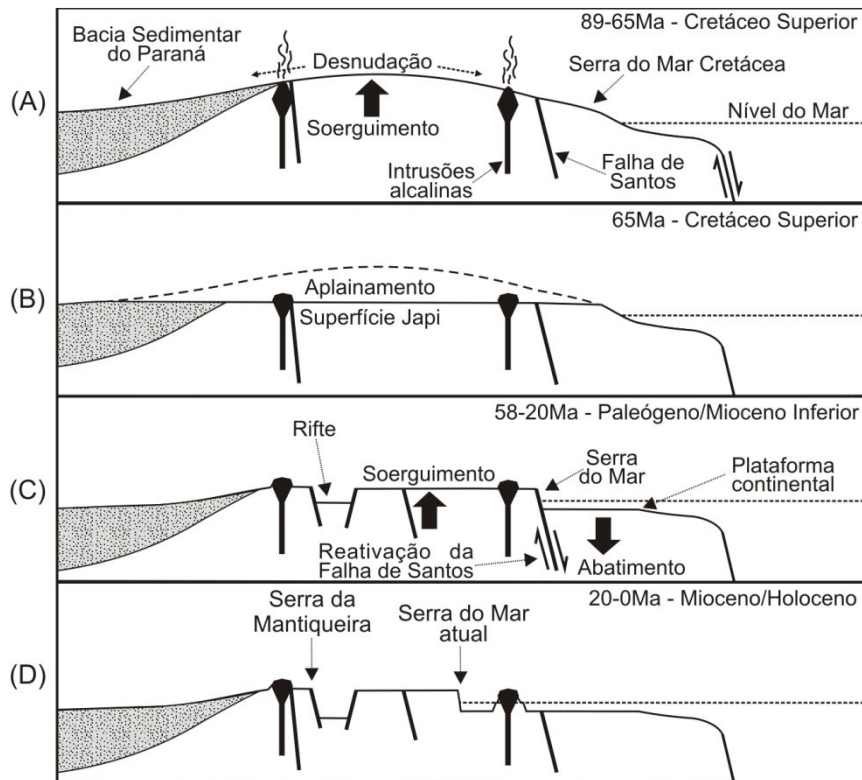


FIGURA 2.2 - Sequência evolutiva Neocretacea-Cenozoica da margem sul-sudeste do Brasil.

Fonte: adaptado de Almeida e Carneiro (1998).

A Superfície de Aplainamento Japi é considerada a única de correlação regional do embasamento do sul-sudeste do Brasil (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005) e nivela as cimeiras das regiões das serras do Mar e Mantiqueira. Quando não está deformada encontra-se a cerca de 1.200 m de altitude (ALMEIDA, 1976), chegando a 2.000 m no planalto de Campos do Jordão e da Bocaina (RICCOMINI *et al.*, 2004) e 2.890 m na Serra do Caparaó/Serra da Mantiqueira (VALADÃO, 1998). Os planaltos atuais foram considerados por Zalán e Oliveira (2005) como as situações que mais se aproximam da posição original. Apesar da ideia de única superfície como nível de correlação regional ser a mais amplamente aceita, estudos recentes (HIRUMA *et al.*, 2008; HIRUMA *et al.*, 2010) identificaram dois níveis correspondentes a diferentes superfícies na região. Esses autores verificaram um nível pré-ruptura continental nas porções mais elevadas da Serra da Bocaina e outro mais recente em Campos do Jordão, provavelmente associado ao magmatismo Neocretáceo e à formação do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro. A existência dessa superfície de aplainamento também é questionada por Grohmann e Riccomini (2012) que não encontraram uma

correspondência entre os dados morfométricos, termocronológicos e geofísicos que pudessem sustentá-la.

A origem das escarpas costeiras, serras do Mar e Mantiqueira, apresenta-se à luz de diferentes concepções geomorfológicas e tectônicas (ALMEIDA, 1976; ASMUS; FERRARI, 1978; MELO *et al.* 1985; RICCOMINI, 1989; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Asmus e Ferrari (1978) atribuem a formação dessas serras a um deslizamento gravitacional de blocos por basculamento expressos atualmente por escarpas de linha de falha (FIG. 2.3). Para Almeida e Carneiro (1998), a deformação tectônica da Superfície Japi causou a formação de grabens paralelos à costa e a formação das serras do Mar e Mantiqueira (FIG. 2.2 – C). Isso teria levado ao soerguimento do bloco ocidental da falha de Santos e abatimento do oriental, fazendo surgir a Serra do Mar nessa falha e a Serra da Mantiqueira no interior do continente através de flexuras e falhamentos. Os autores estimam que a Serra do Mar tenha recuado da falha de Santos até a sua posição atual (FIG. 2.2 – D). Zalán e Oliveira (2005) consideram essas serras como resultantes de blocos rotacionados (tectônica dominó), a partir da Superfície de Aplainamento Japi, que se inserem num contexto de quebramento, basculamento e abatimento escalonado da Serra da Mantiqueira até a falha de Santos, apesar de não terem encontrado sinais da existência dessa falha. Esses autores, embora tenham concepções distintas sobre a origem da Serra do Mar não a relacionam diretamente à ruptura continental, mas sim a eventos tectônicos do cenozoico.

A formação das serras da Mantiqueira e do Mar durante o Cenozoico e a tectônica envolvendo grandes porções da região sudeste do Brasil se apresenta segundo diferentes idades. Almeida (1976) considera uma primeira fase no Oligoceno, na qual se iniciou o falhamento do Graben do Paraíba do Sul com conseqüente soerguimento de suas bordas e deformação simultânea da Superfície Japi, bem como a movimentação de importantes blocos de falha na Serra do Mar. Uma segunda fase generalizada é estabelecida para o Plioceno e chegando até o Quaternário, alcançando a região central e leste do Brasil e acentuando o relevo das porções adjacentes aos *rifts*. Asmus e Ferrari (1978) admitem uma fase que compreende entre o Paleoceno e o Plioceno. Almeida e Carneiro (1998) consideram



o início desse evento no Paleoceno se estendendo até o Mioceno. Zalán e Oliveira (2005) também consideram o início no Paleoceno, tendo continuado até o Mioceno Inferior com o colapso gravitacional formando riftes paralelos à costa, mas com maior intensidade no Eoceno. Corroborando com essa ideia, Mizusaki e Thomaz Filho (2004) identificaram um pico de magmatismo na região sudeste do Brasil em torno de 50 Ma, no final do Paleoceno. Significativa parcela de idades envolvendo a atividade tectônica se sobrepõe às estimadas para a duração da Superfície de Aplainamento Sul-Americana. Isso leva a questionar essa cronologia, uma vez que essa superfície é reflexo de período de maior estabilidade tectônica.

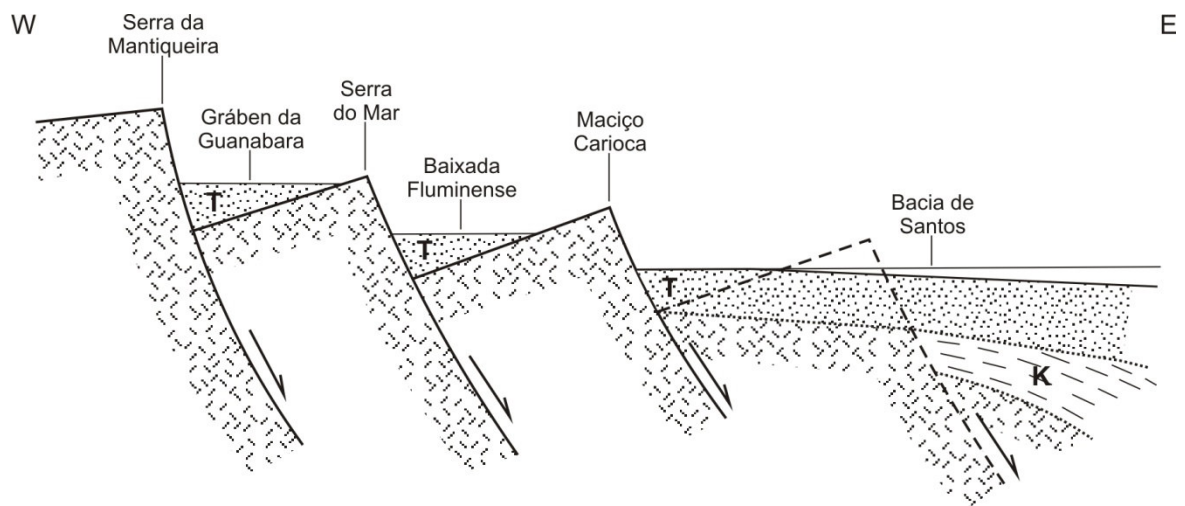


FIGURA 2.3 - Esquema geológico da área afetada pelo tectonismo cenozoico, do Paleoceno ao Plioceno, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira e maciço Carioca); e entre essas, depressões em forma de hemigragens (Graben do Paraíba e Baixada Fluminense). Na plataforma continental, é possível que a falha de Santos (falha no extremo leste da seção), separando a porção rasa da porção mais profunda da bacia, tenha resultado, também do tectonismo cenozoico. K indica sedimentos cretáceos, e T sedimentos terciários.

Fonte: Asmus e Ferrari (1978).

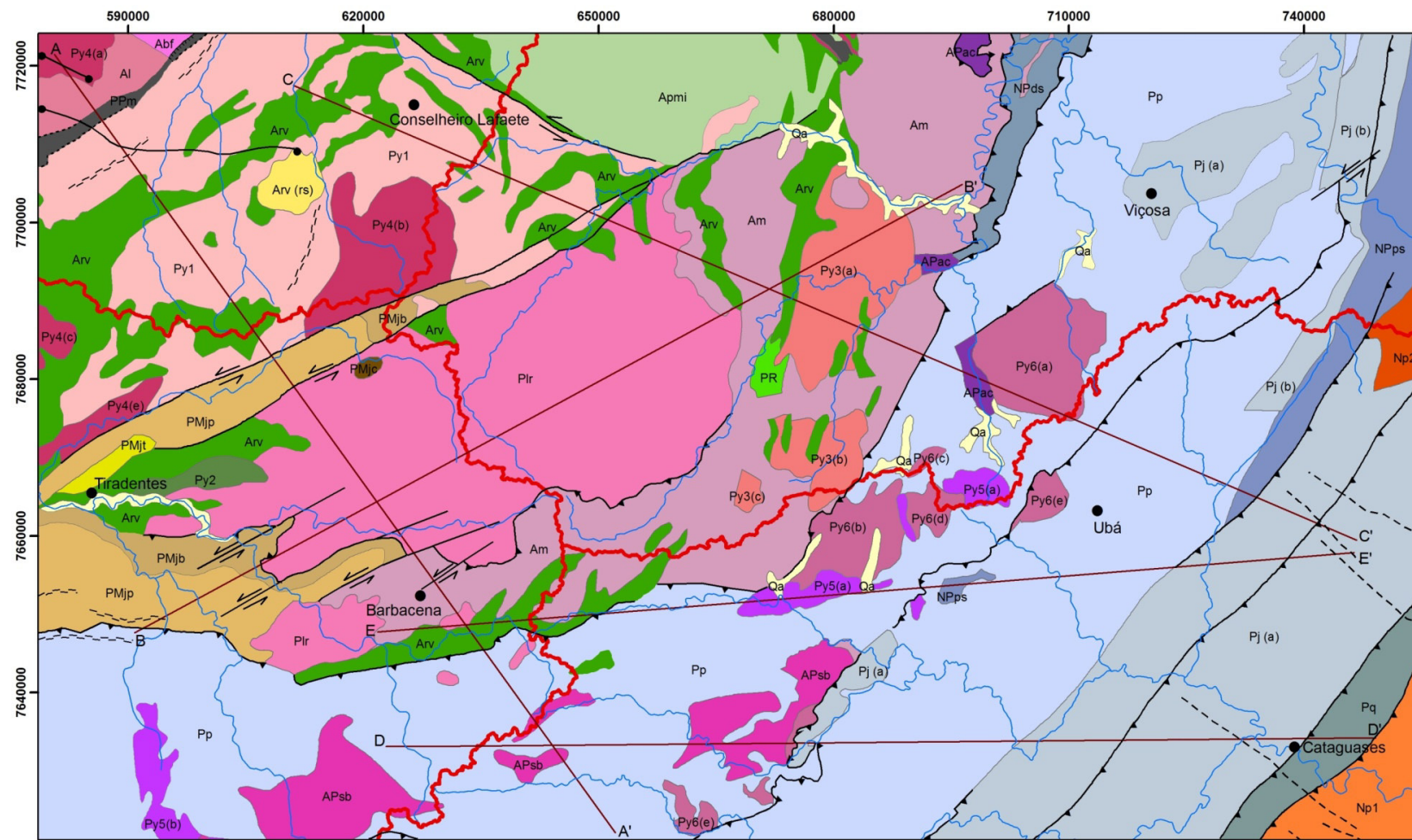
Idades de traço de fissão de apatita (AFT) são consistentes com o modelo de evolução por recuo da escarpa no Brasil (GALLAGHER *et al.*, 1995) e África (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994), como apresentado no capítulo 1 (FIG. 1.5). Entretanto, essas análises não podem ser tidas como conclusivas. Hiruma *et al.* (2010) questionaram essa origem por recuo erosivo no Brasil com base em idades AFT. Segundo esses autores, o “duplo escarpamento” (serras do Mar e Mantiqueira) no sudeste do Brasil atípico para tal configuração de margem

passiva reflete uma complexa história de denudação relacionada à reativação tectônica de descontinuidades pré-cambrianas, gênese e deformação do rifte no sudeste do Brasil. Cogné *et al.* (2012) também questionaram uma evolução por recuo simples, uma vez que encontraram falta de correlação de idades AFT com a distância da costa, no sudeste do Brasil. Baixas taxas de denudação por isótopos cosmogênicos, na Serra do Mar no estado do Paraná (SALGADO *et al.* 2014) no Brasil, margem SW da África (COCKBURN *et al.*, 2000), margem SE da Austrália (HEIMSATH *et al.* 2006) e Sri Lanka, a oeste da Índia (VANACKER, 2007), também não são consistentes com esse modelo. Para Cockburn *et al.* (2000) as baixas taxas de recuo seriam consistentes com uma evolução da paisagem em que a escarpa está fixa em um divisor de drenagem localizado no interior, conforme apresentado no capítulo 1 (FIG. 1.5).

Matmon *et al.* (2002) avaliaram essas possibilidades de evolução de margens continentais segundo a topografia pós-ruptura, em tipo arco e ombro. Nas margens tipo arco, o eixo de elevação está localizado no interior da borda que constitui um divisor hidrográfico a partir do qual a drenagem flui em direção à escarpa e evolui por degradação do planalto. Nas margens tipo ombro, o divisor hidrográfico é coincidente com a parte superior da escarpa que evolui por retração. Nesse sentido, a margem leste do Brasil foi classificada pelos autores como do tipo ombro que, nesse caso, seguiria o modelo de retração de escarpas. A complexidade de evolução da margem leste do Brasil aumenta quando se considera a compartimentação do Grande Escarpamento (FIG. 1.3) que responde por diferentes distâncias até a costa, o qual inclui partes das serras da Mantiqueira e do Mar.

## **2.3 UNIDADES GEOLÓGICAS**

Os eventos tectônicos que ocorreram do Arqueano ao Mesoproterozoico propiciaram um conjunto de unidades litológicas bem diversas (FIG. 2.4). A litologia da área de estudo é compreendida em grande parte por complexos basais metamórficos, coberturas metassedimentares do Supergrupo Rio das Velhas e Grupo São João Del Rei e uma diversidade de corpos intrusivos de composição litológica variada (ALKMIM, 2004). Essas litologias, na área de estudo, podem ser organizadas segundo suas respectivas províncias geotectônicas, São Francisco e Mantiqueira.



**Quaternário**

Qa Depósitos aluvionares

**Provincia São Francisco**

**Mesoproterozóico**

**Grupo São João Del Rei**

- PMjb Formação Prados, Fácies Barroso: Calcário, pelito
- PMjp Formação Prados: filito, siltito, carbonato xisto
- PMjc Formação Carandaí: Diamictito
- PMjt Formação Tiradentes: quartzito, conglomerado, siltito

**Paleoproterozóico**

- PR Corpos de rochas metamáficas e metultramáficas
- Plr Suíte Ressaquinha: granito, tonalito, granodiorito
- Py1 Suíte Alto Maranhão: granitos, tonalito, migmatito e granodiorito
- Py2 Corpo Dolores de Campo: gabro
- Py3 Corpos Brás Pires(a), Palestina(b) e Ribeirão Laranjeiras(c): granito
- Py4 Corpos Alto Jacarandá(a), Cupim(b), Resende Costa(c), Ribeirão Pinheiro(d), Serrinha(e): granito
- PPmi Supergrupo Minas: filito, dolomito, itabirito
- Apmi Complexo Monsenhor Isidro: rochas máfico-ultramáficas cortadas por granitoides foliados

**Arqueano**

- Abf Complexo Bonfim: gnaiss
- Arvrs Supergrupo Rio das Velhas: xisto, metagrauvaca, metaglomerado; Formação Santo Amaro (rs): quartzitos e xistos
- Al Complexo Lavras: granito, gnaiss e migmatito
- Am Complexo Mantiqueira: gnaiss bandados ou foliados (tonalítico a granítico), migmatitos

**Provincia Mantiqueira - Faixa Araçuaí**

**Neoproterozóico**

- Np1 Suíte Intrusiva Muriaé: Granitóide peraluminoso
- Np2 Granitóide Tonalito Bom Jesus do Galho: metatonalito

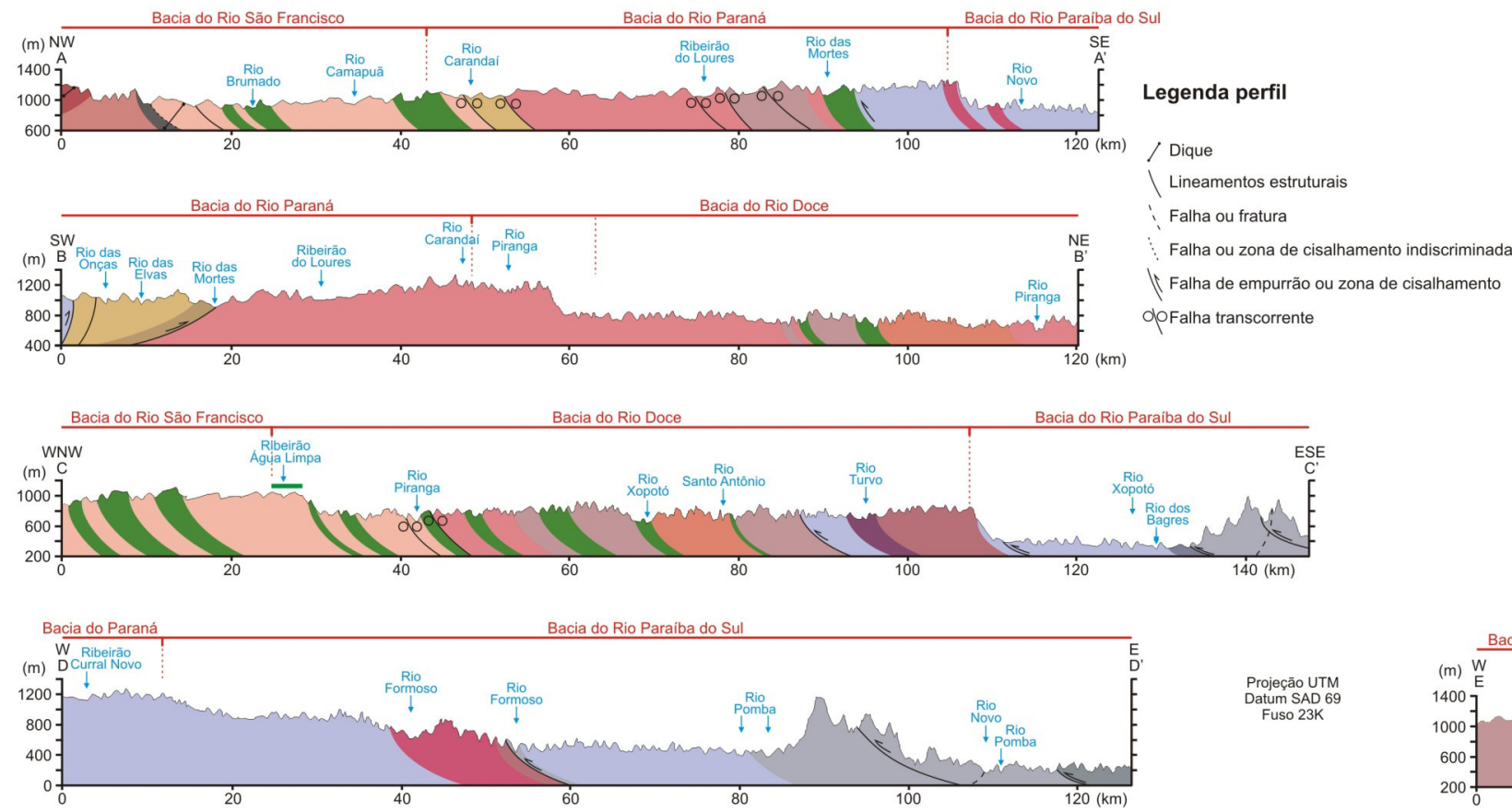
**Provincia Mantiqueira - Faixa Ribeira**

**Neoproterozóico**

- NPds Grupo Dom Silvério: xisto, quartzito ferruginoso
- NPps Complexo Paraíba do Sul: paragnaisse, kinzigito, metagrauvaca, xisto, quartzito, calcissilicática, mármore, anfibolito

**Paleoproterozóico**

- Pq Complexo Quirino: granito, quartzo diorito, granodiorito
- Pj Complexo Juiz de Fora: Enderbita (a) e Tonalito (b)
- Py5 Suítes Mercês-Ubari (a): granito; Serra das Matolas (b): gnaiss
- Pp Complexo Piedade: gnaiss bandados ou foliados (tonalítico a granítico), migmatitos
- APsb Suíte Metamórfica São Bento dos Torres: enderbita gnáissico, chamockito
- APac Complexo Acaiaca: enderbita, gnaiss granulítico e norito
- Py6 Corpos Divinésia(a) e Silverânea(b): granito; Jacuba(c): metadiorito; São José da Soledade(d): gnaiss; outros(e): granito, tonalito



- Legenda perfil**
- Dique
  - Lineamentos estruturais
  - - - Falha ou fratura
  - - - Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada
  - - - Falha de empurrão ou zona de cisalhamento
  - Falha transcorrente

- Dique
- Lineamentos estruturais
- - - Falha ou fratura
- - - Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada
- - - Falha de empurrão ou zona de cisalhamento
- - - Falha extensional (hachura no bloco baixo)
- ⇌ Falha transcorrente
- Perfis A — A'
- ~ Divisor das principais bacias hidrográficas
- ~ Principais cursos fluviais
- Sede de município

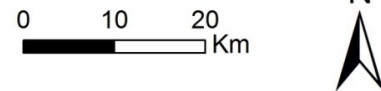


FIGURA 2.4 - Mapa geológico da área de estudo com perfis simplificados.  
 Fonte: mapa geológico adaptado de Heineck *et al.* (2003) e perfis geológicos elaborados a partir do mapa.

No Cráton do São Francisco, predomina o Complexo Mantiqueira e as suítes Ressaquinha e Alto Maranhão. O Complexo Mantiqueira é constituído por ortognaisses TTG<sup>10</sup> e granítico, granulítico, migmatítico e anfibolito (HEINECK *et al.*, 2003). A Suíte<sup>11</sup> Ressaquinha constitui conjunto de rochas intrusivas (HEINECK *et al.*, 2003) que foram provisoriamente reunidas em um mesmo complexo por Viana (1991), Brandalise e Viana (1993) e Santos e Baltazar (2013). Reune litologias de composição granítica, granodiorítica a monzonítica e tonalítica a quartzodiorítica (BRANDALISE; VIANA, 1993; VIANA, 1991; SANTOS; BALTAZAR, 2013). Ainda segundo Viana (1991), sua cartografia é complexa tanto pela descontinuidade de afloramentos quanto pelo intenso intemperismo imposto aos seus litotipos. A Suíte Alto Maranhão é composta por granitos, tonalitos, migmatitos e granodioritos (HEINECK *et al.*, 2003) que também são reunidos a partir de diversos corpos intrusivos (SILVA; BALTAZAR, 2013; SANTOS; BALTAZAR, 2013).

Rochas metassedimentares compostas pelo Supergrupo Rio das Velhas e Grupo São João Del Rei apresentam-se com menor expressão espacial. O Supergrupo Rio das Velhas compreende sucessão *greenstone belt*<sup>12</sup>, constituído por rochas metavulcânicas (komatiitos, basaltos, vulcanoclásticas) e metassedimentos, incluindo formações ferríferas e carbonatos (ALKMIM, 2004). O Grupo São João Del Rei segundo Heilbron *et al.* (2004) vem sendo correlacionado ao Supergrupo Espinhaço. De acordo com Pedrosa-Soares *et al.* (1994) e Heineck *et al.* (2003), é composto da base para o topo pelas Formações Tiradentes, Carandaí e Prados. A Formação Tiradentes é constituída de quartzito, metaglomerado e metassiltito, com cerca de 750 m de espessura. A Formação Carandaí é composta por diamictitos. E por último, a Formação Prados chega a 1200 m de espessura, sendo constituída por filitos, siltitos e carbonato xisto, com intercalações da Fácies Barroso, composta por calcários e pelitos.

---

<sup>10</sup> TTG: tonalítico-trondjemítico-granodiorito (SANTOS *et al.* 2001).

<sup>11</sup> Suíte: unidade litoestratigráfica formal, constituída pela associação de diversos tipos de uma classe de rocha intrusiva ou metamórfica de alto grau, discriminados por características texturais, mineralógicas ou composição química. As suítes intrusiva e metamórfica consistem de duas ou mais unidades de rochas ígneas ou de alto grau de metamorfismo, respectivamente, compatíveis com o nível hierárquico de formação (MINEROPAR, 2013).

<sup>12</sup> *Greenstone belt*: cinturão de rochas verdes, comuns em áreas arqueanas, representado por sequências vulcano-sedimentares, com rochas de composição diversa, intercaladas em terrenos granito-gnáissicos. Representam, em grande parte, restos de crosta oceânica (DUSSIN, 2012).

O extremo norte da área de estudo é compreendido pelo Complexo Monsenhor Isidro (HEINECK *et al.*, 2003). Segundo Raposo (1991), é constituído por rochas metaultrabásicas (serpentinóis e esteatitos) e metabásicas (anfíbolitos) intimamente associadas a gnaisses tonalito-trochjemíticos, ocorrendo, ainda que de forma subordinada, xistos, formações ferríferas e quartzitos.

Na província Mantiqueira, predominam os complexos Piedade e Juiz de Fora. O Complexo Piedade é constituído de ortognaisses TTG, com frequentes intercalações de supracrustais e, localmente, ortognaisses do embasamento mesoarqueano (HEINECK *et al.*, 2003). O Complexo Juiz de Fora é composto predominantemente de gnaisses enderbíticos, charnockitos e tonalitos (BRANDALISE; VIANA, 1993; HEINECK *et al.*, 2003; NOCE *et al.* 2003).

Rochas dos complexos Paraíba do Sul, Quirino e Grupo Dom Silvério apresentam-se com menor expressão espacial. O Complexo Paraíba do Sul é constituído por uma diversidade de litologias correspondendo a paragnaisse, kinzingito, metagrauvaca, xisto, quartzito, rocha calcissilicática, mármore e anfíbolito (HEINECK *et al.*, 2003). O Complexo Quirino exhibe granito e granodiorito foliados com autólitos quartzodioríticos. O Grupo Dom Silvério é composto por xisto e quartzito ferruginoso (HEINECK *et al.*, 2003). Em escala de maior detalhe, Raposo (1991) averiguou que essa litologia compreende quartzomicaxisto e micaxisto com plagioclásio, em geral, apresentando quartzo em proporções elevadas (40 a 60%).

Em diferentes porções das duas províncias, São Francisco e Mantiqueira, ocorrem diversos corpos de rochas intrusivas de tamanhos variados (HEINECK *et al.*, 2003), alguns apresentando distintos graus de gnaissificação (BRANDALISE; VIANA, 1993; RIBEIRO *et al.*, 2003a). Esses são compostos por granitos, tonalitos, granodioritos, migmatitos, gabros, gnaisses, metadioritos (HEINECK *et al.*, 2003). Além desses, sienitos são encontrados apenas na província Mantiqueira (BRANDALISE; VIANA, 1993; RIBEIRO *et al.* 2003b). Os granitos têm sido relatados na literatura (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; SALGADO *et al.*, 2014) como mais resistentes frente aos gnaisses e migmatitos, ocupando inclusive frentes escarpadas e divisores hidrográficos que separam bacias oceânicas de interioranas. Essa característica

representa significativa importância para esse trabalho, uma vez que os divisores e escarpas na área de estudo são constituídos predominantemente por essas rochas (granitos, gnaisses e migmatitos).

Eventos do Mesozoico estão representados por diques de gabro e basalto/diabásio, enquanto do Cenozoico nas porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira por coberturas detrítico-lateríticas cobrindo topos e encostas não muito íngremes. Depósitos quaternários recobrem extensas áreas com sedimentos aluvionares (BRANDALISE; VIANA, 1993).

Na escala apresentada pelo mapa geológico (FIG. 2.4) as estruturas que predominam são representadas por falhas de empurrão<sup>13</sup> ou zonas de cisalhamento<sup>14</sup> de direção NE-SW a NNE-SSW e E-W, falhas transcorrentes<sup>15</sup> ENE-WSW e falhas ou fraturas NW-SE. Entretanto, no que concerne às falhas mapeadas como transcorrentes há divergências entre trabalhos realizados em diferentes escalas e momentos (HEINECK *et al.*, 2003; SANTOS; BALTAZAR, 2013; SILVA; BALTAZAR, 2013; RIBEIRO *et al.* 2003b). Algumas dessas foram designadas por Ribeiro *et al.* (2003b), Santos e Baltazar (2013) e Silva e Baltazar (2013) como falhas transtensivas<sup>16</sup>, exibindo diferentes mergulhos entre si. Compreendem duas extensas falhas paralelas sobre o Grupo São João Del Rei que convergem próximo ao Complexo Monsenhor Isidro, sendo denominadas por Saadi (1991) como “Descontinuidade Crustal<sup>17</sup> do Alto Rio Grande”. Segundo o autor, essa separa o Cráton do São Francisco da Província Mantiqueira, tendo identificado na área vários grabens (estruturas transtensivas) e um alto estrutural (estrutura transpressiva<sup>18</sup>). As demais falhas transcorrentes a SE foram mapeadas em

---

<sup>13</sup> Falha de empurrão: são falhas inversas que ocorrem nas zonas de grande encurtamento e espessamento crustal, e cujos ângulos de mergulho do plano de falha se aproximam da horizontal. Falha inversa: é aquela no qual o bloco superior se desloca sobre o bloco inferior, típica de áreas contracionais (BRITO NEVES, 2011).

<sup>14</sup> Zonas de cisalhamento: são domínios crustais definidos como zonas planares ou curvoplanares onde se concentra alta taxa de deformação, que são relativamente longas em relação à sua largura e estão circundadas por rochas que mostram um estágio bem inferior de deformação. Essas zonas podem ser sub-divididas em três tipos: (i) dúcteis, onde o estágio de deformação varia continuamente de parede a parede através da zona; (ii) rúpteis/frágeis ou zonas de falhas, onde as paredes são separadas por uma descontinuidade ou superfície de fratura; e (iii) vários casos/tipos combinando essas feições geométricas em diferentes proporções (BRITO NEVES, 2011).

<sup>15</sup> Falhas transcorrentes ou de rejeito direcional: tem movimentos relativos horizontais ou sub-horizontais. Possuem alto ângulo de mergulho, geralmente vertical ou sub-vertical (HASUI, 2012).

<sup>16</sup> Falha transtensiva: falha transcorrente que envolve esforços distensivos (HASUI, 2012).

<sup>17</sup> Descontinuidade crustal: são cinturões de cisalhamento que apresentam evidências de reativação ou da manutenção da atividade tectônica durante o Cenozoico (SAADI, 1991).

<sup>18</sup> Falha transpressiva: falha transcorrente que envolve esforços compressivos (HASUI, 2012).

detalhe como falhas indiscriminadas, inferidas e aproximadas, exibindo diferentes mergulhos entre si (VIANA, 1991; RIBEIRO *et al.* 2003b). Para efeito dessa caracterização manteve-se aqui as informações contidas em Heineck *et al.* (2003), no mapa regional impresso e tabela de atributos fornecida junto com o mesmo (FIG. 2.4).

## **2.4 GEOMORFOLOGIA ATUAL**

A área de estudo, segundo Valverde (1958), encontra-se sobre o planalto da Mantiqueira que forma estruturalmente vasta superfície em que as camadas de rochas podem tomar mergulhos e direções diversas, mas no conjunto formam um arqueamento convexo para o alto. De acordo com o autor, chama a atenção os principais aspectos do relevo caracterizados por alinhamentos de cristas e uma superfície deprimida no interior da região. As direções das cristas são francamente WSW-ENE, e à medida que se vai em direção a norte vão passando para SSW-NNE. Considera-se que a regressão da atual Serra da Mantiqueira, em direção a NW, se deve ao aproveitamento de fraturas NW-SE que foram aproveitadas pelos afluentes da margem esquerda do rio Paraíba do Sul, entre eles o rio Pomba.

O Projeto Radam Brasil elaborou proposta de mapeamento geomorfológico no qual a área de estudo, segundo Gatto *et al.* (1983), se encontra inserida no interior de quatro unidades geomorfológicas (FIG. 2.5): (i) Planalto de Andrelândia, (ii) Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé, (iii) Unidade Serranias da Zona da Mata Mineira e (iv) Unidade Planalto de Campos das Vertentes. Algumas são subdivididas ainda em áreas com dissecação fluvial marcadas por controle estrutural (de) e outras sem controle estrutural (dh). Essas unidades foram definidas a partir de arranjo de formas do relevo fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelados, decorrentes de uma evolução comum.

De acordo com Gatto *et al.* (1983), o Planalto de Andrelândia é composto de maneira geral por colinas de topos convexos a tabulares, intercaladas por cristas alongadas e geralmente assimétricas. É elaborado predominantemente sobre as rochas metassedimentares do Grupo São João Del Rei. A Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé é constituída por relevo escalonado com cotas variando entre 100 e 700m. Apresenta morfologia muito relacionada ao controle climático, dissecada pelas bacias dos rios Pomba e Muriaé. A

unidade Serras da Zona da Mata Mineira exibe relevo de elevada altitude, alicerçado sobre granulitos, charnoquitos e migmatitos. É marcada por escarpas adaptadas a falhas, sulcos estruturais, grandes linhas de cumeada e cristas alinhadas que indicam a direção dos dobramentos e falhamentos. O Planalto de Campos das Vertentes compreende relevo com diversidade de feições e intensamente dissecado em formas mamelonares e de cristas, resultando em paisagem característica de “mares de morros”.

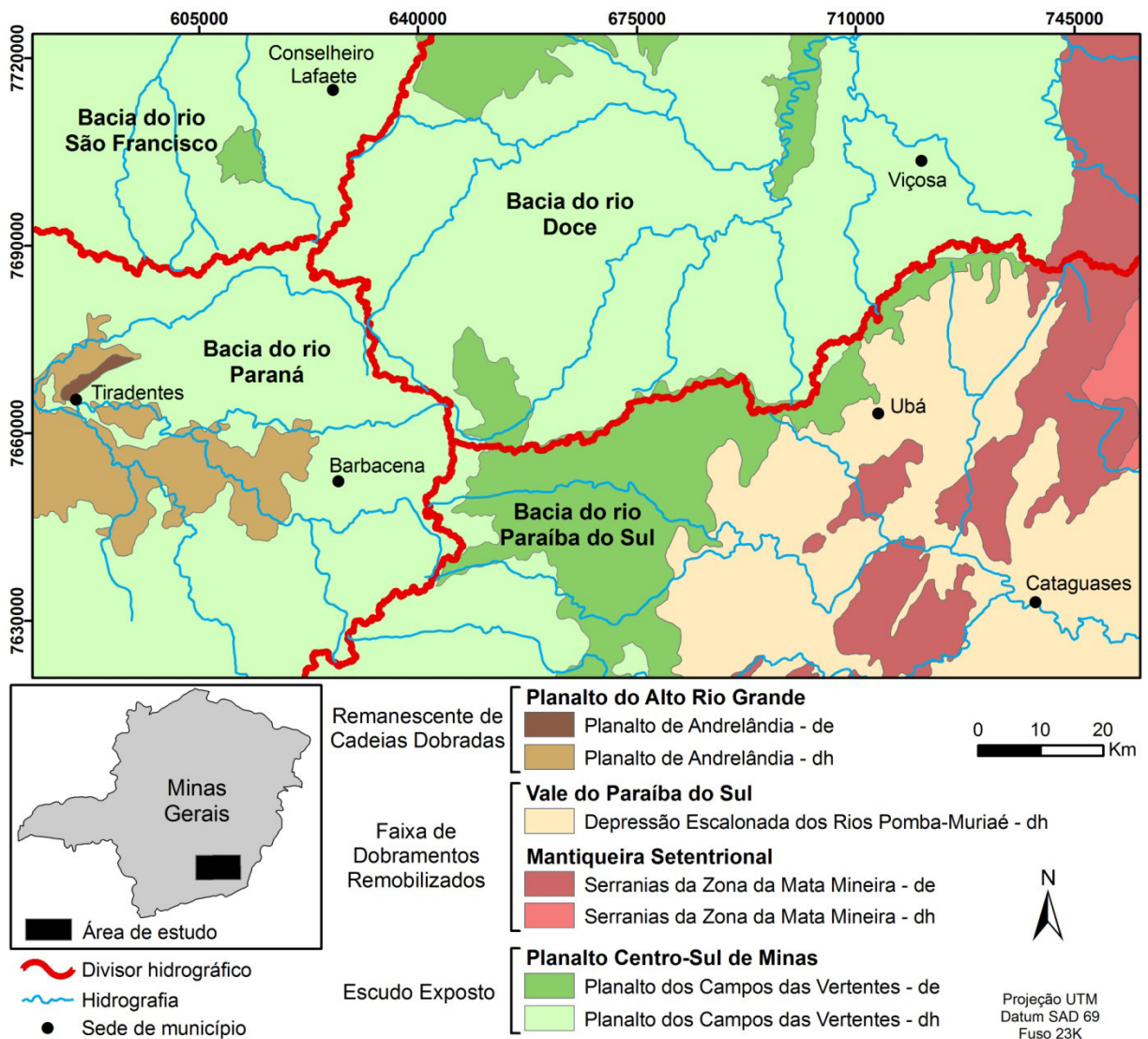


FIGURA 2.5 - Mapa geomorfológico da área de estudo com base na proposta do Projeto Radam Brasil. (de) dissecação estrutural; (dh) dissecação homogênea.

Fonte: adaptado de Gatto *et al.* (1983).

Na mesma área, Cherem (2012) identificou três grandes degraus (FIG. 2.6). O primeiro constituído pelas bacias dos rios São Francisco e Paraná situa-se em nível mais elevado, o



segundo pela bacia do rio Doce em nível intermediário e o terceiro pela bacia do rio Paraíba do Sul no nível mais rebaixado. Entre as bacias dos rios São Francisco e Doce esses exibem escarpa de cerca de 250 m de altura e entre as bacias dos rios Paraná e Doce cerca de 400 m. Dividindo a bacia do Paraná com o Paraíba do Sul ocorre uma escarpa com ~300 m. E, por último, entre a bacia do rio Doce e Paraíba do Sul uma escarpa de aproximadamente 400 m.

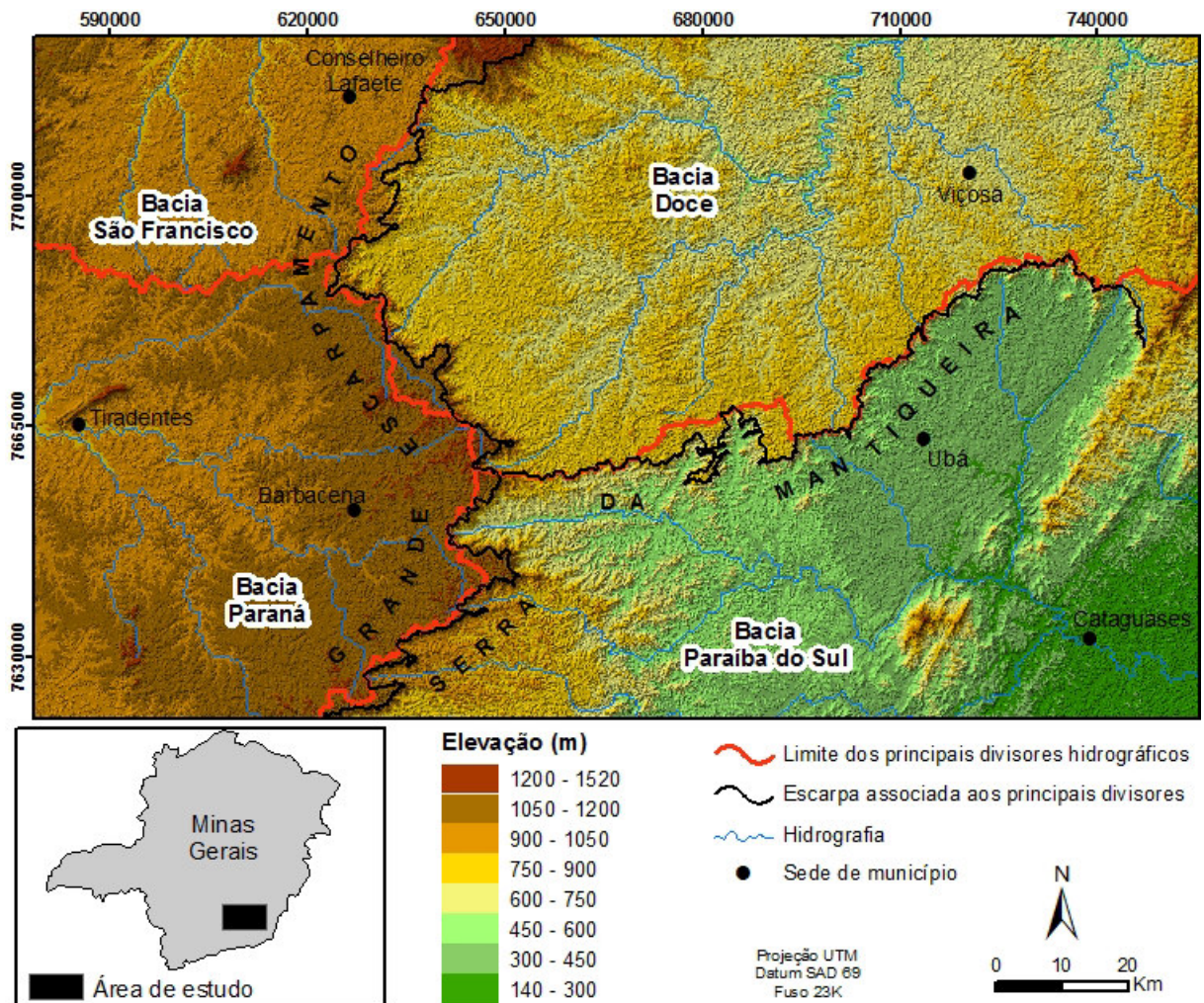


FIGURA 2.6 - Degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais. Limites das escarpas associados aos principais divisores.

Os degraus identificados por Cherem (2012) (FIG. 2.6) são separados entre si por escarpas (FIG. 2.4 - perfis) que não são evidenciadas no mapeamento do Projeto Radam Brasil (FIG. 2.5). Essas constituem uma das principais feições de destaque na área de estudo, cuja organização se faz considerando, em grande parte, os limites das bacias hidrográficas. Tal fato mostra a necessidade de um mapeamento específico para a área cuja compartimentação inclua e caracterize esses elementos.

## **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **3.1 INTRODUÇÃO**

Esse capítulo tem o objetivo de apresentar os procedimentos e materiais utilizados durante a elaboração dessa pesquisa, que constou de análise nas escalas do regional ao local através de representação em planta e perfil. Os procedimentos utilizados são descritos a seguir: (i) revisão bibliográfica e de base cartográfica; (ii) confecção de modelos digitais de elevação; (iii) elaboração de compartimentação geomorfológica; (iv) realização de trabalhos de campo; (v) confecção de seções geológicas regionais simplificadas; (vi) análise de lineamentos; (vii) confecção de perfis em varredura; (viii) avaliação da espacialidade da dissecação do relevo e de incisão de rede hidrográfica; (ix) análise da organização, funcionalidade e dinâmica da rede hidrográfica atual; (x) análise da configuração espacial dos divisores hidrográficos; ; e (xi) integração dos resultados na perspectiva multiescalar. A sequência adotada nesse estudo pode ser visualizada de forma resumida nas FIG. 3.1 e 3.2.

### **3.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E BASE CARTOGRÁFICA**

A revisão bibliográfica consistiu na consulta de materiais como suporte teórico-metodológico, para consulta e confecção de material cartográfico e de trabalhos para diálogo com os resultados obtidos. Esses materiais constaram de literatura acerca da evolução do relevo e da drenagem adjacente a margens passivas, evolução mesocenoica do sudeste brasileiro, rearranjos e anomalias de drenagem<sup>19</sup>, morfoestrutura<sup>20</sup>, morfotectônica<sup>21</sup> e levantamento de trabalhos referentes à geologia e geomorfologia da região. A revisão de literatura possibilitou reconhecer os eventos que funcionaram como marcadores geológicos e geomorfológicos para reconstituição da evolução da rede hidrográfica regional mesocenoica.

---

<sup>19</sup> Anomalias de drenagem: são desvios locais da drenagem em relação à rede hidrográfica regional e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais (HOWARD, 1967).

<sup>20</sup> Morfoestrutura: é termo utilizado quando as principais características do relevo demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural (SAADI, 1991).

<sup>21</sup> Morfotectônica: é o termo utilizado quando a elaboração das formas ou paisagens se processa sob controle tectônico ativo. A análise morfotectônica é entendida também como um processo para compreender a atividade neotectônica a partir das formas e feições por ela controladas (SAADI, 1991).

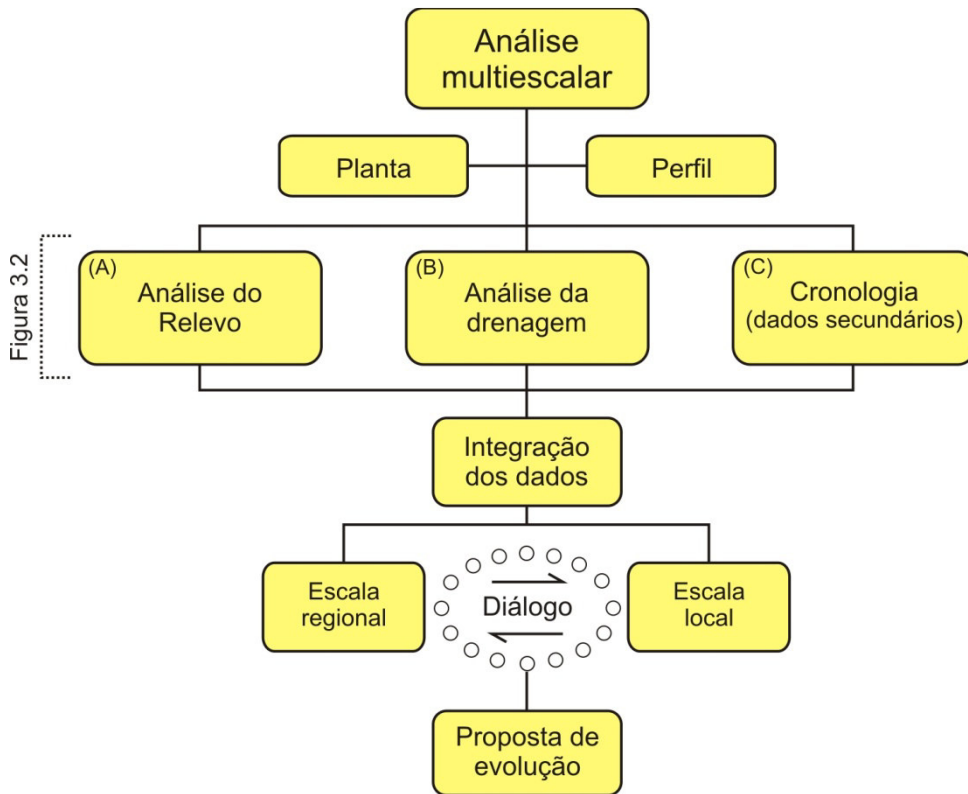


FIGURA 3.1 - Sequência metodológica geral da pesquisa.

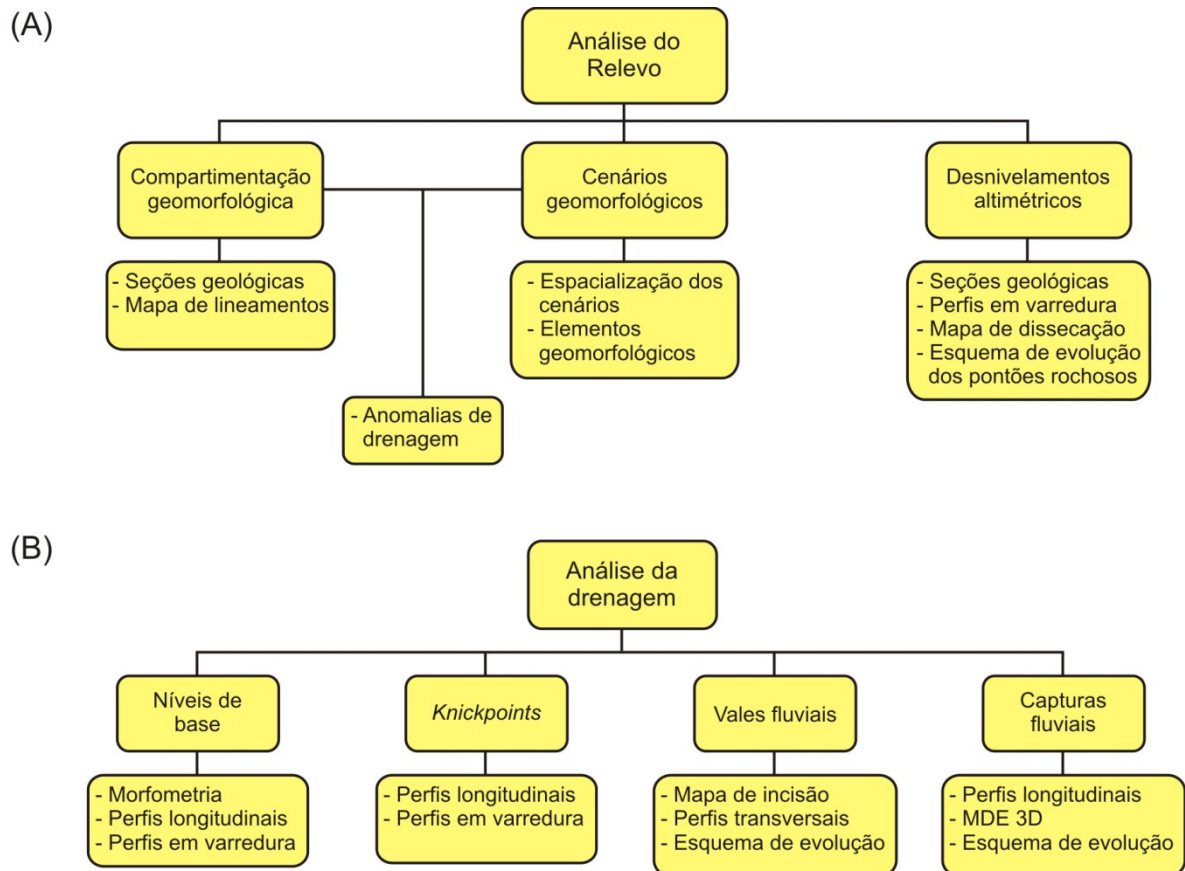


FIGURA 3.2 - Sequência metodológica específica da pesquisa.

O material cartográfico constou da consulta a diferentes temas e espacialidades: (i) mapas e cartas geológicas nas escalas 1:1.000.000, 1:250.000 (FIG. 3.3) e 100.000 (FIG. 3.4); (ii) mapa geomorfológico do Projeto Radam Brasil; (iii) imagens Aster com resolução de 30 metros; (iv) cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) na escala 1:50.000 (FIG. 3.5); (v) imagens de satélite de alta resolução do Google *Earth Pro*; e (vi) imagens do projeto Topodata com resolução de 30 metros, compostas por elevação numérica (ZN), curvatura vertical (VN), curvatura horizontal (HN), declividade (SN) e a densidade de drenagem (DD). Esses materiais possibilitaram a compilação de mapa geológico a partir de trecho extraído da área de estudo e confecção de: (1) modelo de elevação digital do terreno (MDE) com hipsometria; (2) mapa de compartimentação geomorfológica; (3) perfis transversais, longitudinais e de varredura; (4) mapa de dissecação do relevo e de incisão dos vales fluviais; e (5) elaboração de esquema de evolução dos vales fluviais.

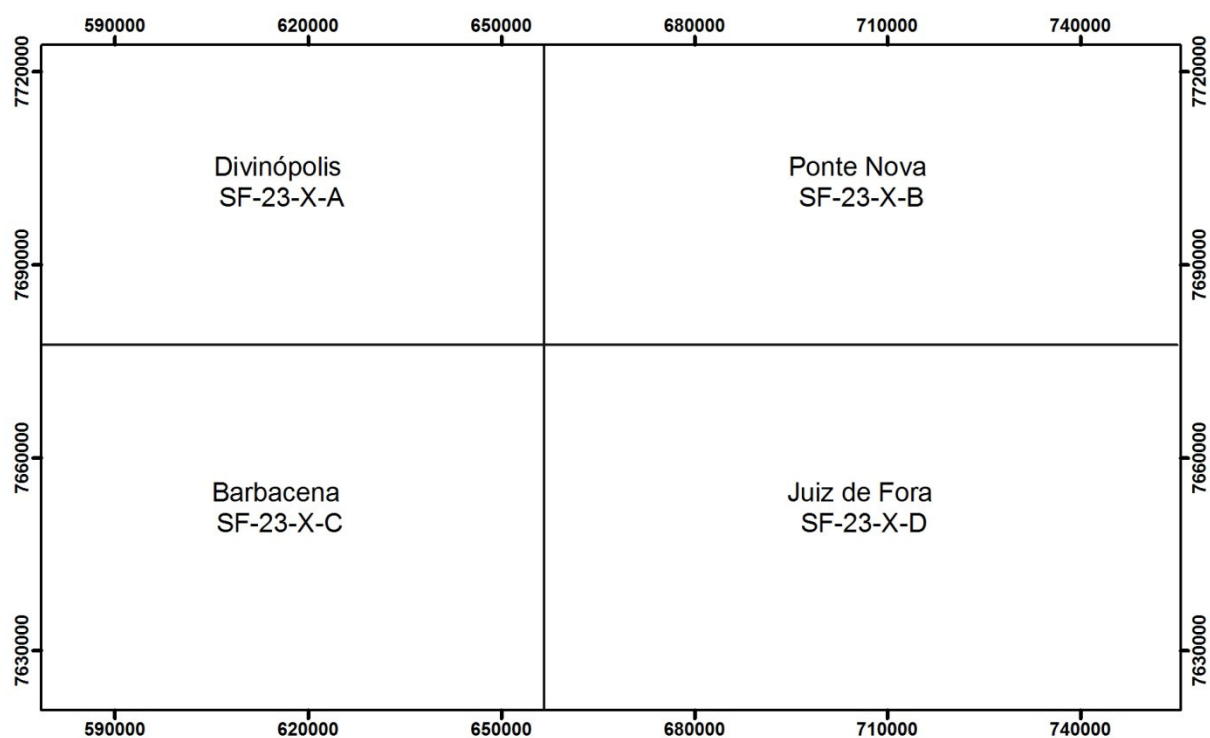


FIGURA 3.3 - Articulação das cartas geológicas da CPRM na escala 1:250.000.

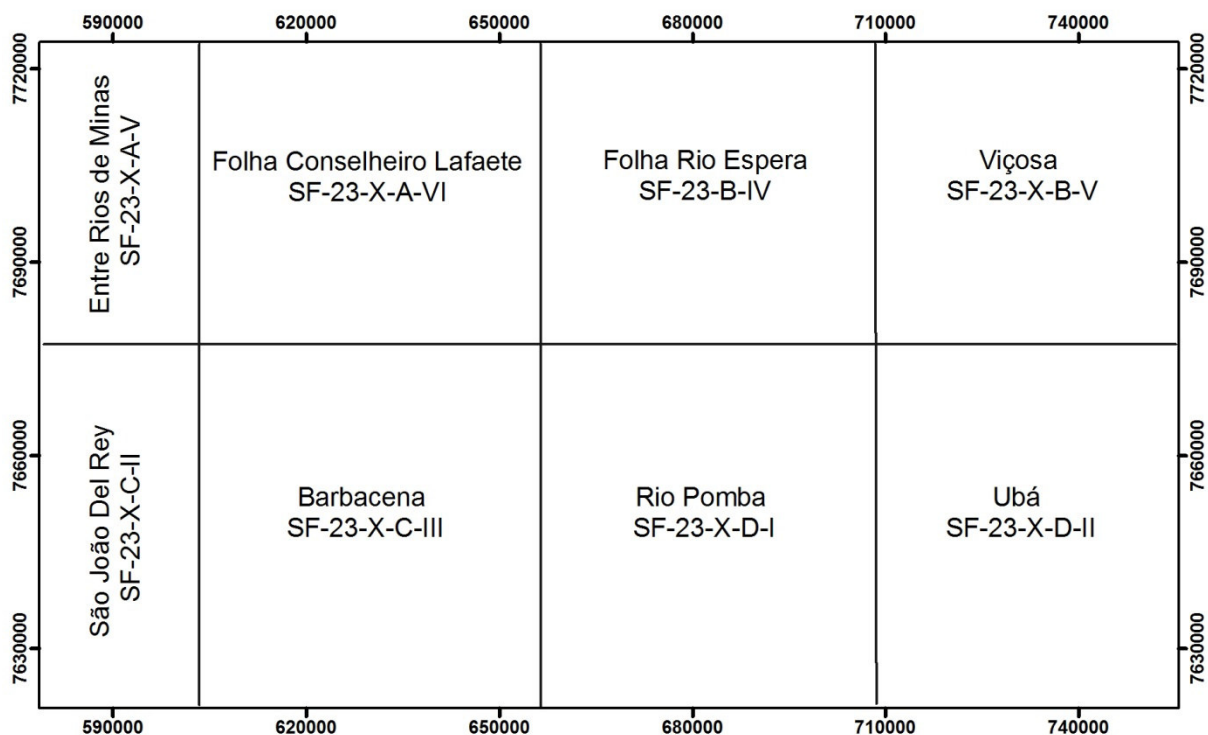


FIGURA 3.4 - Articulação das cartas geológicas da CPRM e CODEMIG na escala 1:100.000.

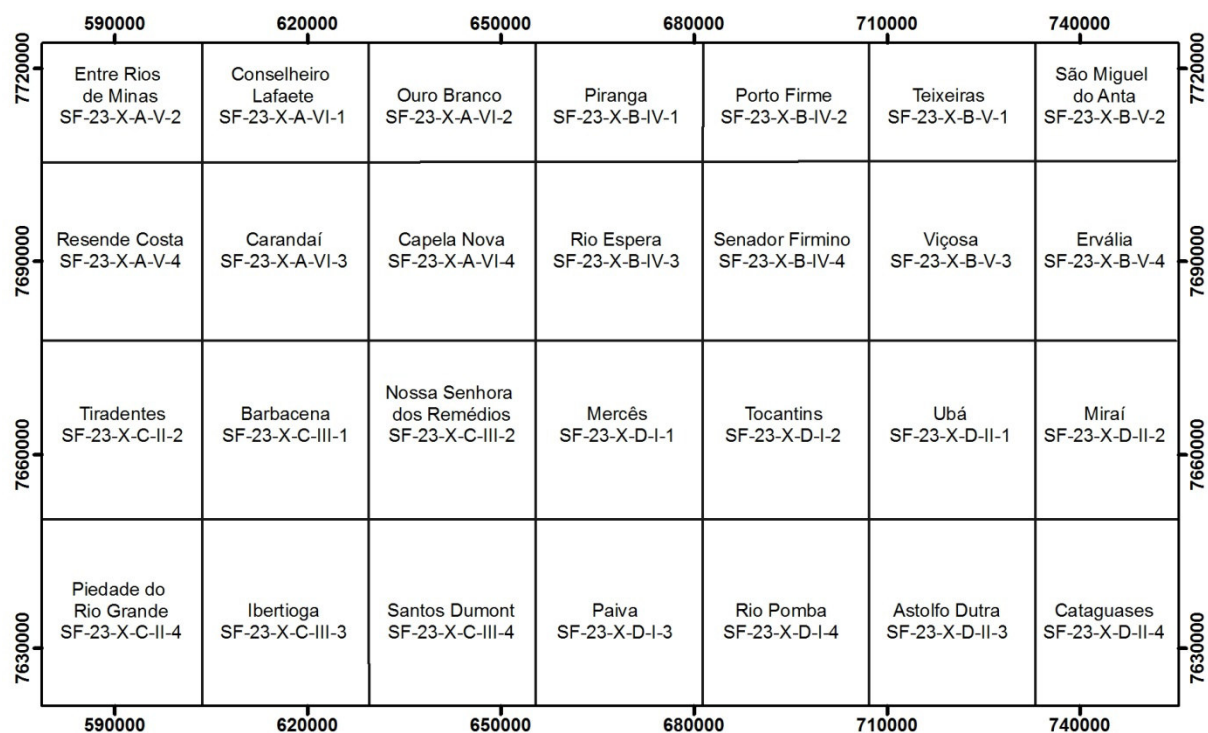


FIGURA 3.5 - Articulação das cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000.

A geologia utilizada para compilação dos mapas regionais foi proveniente do convênio CPRM e CODEMIG, na escala 1:1.000.000. Nos capítulos iniciais (2 e 4) esses mapas foram produzidos segundo Heineck *et al.* (2003), enquanto nos capítulos finais (5 e 6) foram

confeccionados a partir de CPRM e CODEMIG (2014). Isso ocorreu devido a publicação mais recente (CPRM e CODEMIG, 2014) durante o desenvolvimento desse trabalho, contendo as unidades litológicas, desse mapa, recorte espacial e classificação mais próximo da escala 1:100.000, justificando sua utilização. Os mapas baseados na versão de 2003 não foram substituídos em decorrência das interpretações iniciais realizadas sobre ele e já publicadas em artigo (MARENT; VALADÃO, 2015) que corresponde ao capítulo 4 de compartimentação geomorfológica. Foram utilizadas ainda, para análise das estruturas, os mapas geológicos na escala 1:250.000 e 1:100.000. A escala 1:100.000 também foi necessária para verificação da litologia em análises de maior detalhe, enquanto que a 1:1.000.000 foi utilizada na compilação de perfis geológicos, longitudinais e de varredura.

### **3.3 MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E PRODUTOS DERIVADOS**

As cartas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000, foram empregadas para geração de MDE com hipsometria. Posteriormente, foram delimitados os limites das grandes bacias hidrográficas, São Francisco, Paraná, Doce e Paraíba do Sul no contexto do sudeste de Minas Gerais. Esses MDEs permitiram: (i) a exibição do conjunto do relevo, de modo a enfatizar determinado elemento da paisagem como os degraus topográficos; (ii) em conjunto com o mapa geológico e perfis geológicos avaliar o papel da litologia no controle de evolução da paisagem; (iii) identificar o controle estrutural em determinadas áreas; (iv) auxiliar na delimitação dos compartimentos geomorfológicos e; (v) na geração de mapa de lineamentos estruturais e seções topográficas.

### **3.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA**

A compartimentação teve como base a consulta a dados e informações disponíveis em mapas e cartas, apoiando-se, ainda, na literatura geológica e geomorfológica da área investigada. Trabalhos de campo, também, auxiliaram na definição dos limites estabelecidos para os compartimentos geomorfológicos reconhecidos e mapeados em gabinete. Os procedimentos para identificação e análise dos compartimentos geomorfológicos se basearam em adaptações dos trabalhos de Meis *et al.* (1982), Saadi (1991), Ferreira (2001) e Silva (2002). O critério para delimitação se baseou no desnivelamento altimétrico que,

segundo Meis *et al.* (1982), identifica as grandes feições do relevo remanescentes de blocos tectonizados e/ou associados à variação litoestrutural, bem como da apreciação de MDE. A análise foi realizada por meio da associação da compartimentação do relevo com as características litoestruturais, de modo a apresentar subsídios voltados para discussão de sua evolução. As características estruturais foram avaliadas através de seções altimétricas regionais, que evidenciam a organização topográfica e a relaciona ao arcabouço litoestrutural regional, análise prévia de anomalias de drenagem e segundo o mapa de lineamentos. Os compartimentos foram subdivididos em unidades menores, com os desníveis diferenciados em escarpa mais baixa, intermediária e mais elevada, conforme proposto por Saadi (1991), sendo respectivamente expressas nas amplitudes médias arbitradas como inferiores a 250 m, entre 250 e 500 m e superiores a 500 m.

### **3.5 TRABALHOS DE CAMPO**

Os trabalhos de campo foram realizados durante o período de 2014 a 2015 e se circunscreveram as áreas próximas às escarpas, situadas acima e abaixo delas. Esses serviram para reconhecimento da área, auxiliar na compartimentação geomorfológica e identificar elementos geológicos e geomorfológicos como: litologias que mais se destacaram nos divisores hidrográficos, anomalias de drenagem, depósitos sedimentares e feições relacionadas a processos de vertente. Essas investigações tiveram como finalidade principal caracterizar e descrever esses elementos relacionando-os a possíveis etapas de evolução do relevo. Alguns desses foram previamente mapeados através de cartas topográficas e imagens de satélite *Google Earth Pro*, enquanto outros, como depósitos sedimentares, foram identificados diretamente nos trabalhos de campo.

### **3.6 SEÇÕES TOPOGRÁFICAS REGIONAIS**

Seções topográficas regionais foram realizadas por meio de perfis transversais ao longo dos compartimentos geomorfológicos, constituídos pelos degraus escalonados, e dos principais divisores hidrográficos. Essas consistiram ainda de inserção da geologia que foi utilizada de modo a averiguar sua relação com a topografia. Ao longo dos capítulos essa inserção ocorreu de modo diferenciado procurando colocar em evidência os elementos necessários à

discussão. A associação entre o corte topográfico e geológico visa à identificação de rochas mais resistentes que imprimem um condicionamento sobre a evolução da paisagem, conforme proposto por Tricart *et al.* (1972). Segundo esses autores, o corte topográfico e litológico mostra uma sucessão de formações tenras e duras que destaca a influência do fator litológico, sendo as mais resistentes posicionadas em altimetrias mais elevadas em relação às menos resistentes que se situam em altitudes mais rebaixadas. A análise desses elementos auxiliou na identificação de características morfoestruturais da compartimentação geomorfológica e da organização e significado dos desnivelamentos altimétricos na área de estudo.

### **3.7 LINEAMENTOS**

Os lineamentos foram representados segundo os diferentes degraus topográficos, buscando identificar as direções estruturais preferenciais dentro de cada um deles e sua relação com rede de drenagem regional. Teve como base as propostas de Oliveira *et al.* (2009) e Andrades Filho e Fonseca (2009). A execução desse procedimento ocorreu utilizando-se de MDE sobre o qual foi gerado sombreamento do relevo com iluminações de azimutes 45°, 315° e 360°, sendo posteriormente traçados os lineamentos de cristas e fundos de vale. Esses foram utilizados para geração da frequência absoluta (FA) e comprimento absoluto (CA) no digrama de rosetas do *software* Spring 5.2.5 e analisados em conjunto com rede hidrográfica.

### **3.8 PERFIS EM VARREDURA**

Os perfis em varredura foram gerados ao longo de duas seções topográficas regionais transversalmente aos compartimentos geomorfológicos e dos principais cursos fluviais (exibidos em escala 1:1.000.000) que drenam em direção ao oceano, Doce e Pomba/Paraíba do Sul. Esses foram utilizados na investigação da organização e significado dos desnivelamentos altimétricos e da rede hidrográfica. Os perfis foram elaborados segundo técnica proposta por Meis *et al.* (1982), sendo utilizados em diversos trabalhos como Mello (1997), Mello *et al.* (2005), Silva (2002) e Silva (2012). De acordo com Meis *et al.* (1982) os perfis em varredura permitem a identificação das inclinações do relevo, ressaltando a



influência de variações na litologia ou de atividade tectônica, revelando a existência de blocos topográficos soerguidos, rebaixados, flexurados ou basculados. Os perfis ao longo dos cursos fluviais permitem ilustrar as relações entre as grandes formas do relevo regional e a rede hidrográfica. As seções topográficas permitiram ainda a identificação de desníveis altimétricos que foram relacionados à *knickpoints* nos perfis longitudinais para reconhecimento de indicativo de falhamentos, conforme proposto por Souza (1995).

A confecção desses materiais baseou-se na delimitação de faixas de 20 cm de largura na escala 1:50.000 que representa no terreno 10 Km de largura, ao longo das quais foram extraídas a localização dos pontos e suas respectivas altitudes referente a maior elevação e/ou as curvas de nível mais altas. Posteriormente, os dados foram tratados no *software* Excel 2007, onde foram gerados gráficos com a exibição das cotas altimétricas em função da extensão (em Km) no perfil. Para auxiliar na análise do comportamento topográfico dos perfis foram delimitadas no mapa geológico (1:1.000.000) faixas correspondes a 10 km de largura, recortadas e, posteriormente, montadas em uma mesma figura.

### **3.9 ESPACIALIDADE DA DISSECAÇÃO DO RELEVO E INCISÃO DA REDE HIDROGRÁFICA**

A dissecação do relevo ou rugosidade topográfica foi inicialmente utilizada em procedimentos de mapeamento geomorfológico do Projeto Radam Brasil, sendo proposta uma matriz com índices de dissecação (BARBOSA *et al.* 1984). Posteriormente, Ross (1992) baseado nos trabalhos desse projeto propôs novos valores para as classes dessa matriz com a mesma finalidade. Entretanto, esses procedimentos consistiam em técnicas manuais. Com o objetivo de criar uma ferramenta capaz de quantificar, classificar e delimitar as unidades de relevo de forma automática Sampaio (2008) elaborou um Índice de Concentração de Rugosidade (ICR). Esse adotou como referencial de análise a distribuição espacial da declividade (medidas indiretas da inclinação e do tamanho das vertentes), entendida como padrões de rugosidade, de modo que os níveis de dissecação do relevo pudessem mapeados de maneira uniforme em toda a área.

Os trabalhos de Souza e Sampaio (2010), Messias e Trovó (2013), Sampaio e Augustin (2014) e Bertolini (2015) aplicaram o ICR em diferentes áreas, sendo reconhecida sua eficácia para trabalhos geomorfológicos. Entretanto, na área de estudo sua aplicação apresentou inconsistências. Áreas reconhecidas em campo e no MDE caracterizadas por elevada dissecação apresentaram baixos índices de rugosidade. Essas contradições se repetiram por outras porções da área de estudo, de modo que o ICR não se apresentou como ferramenta adequada para espacializar o fenômeno de dissecação do relevo na área. Assim, foi elaborada nova metodologia para geração de mapa de dissecação do relevo que considera, sobretudo, a forma do terreno.

A proposta do mapa de dissecação foi desenvolvida a partir da metodologia contida em Manfré *et al.* (2015) para compartimentação do relevo regional. Essa empregou a base Topodata (INPE, 2011) e interpolação *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) para resolução de 30 metros. Para o processo de segmentação foi utilizada a elevação numérica (ZN), a declividade (SN), curvatura vertical<sup>22</sup> (VN), curvatura horizontal<sup>23</sup> (HN), e a densidade de drenagem (DD) (FIG. 3.6). O uso dessas informações segue o pressuposto da subdivisão do relevo natural e tenta tornar mais evidentes características topográficas (VALERIANO, 2003; VALERIANO; CARVALHO JÚNIOR, 2003). A segmentação foi executada conforme Dragut e Eisank (2012), baseada no processo de classificação OBIA (*Object-based Image Analysis*), ajustando fatores de forma e de compacidade para zero, eliminando, assim, os efeitos de quaisquer formas definidas sobre os objetos de imagem. Para preservar os parâmetros de análise, um fator de escala de 10 foi usado, permitindo a distinção de pequenas áreas homogêneas do relevo. A elevação é elemento base a partir do qual são obtidas as demais variáveis geomorfológicas. Na classificação a declividade foi considerada como primeiro nível de acordo com as classes definidas pelo IBGE (2009), até 8% baixa, entre 8 e 20% intermediária, entre 20 e 45% elevada e acima de 45% muito elevada. Para o segundo nível foram definidas classes de acordo com a orientação da curvatura horizontal (côncava ou convexa). Para o terceiro nível, a curvatura vertical foi utilizada para a redefinição das classes finais, também de acordo com sua orientação (côncava ou convexa).

---

<sup>22</sup> Curvatura vertical: a curvatura vertical expressa o formato da vertente quando observada em perfil.

<sup>23</sup> Curvatura horizontal: a curvatura horizontal expressa o formato da vertente quando observada em projeção horizontal (VALERIANO, 2008).

No decorrer desse trabalho, essa proposta foi utilizada com sucesso em parceria com Dutra (2016) na execução de mapa de dissecação para o estado de Minas Gerais. Esse mapa exibiu áreas mais e menos dissecadas de acordo com o previamente reconhecido em diferentes partes do estado, o que indicou sua confiabilidade para a proposta pretendida. O mapa de dissecação por utilizar as curvaturas vertical e horizontal tem a eficácia de exibi-la segundo os vales fluviais, que apresenta significativas possibilidades de desenvolvimento de produtos derivados.

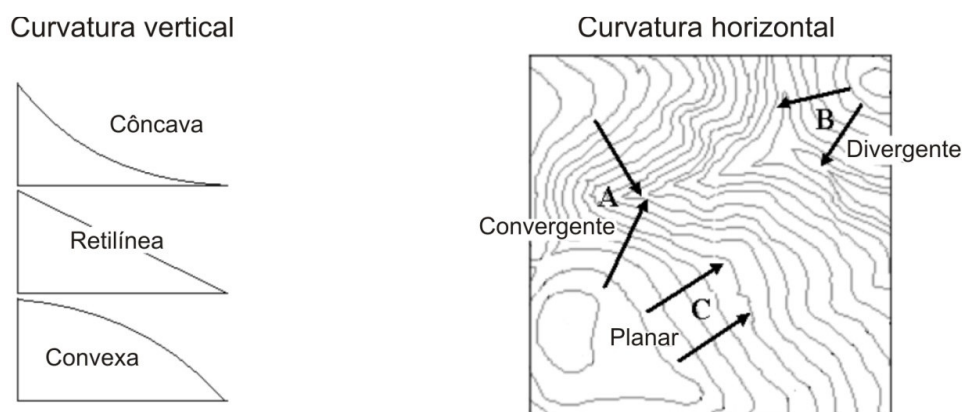


FIGURA 3.6 - Exibição da curvatura vertical (em perfil) e horizontal (em planta).  
Fonte: Valeriano (2008).

Uma vertente, geralmente, é composta de uma porção côncava e outra convexa, com um segmento retilíneo que une essas duas, estabelecendo uma conexão dinâmica entre o interflúvio e o talvegue. A curvatura vertical expressa a forma da vertente quando observada em perfil, tendo-se uma percepção do caráter do terreno (VALERIANO, 2008). Dessa forma, a curvatura vertical da vertente pode ser entendida como o resultado da incisão do canal fluvial durante a abertura de seu vale. A produção de um mapa de incisão vertical dos vales fluviais associada a técnicas cartográficas permitiram gerar esquema preliminar de evolução dos vales entre compartimentos. Esse mapa foi compilado empregando a metodologia usada no procedimento anterior (dissecação do relevo), porém, utilizando as seguintes variáveis: curvatura vertical, declividade e densidade de drenagem. Nesse procedimento, a curvatura vertical foi segmentada em porção côncava e convexa de acordo com a declividade. Essa, nesse caso, foi definida segundo as classes do IBGE (2009), até 8% baixa, entre 8 e 20% média, acima de 20% alta. Contudo, o segmento retilíneo não foi exibido, uma vez que as concavidades e convexidades das vertentes se apresentaram adequadas para a execução da

análise. Além disso, o segmento retilíneo iria gerar um excessivo grau de detalhamento, poluindo visualmente o mapa de incisão dos cursos fluviais e prejudicando a análise pretendida.

O mapa de incisão dos vales fluviais forneceu visão em planta de manchas homogêneas de áreas mais e menos dissecadas segundo suas porções côncavas e convexas, na qual foram selecionados diferentes domínios geomorfológicos. Esses domínios, espacializados em planta, foram selecionados como áreas representativas dos distintos estágios em escala local ao que os vales fluviais estiveram submetidos ao longo da evolução regional da área. Nessas porções representativas desses domínios cada segmento (côncavo/convexo) foi medido nas diferentes declividades e organizado juntamente com as amplitudes médias dessas porções em perfil representativo. A sequência de perfis produzidos ao longo dos domínios geomorfológicos demonstrou uma evolução ao longo do tempo e espaço dos vales fluviais na área de estudo.

### **3.10 ORGANIZAÇÃO, FUNCIONALIDADE E DINÂMICA DA REDE HIDROGRÁFICA**

A organização da rede hidrográfica foi analisada com o objetivo de se determinar quantitativamente e qualitativamente a sua funcionalidade e dinâmica. As principais bacias hidrográficas que drenam a área investigada foram analisadas quanto a sua dimensão, amplitude, extensão dos canais principais, presença de rupturas, níveis de base e controle litológico. A dimensão, amplitude e extensão dos canais principais das bacias foram analisadas procurando reconhecer as características relacionadas ao seu potencial denudacional. Perfis longitudinais foram elaborados a partir de cartas topográficas na escala 1:50.000 de modo a identificar desníveis nos cursos fluviais e níveis de base locais. Esses desníveis foram espacializados de forma que, quando alinhados entre os diferentes canais, pudessem ser associadas a falhamentos. Nesse sentido, procurou-se ainda relacioná-las a rupturas topográficas segundo procedimento executado por Souza (1995) na compartimentação morfotectônica do rio Doce. Sobre esses perfis foram ainda exibidas litologias para análise do controle do substrato rochoso. A análise conjunta desses elementos possibilitou reconhecer a funcionalidade e dinâmica da rede hidrográfica frente

ao cenário a que está inserida, tendo auxiliado também na reconstrução de suas principais etapas evolutivas.

### **3.11 CONFIGURAÇÃO ESPACIAL DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS**

A configuração espacial dos divisores hidrográficos ao longo dos degraus foi investigada de modo a identificar e espacializar os diferentes cenários geomorfológicos, segundo sua representatividade e semelhança de forma a reconhecer os principais elementos com implicações para a evolução das escarpas. Esses cenários foram classificados segundo: dimensão dos vales suspensos (FIG. 3.7 e 3.8), posição do vale suspenso em relação à escarpa<sup>24</sup> e controle estrutural evidente. A identificação inicial desses cenários foi realizada a partir de análise da dimensão dos vales suspensos no mapa de compartimentação geomorfológica e MDE. A partir das áreas selecionadas, os elementos principais foram reconhecidos através de cartas topográficas e imagens de satélite Google *Earth Pro*. Esses elementos reconhecidos foram: drenagens, linhas de cumeada, pontos cotados, depósitos aluviais correspondentes a planícies de inundação, escarpa, *knickpoints*, vales suspensos, afloramentos rochosos, movimentos de massa, inflexões de drenagem, rupturas de relevo alinhadas e sede de município. Em trabalho de campo, novos elementos foram identificados, como: estrangulamentos de drenagens (FIG. 3.9), níveis deposicionais, afloramentos rochosos e *knickpoints* (FIG. 3.8). Esse conjunto de dados, levantados por análise cartográfica e trabalhos de campo, sobre carta topográfica foi transferido à mão para papel vegetal que foi georreferenciado e posteriormente vetorizado no *software* Corel Draw. Com os mapas dos cenários geomorfológicos produzidos foi realizada a sua interpretação.

### **3.12 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS NA PERSPECTIVA MULTIESCALAR**

Essa etapa consistiu da integração e compatibilização de dados de natureza diversa, como geológicos e geomorfológicos, analisados em planta e perfil em diferentes escalas espaciais (do regional ao local). Esses dados foram interpretados de forma a estabelecer um

---

<sup>24</sup> A posição do vale suspenso em relação à escarpa se refere à sua localização topográfica. Apesar desses vales, geralmente, se encontrarem situados em nível superior em relação à outra superfície, ocorre ainda à situação de forma excepcional do vale suspenso situar-se entre duas escarpas (acima e abaixo).

ordenamento linear dos fatos, sendo relacionados a dados geocronológicos secundários, e pudesse consistir numa evolução de longo-termo. Essa cronologia envolveu as seguintes temáticas: taxas de denudação por isótopos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ), idades por traço de fissão de apatita, luminescência opticamente estimulada (LOE), idade do manto de intemperismo ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), eventos tectônicos intraplaca e sedimentação e magmatismo registrado nas bacias sedimentares oceânicas. Esses dados geocronológicos secundários também foram utilizados ao longo do trabalho no auxílio a interpretação de porções da área em escala local, e, portanto de menor amplitude temporal.

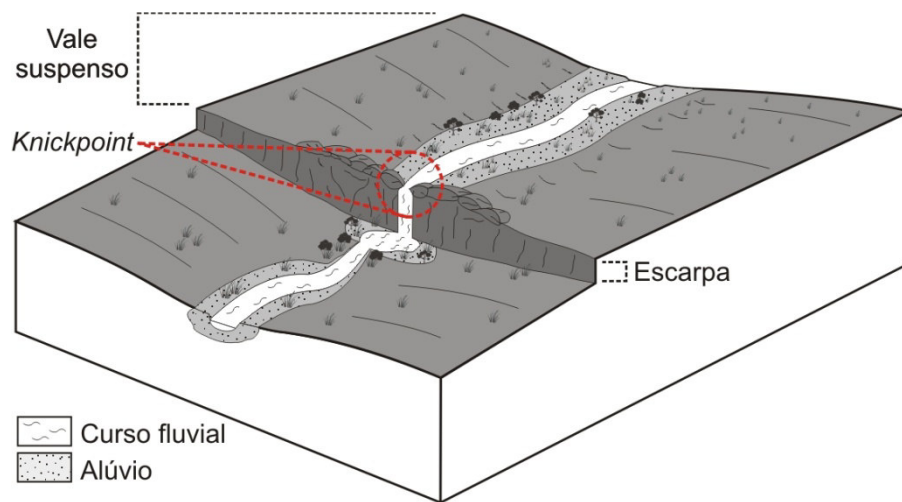


FIGURA 3.7 - Esquema representativo de vale suspenso, escarpa e *knickpoint*.



FIGURA 3.8 - Recorte de carta topográfica que exhibe em destaque vales suspensos e *knickpoints*.

Fonte: adaptado da carta topográfica do IBGE (1976) referente à folha Santos Dumont, escala 1:50.000.



FIGURA 3.9 - Recorte de carta topográfica que exhibe em destaque estrangulamento de drenagem.

Fonte: adaptado da carta topográfica do IBGE (1976) referente à folha Santos Dumont, escala 1:50.000.

A aplicação dos procedimentos em mais de uma escala representou um problema a ser superado. A geomorfologia se preocupa com as características do relevo sob a ótica de uma diversidade de escalas. Embora a divisão dessas escalas em termos espaciais seja uma questão importante nos estudos geomorfológicos, segundo Summerfield (1991), Kohler (2002), Huggett (2003) e Barros (2013), nesse trabalho não foi uma preocupação defini-las segundo referencial teórico. Entretanto, durante sua execução foi verificado que sem essa divisão não seria possível avançar no seu desenvolvimento. Na medida da construção dessa pesquisa foi verificada a necessidade de se abordar três (03) escalas de análise, estabelecer espacialidade para cada uma, bem como diálogo entre elas. Para essas foram criadas três categorias dimensionais que visam atender as especificidades desse trabalho, na presente área de estudo:

- Regional: é a área que responde pela diferenciação entre bacias costeiras e do interior continental, marcada pelo degrau do Grande Escarpamento.
- Sub-regional: compreende os degraus no interior desses compartimentos (oceânico e continental) respondendo pelos condicionantes relacionados à suas configurações e variabilidades.
- Local: porções de maior detalhe que envolvem desde capturas fluviais junto aos escarpamentos até feições de escala de vertente, como formações superficiais.

Embora se perceba no cenário geomorfológico três escalas, por vezes essas se confundem e superpõe. A análise em distintas escalas espaciais foi uma tentativa de trazer um melhor entendimento da evolução da rede hidrográfica na área, através da identificação dos diferentes condicionantes relacionados a cada uma das escalas e do diálogo entre elas. Nesse sentido, Kohler (2002) coloca que as pesquisas em escala local podem auxiliar os trabalhos em escala regional pela analogia das descobertas. E, segundo Fryris e Brierley (2013) quadros comparativos podem ser utilizados para relacionar diferentes áreas com uma configuração semelhante.

## **4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA PRELIMINAR**

### **4.1 INTRODUÇÃO**

O principal objetivo desse capítulo é identificar e espacializar os compartimentos geomorfológicos, de modo a estabelecer um quadro geral da área de estudo. Nesse contexto, a resposta geomorfológica desses compartimentos foi analisada e descrita de acordo com a relação entre o arranjo dos degraus e a rede hidrográfica, bem como segundo os condicionantes litoestruturais. Além disso, foi dada atenção às anomalias de drenagem que também pudessem estar associadas a esse controle litoestrutural. Cabe ressaltar que esse capítulo foi submetido e aceito (MARENT; VALADÃO, 2015) à revista especializada como pré-requisito ao processo de qualificação desse trabalho. Assim, algumas análises e discussões contidas em seu interior foram posteriormente revistas com o decorrer da pesquisa e rediscutidas em capítulos posteriores.

### **4.2 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS**

A compartimentação geomorfológica da área de estudo, na escala analisada, é relativamente simples, embora as feições possam apresentar maior grau de heterogeneidade quando analisadas em maior detalhe. A diferenciação dos compartimentos geomorfológicos está associada à nítida conformação com rede hidrográfica, tanto em planta como em perfil, que reconhece a existência de grandes degraus escalonados. Essa diferenciação entre os degraus se dá por elevadas amplitudes altimétricas que estabelecem escarpas no contado entre eles. A morfologia típica de relevo em degraus escalonados se mostra muito bem marcada na paisagem, os quais exibem a face escarpada de um lado e, de outro, superfície planáltica com caimento suave em direção ao interior das bacias hidrográficas do Paraná, Doce e São Francisco (FIG. 1.4 e 2.6).

As escarpas que delimitam esses degraus possuem orientação principal NW, NE, NNE e ENE e estão associadas aos principais divisores das bacias hidrográficas Paraná, São Francisco, Doce e Paraíba do Sul. Foram identificados três compartimentos associados a essas bacias hidrográficas (TAB. 4.1 e FIG. 4.1): (i) Degrau Paraná - São Francisco; (ii) Degrau Doce; e (iii)



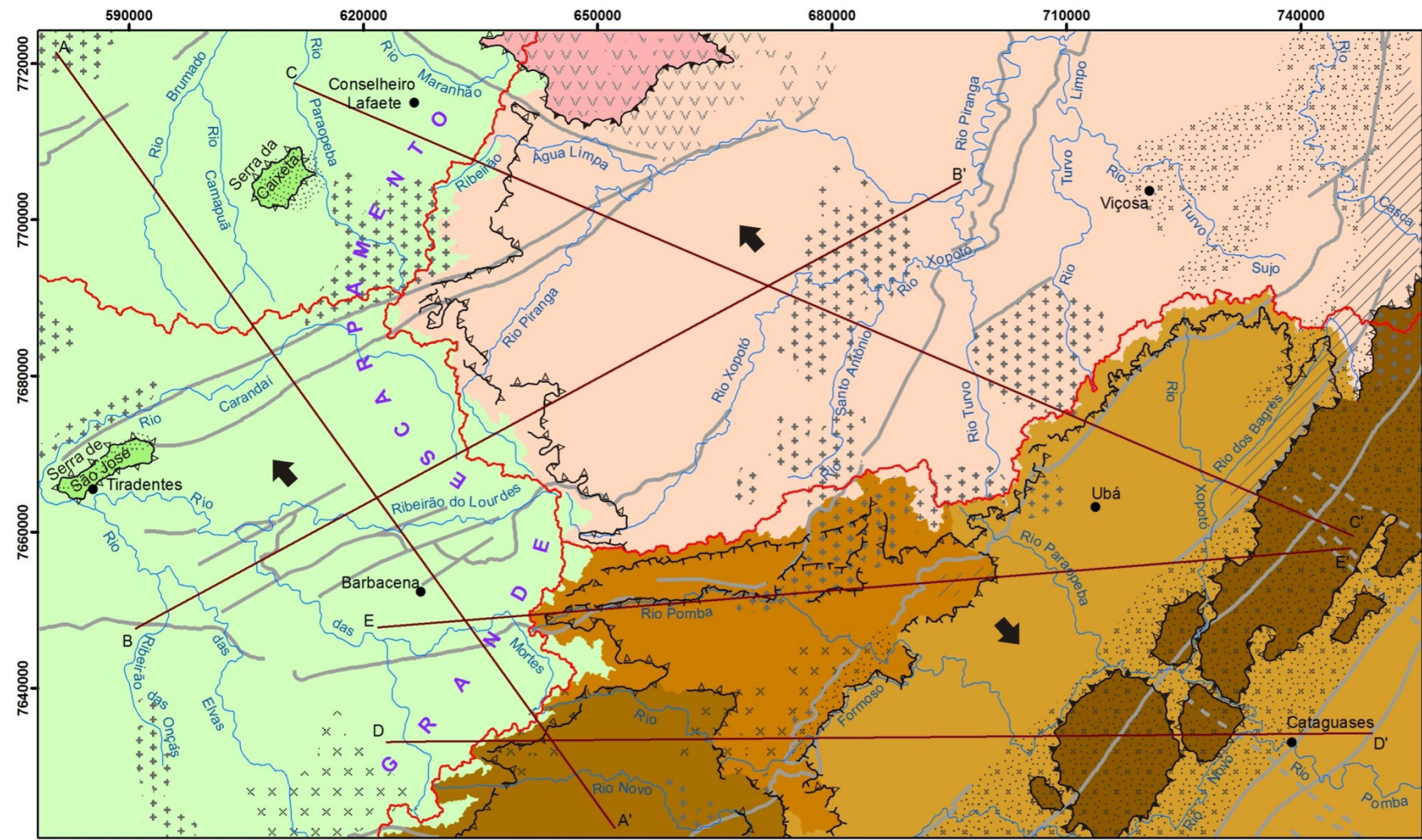
Degrau Paraíba do Sul. Essas bacias compreendidas em grande parte pelos degraus dividem ainda o Grande Escarpamento, no divisor do Paraná - São Francisco com o Doce - Paraíba do Sul.

No interior dos compartimentos geomorfológicos a diferenciação é comandada por fatores litoestruturais que, em última análise, possibilitaram diferentes graus de dissecação do relevo. O produto dessa dissecação, que atuou sobre o arcabouço geológico pré-cambriano (FIG. 2.4), deu origem a subcompartimentos classificados como unidades que podem corresponder à depressão, planaltos e serras (TAB. 4.1 e FIG. 4.1). A seguir são descritas e discutidas as principais características geológico-geomorfológicas de cada uma dessas unidades.

TABELA 4.1 - Informações descritivas dos compartimentos geomorfológicos

Compartimento	Un. Morf.	Unidade do relevo	Altitude (m)	Litologia	Est. 1a	Est. 2a	C.R.
Degrau Paraná-São Francisco	Unidade I	Serra	900-1450	Quartzitos	NE-SW e N-S	NW-SE e E-W	NW
	Unidade II	Planalto	860-1370	Granito, ortognaisse, xisto, filito, gabro, enderbito gnaissico			
Degrau Doce	Unidade I	Escarpa W	1040-1450	Serpentinitos, esteatitos e anfibolitos	NE-SW	N-S a NNE-SSW e NW-SE	NW
		Escarpa E	760-1450				
	Unidade II	Escarpa W	760-1370	Granito, ortognaisse, xisto, enderbito gnaissico, tonalito			
		Planalto	580-1120				
Degrau Paraíba do Sul	Unidade I	Serra a NE	840-1520	Enderbito gnaissico, metatonalito, xisto	NE-SW e NW-SE	E-W e N-S	SE
		Serra a SW	300-1210				
	Unidade II	Escarpa W	820-1250	Ortognaisse, enderbito gnaissico, granito			
		Planalto	550-1050				
	Unidade III	Escarpa W	640-1250	Ortognaisse, enderbito gnaissico, xisto			
		Escarpa N	520-950				
		Planalto	440-1020				
	Unidade IV	Escarpa N	360-920	Ortognaisse, enderbito, tonalito, xisto e granito			
Depressão		140-660					

Un. Morf.: unidade morfoestrutural; Est. 1ª: estruturas principais; Est. 2ª: estruturas secundárias; C.R: caimento do relevo.



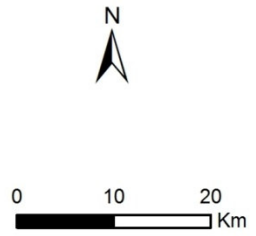
**Compartimentos geomorfológicos**

- Degrau Paraná - São Francisco
  - Unidade I
  - Unidade II
- Degrau Doce
  - Unidade I
  - Unidade II
- Degrau Paraíba do Sul
  - Unidade I
  - Unidade II
  - Unidade III
  - Unidade IV

- Base da escarpa:
- Mais baixa
  - ▲▲▲▲ Intermediária
  - ▲▲▲▲▲ Mais alta
- Seção topográfica A --- A'
- ~ Divisor hidrográfico
- ~ Hidrografia
- Sedes municipais
  - ➡ Caimento topográfico geral

- ▨ Paragnaisse, kinzigito, metagrauvaca, xisto
- ▨ Enderbitito, tonalito
- ▨ Quartzito
- ▨ Granito, metadiorito, tonalito, gnaisse
- ▨ Enderbitito gnáissico, charnockito
- ▨ Serpentinitos, esteatitos e anfíbolitos

- - - Falha ou fratura
- Falha ou zona de cisalhamento



Projeção UTM  
Datum SAD 69  
Fuso 23k

**Legenda perfil**

- Grande Escarpamento
- Serra da Mantiqueira
- Vale suspenso
- Caimento topográfico geral
- ▨ Paragnaisse, kinzigito, metagrauvaca, xisto
- ▨ Enderbitito, tonalito
- ▨ Granito, tonalito
- ▨ Enderbitito gnáissico, charnockito
- Falha transcorrente
- ▨ Falha de empurrão ou zona de cisalhamento
- ▨ Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada
- ▨ Falha ou fratura

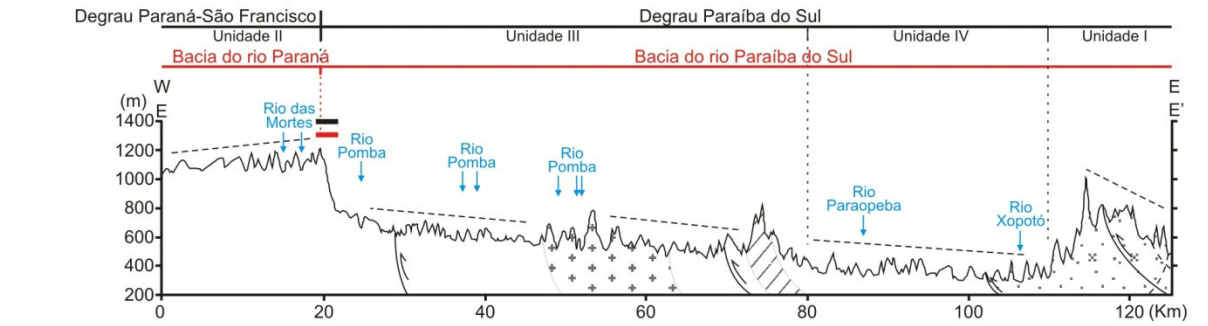
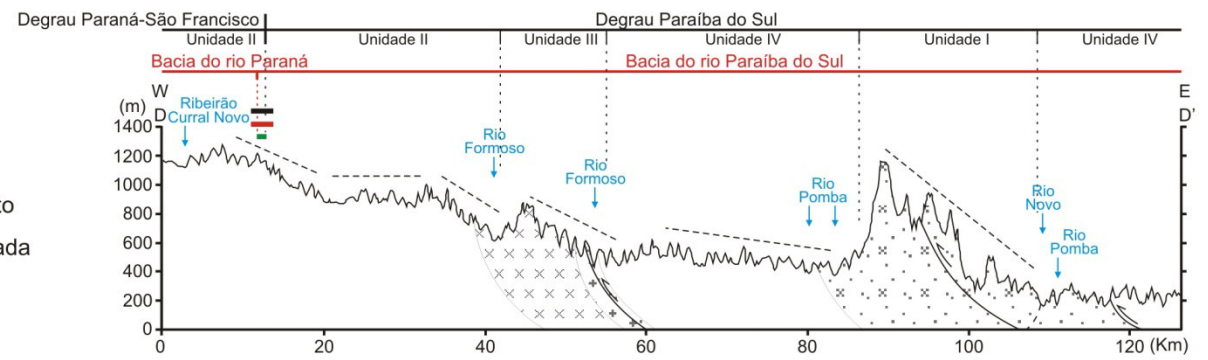
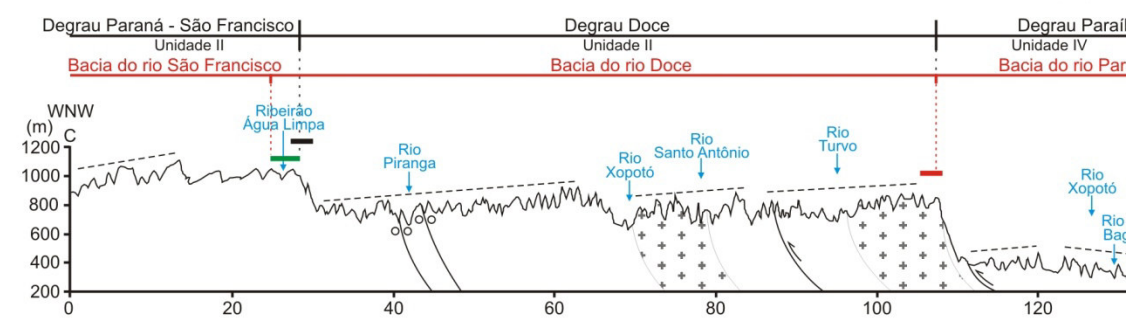
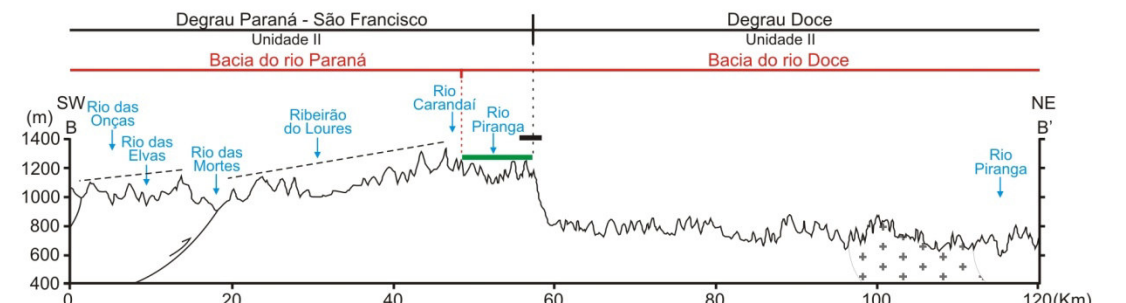
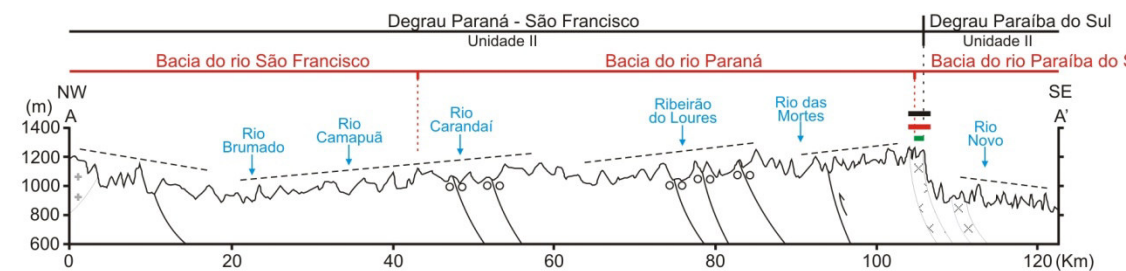


FIGURA 4.1 - Compartimentação geomorfológica da área de estudo. As seções topográficas regionais localizadas no mapa são descritas no texto e destacam alguns elementos geológicos de interesse para a análise morfoestrutural.

#### 4.2.1 Degrau Paraná – São Francisco

Esse compartimento corresponde, quase em sua totalidade, às bacias dos rios São Francisco e Paraná, que drenam em direção ao interior continental. Distinguem-se dos compartimentos geomorfológicos adjacentes situados a leste pela presença de escarpas intermediárias, em geral com mais de 250 m de altura. Subdivide-se em duas unidades que se individualizam segundo aspectos morfológicos e litoestruturais.

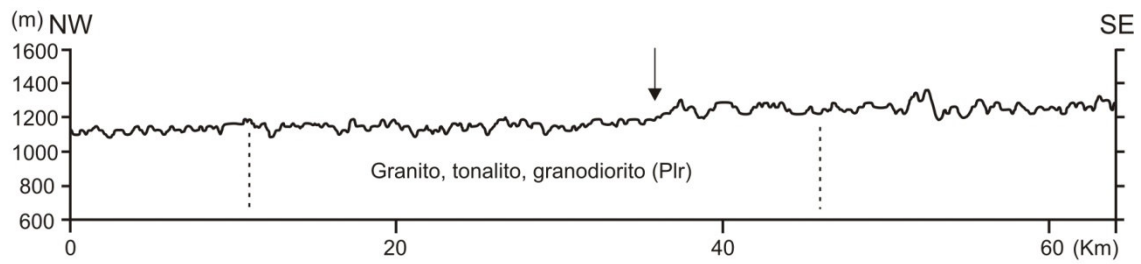
##### ➤ Unidade I

Destaca-se em relação ao seu entorno em razão da ocorrência de serras isoladas. É condicionada predominantemente pela denudação diferencial entre quartzitos e demais rochas do entorno (granitos, xistos e filitos), sendo compreendida por duas serras: uma na bacia do São Francisco e outra na bacia do Paraná. Na bacia do São Francisco se destaca a Serra da Caixeta, com altitudes que variam dos 920 a 1450 m, constituída predominantemente por quartzitos da Formação Santo Amaro (Supergrupo Rio das Velhas) (FIG. 2.4 e 4.1). Na bacia do Paraná se destaca a Serra de São José, com altitudes que variam dos 900 a 1420 m, modelada predominantemente em quartzitos da Formação Tiradentes (Grupo São João Del Rei).

##### ➤ Unidade II

Essa unidade possui altitudes em torno de 1220 m nas porções mais elevadas da bacia do rio Paraná, podendo chegar 1370 m (FIG. 4.2 - A), onde exhibe decréscimo para 1180m na bacia do São Francisco nas bordas desse degrau, que pode chegar a 1000 m (FIG. 4.2 - B). A NW e oeste, nas porções mais baixas, o decréscimo da altitude chega a 900 m na bacia do Paraná e 860 m na bacia do São Francisco (FIG. 4.3). Essas bacias são separadas por um baixo degrau (FIG. 4.1) que varia de 80 a 220m de altura, porém, não se trata de um escarpamento, pois o seu modelado é suave e, no campo, de difícil reconhecimento. Segundo Gatto *et al.* (1983), nessa porção sobressaem formas mamelonares e de cristas, o que resulta numa paisagem característica do tipo “mar de morros” e, em menor proporção, ocorrem colinas com topos convexos a tabulares.

(A) Divisor Paraná - Doce



(B) Divisor São Francisco - Doce

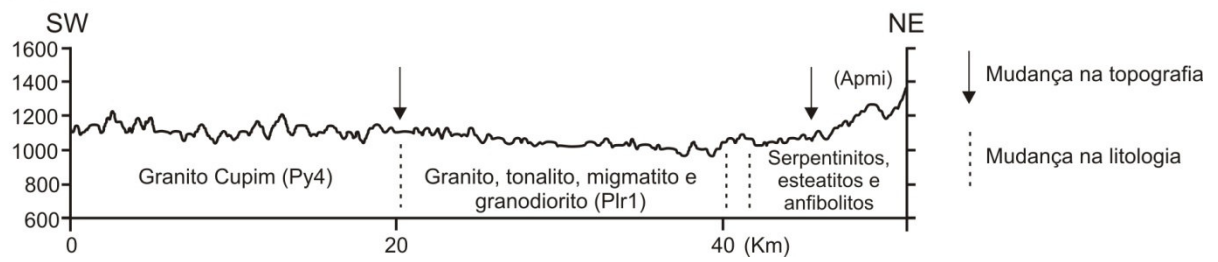


FIGURA 4.2 - Perfis topográficos ao longo dos divisores hidrográficos dos rios Paraná e São Francisco com Doce que exibem alterações na topografia e litologia.

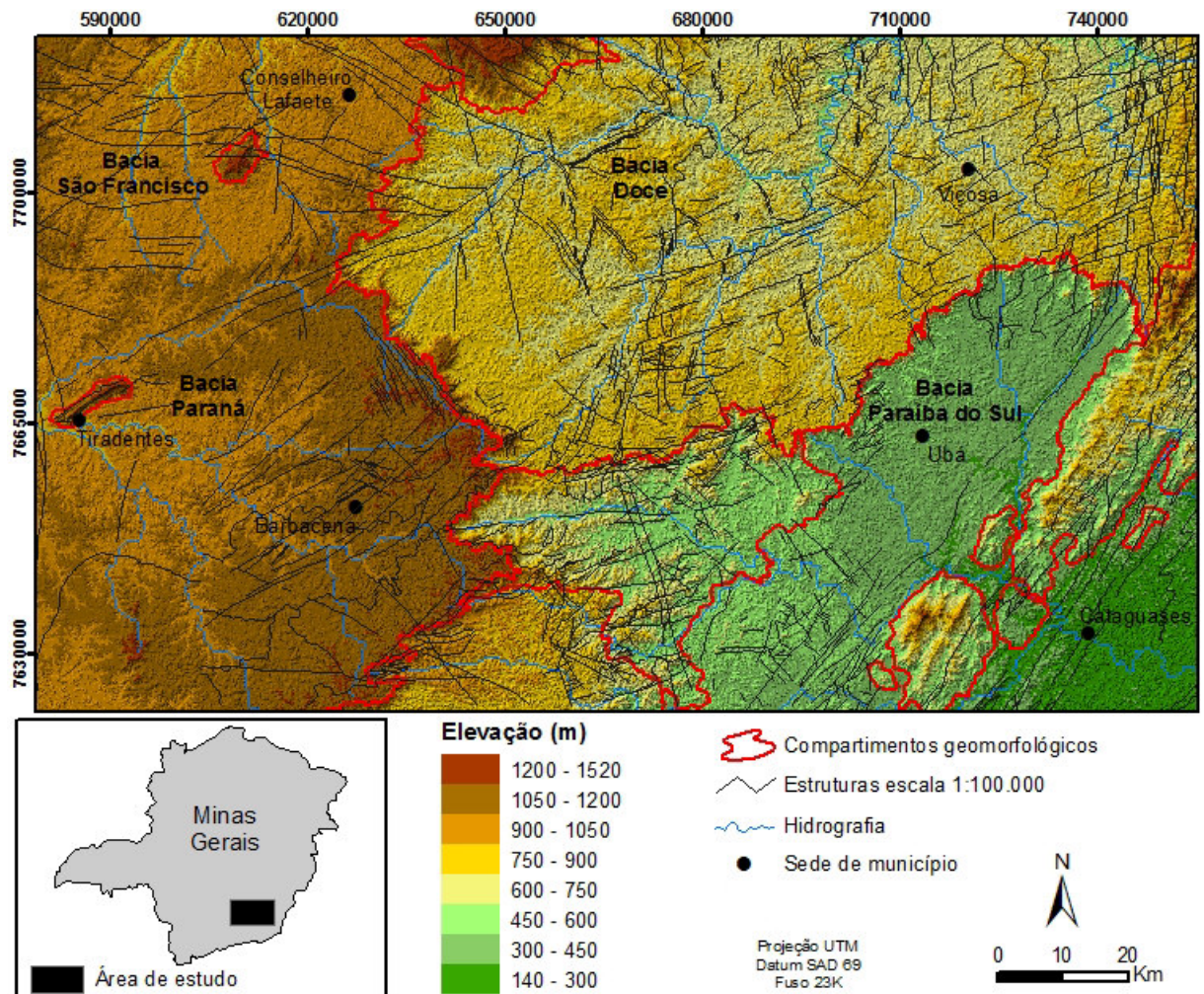


FIGURA 4.3 - Limite dos compartimentos geomorfológicos do sudeste de Minas Gerais em MDE com hipsometria, que contempla estruturas geológicas obtidas na escala 1:100.000.

No que diz respeito à litologia, é possível que haja alguma influência dos enderbitos gnáissicos e charnockitos da Suíte São Bento dos Torres (APsb) que ocupam a frente escarpada (FIG. 2.4 e 4.1 – Perfil A). Essas mesmas rochas evidenciam uma nítida relação com a topografia elevada no perfil D (FIG. 4.1). A presença do granito Cupim (Py4) sugere influência na manutenção da escarpa ao longo do divisor hidrográfico do São Francisco com o Doce, cuja morfologia se altera no contato com a Suíte Alto Maranhão, composta por granito, tonalito e granodiorito (FIG. 2.4 e 4.2 – Perfil B). A alteração na topografia verificada ao longo do divisor da bacia do rio Paraná com o Doce indica ocorrência de litologias de resistência diferenciada no interior da Suíte Ressaquinha (Plr), constituída por granito, tonalito e granodiorito (FIG. 2.4 e 4.2 – Perfil A). Apesar de algumas dessas unidades litológicas abrangerem porções dos divisores não se identificou condicionamento que pudesse estar relacionado a grande expressão espacial dos mesmos.

As estruturas regionais exibem direções predominantemente NE-SW (FIG. 2.4 e 4.1), com maior destaque para duas falhas transcorrentes que se prolongam a NE, fechando-se na Unidade II – Degrau Doce, coincidindo com a Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (SAADI, 1991). Essa unidade indica um comportamento estrutural diferenciado entre dois domínios geotectônicos. No Cráton do São Francisco, situado a norte da Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande, predominam as direções NW-SE e E-W a WNW-ESE, enquanto na Província Mantiqueira, a sul, a direção NE-SW (FIG. 4.3). No contexto escalar regional e sub-regional, não foi identificada qualquer estrutura que pudesse estar associada à escarpa desse degrau. Entretanto, foi identificado feixe de falhas de direção NW-SE no vale suspenso do rio Piranga que o condiciona estruturalmente (FIG. 4.1 e 4.3).

As bacias dos rios Paraná e São Francisco na área de estudo compõem um extenso degrau com caimento geral de SE para NW (FIG. 4.1 – perfis A e C). Degraus menores também apresentam caimento na mesma direção. Esses, segundo Saadi (1991), correspondem ao falhamento da escarpa da Serra da Mantiqueira que induziu ao basculamento generalizado da bacia do alto rio Grande (Rio Paraná) e atingiu o interior do estado entre o final do Mioceno e o Plioceno, com atuação até o Quaternário. O autor estima essas idades com base no referencial geocronológico da Superfície Sul-Americana proposto por King (1956)

para o leste brasileiro (ver capítulo 2). Entretanto, na porção NW desse compartimento, o caimento do relevo parece estar associado ao controle litológico, de granito representado pelo corpo intrusivo Alto Jacarandá, que impõe caimento para SE (FIG. 2.4 e 4.1 – perfil A).

Vales suspensos ocorrem em toda a borda do Degrau Paraná - São Francisco (FIG. 4.1 – perfis A, B, C e D), podendo ser identificadas inflexões de drenagem, a exemplo daquelas dos rios Piranga, Água Limpa e Xopotó. Algumas dessas inflexões foram constatadas como feições relacionadas a capturas fluviais por Cherem *et al.* (2013). Nesse sentido, as inflexões dos rios das Mortes e Carandaí, localizadas nas proximidades de cabeceiras, sugerem ocorrências anômalas do recuo da escarpa. Em alguns trechos mais recuados, essas escarpas coincidem com o divisor, onde não há ocorrência de vales suspensos. O ribeirão das Onças e rio das Elvas também exibem anomalias ao se alinharem em direção NNW-SSE e apresentarem trechos retilíneos em suas cabeceiras sobre os granitoides, ao mesmo tempo em que mudam de direção para oeste segundo brusca inflexão que sugere ser estruturalmente controlada (FIG. 4.1).

#### **4.2.2 Degrau Doce**

Corresponde a um compartimento intermediário, em termos topográficos, situado predominantemente abaixo do Degrau Paraná - São Francisco e acima do Paraíba do Sul. A exceção é para a Unidade I que se situa acima do Degrau Paraná - São Francisco. A Unidade II é a mais representativa dentro desse compartimento, estabelece contato com o Degrau Paraíba do Sul e Paraná - São Francisco e, por essa razão, compreende a unidade de maior interesse neste trabalho.

##### ➤ Unidade I

É uma unidade compreendida pelo Complexo Monsenhor Isidro (HEINECK *et al.* 2003). Segundo Raposo (1991), é sustentada por rochas metaultrabásicas (serpentinitos e esteatitos) e metabásicas (anfíbolitos) intimamente associadas a gnaisses tonalito-trochjemíticos, ocorrendo ainda que de forma subordinada xistos, formações ferríferas e quartzitos. (FIG. 2.4 e 4.1). As altitudes máximas predominam em torno dos 1300 m, chegando a 1450 m nas porções mais elevadas, sendo a face SE a mais escarpada, onde as

altitudes normalmente ultrapassam os 500 m. A porção norte possui caimento suave que termina próximo ao sopé da Serra de Ouro Branco, fora da área de estudo. A oeste é constituída por escarpas intermediárias que normalmente ultrapassam os 250 m de altitude. Sua morfologia associada à litoestrutura sugere relevo proveniente da denudação diferencial com forte condicionante estrutural NW-SE e NNW-SSE associado a vales encaixados, que indicam o desmonte dessa unidade de SE para NW (FIG. 4.3). No perfil do divisor hidrográfico entre as bacias dos rios São Francisco e Doce é possível verificar a mudança na topografia sobre essas litologias (FIG. 4.2).

#### ➤ Unidade II

Essa unidade exhibe altitudes de 800 a 900 m a SE na Serra da Mantiqueira, com um caimento topográfico a NW (FIG. 4.1 – perfil C) que alcança os 600 m nas porções mais rebaixadas (FIG. 4.4). No entanto, o predomínio é de altitudes entre 700 e 800 m nas porções mais baixas a NW. Esse caimento exhibe ainda blocos menores com o mesmo sentido em altimetrias distintas (FIG. 4.1 – perfil C). Nesse degrau, Souza (1995) identificou vários blocos basculados no sentido NW, na bacia do alto rio Doce, estruturados a partir de uma dinâmica pleistocênica. A autora estimou essa idade com base no referencial geocronológico do ciclo de erosão Velhas proposto por King (1956). A oeste exhibe escarpas com caimento gradativo da bacia do rio Paraná (~400 m) em direção à bacia do rio Doce (~250 m). Segundo Gatto *et al.* (1983) e Souza (1995) o modelado é marcado por vales encaixados e formas convexas que conferem aspecto de “mares de morros”.

Predominam nessa unidade estruturas regionais NE-SW (FIG. 2.4 e 4.1), destacando-se duas falhas transcorrentes paralelas que exibem prolongamento da Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (N60E) (SAADI, 1991). Ao longo do divisor Paraná - São Francisco com Doce, as escarpas NE e NW conectam-se nessas estruturas, formando uma concavidade no escarpamento e evidenciando recuo mais intenso nesse local (Figura 4.1). Ao longo desses divisores as escarpas se revelam sinuosas com reentrâncias associadas a estruturas em diferentes escalas (FIG. 4.1, 4,3 e 4.4).

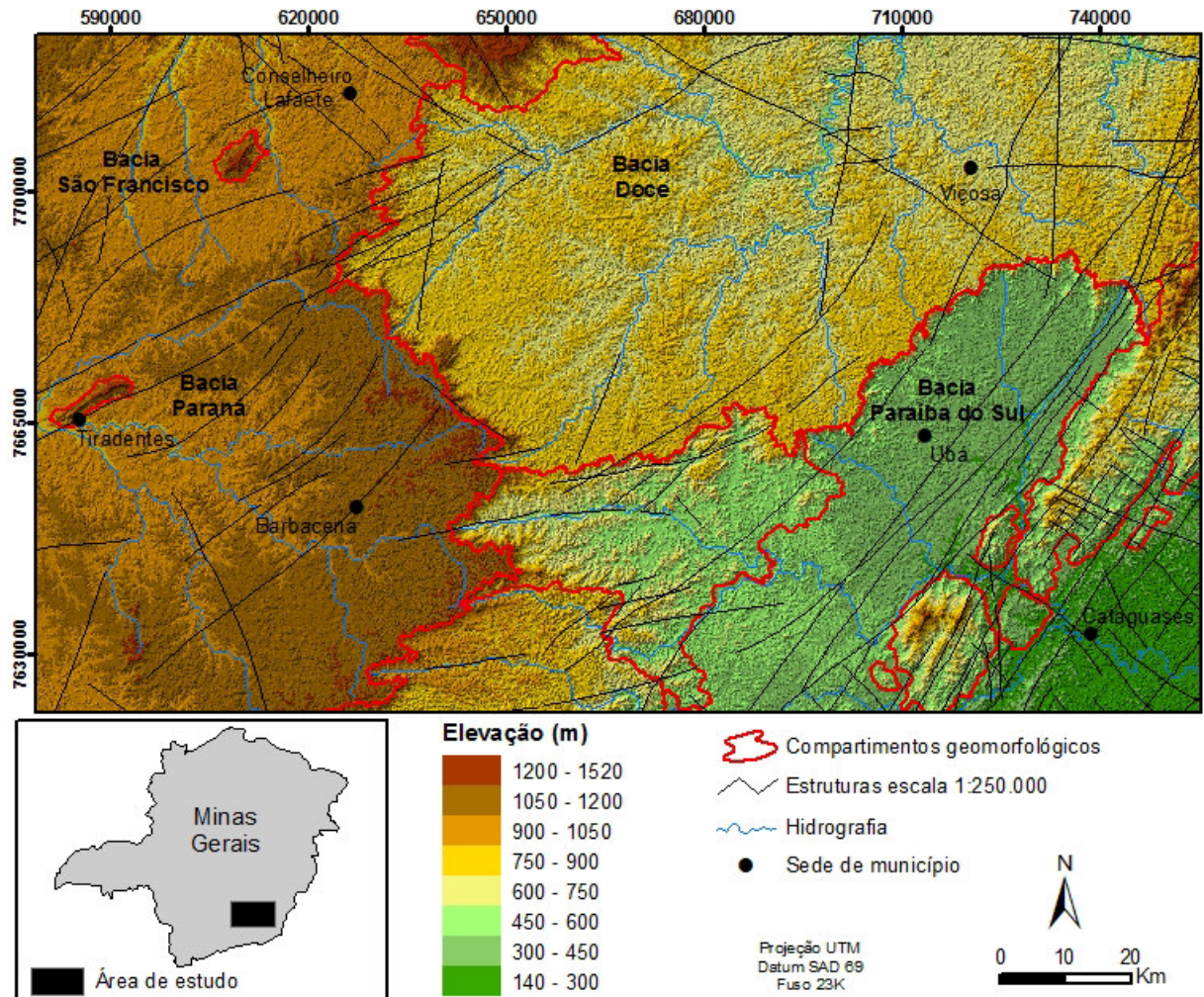


FIGURA 4.4 - Limite dos compartimentos geomorfológicos do sudeste de Minas Gerais em MDE com hipsometria, que contempla estruturas geológicas obtidas na escala 1:250.000.

As principais drenagens são reveladoras do condicionamento estrutural na escala sub-regional. O rio Piranga assume direção NNE-SSW após entrar no Degrau Doce e, depois, a NE quando passa a ser condicionado pela Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (FIG. 4.1). À jusante, segundo Souza (1995), o curso fluvial escapa dessa descontinuidade e passa a se submeter ao controle de falhas recentes E-W. O rio Xopotó também sugere um controle estrutural NNE-SSW, mudando para E-W em longitude próxima à inflexão do rio Piranga. O rio Xopotó, em seu baixo curso, apresenta brusca inflexão alinhada em arco com a migração de trechos do médio rio Turvo Limpo e médio Turvo Sujo, em direção NE-SW. Ao longo do rio Casca há um aumento expressivo de estruturas NNE-SSW e ENE-WSW, acompanhadas da imposição de condicionamento recorrente desse curso nessas direções (FIG. 4.3 e 4.4). Outra anomalia identificada é a inflexão do rio dos Bagres (FIG. 4.1) no vale suspenso do divisor



com a bacia do Paraíba do Sul, constatada por Cherem *et al.* (2013) como decorrente de captura fluvial a partir da diferença de nível de base.

A influência da litologia sobre a configuração da escarpa parece ocorrer localmente através de corpos graníticos que exibem a rocha sã com a frente escarpada, como no granito Divinésia (FIG. 4.1 – Perfil C) e granito Mercês-Ubari (Py5) (FIG. 2.4 e 4.1). A leste, sobre os complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, a morfologia assume caráter de maior rugosidade no terreno com aumento da altitude que pode chegar a 1120 m. Nessa porção, as litologias associadas às estruturas são, ao que tudo indica, as responsáveis pelo relevo mais movimentado e elevado.

#### **4.2.3 Degrau Paraíba do Sul**

Esse compartimento constitui um degrau escalonado em vários níveis altimétricos com caimento topográfico geral a SE; é drenado por afluentes do baixo rio Paraíba do Sul, sendo o rio Pomba o principal deles. Esse degrau pode ser dividido em compartimentos menores, alguns apresentando também escalonamento, e estabelece limite com os degraus Doce e Paraná - São Francisco.

##### ➤ Unidade I

Constitui-se em um alinhamento de cristas com direção NE-SW (FIG. 4.1) em que predominam altitudes entre 700 a 1000 m, mas que podem alcançar 1520m. Seu relevo é bastante dissecado e exibe vales profundos e encaixados adaptados a estruturas NE-SW e NW-SE. Essa unidade foi denominada por Noce *et al.* (2003) de *Horst* da Serra da Boa Vista (HSBV), sendo demarcada por um proeminente escarpamento em suas faces NW e SE. O rio Pomba corta essa unidade e forma uma garganta de direção NW-SE. Estruturas de mesma direção ocorrem acompanhando esse curso fluvial (FIG. 4.4), sendo responsáveis pelo condicionamento estrutural desse canal durante seu processo de encaixamento.

A porção SE dessa unidade encontra-se mais rebaixada em relação à NW. Essa coincide com o predomínio de estruturas e revela sua influência na denudação e encaixamento dos vales

(FIG. 4.1, 4.3 e 4.4). A orientação da foliação<sup>25</sup> principal de acordo com Noce *et al.* (2003) exibe direção preferencial NE-SW, com mergulhos elevados de NW para SE. Em sua porção NW o relevo mais elevado coincide com um alinhamento NE-SW de pontões graníticos. Segundo Meis *et al.* (1982) a litologia charnockítica que compõem o alinhamento dessa unidade promove uma ruptura de declive entre o escalonamento a NW e SE da Unidade IV – Degrau Paraíba do Sul. Os charnockitos também são citados por Noce *et al.* (2003) em associação com os enderbitos, compondo o embasamento do Complexo Juiz de Fora e sendo recobertos por paragneisses da Megassequência Andrelândia a SW. Entretanto, segundo Heineck *et al.* (2003), o que predominam são enderbitos. Essa litologia parece exercer não só uma influência na formação de níveis de base, mas também na denudação diferencial que promove a manutenção do relevo escarpado.

O caimento topográfico geral dessa unidade ocorre de NW para SE e, conseqüentemente, contraria o sentido geral dos degraus Paraná - São Francisco e Doce, cujos caimentos foram interpretados como de origem tectônica por Saadi (1991) e Souza (1995). Na unidade I do Degrau Paraíba do Sul, Noce *et al.* (2003) e Romano e Castañeda (2006) também interpretaram a tectônica como responsável por basculamento e deslocamento de blocos, verificado através de níveis bauxíticos entre as cotas de 700 e 900 m. Segundo esses autores, um extenso pediplano deve ter existido na região, constituindo um único nível balizado em cota constante. Esse pediplano teria condicionado a gênese da bauxita associada a um nível de base regional, que era bem irrigado por sistema de drenagem volumoso. É possível que essa tectônica também seja responsável por esse caimento a SE. Entretanto, mesmo que o caimento seja resultado de tectônica recente, nota-se a influência estrutural e da dissecação mais acentuada na porção SE dessa unidade, bem como a litológica nos processos de denudação diferencial.

#### ➤ Unidade II

Essa unidade geomorfológica constitui um planalto nivelado aproximadamente em torno dos 900 a 950 m (FIG. 4.1 – Perfil D). A escarpa a oeste pode chegar a 1250 m de altitude e a

---

<sup>25</sup> Foliação: é a orientação mineral preferencial paralela ou sub-paralela levando a formação de planos. Essa pode ocorrer, conforme a intensidade do metamorfismo, em forma de clivagem, xistosidade ou bandamento (DUSSIN, 2012).

leste a 550 m, enquanto a norte existe uma elevação gradual da cota mais baixa para a mais elevada. É um relevo com morros de topos aguçados a convexos, que exibem caimento topográfico geral para SE (FIG. 4.1 – Perfil A).

Os cursos d'água exibem canais retilíneos e indicam controle estrutural que resulta na formação de vales encaixados. Essas estruturas condicionam boa parte de seus cursos fluviais, sendo os principais rios (Formoso e Novo) com orientação E-W a ENE-WSW (FIG. 4.1). Em escala de maior detalhe estruturas E-W, NE-SW e NW-SE concentram-se nas porções leste e oeste, onde o relevo se apresenta mais dissecado (FIG. 4.3 e 4.4). Essas estruturas, uma vez associadas à enderbito gnáissico, charnockito, granito e tonalito, impõem controle litoestrutural que condiciona a drenagem de E-W a ENE-WSW para NW-SE (FIG. 2.4 e 4.1). As estruturas exibem, ainda, associação com as reentrâncias e a elevada sinuosidade na escarpa a oeste.

Litologias da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (enderbito gnáissico e charnockito) e outras rochas intrusivas (granito e tonalito) indicam uma influência na formação de níveis de base locais nos rios Novo e Formoso, sustentando esse planalto intermediário e impedindo dissecação mais intensa como no restante desse degrau (FIG. 2.4 e 4.13 – Perfil D). A oeste, no Degrau Paraná - São Francisco, vales suspensos adjacentes a cursos fluviais estruturalmente controlados, por falhas, fraturas e dobras sinformais e antiformais, podem ser identificados drenando em direção à bacia do Paraíba do Sul.

### ➤ Unidade III

Constitui uma unidade geomorfológica dissecada e escalonada, com cotas variando de 440 a 1250 m. O relevo exhibe formas alongadas com topos aguçados que se sobressaem na paisagem. Os vales tendem a ser pronunciados em virtude da maior incisão, gerando amplitudes que podem variar de 60 a 300m. A morfologia indica dissecação marcada por controle estrutural que se faz por falhas, zonas de cisalhamento e fraturas (FIG. 4.3 e 4.4).

As estruturas regionais (falhas) ocorrem nas direções NE-SW e E-W (FIG. 2.4 e 4.1). Essas direções coincidem com as áreas de maior ampliação dessa unidade, sendo mais extensa a

leste na direção NE-SW e a norte E-W. Em escalas de maior detalhe exibem controle NW-SE e N-S (FIG. 4.3 e 4.4). Essas estruturas também condicionam o rio Pomba, que assume direção ENE-WSW e a jusante flexiona para NW-SE, cortando os granitos da Suíte Mercês-Ubari (FIG. 2.4, 4.1 e 4.3).

Na porção NE da área ocorre uma diversidade de unidades litológicas menores, associadas predominantemente a granitos e, em menor proporção, a gnaisses. Essas encontram-se normalmente ocupando frentes escarpadas, o que pode sugerir um controle litológico na manutenção dessas porções (FIG. 2.4 e 4.1). A relação da topografia com as litologias sugere ainda a ocorrência de níveis de base locais que sustentam a porção montante dos cursos fluviais e impedem a denudação mais agressiva dessas áreas (FIG. 4.1 – Perfil E). Cabe ressaltar que as porções de maior incisão fluvial nessas litologias coincidem com trechos sob forte condicionamento estrutural.

Nas escarpas limítrofes dessa unidade com os degraus adjacentes é comum a presença de vales suspensos (FIG. 4.1), alcançando médias 450 m de altura a oeste e 300 m a NE. Esses vales ocorrem adjacentes a cursos fluviais estruturalmente controlados e em áreas onde a escarpa apresenta maior recuo. Contrastando com o restante da área, as porções norte e NW exibem escarpas escalonadas situadas entre 540-600 m a 720-900 m no primeiro patamar e 660-880 m a 900-1160 m no segundo, associadas a estruturas E-W e ENE-WSW (FIG. 4.3 e 4.4). Essas escarpas (porções norte e NW), em geral, exibem baixa sinuosidade que coincide com falhas e zonas de cisalhamento de mesma direção.

#### ➤ Unidade IV

Constitui uma depressão escalonada, com altitudes entre 140 e 660 m, podendo ser dividida de forma preliminar em quatro patamares. O primeiro, na região de Cataguases, varia de 140 a 400 m de altitude e a altura dos morros está entre 60 e 140 m. O segundo se localiza entre os rios dos Bagres/Xopotó e o *Horst* da Serra da Boa Vista - HSBV (Unidade I – Degrau Paraíba do Sul), com altitudes entre 320 a 380 m e baixas colinas de topos convexos de até 40 m de altura. Esse segundo patamar constitui um vale entulhado por sedimentos aluviais, estando topograficamente rebaixado em relação ao seu entorno e suspenso em relação aos rios dos Bagres e Xopotó. O terceiro se encontra na região de Ubá, a NW da Unidade I e dos

rios dos Bagres e Xopotó, com altitudes que variam entre 300 e 500 m e morros entre 80 e 120 m de altura. O quarto patamar apresenta altitudes entre 400 e 660m e morros entre 40 e 140 m de altura, situando-se a oeste do HSBV, com início no divisor entre os rios Paraopeba e Pomba. Exceto pelo segundo patamar, no restante dessa unidade predomina relevo dissecado, representado por morros com topos variando de convexos a aguçados, o que confere aspecto mamelonar à paisagem.

As estruturas que predominam são de direção NE-SW e, secundariamente, NW-SE, N-S e E-W (FIG. 2.4, 4.1, 4.3 e 4.4). A orientação dessa unidade alongada a NE-SW sugere uma resposta às estruturas de mesma direção. Em seu interior, essas estruturas condicionam, ainda, o caráter retilíneo da drenagem e inflexões bruscas, como nos rios dos Bagres, Pomba e Xopotó. Lineamentos neotectônicos mapeados por Morales *et al.* (2014) exibem associação com o escalonamento em patamares. O caimento topográfico geral ocorre para SE concordante com o caimento das demais unidades do Degrau Paraíba do Sul (FIG. 4.1 – Perfil D) e, segundo Noce *et al.* (2003), com a direção geral NW-SE da foliação. Exceção se verifica em pequena porção dessa unidade a NW, onde o caimento exibe o sentido NW (FIG. 4.1 – Perfil C). O caimento a SE dessa unidade também foi verificado por Mello *et al.* 2005, em perfil de varredura, que identificou falhas cenozoicas associadas a esse escalonamento topográfico.

### **4.3 LINEAMENTOS**

No Degrau Paraná - São Francisco, a frequência e comprimento absolutos no diagrama de rosetas exibem direções principais dos lineamentos NE-SW, N-S e secundariamente NW-SE e E-W (FIG. 4.5). A drenagem apresenta comportamento diferenciado em relação às bacias hidrográficas dos rios São Francisco e Paraná, cujos limites na área são concordantes também com uma diferenciação geotectônica, Cráton do São Francisco e Província Mantiqueira. Limites esses analisados a partir de Saadi (1991) que considera o Cráton do São Francisco a norte da Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande. Na bacia do rio São Francisco essas drenagens assumem direção preferencial N-S, enquanto que na bacia do rio Paraná NW-SE, NE-SW e E-W (FIG. 4.1). Na bacia do rio São Francisco a drenagem (N-S) é

concordante com direções N-S do diagrama de rosetas (FIG. 4.1 e 4.5). Na bacia do rio Paraná essa concordância ocorre na direção principal NE-SW e secundária NW-SE e E-W.

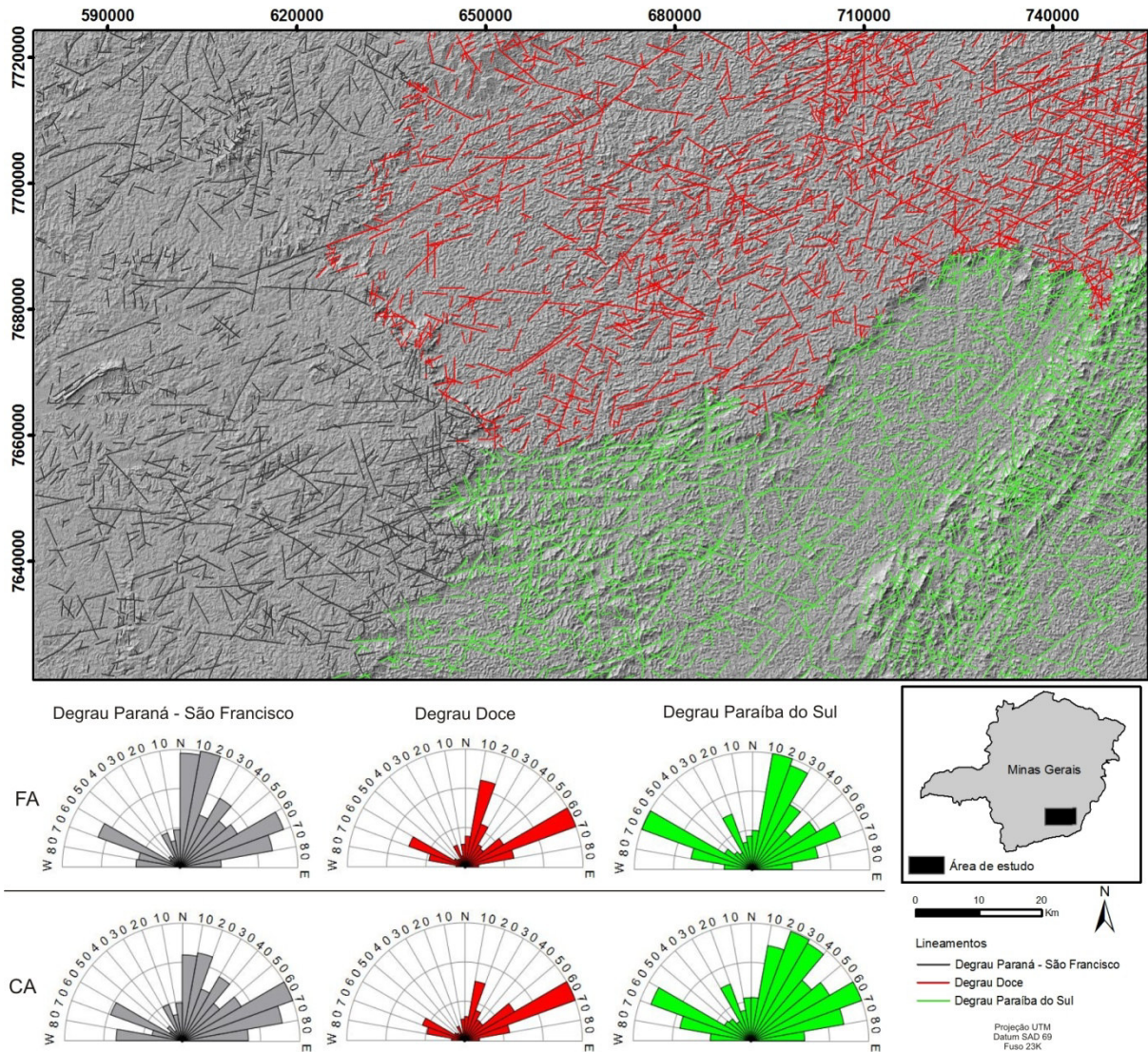


FIGURA 4.5 - Mapa e diagramas de roseta que representam a frequência acumulada (FA) e o comprimento acumulado (CA) dos lineamentos, segundo os diferentes compartimentos geomorfológicos.

No Degrau Doce a frequência e comprimento absolutos no diagrama de rosetas exibem direções principais dos lineamentos NE-SW e secundariamente N-S a NNE-SSW e NW-SE (FIG. 4.5). A drenagem assume direções NE-SW, E-W, NW-SE e N-S (FIG. 4.1). O controle estrutural detectado anteriormente sobre os principais cursos fluviais evidenciou uma correspondência com os lineamentos NE-SW, N-S a NNE-SSW e NW-SE (FIG. 4.5). A direção N-S dos canais exibe semelhança com a direção N-S a NNE-SSW encontrada nos lineamentos. A direção NW-SE dos cursos fluviais encontra correspondência com a direção de lineamentos

de mesma direção, mas que exibem menor destaque no diagrama de rosetas. Em relação à direção E-W de cursos fluviais, no interior dos degraus, submetidos a inflexões bruscas não houve uma correspondência de destaque com os lineamentos, talvez pela pequena abrangência da área compreendida por esses canais.

No Degrau Paraíba do Sul a frequência e comprimento absolutos no diagrama de rosetas exibem direções principais dos lineamentos NE-SW e NW-SE e secundariamente E-W e N-S (FIG. 4.5). A drenagem exibe direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S (FIG. 2.4 e 4.1). O controle estrutural detectado anteriormente sobre os principais cursos fluviais evidenciou correspondência com os lineamentos NE-SW e NW-SE, enquanto os canais de orientação E-W e N-S exibiram correspondência secundária (FIG. 4.1 e 4.5).

As estruturas mapeadas em diferentes escalas, no contato desses degraus (Paraná - São Francisco, Doce e Paraíba do Sul), exibem direções NE-SW, NW-SE e E-W que coincidem com os maiores recuos na escarpa (FIG. 2.4, 4.1, 4.3 e 4.4). Isso indica uma evolução desses compartimentos comandados pela atuação dessas estruturas (falhas, zonas de cisalhamento e fraturas), que geram áreas mais susceptíveis à denudação pelo entalhamento do relevo. Em todos os degraus os lineamentos adquirem direção NE-SW expressiva (TAB. 4.1 e FIG. 4.5), concordante com estruturas mapeadas em diferentes escalas, as quais refletem maior avanço das bacias hidrográficas nessa direção (FIG. 4.1). Essa direção principal (NE-SW) está de acordo com a organização do caimento do relevo a NW e SE. As demais direções dos lineamentos NW-SE, N-S e E-W variam em cada degrau, mas exibem em geral um caráter secundário que se reflete em avanços menos expressivos nessas direções (FIG. 2.4, 4.1, 4.3 e 4.4).

A litologia representou um componente de controle em escala local no recuo da escarpa (Figura 4.1) e da geração de níveis de base com influências para a manutenção da paisagem em diferentes escalas (FIG. 4.1 – Perfis A, C, D e E e 4.2), como por exemplo, na Unidade II - Degrau Paraíba do Sul (FIG. 4.1 – Perfil D). Nesse contexto, a diferenciação entre esses compartimentos indica ser produto da denudação das bacias costeiras submetidas diretamente ao nível de base geral, mas com a evolução da rede de drenagem organizada

segundo níveis de base locais e estruturas em diferentes escalas. Entretanto, em alguns perfis é possível identificar a morfologia dos escalonamentos em degraus controlada por falhas (FIG. 4.1 – Perfis B, C e D). Essas falhas são identificadas nos mapeamentos geológicos como resultado de eventos de deformação compressiva relacionados aos ciclos Transamazônico e Brasileiro (FIG. 2.4), enquanto a organização em degraus no relevo sugere cinemática de falhas normais condicionada a eventos distensivos do Cenozoico. Alguns perfis apresentam, ainda, a morfologia em degraus escalonados sem a presença de falhas (FIG. 4.1 – Perfis A e C), o que pode revelar baixa acuidade dos mapeamentos geológicos tendo em vista a escala em que foram elaborados. Essa análise sugere, portanto, um condicionamento morfológico relacionado à tectônica distensiva, responsável pelo caráter escalonado dos planaltos do sudeste de Minas Gerais.

#### **4.4 SÍNTESE**

Os procedimentos utilizados nesse trabalho reconhecem e caracterizam complexa trama espacial da organização geomorfológica de um trecho do sudeste de Minas Gerais, a qual se estrutura em degraus. No que se refere a essa organização, destacam-se:

(i) A compartimentação geomorfológica da área investigada se organiza, em planta e perfil, em degrau superior (bacias dos rios Paraná - São Francisco), intermediário (bacia do rio Doce) e inferior (bacia do rio Paraíba do Sul). Nas escalas regional e sub-regional o que mais diferencia esses compartimentos é o desnível marcado por escarpas que coincidem com a organização da rede hidrográfica, variando em média de 250 a 400m. Esses degraus apresentam características morfológicas tipicamente erosivas. Contudo, em algumas porções, a morfologia em degraus escalonados evidencia controle por falhas que indica também influência da tectônica cenozoica distensiva. A litologia exerce controle sobre porções restritas da escarpa e na configuração de subcompartimentos.

(ii) A morfologia, nas escalas regional e sub-regional, é caracterizada por perfis que denotam caimento topográfico geral a NW, no caso dos degraus Paraná - São Francisco e Doce, e SE, no Degrau Paraíba do Sul. Esse caimento exhibe inclinação e rebaixamento da superfície continuamente acentuados em direção ao interior das bacias hidrográficas, a partir de um



setor de maior altimetria de direção NE-SW que coincide com a Serra da Mantiqueira. Essa direção (NE-SW) também representa a direção estrutural principal detectada na área. O caimento NW se apresenta concordante com a tectônica cenozoica, enquanto o SE sugere estar associado à tectônica e foliação da litologia que assume a mesma direção. O interior dos degraus mais extensos é marcado ainda pelo caimento de degraus menores que assumem a mesma tendência. Em alguns casos, a litologia assume o controle desse caimento que, por vezes, revela-se discordante do condicionamento estrutural geral.

(iii) Nas escalas sub-regional e local, as estruturas impõem controle sobre a evolução da rede de drenagem, o que favorece a denudação de determinadas áreas e auxilia no estabelecimento de subcompartimentos geomorfológicos. Os recuos mais significativos dos escarpamentos se expressam por amplas concavidades que avançam, em planta, continente adentro, em sentido SW, no Degrau Paraná - São Francisco. Há, porém, escarpamentos que avançam em sentido NE, em direção ao oceano. Ambos sentidos apresentam mesma direção estrutural NE-SW. O maior avanço da drenagem sobre as escarpas apresenta-se ainda associado ao controle estrutural e exibe em planta elevada sinuosidade.

(iv) O controle litoestrutural exerce papel fundamental na gênese e dinâmica das anomalias de drenagem reconhecidas e mapeadas na área investigada. Algumas dessas anomalias estão associadas a vales suspensos, que expressam adaptações da rede hidrográfica ao processo de recuo das escarpas. Contudo, há trechos de algumas escarpas que coincidem com os divisores hidrográficos das bacias em que não se verifica a ocorrência de vales suspensos; nesse caso, o recuo à montante dos escarpamentos se faz mediante processos outros já discutidos por Bishop (1995), tal como aquele denominado *beheading* (decapitação).

## **5. ORGANIZAÇÃO E SIGNIFICADO DOS DESNIVELAMENTOS ALTIMÉTRICOS DO RELEVO ATUAL**

### **5.1 INTRODUÇÃO**

Este capítulo procura apresentar algumas considerações acerca da organização e significado dos desnivelamentos altimétricos que caracterizam a área investigada. Para alcançar esse objetivo, essa organização foi analisada em planta e perfil a partir de diferentes escalas espaciais, com base nos diferentes litotipos, arranjo dos desnivelamentos altimétricos e análise da dissecação das bacias. Esses elementos foram necessários para a compreensão da segmentação topográfica em desníveis de variadas dimensões que ocorrem na área em relação aos condicionantes litológico, tectônico e de nível de base.

### **5.2 ESCARPAS DE FALHA E ESCARPAS DENUDACIONAIS**

O relevo da área investigada é marcado por extensos escarpamentos (Grande Escarpamento e Serra da Mantiqueira) que margeiam os principais divisores das grandes bacias hidrográficas – São Francisco e Paraná com Doce; Paraná com Paraíba do Sul; e Doce com Paraíba do Sul (FIG. 5.1). Em seu interior ocorrem outras escarpas de diferentes abrangências espaciais, como a Serra da Boa Vista na bacia do rio Paraíba do Sul, Serra da Caixeta na bacia do São Francisco e Serra de São José na bacia do Paraná. Exceto pelas áreas em que ocorrem essas escarpas o relevo, em geral, é marcado por um constante de “mar de morros”, mais ou menos dissecados. O termo escarpa ou escarpamento, segundo Goudie (2004), é aplicado a uma encosta íngreme, de considerável comprimento, que domina parte da paisagem. Essa pode ser normalmente dividida em escarpa denudacional e escarpa de falha.

As escarpas de falha são geradas quando a superfície do terreno se move numa direção paralela ao longo de um plano de falha (GOUDIE, 2004). Essas são, em geral, associadas a ambientes distensivos, sendo formadas por um bloco em subsidência (*graben*) e margeadas por blocos soerguidos (*horsts*) delimitados por falhas normais<sup>26</sup> que se apresentam como escarpas. Entretanto, na paisagem global a estrutura dominante é o hemigraben assimétrico

---

<sup>26</sup> Falha normais: falhas em que o bloco superior desloca-se para baixo em relação ao bloco inferior gerando um plano de falha. São extensionais em relação a camada horizontal ou à superfície terrestre (FOSSSEN, 2012).

com uma margem mais intensamente falhada e rebaixada do que a outra (SUMMERFIELD, 1991). Suguio (2010) aponta que o intemperismo e a erosão do terreno após a movimentação da falha levam à perda de sua forma original, representando uma escarpa de linha de falha. Essas feições topográficas com origem em falhamentos constituem anomalias do relevo.

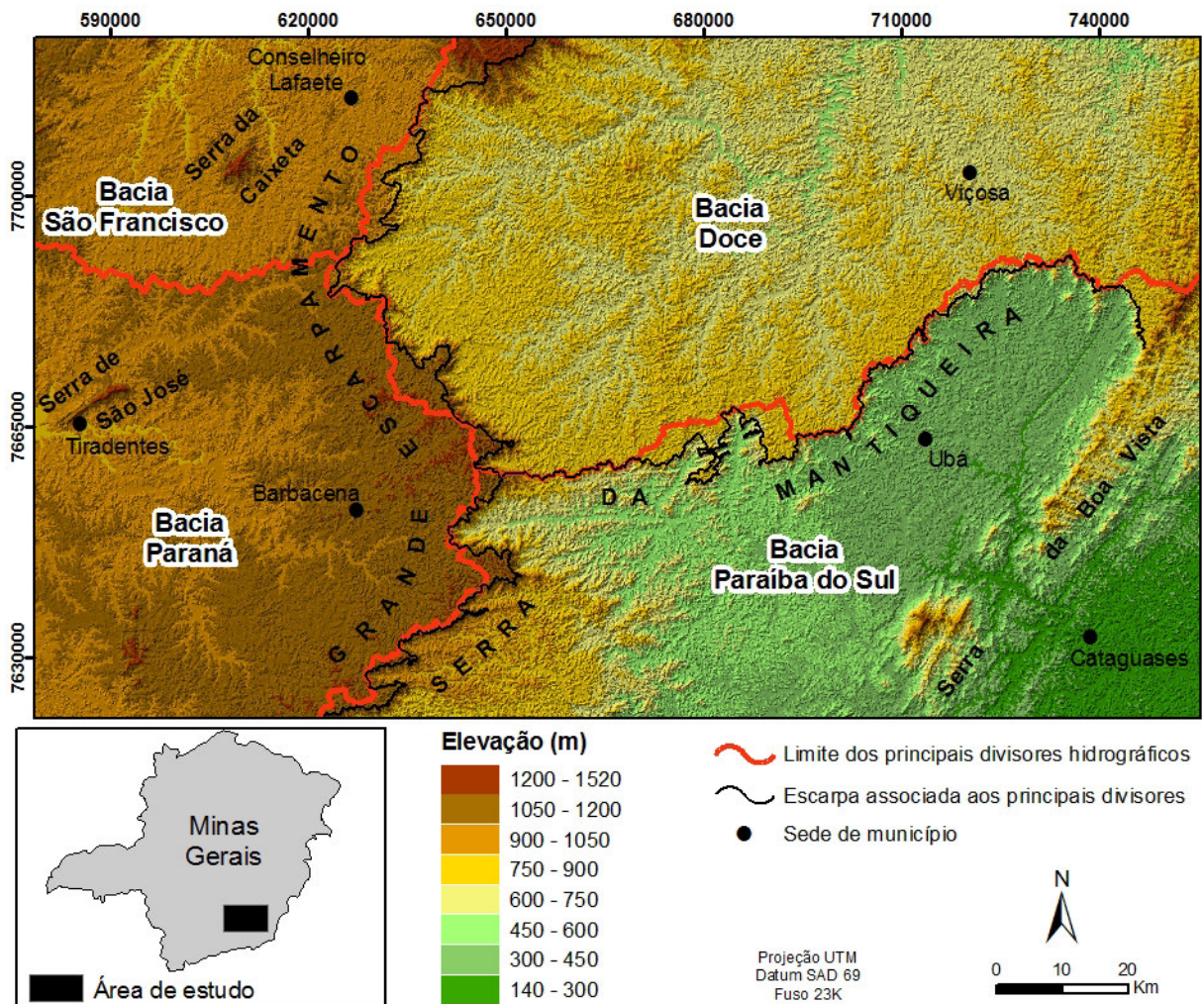


FIGURA 5.1 - Mapa hipsométrico que destaca as escarpas associadas aos principais divisores.

Escarpas denudacionais ou erosivas são, segundo Goudie (2004), em sua maioria formadas como resultado da erosão diferencial das rochas. Entretanto, algumas podem ser iniciadas pelo intemperismo diferencial dentro de uma massa granítica, por exemplo. Enquanto muitas escarpas são atribuídas à grande resistência à erosão de determinadas rochas, outras são relacionadas à diferença de nível de base, como resposta a elevação regional decorrente de processo de rifteamento. Essas últimas, após o soerguimento regional podem ainda ser

divididas em dois tipos, segundo Van der Beek *et al.* (2002). O primeiro tipo é aquele cuja formação da escarpa ocorre pela degradação do planalto por incisão vertical da rede de drenagem, preservando a posição original do divisor. O segundo envolve a retração lateral da escarpa e, conseqüentemente, resulta na migração do divisor. Apesar do soerguimento regional ser considerado como gênese de algumas escarpas erosivas, essas só podem ser atribuídas às escarpas formadas pela degradação do planalto, uma vez que nas escarpas por recuo do divisor um grande desnível original é desenvolvido por falhamento.

### **5.3 ANÁLISE DOS DIVISORES HIDROGRÁFICOS**

A análise em planta do mapa hipsométrico/MDE revela nas bordas dos principais divisores escarpas bem marcadas, que coincidem com degraus topográficos escalonados (FIG. 5.1). Ao longo desses divisores predominam ortognaisses e granodioritos a granitos que assumem expressão regional na área de estudo (FIG. 5.2). Gilchrist *et al.* (1994), Van der Beek *et al.* (2002) e Gunnell e Harbor (2010) consideram a importância de litologias mais resistentes que acabam por fixar um divisor hidrográfico mais elevado, com formação de cristas que mantêm a escarpa principal. Segundo Menezes *et al.* (2011) rochas maciças, como granitos, são mais resistentes ao intemperismo que gnaisses, compostos de materiais bandados. Entretanto, a abrangência espacial das rochas em questão ultrapassa em muito os limites da escarpa, o que constitui claro indicativo quanto à ausência de relação entre o surgimento ou manutenção das escarpas e as litologias da área investigada, pelo menos no que tange a análise nessa escala. A presença do divisor hidrográfico contíguo às escarpas sem que essas últimas estejam associadas a contatos litológicos sugere a ausência de um controle litológico nas escalas regional e sub-regional. Todavia, há unidades litológicas de menores extensões que, de fato, se associam prontamente a trechos de divisores e que, pela sua maior resistência à denudação, sustentam escarpas; essas serão averiguadas mais adiante. Nas escalas regional e sub-regional, a relação entre a topografia e a litologia também foi analisada utilizando-se de cortes topográficos ao longo dos divisores hidrográficos que proporcionam visão em perfil dos mesmos (FIG. 5.2). Nesses cortes, foram representadas as rochas mais significativas em termos de área.

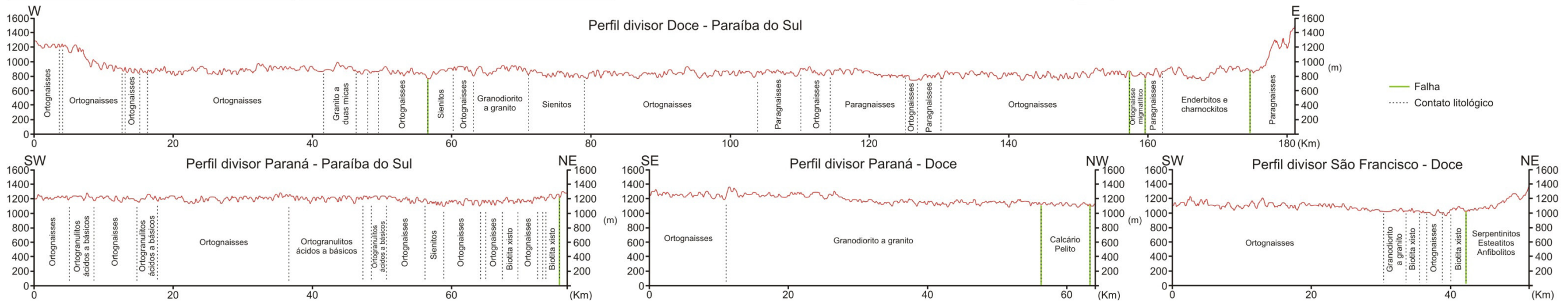
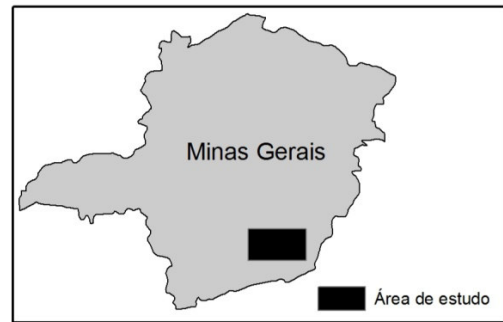
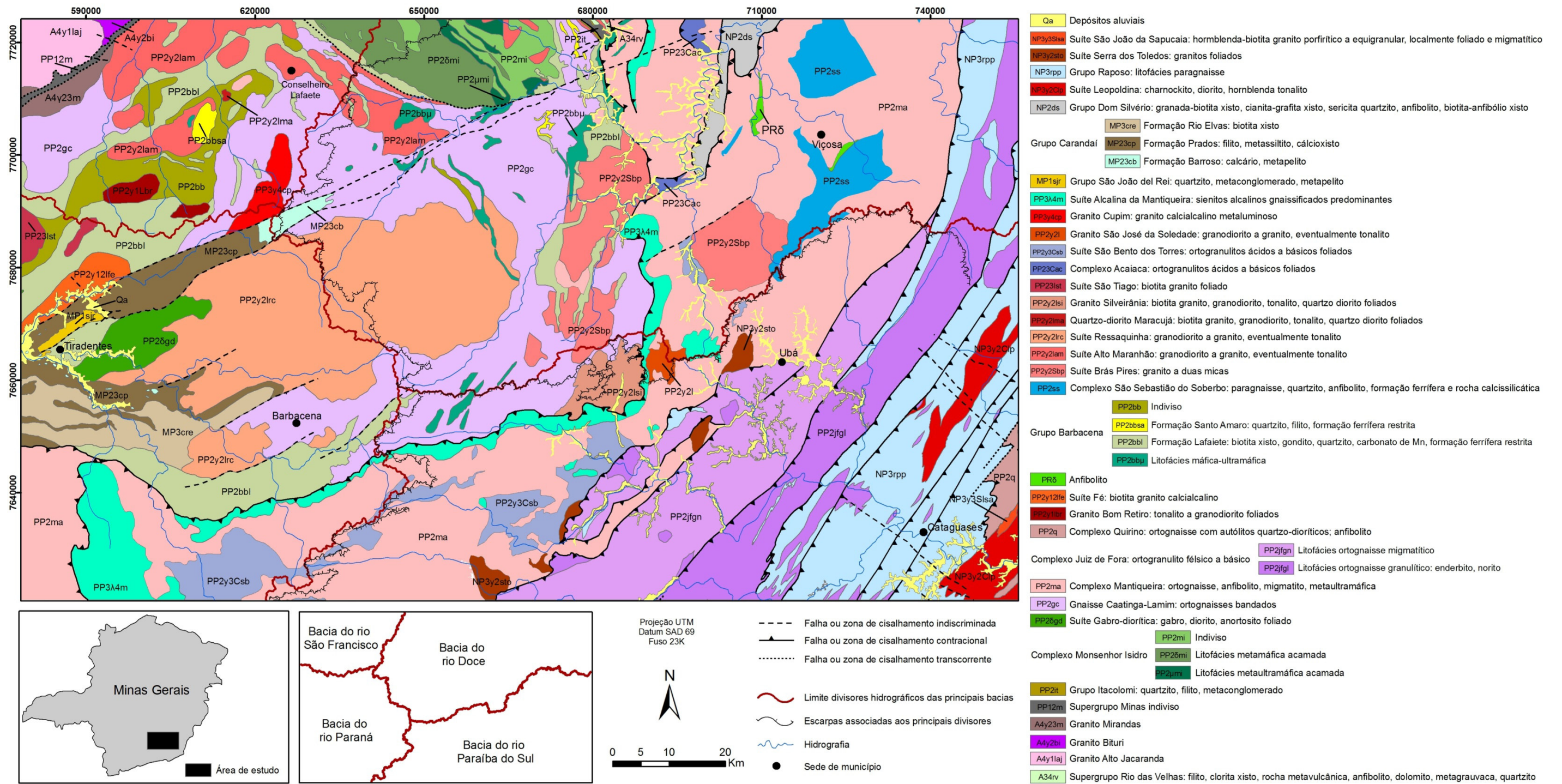


FIGURA 5.2 - Mapa geológico da área de estudo, exibindo perfis topográficos dos principais divisores hidrográficos. Fonte: CPRM e CODEMIG (2014).

Segundo Meis *et al.* (1982) variações expressivas na topografia, como grandes desnivelamentos altimétricos, indicam a influência de diferentes litologias ou de atividade tectônica. Tricart *et al.* (1972) e Gerrard (1987) afirmam que rochas resistentes estão associadas a terrenos elevados, enquanto litologias mais frágeis a topografia mais suave. Dessa forma, quanto mais resistente a litologia mais lenta será sua denudação e o rebaixamento do relevo, realçando assim a topografia composta pela rocha mais dura. Nesse caso, existe relação direta entre o tipo de rocha e a altitude média do relevo.

No perfil do divisor Paraná – Doce os locais que exibem variação da litologia não demonstram mudanças na morfologia (FIG. 5.2). Por outro lado, onde a topografia mostra ruptura de pequena expressão entre as porções NW e SE, abrangendo os granodioritos a granitos da Suíte Ressaquinha, a litologia permanece constante. Isso pode estar relacionado tanto à baixa acuidade da escala do mapeamento geológico como às movimentações tectônicas. Nesse sentido, a porção SE do perfil é a que se apresenta mais elevada e faz parte da alta bacia do rio Grande, com soerguimento a SE identificado por Saadi (1991).

O perfil do divisor Paraná – Paraíba do Sul exhibe regularidade topográfica concomitantemente a variação litológica (FIG. 5.2). A heterogeneidade litológica acompanhada de regularidade morfológica e altimétrica indica resposta semelhante na resistência das rochas, pelo menos no que tange a incisão vertical da rede hidrográfica. Caso exista alguma diferenciação na resistência entre essas litologias ela ocorre em escala local, não suficiente para alterar a morfologia desse perfil.

No perfil do divisor São Francisco – Doce se reconhece uma ruptura a NE abrangendo o Complexo Monsenhor Isidro em porções mais elevadas e rebaixadas (FIG. 5.2). Esse, segundo Raposo (1991), é constituído por rochas metaultrabásicas (serpentinóis e esteatitos) e metabásicas (anfíbolitos) intimamente associadas a gnaisses tonalito-trochjemíticos, ocorrendo, ainda que de forma subordinada xistos, formações ferríferas e quartzitos. Marent e Valadão (2015) haviam sugerido uma erosão diferencial baseada na diferença altimétrica entre as rochas desse complexo e o entorno mais rebaixado. Entretanto, segundo Resende (1982), Ladeira e Minette (1984) e Toledo *et al.* (2003) rochas

básicas e ultrabásicas são em princípio mais intemperizáveis, o que condiz com mantos de alteração muito espessos identificados por Raposo (1991). Menezes *et al.* (2011) identificaram em rochas foliadas mantos de alteração mais profundos, sendo considerados mais intemperizáveis, o que condiz com as rochas metamórficas encontradas. Chama atenção nessa unidade a morfologia rebaixada e arrasada em suas bordas sem grande variação com as rochas do entorno a SW. A NE a expressiva elevação recuada, superando os 200 m, não condiz com uma rocha resistente. O predomínio de rochas ultrabásicas e básicas, o espesso manto de alteração, a foliação que domina nessas litologias e o expressivo desnível recuado sugere que essa porção elevada decorre de anomalia de ordem da tectônica. Além disso, na proximidade são identificadas falhas circundando esse complexo.

A porção SW do perfil do divisor São Francisco – Doce é compreendida por ortognaisses do Gnaiss Caatinga (FIG. 5.2), apesar de Marent e Valadão (2015) terem associado a alteração morfológica nessa área ao Granito Cupim que no mapeamento de Heineck *et al.* (2003) ocupa o divisor e a borda da escarpa (FIG. 4.2 - B). Nesse caso, a variação morfológica associada à mudança de litologia e a maior amplitude das vertentes no Granito Cupim seriam um indicativo de maior resistência. Outra variação morfológica que ocorre na área é sobre o biotita xisto que apresenta ruptura localizada moderada, o que não acontece em outras faixas dessa litologia. Isso pode estar relacionado a características particulares dessa unidade relacionadas à acuidade de mapeamentos de maior detalhe.

No perfil do divisor Paraíba do Sul – Doce predomina regularidade topográfica sem diferença altimétrica significativa que possa ser relacionada a alguma litologia (FIG. 5.2). A exceção ocorre para duas rupturas bem marcadas em suas bordas, uma a oeste e outra a leste. A oeste, a ruptura marca a mudança do Degrau Paraná - São Francisco (bacia hidrográfica interiorana) para Doce (bacia costeira), sendo a porção mais elevada compreendida por um vale suspenso. Essa exhibe a mesma rocha e a inexistência de estruturas, nessa escala, associadas a essa ruptura. Assim, esse desnível associado às bacias hidrográficas pode estar relacionado à dissecação da bacia costeira submetida a nível de base mais baixo.

A leste, no perfil do divisor Paraíba do Sul – Doce, a ruptura abrange área sobre enderbitos e noritos do Complexo Juiz de Fora e paragnaisses do Grupo Raposo (FIG. 5.2). Entretanto, segundo Noce *et al.* (2003), no Complexo Juiz de Fora dominam gnaisses enderbíticos a charnockíticos bandados, enquanto os paragnaisses consistem de sillimatina-granada-bitotita gnaiss migmatítico, com intercalações de rocha calcissilicática e quartzito. Segundo os autores, esses paragnaisses são mais resistentes ao intemperismo que o gnaiss, enquanto para Meis *et al.* (1982) os charnockitos estão entre as rochas mais resistentes da região, juntamente com os quartzitos, coincidindo com relevos mais elevados. Entretanto, no perfil a oeste, o que se verifica é uma variação morfológica muito semelhante entre enderbitos e charnockitos com as litologias do entorno, que não é característica de uma rocha tão resistente, como mencionado por Meis *et al.* (1982). Exceção ocorre com os paragnaisses do Grupo Raposo que se encontram em cotas distintas a leste e oeste dos enderbitos e charnockitos do Complexo Juiz de Fora. O mesmo se verifica em planta, quando comparados gnaisses enderbíticos a charnockíticos bandados (Complexo Juiz de Fora), paragnaisses (Grupo Raposo) e charnockitos (Suíte Leopoldina), nos mapas geológico (FIG. 5.2) e hipsométrico (FIG. 5.1).

Na área de estudo, em planta, o alinhamento da Serra da Boa Vista mantém direção NE-SW (FIG. 5.1), enquanto as unidades litológicas do Complexo Juiz de Fora (enderbitos e charnockitos) e Grupo Raposo (paragnaisses) flexionam-se para norte (FIG. 5.2) sem alteração visível significativa da topografia. Esse alinhamento foi reconhecido por Noce *et al.* (2003) como um pilar tectônico com direção NE-SW, sendo posteriormente designado por Romano e Castañeda (2006) como *Horst* da Serra da Boa Vista. Esses estimaram um deslocamento vertical mínimo de 300 a 400 m a partir de níveis bauxíticos identificados entre 700 e 900 m de altitude, quando na realidade deveriam constituir um único nível balizado em uma conta aproximadamente constante. Nesse sentido, Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) identificaram blocos abatidos e basculados adjacentes ao *Horst* da Serra da Boa Vista (FIG. 5.3 e 5.4). Considerando o abatimento de blocos associados a rupturas topográficas e a regularidade morfológica nas áreas adjacentes ao *Horst*, se existe resistência litológica por parte dos enderbitos, charnockitos e paragnaisses essa, em análise



inicial, não parece ser a responsável pela manutenção da topografia alçada, uma vez que coloca lado a lado a mesma rocha em altitudes tão distintas.

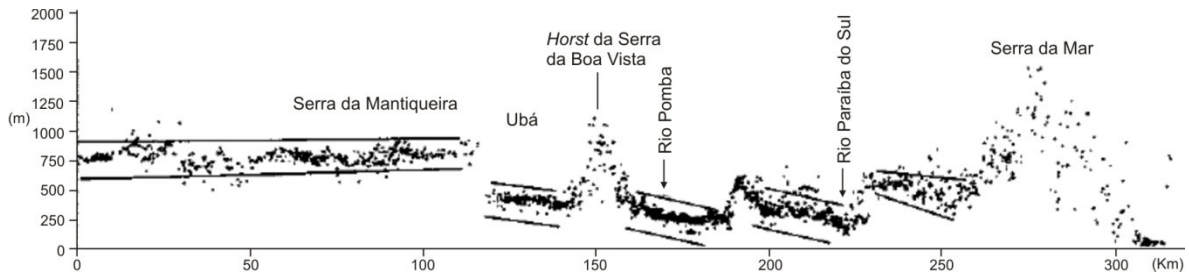


FIGURA 5.3 - Perfil topográfico em varredura, destacando o escalonamento interno da Depressão dos rios Pomba-Muriaé.

Fonte: adaptado de Mello *et al.* (2005).

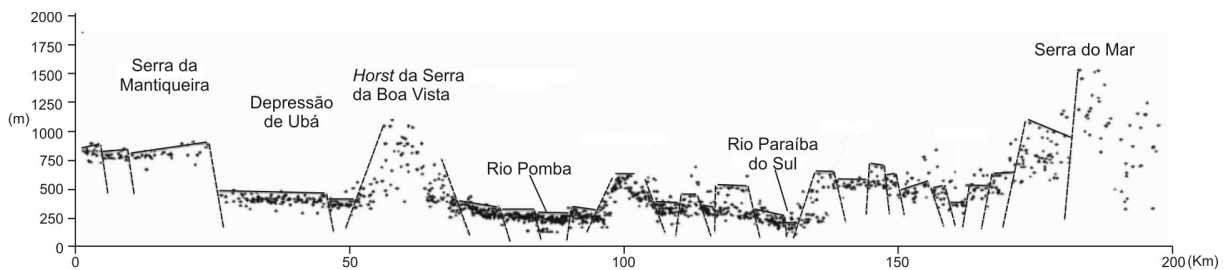


FIGURA 5.4 - Perfil topográfico em varredura, destacando os blocos abatidos e basculados na Depressão dos rios Pomba e Muriaé em escala de maior detalhe.

Fonte: adaptado de Silva (2012).

Ao longo dos divisores hidrográficos é possível perceber que mesmo com a mudança nos diferentes tipos de rocha o mesmo não se verifica com a topografia, exceto localmente, que poderia indicar alguma diferença significativa na resistência entre elas. Meis *et al.* (1982) colocam que em rochas homogêneas deve haver uma relação constante na diferença altimétrica. O que se verifica, em geral, é o predomínio de uma regularidade topográfica em diferentes litotipos. Isso mostra que apesar da heterogeneidade litológica a resposta topográfica quanto à incisão vertical é semelhante, pelo menos quando analisada nessa escala. Por outro lado, desníveis topográficos significativos ocorrem em algumas porções dos divisores abrangendo o mesmo litotipo. Esses desníveis sugerem anomalias topográficas de controle tectônico nas extremidades da área de estudo, no divisor do rio São Francisco com Doce a NE e Doce com Paraíba do Sul a leste, e como proveniente da maior dissecação entre bacias costeiras e interioranas na junção do divisor Paraná, Doce e Paraíba do Sul.

## 5.4 O SIGNIFICADO DO RELEVO LOCAL

Ao longo dos divisores e escarpas contrastam ortognaisses e outras litologias de menor expressão espacial (FIG. 5.2 e 5.5). Nessas porções, em geral, predominam corpos plutônicos pré-cambrianos que não exibem variação significativa no modelado quanto à incisão vertical, inferida através de perfis topográficos dos divisores. Entretanto, foram identificados afloramentos rochosos assumindo feições de pontões rochosos coincidindo com o divisor hidrográfico e *front* da escarpa.

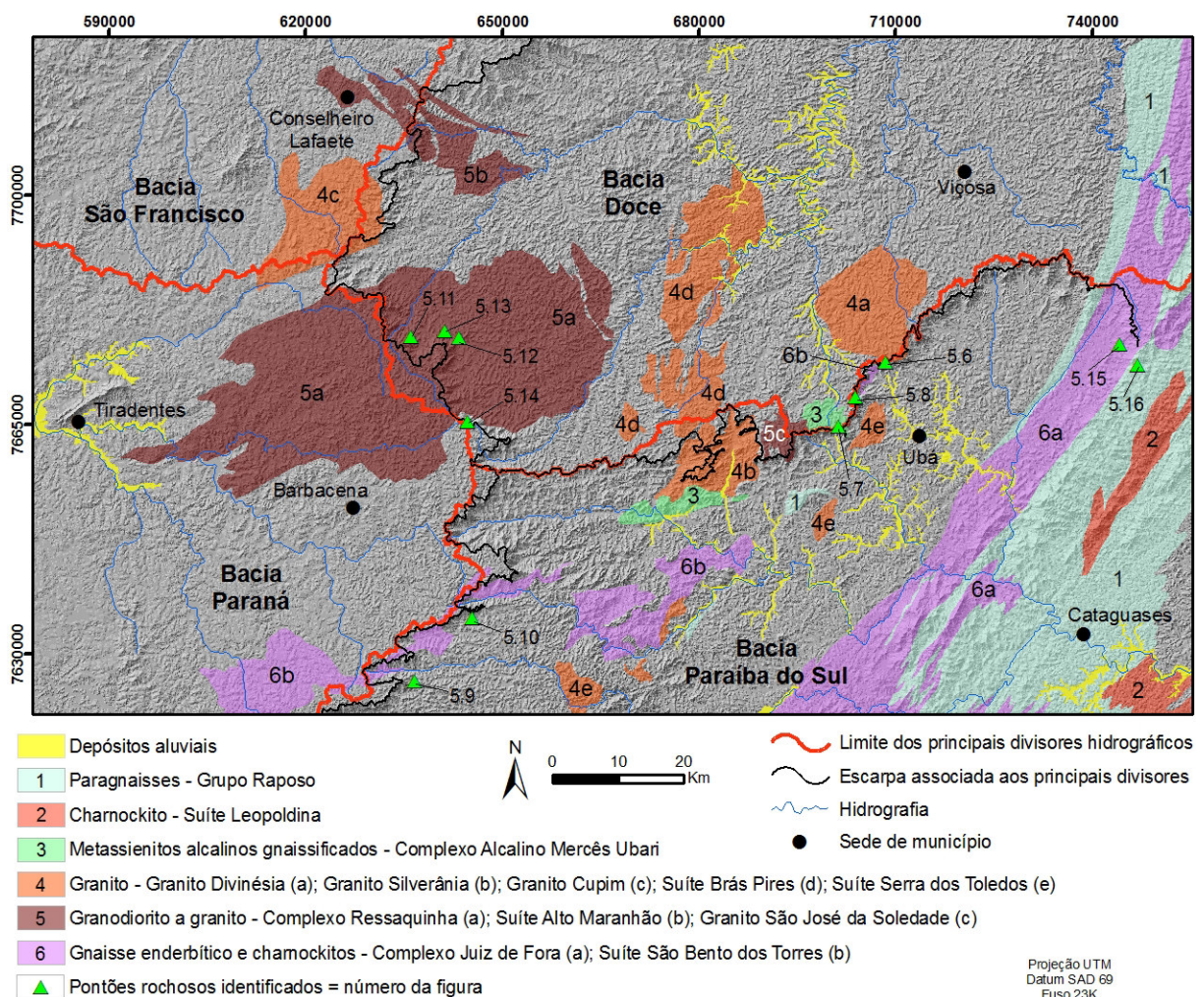


FIGURA 5.5 - MDE que destaca as principais litologias associadas a pontões rochosos e flancos das escarpas. Fonte: adaptado de Heineck *et al.* (2003) e CPRM e CODEMIG (2014).

A formação de pontões (“pães de açúcar”), segundo Gerrard (1987), está relacionada a dois tipos de processos, recuo lateral ou incisão vertical. No caso de recuo da escarpa, são resultado de pediplanação e retração da encosta, com exumação da rocha sã, no interior de

compartimentos estruturalmente controlados. Nesse processo, o intemperismo na base da escarpa leva ao recuo das encostas. Na incisão vertical, os pontões rochosos se formam dentro do regolito, onde o intemperismo excede a erosão superficial, em grande parte controlado por estruturas internas. Quando as taxas de erosão passam a ser maiores que as taxas de intemperismo a exumação ocorre expondo o domo rochoso.

Na área estudo, entre os degraus Doce e Paraíba do Sul, Marent e Valadão (2015) identificaram, na frente escarpada, a rocha sã coincidindo com o Granito Divinésia, pelo mapeamento de Heineck *et al.* (2003) (FIG. 5.5 e 5.6). Foi reconhecida em campo, nessa porção, a feição de pontões rochosos ao longo do *front* da escarpa. Esses apresentam-se mais exumados nas áreas de ocorrência de vales suspensos. Na área de estudo, os vales suspensos, estudados em maior detalhe, foram associados a capturas fluviais por Salgado *et al.* (2012), Oliveira (2012) e Cherem *et al.* (2013). Nos sienitos da Suíte Alcalina da Mantiqueira (FIG. 5.2) Brandalise e Viana (1993) destacam duas porções designadas como Complexo Alcalino Mercês Ubari (FIG. 5.5), uma a NE e outra a SE. A NE ocupa o *front* da escarpa da Mantiqueira, que coincide com o divisor, onde exhibe topografia de topos arrasados, enquanto a SE mostra um relevo alçado em forma de pães de açúcar. São compostos de metassienitos alcalinos com uma mineralogia variável, em geral supersaturada em sílica. Em campo, a NE, no flanco da escarpa da Serra da Mantiqueira, foram identificados alguns pontões rochosos (FIG. 5.7). A SE, Marent e Valadão (2015) reconheceram essa unidade sustentando um relevo mais elevado. No Granito Silverânia (FIG. 5.2), Brandalise e Viana (1993) também reconheceram um relevo com feições alçadas mostrando escarpas em forma de pães de açúcar, com desníveis de cerca de 300 m de altura. No Complexo Mantiqueira essas feições de pontões não foram identificadas, pois o *front* da escarpa se apresenta intemperizado. Entretanto, em locais onde são verificados afloramentos rochosos seu aspecto estrutural se apresenta com bandamentos que exibem caimento a SE, conforme mapeamento realizado por Noce *et al.* (2003) (FIG. 5.8).



FIGURA 5.6 - Porção exumada do Granito Divinésia no flanco da escarpa. Interflúvio em área drenada por vale suspenso mais rebaixado que interflúvio sem vale suspenso.



FIGURA 5.7 - Metassienitos alcalinos do Complexo Mercês Ubari, que exibem feições de pontões rochosos. Área sem vale suspenso.

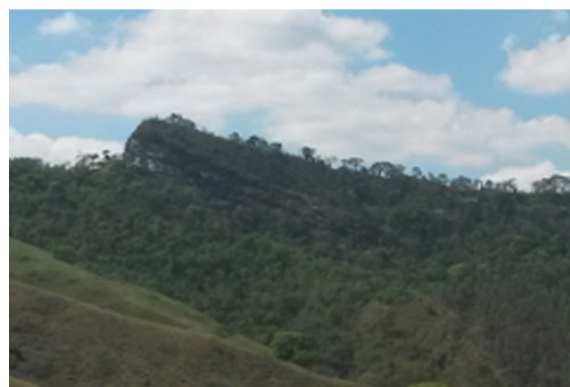


FIGURA 5.8 - Ortognaisses do Complexo Mantiqueira, que exibem foliação para SE.

O limite entre os degraus Parána-São Francisco e Paraíba do Sul é marcado por faixa de rochas da Suíte São Bento dos Torres, de direção NE-SW, que acompanha boa parte da escarpa (FIG. 5.5). Segundo Brandalise (1991), são compostas por charnockitos, enderbitos, noritos e gnaisses. Trata-se de um conjunto de rochas de quimismo ácido a básico, sendo caracterizadas por um relevo em forma de lajedão ou cúpulas, assinalando uma topografia proeminente nas rochas ácidas e em forma de grandes blocos isolados nas básicas. Em campo, nessa área foram averiguados pontões ocupando linhas de cumeada de direção E-W provenientes do recuo da escarpa (FIG. 5.9). Esses em imagens de satélite *Google Earth Pro* e durante visita de campo também foram identificados de forma localizada ao longo dos flancos da escarpa (FIG. 5.10).



FIGURA 5.9 - Pontões rochosos ocupando linha de cumeeada.



FIGURA 5.10 – Pontões rochosos exumados no flanco da escarpa.

Entre as bacias dos rios Paraná e Doce, a unidade que predomina é a Suíte Ressaquinha, composta de granodioritos a granitos e eventualmente tonalitos (FIG. 5.5). Apesar dessa se estender a NE e SW para além dos limites do divisor e escarpamento, é no *front* da escarpa que foram identificados pontões rochosos em diferentes estágios de evolução. Formas incipientes podem identificadas no flanco da escarpa (FIG. 5.11). Cursos fluviais adentrando em direção ao planalto superior e formando vales suspensos exibem aprofundamento do relevo isolando essas formas (FIG. 5.12). Essas se apresentam mais realçadas no degrau superior, onde os canais se encontram mais ajustados ao nível de base inferior (FIG. 5.13). Fato que chama a atenção é a ocorrência dessas feições ao longo de quase toda essa escarpa no interior da Suíte Ressaquinha, o que não ocorre fora dessa unidade litológica. A sul dessa unidade, no Gnaisse Caatinga foram reconhecidos pontões acompanhando a escarpa em campo e através de imagens de satélite *Google Earth Pro* (FIG. 5.14). Esses afloramentos pontuam ao longo de toda borda desse degrau, na escarpa que divide as bacias dos rios Paraná e Doce. Na escarpa entre as bacias dos rios Paraná e Paraíba do Sul não foram constatados esses mesmos afloramentos no Gnaisse Caatinga, em campo e imagens de satélite. Na escarpa entre as bacias dos rios São Francisco e Doce, a norte da Suíte Ressaquinha, a qualidade das imagens de satélite não permitiu maiores inferências a respeito desses afloramentos. Essa litologia (ortognaisses) foi considerada por Brandalise (1991), em escala de detalhe na área, como do Complexo Mantiqueira. Entretanto, na escarpa entre as bacias dos rios Paraná e Doce apresentam características distintas quanto à ocorrência de pontões rochosos em relação a outras porções. Isso pode significar controle por parte de estruturas internas da rocha, conforme mencionado por Gerrard (1987) e/ou maior concentração de minerais félsicos segundo Thomas (1994).



FIGURA 5.11 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha com exumação incipiente.



FIGURA 5.12 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha mais exumados pelo curso fluvial. Área drenada por vale suspenso.



FIGURA 5.13 - Granodiorito a granito da Suíte Ressaquinha com feição de pão de açúcar. Área drenada por vale suspenso.

FOTO: Eric Rezende



FIGURA 5.14 - Gnaíse Caatinga exibindo afloramentos rochosos no flanco da escarpa.

No *front* da escarpa da Serra da Boa Vista de frente para Depressão de Ubá ocorrem pontões rochosos em diferentes estágios de exumação. Esses se apresentam mais exumados quanto mais recuados se encontram em relação à escarpa, o que sugere uma gênese relacionada à sua retração. Esses pontões são compostos, segundo Brandalise e Viana (1993) e Noce *et al.* (2003), por gnaisses enderbíticos a charnockíticos bandados do Complexo Juiz de Fora (FIG. 5.15) e por paragnaisses do Grupo Raposo (FIG. 5.16). Noce *et al.* (2003) já haviam mencionado sobre a maior resistência ao intemperismo desses paragnaisses em relação aos ortognaisses do Complexo Mantiqueira.

As diferentes escarpas exibem em seu flanco a morfologia de pontões rochosos em diversos estágios evolutivos, associados a granitos, granodioritos a granitos, enderbitos a charnockitos, sienitos, paragnaisses do Grupo Raposo e de forma localizada nos ortognaisses

do Gnaiss Caatinga. Thomas (1994) aponta que esse tipo de relevo pode se originar tanto em granitos quanto em gnaisses, sendo restritos principalmente a rochas cristalinas de composição félsica a intermediária. Granger *et al.* (2001) reconheceram, entre os granitos, que a exposição da rocha sã está vinculada à maior quantidade de materiais félsicos, que são menos intemperizáveis. Já Menezes *et al.* (2011) identificaram que granitos de granulação grossa estão relacionados com solos mais profundos e intemperizados em relação aos de granulação fina, e que materiais bandados, como gnaisses, resultam em maior alteração que materiais maciços, como granitos. Apesar da alteração das rochas estar vinculada às suas características constituintes, o que se verificou foi que essa diferenciação se manifesta de forma expressiva entre ortognaisses de um lado e granitos, granodioritos a granitos, enderbítos a charnockitos, sienitos e paragnaisses do Grupo Raposo do outro. Essa diferenciação se sucede, sobretudo, através do recuo lateral das escarpas na exumação inicial dos afloramentos rochosos, com deposição de tálus<sup>27</sup> ao longo das vertentes, mas também associada à posterior incisão vertical por processo de captura fluvial, conforme abordado a seguir.

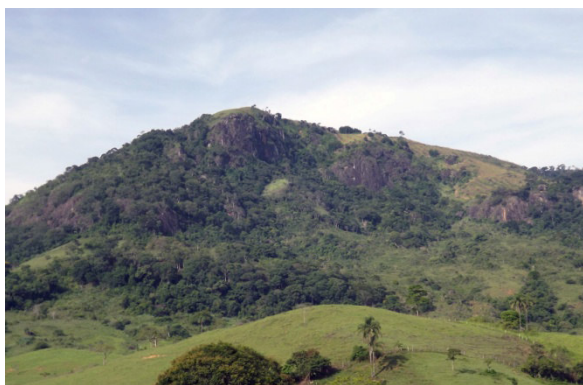


FIGURA 5.15 - Pontão rochoso nos gnaisses enderbíticos e charnockitos do Complexo Juiz de Fora.



FIGURA 5.16 - Pontão com exumação incipiente do afloramento rochoso nos paragnaisses do Grupo Raposo.

Na área de estudo, Salgado *et al.* (2012) e Cherem *et al.* (2013), utilizando o isótopo cosmogênico <sup>10</sup>Be verificaram taxas de denudação mais elevadas nas bacias que compõem as escarpas em relação as bacias do planalto situado acima. Nos planaltos eles mensuraram taxas médias de ~7,40 m/Ma na bacia rio São Francisco, ~5,39 m/Ma na bacia do rio Paraná

<sup>27</sup> Depósito de tálus: depósito constituído predominantemente de fragmentos rochosos grandes e angulosos originados da fragmentação de rochas situadas em zonas escarpadas com fortes declives (MINEROPAR, 2010).

e ~12,55 m/Ma na bacia do rio Doce, enquanto nas escarpas, voltadas para degraus situados em níveis inferiores, encontraram respectivamente ~14,67 m/Ma, ~16,98 m/Ma e ~18,11 m/Ma. Carmo e Vasconcelos (2006), utilizando a datação por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em óxidos de manganês, verificaram uma propagação da frente de intemperismo de 8,9 m/Ma nos granodioritos e xistos próximo à área de estudo, na bacia do rio Paraná. Essas são as mesmas rochas que predominam nas bacias dos rios São Francisco e Paraná. Esses dados demonstram que a superfície planáltica está sendo intemperizada numa velocidade maior em relação à sua perda de massa. Por sua vez, as escarpas estão recuando em direção ao planalto numa velocidade maior que o seu processo de rebaixamento. A exumação de granitos, granodioritos a granitos, enderbitos a charnockitos, sienitos e paragnaisses do Grupo Raposo pelo recuo da escarpa em relação aos ortognaisses indica uma diferença de resistência entre eles. O mesmo não se verifica quanto à incisão vertical, que coloca diferentes rochas ao longo do divisor em mesmo patamar (FIG. 5.2). Isso sugere uma relação direta entre propagação da frente de intemperismo e as taxas de denudação no planalto e escarpa (FIG. 5.17 - A). No planalto, a baixa taxa de denudação em relação à propagação da frente de intemperismo não permite que a diferença entre essas litologias apareça na topografia. Na escarpa, por sua vez, a taxa de denudação elevada exuma primeiro as rochas mais resistentes que são menos intemperizáveis e, portanto, mantém manto de alteração menor. Por outro lado, nas rochas menos resistentes e mais intemperizáveis o manto de alteração mais espesso, devido a maior velocidade de alteração, não permite que a rocha seja exumada.

Gerrard (1987) reconhece que a formação de pães de açúcar pode ocorrer por recuo lateral ou incisão vertical. Jessup *et al.* (2001), em estudo no estado da Califórnia (USA), concluíram que os escarpamentos graníticos evoluem por retração lateral, após verificarem que os flancos da escarpa constituídos de rocha são mais erodidos que o planalto situado acima sobre o solo intemperizado. Em Serra Nevada (USA), Granger *et al.* (2001) utilizando isótopos cosmogênicos, identificaram que rochas graníticas expostas erodem mais lentamente que a média das bacias hidrográficas. Quanto mais o manto de alteração era denudado mais a rocha era exumada, o que, com o tempo, levava à diminuição da erosão por um processo de *feedback* negativo. Na área de estudo, o que se verifica é a exumação



inicial desses afloramentos ao longo dos divisores e escarpas por *backwearing* (FIG. 5.17 - B). Isso ocorre devido à denudação mais elevada nos flancos da escarpa que expõe a rocha sã. À medida que as encostas íngremes ficam em exposição a taxa de erosão diminui drasticamente, uma vez que as mesmas acumulam menos água e há redução do intemperismo químico. Isso leva cada vez mais à exposição acentuada da rocha sã que começa a adquirir a feição típica de “pão de açúcar” (FIG. 5.17 - C).

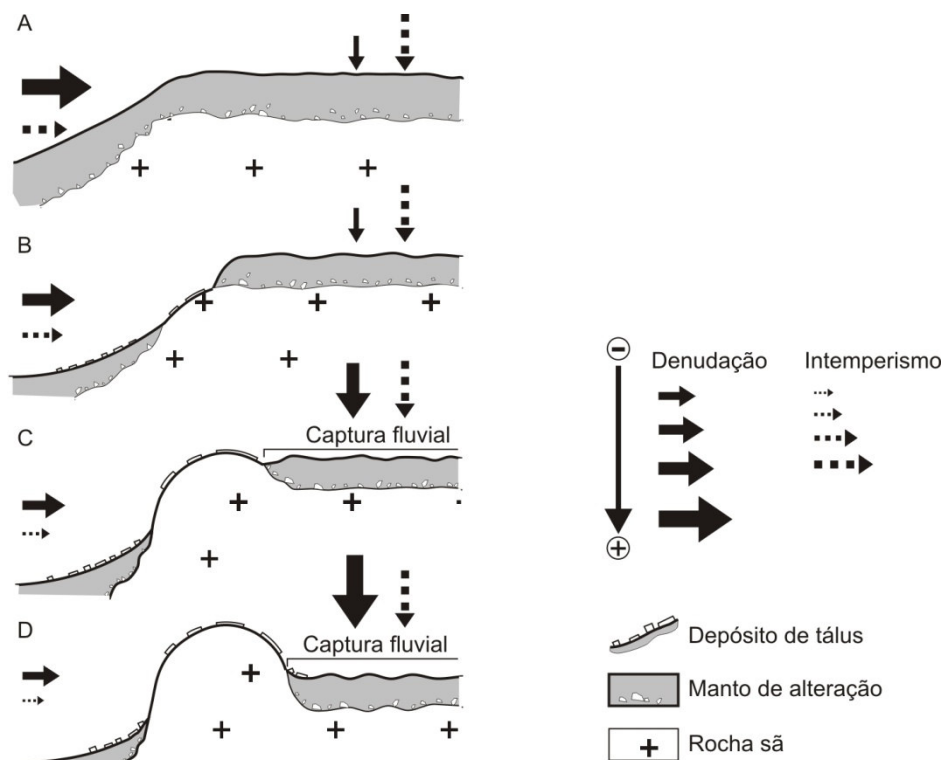


FIGURA 5.17 - Proposta de evolução da escarpa associada a gênese dos pontões rochosos na área de estudo.

Summerfield (1991) aponta que linhas de fraqueza podem se desenvolver em litologias homogêneas, favorecendo o intemperismo e a erosão e facilitando a incisão de canais fluviais. Para Thomas (1994), estruturas como fraturas podem influenciar tanto a forma como a posição dos domos rochosos. Marent (2011), na Serra do Mar, estado do Paraná, constatou que as porções topograficamente mais elevadas sobre os granitos se encontram sobre a rocha sã, produzindo as menores taxas de denudação, enquanto as mais rebaixadas estão localizadas sobre a rocha alterada com as taxas mais elevadas. Ele também reconheceu nas porções mais rebaixadas o maior avanço da drenagem sobre essas áreas, associadas ao controle estrutural de falhas, bem como a presença de captura fluvial. Nesse

sentido, na área de estudo, Marent e Valadão (2015) associaram as áreas com maior recuo da escarpa à presença de estruturas. Isso sugere que o contínuo recuo da escarpa, provavelmente, aproveitando-se de linhas de fraqueza (falhas, fraturas e juntas) avança sobre as superfícies mais elevadas. Salgado *et al.* (2012) verificaram taxas de denudação médias de ~11,34 m/Ma nos cursos fluviais que drenam essas superfícies planálticas mais elevadas em direção ao planalto inferior, sendo representadas por vales suspensos. Essas taxas superiores à propagação da frente de intemperismo (8,9 m/Ma) seriam suficientes para terminar a exumação dos pães de açúcar por incisão vertical no interior do planalto através de capturas fluviais ou de drenagens pré-existentes (FIG. 5.17 - D).

A Suíte Ressaquinha (granodioritos a granitos e eventualmente tonalitos) exhibe afloramentos rochosos pontuando ao longo de quase toda a escarpa. Nas demais áreas, acima e abaixo da escarpa, mostra um relevo arrasado de “mar de morros”. Após a exumação inicial dos afloramentos pelo recuo lateral, esses exibem feição mais característica de pães de açúcar quanto mais acentuado o processo de incisão vertical sobre o planalto pela rede hidrográfica, submetida ao nível de base mais baixo do planalto inferior. Os pontões rochosos, nessa unidade litológica (Suíte Ressaquinha), localizam-se em seu interior e não nos limites, como seria de esperar no caso de rochas mais resistentes. Nesse caso, se a formação dessas feições ocorre inicialmente por retração lateral das escarpas e sua exumação final ocorre por incisão vertical, isso sugere: (i) o escarpamento na bacia do rio Doce formou-se por degradação do planalto através da incisão vertical e posteriormente por retração lateral das escarpas; (ii) as escarpas surgiram muito próximas de sua posição original por degradação do planalto; e (iii) os pontões rochosos na área de estudo evoluem por um processo de duplo *front*, inicialmente *backwearing* e posteriormente *downwearing*, organizados segundo o controle litológico, estrutural e de nível de base.

A formação de pontões rochosos em unidades intrusivas de grandes dimensões como a Suíte Ressaquinha sugere um processo semelhante em unidades menores. Cabe ressaltar que, na área de estudo, apesar das rochas estarem classificadas como ígneas não são totalmente maciças, exibindo maior ou menor foliação (VIANA, 1991; RAPOSO, 1991; BRANDALISE; VIANA, 1993; SILVA; BALTAZAR, 2013; SANTOS; BALTAZAR, 2013). Segundo esses autores,

elas podem ocorrer de forma foliada a maciça, com foliação localizada, pouco foliada ou muito foliada. Assim, é possível que a foliação em menor ou maior proporção também influencie na elaboração dessas feições através de áreas mais susceptíveis ao intemperismo.

## 5.5 DISTRIBUIÇÃO E ANÁLISE DOS DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS

A estrutura da margem continental sudeste do Brasil foi interpretada por Asmus e Ferrari (1978) como caracterizada por uma sucessão de hemigrabens basculados a NW, compreendendo as serras do Mar e Mantiqueira. Perfis em varredura elaborados na região da Serra da Mantiqueira, em escala de maior detalhe, compreendendo a junção dos divisores hidrográficos das bacias dos rios São Francisco, Paraná, Doce e Paraíba do Sul relevaram estruturação um pouco diferente (FIG. 5.18).

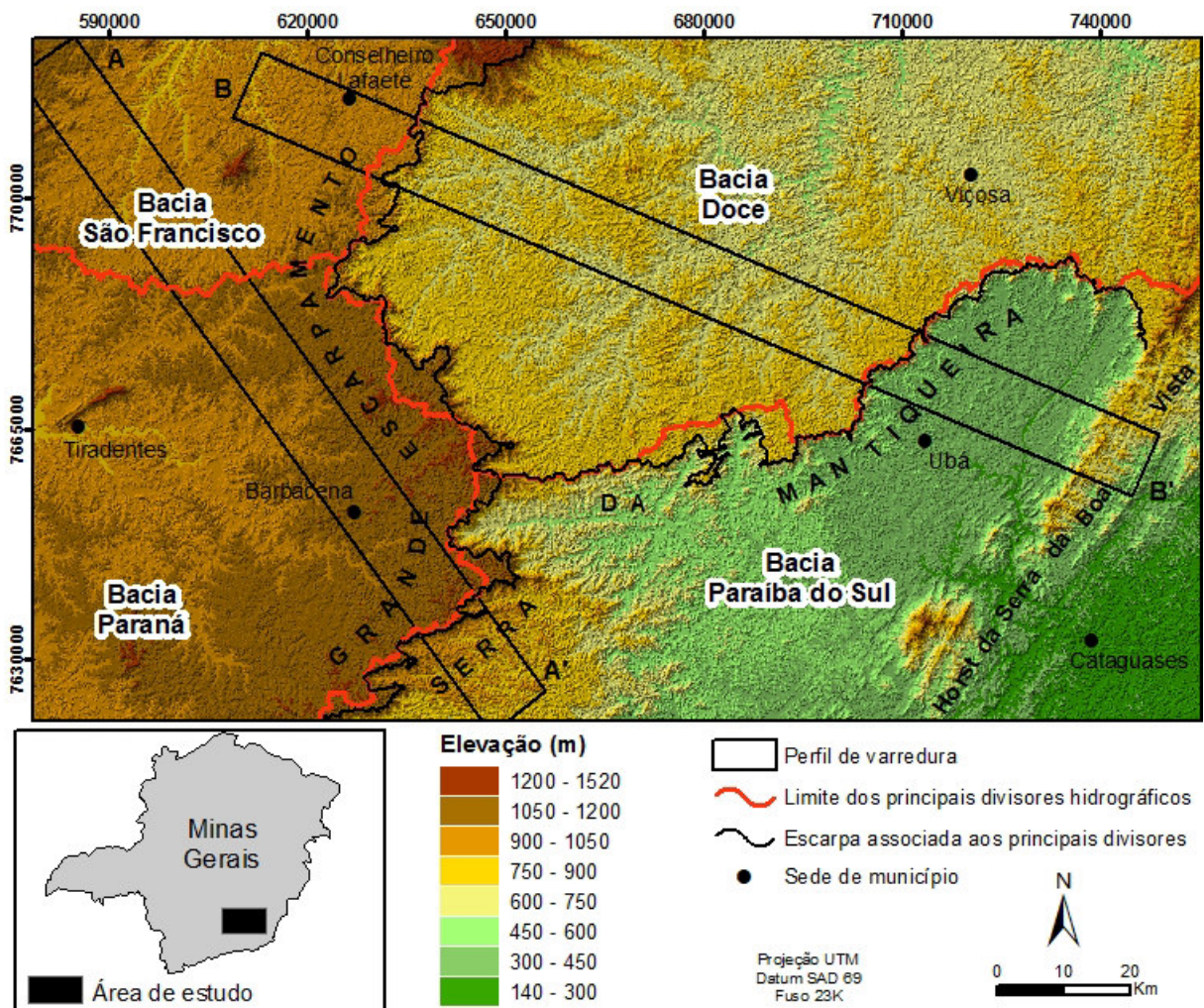


FIGURA 5.18 - Mapa hipsométrico com localização dos perfis de varredura.

O perfil A-A', de direção NW-SE, abrange em sua maior parte as bacias dos rios São Francisco e Paraná, que constituem degrau topográfico mais elevado com caimento a NW, e uma porção da bacia do rio Paraíba do Sul, que compreende degrau inferior com caimento a SE (FIG. 5.19). O limite entre esses degraus é marcado por desnível abrupto que coincide com uma falha identificada por Zalán e Oliveira (2005), mas que não aparece no mapeamento realizado pela CPRM e CODEMIG (2014). Esse perfil apresenta diferença marcante entre as suas porções NW e SE. A NW abrange a bacia do rio São Francisco que exibe elevações locais na topografia coincidentes com diferentes litotipos, o que sugere influência da rocha nessas elevações. A porção SE, compreendida pela bacia do Paraná, mostra configuração sugestiva típica de hemigrabens cada vez mais basculados quanto mais próximo da bacia do rio Paraíba do Sul e da Serra da Mantiqueira. Em seu interior, blocos menores assumem a mesma configuração, com as rupturas associadas a falhas. Essas assumem direção preferencial NE-SW que são concordantes com o caimento dos diversos degraus basculados em seu interior. A bacia do Paraíba do Sul, por sua vez, assume caimento a SE contrário à bacia do rio Paraná. No maior desnível topográfico, entre o divisor dos rios Paraná e Paraíba do Sul, podem ser identificadas rochas da Suíte São Bento dos Torres (FIG. 5.19), sendo mapeadas (1:100.000) por Brandalise (1991) como charnockito, enderbitito, norito e gnaiss. Essa coincidência pode ser sugestiva da presença de controle litológico na borda da escarpa. Entretanto, esse ocorre em escala local através da formação de pontões rochosos.

O perfil em varredura B-B', de direção WNW-ESE, abrange a bacia do rio São Francisco que coincide com um degrau topográfico mais elevado, a do Doce um degrau intermediário e a bacia do Paraíba do Sul um degrau inferior (FIG. 5.19). Essas superfícies constituídas por degraus topográficos coincidem em grande parte com as bacias hidrográficas, sendo separados por limites abruptos de elevada amplitude. O limite do Degrau Doce com Paraíba do Sul exibe uma falha de direção NE-SW mapeada por Heineck *et al.* (2003), mas que não aparece no mapeamento realizado pela CPRM e CODEMIG (2014). No limite do Degrau Paraná - São Francisco com Doce não foram identificadas falhas nos mapeamentos existentes, inclusive de maior detalhe. Essas bacias assumem a mesma configuração sugestiva típica de hemigrabens, encontrada no perfil A-A'.

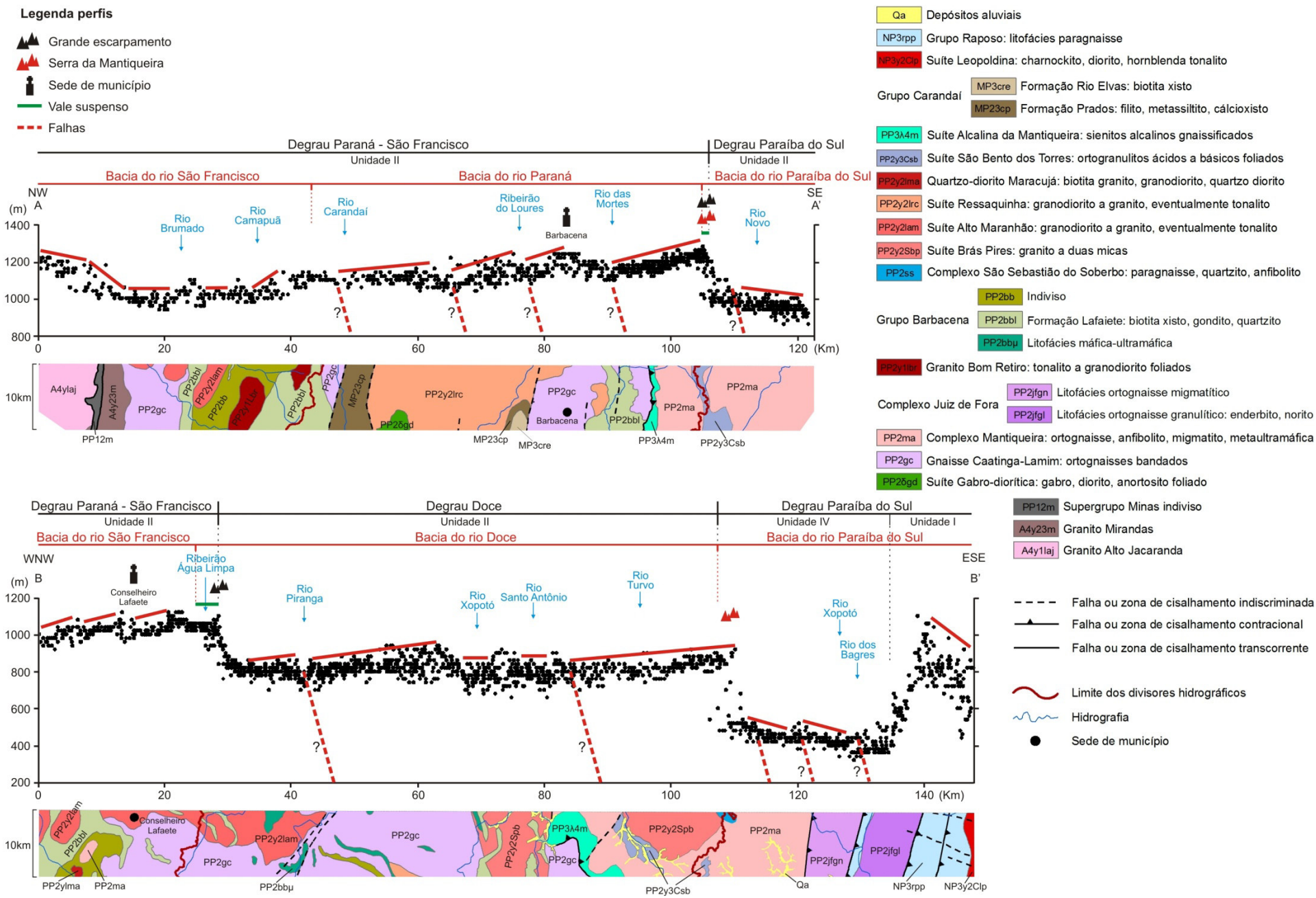


FIGURA 5.19 - Perfis em varredura da área de estudo, com exibição da geologia.  
 Fonte: geologia obtida a partir de CPRM e CODEMIG (2014).

A bacia do São Francisco, no perfil B-B', exibe sequência escalonada com desníveis de menor amplitude e caimento a WNW (FIG. 5.19). Um vale suspenso na borda da escarpa, pela amplitude altimétrica em seu interior, evidencia o início de ajuste ao novo nível de base ocasionado pela captura fluvial, constatado por Cherem *et al.* (2013). A bacia do rio Doce mostra configuração com desníveis basculados a WNW intercalados com elevações que podem ser relacionadas ao controle litológico. Essas porções alçadas localmente se localizam sobre os granitos da Suíte Brás Pires e os sienitos da Suíte Alcalina da Mantiqueira. O Degrau Paraíba do Sul exibe caimento contrário às demais bacias, semelhante ao encontrado no perfil A-A'. Em seu interior blocos menores coincidentes com falhas NE-SW assumem o mesmo caimento.

A estrutura regional encontrada para a área de estudo foi de grandes degraus coincidentes com as bacias hidrográficas dos rios São Francisco – Paraná e Doce, com caimento a NW/WNW, e bacia do Paraíba do Sul, com caimento a SE/ESE (FIG. 5.19). Esses são segmentados em blocos menores, decrescentes na mesma direção, que indicam controle por falhas NE-SW a NNE-SSW. Marent e Valadão (2015) identificaram as mesmas direções preferenciais em lineamentos estruturais nas bacias do Paraná, Doce e Paraíba do Sul. Apenas a bacia do São Francisco que apresenta sentido preferencial N-S. Entretanto, sua porção SE exibe lineamentos concordantes com desnivelamentos menores identificados no perfil B-B'. Essa estruturação na bacia do rio São Francisco é sugestiva de que o basculamento é restrito a sua porção SE. A inexistência de falhas em alguns dos desnivelamentos altimétricos basculados, por sua vez, é sugestiva de uma baixa acuidade dos mapeamentos geológicos. Saadi (1991) encontrou a mesma estruturação basculada a NW na bacia do Paraná (alto rio Grande), relacionada ao levantamento da escarpa da Mantiqueira por falhamento, e Souza (1995) na bacia do alto rio Doce. Na bacia do rio Paraíba do Sul (rio Pomba), Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) reconheceram blocos abatidos e basculados adjacentes ao *Horst* da Serra da Boa Vista, numa estruturação com caimento a SE, da borda da Serra da Mantiqueira até a Serra do Mar (FIG. 5.3 e 5.4). Próximo a esses escalonamentos Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) reconheceram falhas NE-SW apresentando importante correlação com a compartimentação em blocos descrita, sugerindo uma origem tectônica para depressão adjacente ao *horst*. Nesse sentido, Silva (2012) interpretou a

estruturação com caimento a SE que abrange da foz do rio Paraíba do Sul até seu médio vale superior, entre as cidades de Resende e Volta Redonda, e a montante onde assume o caimento a NE como uma típica configuração de falha de transferência<sup>28</sup>.

A análise em planta e perfil dos grandes desnivelamentos topográficos representados pelos limites entre os degraus topográficos sugere comportamentos distintos entre eles. Em planta as bacias dos rios Paraná e São Francisco representam um degrau único com cotas altimétricas que decaem de SE para NW. Abaixo desse, a bacia do rio Doce representa um degrau intermediário com a mesma estruturação. A bacia do rio Paraíba do Sul, com caimento a SE, exibe cotas inferiores à do Doce e representa um degrau inferior. Entretanto, um planalto intermediário no interior da bacia do rio Paraíba do Sul mantém cotas semelhantes à do Doce (entre 900 e 950 m), bem como porções da Serra da Boa Vista que exibe cotas predominantes entre 700 e 1000 m, apesar dessa serra se constituir em nível mais elevado em sua área central. É possível que essas superfícies intermediárias semelhantes à bacia do Doce se constituam em um nível relíquia na bacia do rio Pomba (Paraíba do Sul) relacionados à denudação entre bacias costeiras e do interior continental.

No Degrau Paraná-São Francisco com Doce as escarpas NE e NW conectam-se na Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande, que exibe o maior recuo nessa porção (FIG. 5.20). A morfologia sinuosa dessas, sem a presença de estruturas mapeadas que possam estar associadas à sua origem, é sugestiva de uma escarpa erosiva, conforme sugerido por Marent e Valadão (2015). A existência de pontões rochosos encontrados nos flancos escarpados com gênese interpretada como associada, inicialmente, a *backwearing* e posteriormente *downwearing*, contrastando com as superfícies planálticas arrasadas acima e abaixo da escarpa sem a presença desses afloramentos rochosos reforçam essa ideia. Isso sugere um caráter secundário por parte da tectônica no estabelecimento da escarpa entre essas bacias (Paraná - São Francisco com Doce), que constituí o Grande Escarpamento. Entretanto, mostra importância de primeira grandeza no basculamento a NW segmentando blocos de menor desnivelamento, organizados segundo falhas NE-SW.

---

<sup>28</sup> Falha de transferência: são falhas transcorrentes (de rejeito direcional) que transferem deslocamentos de uma falha para outra. Elas são, portanto, limitadas e não podem crescer livremente (FOSSEN, 2012).

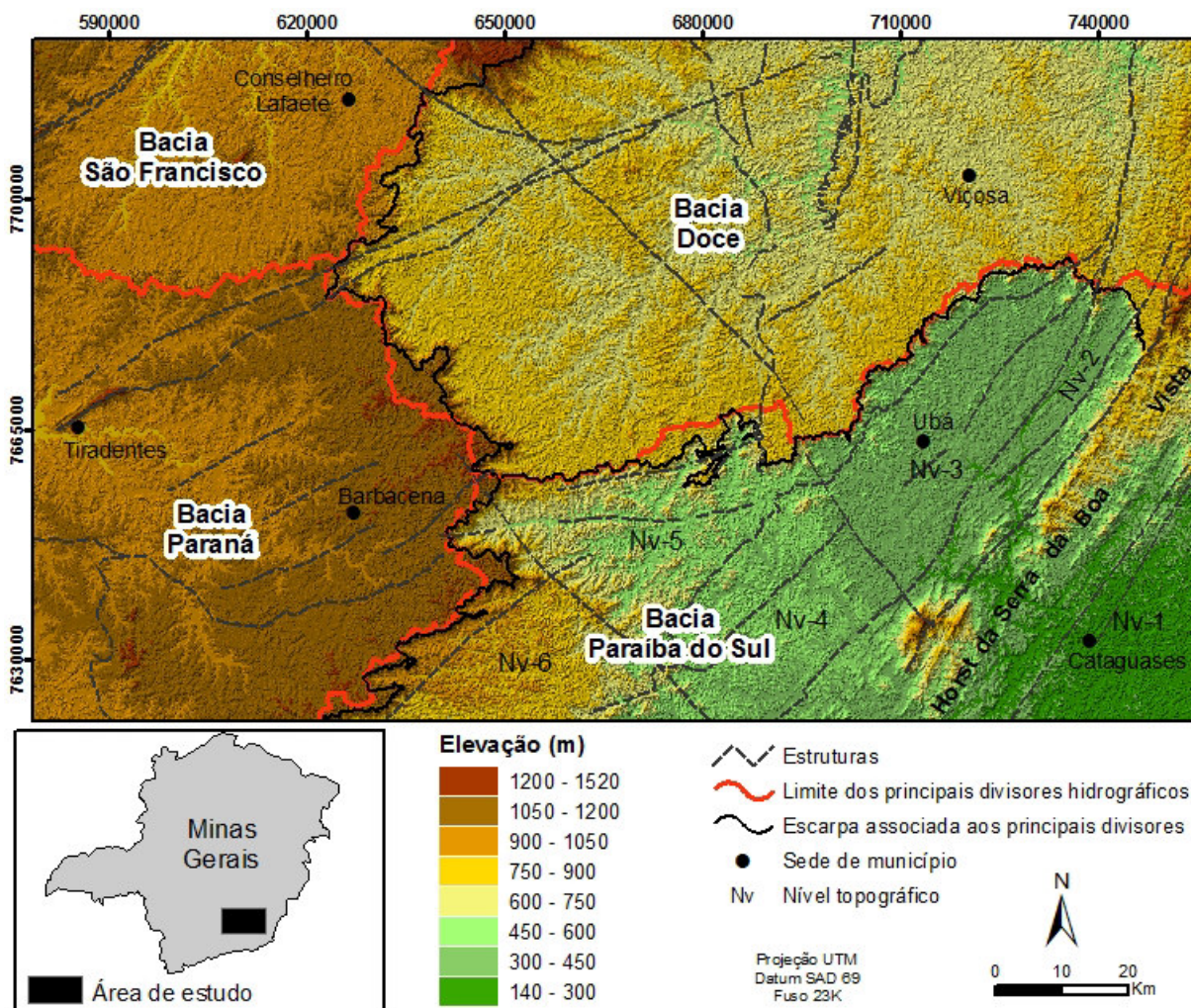


FIGURA 5.20 - Mapa hipsométrico que exhibe estruturas regionais. Fonte: estruturas retiradas de Brandalise e Viana (1993), Heineck *et al.* (2003), Zalán e Oliveira (2005), CPRM e CODEMIG (2014) e Morales *et al.* (2014).

O Degrau Paraíba do Sul apresenta contexto mais complexo. Exibe blocos basculados e abatidos a SE concordantes com falhas NE-SW que representam níveis escalonados (FIG. 5.3, 5.4, 5.19 e 5.20). Esses são segmentados por falhas NW-SE que separam a bacia em outros níveis topográficos escalonados, reconhecidos por Marent e Valadão (2015). No conjunto podem ser identificados 6 (seis) níveis topográficos na área de estudo (FIG. 5.20). O nível 1 localizado a SE do *Horst* da Serra da Boa Vista é o que se encontra mais rebaixado. A NW do *horst*, os níveis 2, 3 e 4 compreendem uma faixa NE-SW, coincidente com um dos níveis basculados a SE de Mello *et al.* (2005), limitado por estruturas de mesma direção. Esses blocos abatidos e basculados, em diferentes escalas, adjacentes a um *horst* sugerem uma escarpa de origem tectônica, conforme proposto por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012).



Entretanto, as escarpas com morfologia recortada, tipicamente erosivas, indicam uma escarpa de linha de falha. O nível 5 exibe vales estruturalmente controlados de direção E-W, NE-SW e N-S onde a escarpa se apresenta mais recuada, alguns com falhas mapeadas nas mesmas direções. Sua morfologia movimentada, altitudes entre 440 e 1250 m que exibem as cotas mais baixas semelhantes ao nível 4 e vertentes com caimento em direção aos vales estruturalmente controlados podem ser interpretados como avanço da rede hidrográfica condicionada estruturalmente a partir do abatimento dos níveis 2, 3 e 4. Esse nível (5) exibe, ainda, uma escarpa escalonada retilínea, a norte, controlada por falhas E-W. O nível 6 escalonado mais elevado, com cotas semelhantes as da bacia do rio Doce, indica uma provável paleosuperfície. A maior denudação dessas bacias costeiras, Doce e Paraíba do Sul, teria formado um nível regional que pode ser inferido pela semelhança de cotas altimétricas entre elas. Segundo Marent e Valadão (2015), os cursos fluviais principais desse último nível fluem sobre gnaisses enderbíticos, charnockitos e granitos que ocupam a posição de escarpa onde constituem níveis de base locais que teriam sustentado esse nível mais elevado (FIG. 5.5). Logo, essas litologias seriam responsáveis pela manutenção dessa paleosuperfície (na bacia do rio paraíba do Sul) em cotas semelhantes às da bacia do rio Doce.

No Degrau Paraná - São Francisco com Paraíba do Sul o basculamento da borda associado a estruturas NE-SW indica a atuação da tectônica nessa porção, conforme apontado por Saadi (1991) (FIG. 5.19 e 5.20). No Degrau Paraíba do Sul, o nível intermediário (Nv-6) na bacia do Pomba coincidente com porções mais elevadas da bacia do rio Doce sugere um nível de denudação regional (FIG. 5.20). Considerando os indicativos de origem erosiva do Grande Escarpamento no Degrau Paraná - São Francisco com Doce e a existência de um nível regional comum aos degraus Doce e Paraíba do Sul o mais provável é uma origem também erosiva dessa porção com caráter secundário por parte da tectônica nesse desnivelamento responsável pelo basculamento a NW.

## **5.6 GRANDE ESCARPAMENTO, UM MARCO ENTRE A DENUDAÇÃO DAS BACIAS INTERIORANAS E COSTEIRAS**

O relevo na área investigada apresenta características bastante distintas entre bacias do interior continental e da fachada atlântica (FIG 5.20). Essa diferenciação se expressa numa

compartimentação em degraus (FIG 4.1) e na dissecação entre distintos domínios (FIG. 5.21). O Degrau Paraná-São Francisco abrange porções das bacias que drenam para o interior continental em que predomina dissecação intermediária. De acordo com Santos *et al.* (2005) é representada por uma topografia pouco movimentada, marcada por um conjunto de colinas. Esses são caracterizados por declividades moderadas, que variam de 8 a 20%, com aprofundamento médio da rede de drenagem (IBGE, 2009). Nos degraus Doce e Paraíba do Sul, que drenam diretamente para o oceano, predomina a dissecação elevada. Segundo Santos *et al.* (2005), é representado por uma topografia movimentada. Esses exibem declividade forte entre 20% e 45%, com aprofundamento da drenagem médio ou forte (IBGE, 2009).

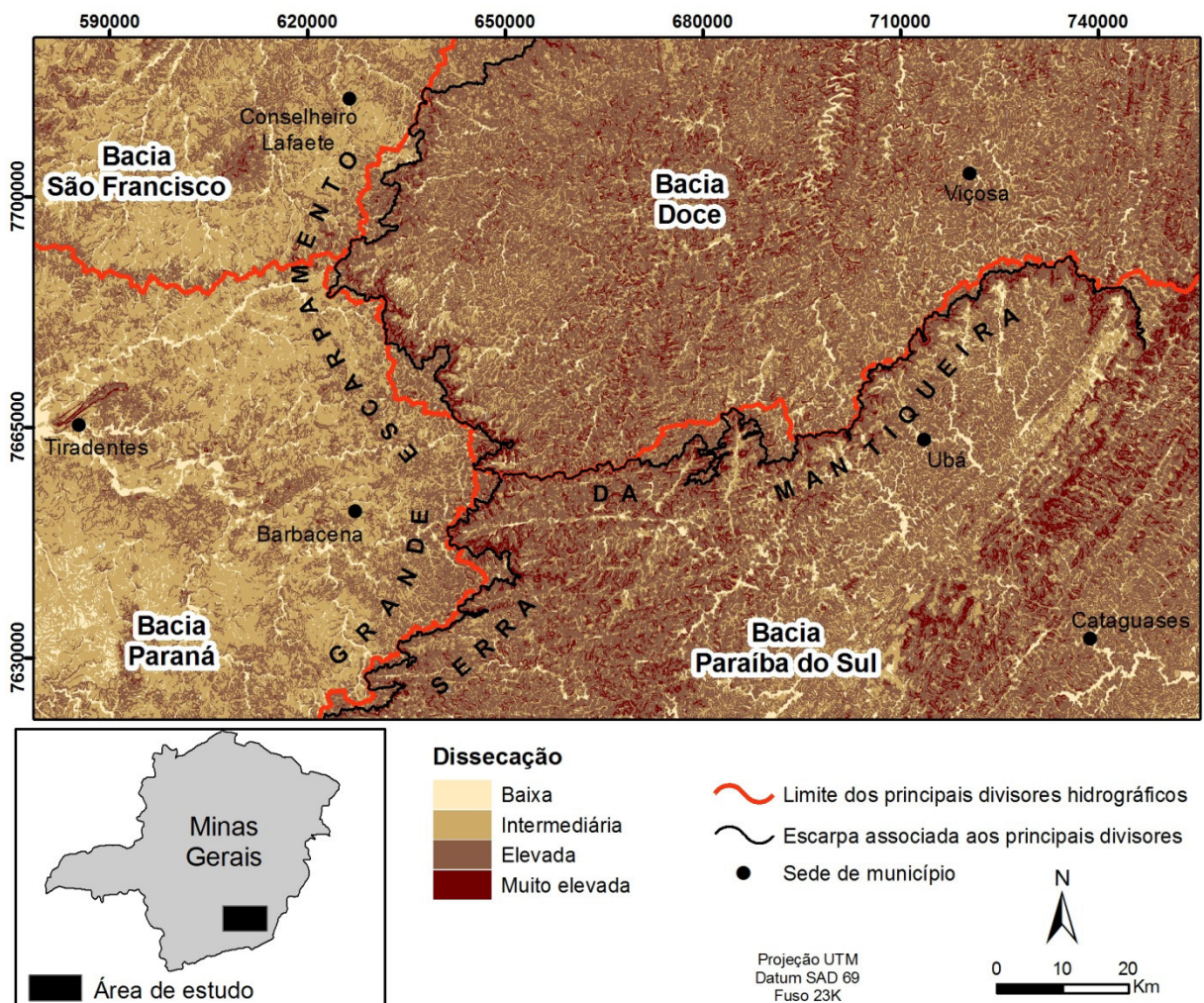


FIGURA 5.21 - Mapa de dissecação do relevo da área de estudo.

A dissecação baixa está relacionada aos topos de morros mais suavizados e fundos de vale, onde ocorrem acumulações aluviais, constituindo um relevo aplainado (FIG. 5.21). É

constituída de topografia que varia de pouco movimentada a declives suaves (SANTOS *et al.*, 2005), com declividades inferiores a 8% (IBGE, 2009). A dissecação muito elevada está relacionada aos relevos mais escarpados. Para Santos *et al.* (2005) predominam formas acidentadas e abruptas apresentando desnivelamentos relativamente grandes e declives fortes e muito fortes. As declividades são superiores a 45%, onde as formações superficiais são pouco espessas ou inexistentes podendo apresentar afloramentos rochosos (IBGE, 2009). Sua maior concentração é nas vertentes mais íngremes das bacias costeiras. Na bacia do rio Doce predomina nas escarpas e ao longo da faixa de degraus basculados a NW. Na bacia do Paraíba do Sul também predomina nas escarpas e em vales encaixados e estruturalmente controlados.

A análise do mapa de dissecação demonstra maior denudação nas bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul em relação às bacias do São Francisco e Paraná (FIG. 5.21). As bacias que drenam o interior continental se encontram em mesmo degrau topográfico apresentando dissecação semelhante. As bacias que drenam diretamente para o oceano drenam distintos degraus, mas, também com dissecação semelhante. Essa denudação marca uma diferenciação entre domínios comandados por diferentes níveis de base. Thomas e Summerfield (1987), Valadão (1998; 2009) e Salgado *et al.* (2014) já haviam relatado que as bacias hidrográficas que drenam diretamente para o oceano são submetidas ao nível de base mais baixo, possuindo maior capacidade de denudação. Já as bacias que drenam em direção ao interior continental, por terem longo caminho a percorrer até o nível de base geral, são submetidas a níveis de base locais que imprimem menor capacidade de remoção de massa. A acentuada discrepância na dissecação entre esses domínios indica ser a responsável pela geração do Grande Escarpamento. A predominância de dissecação intermediária nas bacias dos Paraná e São Francisco e elevada nas bacias do Doce e Paraíba do Sul de forma relativamente uniforme não indica controle litológico, em escala regional, na evolução da rede hidrográfica e configuração desse escarpamento. A existência de superfícies com cotas altimétricas semelhantes nas bacias do Doce e Paraíba do Sul, junto ao Grande Escarpamento, sugerem que já houve um mesmo nível regional entre elas, estabelecido pelo nível de base geral. Logo, esse é o condicionante que pode responder pela

diferença na contrastante denudação da rede hidrográfica e geração do Grande Escarpamento.

## 5.7 SÍNTESE

A elevada dissecação nas bacias costeiras reflete uma maior denudação condicionada pelo nível de base geral, o oceano, enquanto as bacias do interior continental apresentam uma dissecação intermediária submetida a níveis de base posicionados em maior altitude. A dissecação das bacias costeiras em relação às interioranas coincide com a mesma escarpa (Grande Escarpamento). O rebaixamento das bacias costeiras condicionadas pelo nível de base geral implica em escarpas erosivas e na geração do Grande Escarpamento, o que não exclui a atuação de outros fatores secundários nessa escala (regional). Esse escarpamento separa dois domínios geomorfológicos distintos, um oceânico mais dissecado e outro interiorano menos dissecado. A predominância de dissecação intermediária nas bacias dos Paraná e São Francisco e elevada nas bacias do Doce e Paraíba do Sul de forma, relativamente, uniforme não demonstra um condicionamento litológico regional na evolução da rede hidrográfica e estabelecimento do Grande Escarpamento.

Apesar da inexistência de condicionamento litológico encontrada na escala regional, na escala sub-regional compartimentos de dimensões menores revelam uma típica configuração em forma de hemigrabens basculados a NW nas bacias do rio Paraná, Doce e parte do São Francisco e a SE na bacia do rio Paraíba do Sul (rio Pomba), indicativa de controle tectônico. No interior desses, blocos menores assumem estruturação de mesma direção. Esses blocos de diferentes dimensões apresentam-se em sua maioria segmentados por falhas de direção NE-SW. Entretanto, algumas dessas falhas foram mapeadas como relacionadas a eventos compressivos e na área de estudo indicam uma cinemática distensiva. Tal fato permite enquadrar a área no contexto de uma tectônica ressurgente, conforme proposto por Hasui (1990). A bacia do rio Pomba (Paraíba do Sul) situada predominantemente em nível inferior em relação a do Doce, em diferentes escalas de análise, indica um abatimento e basculamento de blocos como responsável pela geração das escarpas que pela morfologia atual sinuosa sugere ter evoluído para escarpas de linha de falha. Na área de estudo, esse abatimento e basculamento exhibe 6 (seis) níveis escalonados

segmentados por estruturas NE-SW e NW-SE, sendo 3 (três) deles adjacentes ao *Horst* da Serra da Boa Vista.

A análise em perfil dos divisores hidrográficos e escarpas revelou uma resposta semelhante na resistência das rochas, pelo menos no que tange a incisão vertical da rede hidrográfica a ponto de gerar um desnível topográfico significativo. Os perfis em varredura mostraram que algumas litologias no interior das bacias de drenagem podem apresentar-se elevadas localmente. Em planta, litologias com expressão regional demonstram ausência de relação com a formação das escarpas, exceto localmente. Pontões rochosos compostos por granitos, granodioritos a granitos, enderbitos a charnockitos, sienitos e paragneisses do Grupo Raposo exibem a feição típica de pães de açúcar em diferentes estágios de evolução. Essas litologias indicam maior resistência na evolução do relevo, quando comparadas aos ortogneisses, que estão relacionadas a diferenças entre as taxas de denudação e propagação da frente de intemperismo na escarpa e planalto, mediante a atuação de processos inicialmente por *backwearing* e posteriormente por *downwearing*. Uma porção dos ortogneisses do Gnaiss Caatinga, localizados em área restrita, também se apresentaram exumados como pontões rochosos, sem que se tenha identificado a causa disso. No divisor da bacia do rio Paraná com o Doce, algumas litologias que extrapolam os limites da escarpa, como granodioritos a granitos, exibem pontões rochosos em seus flancos. A formação inicial dessas feições na área por retração lateral das escarpas e sua presença no interior da unidade e não nos limites sugerem que as escarpas surgiram muito próximas de sua posição original.

A escala espacial assume um componente fundamental na análise desses dados, quando avaliada em planta e perfil. Na escala regional o nível de base geral é o fator de primeira grandeza que comanda a evolução do relevo e a geração do Grande Escarpamento. Em escala sub-regional a tectônica é o condicionante principal através de abatimentos e basculamentos de blocos que são responsáveis pela formação de escarpa no contato entre os degraus e desníveis menores no interior desses. Em escala local o controle litológico assume maior relevância através de feições isoladas típicas de pontões rochosos que são o registro evidente de sua maior resistência, sem, no entanto, serem suficientes para manter um divisor hidrográfico fixo, decorrente da dinâmica de capturas fluviais e vales suspensos.

## **6. ORGANIZAÇÃO E SIGNIFICADO DA REDE HIDROGRÁFICA ATUAL**

### **6.1 INTRODUÇÃO**

O principal objetivo desse capítulo é o de apresentar algumas considerações acerca da organização e do significado da atual rede hidrográfica da área de estudo. Para atingir esse objetivo a organização da rede de drenagem foi analisada em planta e perfil, com base na dimensão, arranjo espacial e presença de rupturas ao longo dos cursos fluviais nas bacias hidrográficas. As rupturas foram analisadas de forma a complementar as investigações acerca dos desníveis topográficos no capítulo 5. Níveis de base locais nas bacias costeiras também foram identificados e a sua relação frente ao avanço das escarpas. Esses elementos foram necessários para auxiliar no entendimento da organização em degraus verificada na área.

### **6.2 ORGANIZAÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA ATUAL**

A rede hidrográfica que drena a área investigada faz parte de um contexto, em escala regional, mais amplo (FIG. 6.1). Essa apresenta características bastante distintas entre as bacias hidrográficas que drenam o interior continental e a fachada atlântica. Essa diferenciação se expressa na dimensão espacial, distância do oceano e amplitude das bacias, elementos esses que determinam a contrastante denudação entre o interior continental e a fachada atlântica. Fryirs e Brierley (2013) apontam que esses elementos podem orientar interpretações sobre os padrões de comportamentos dos rios. Esses foram utilizados por Valadão (1998) na investigação da porção setentrional do Grande Escarpamento.

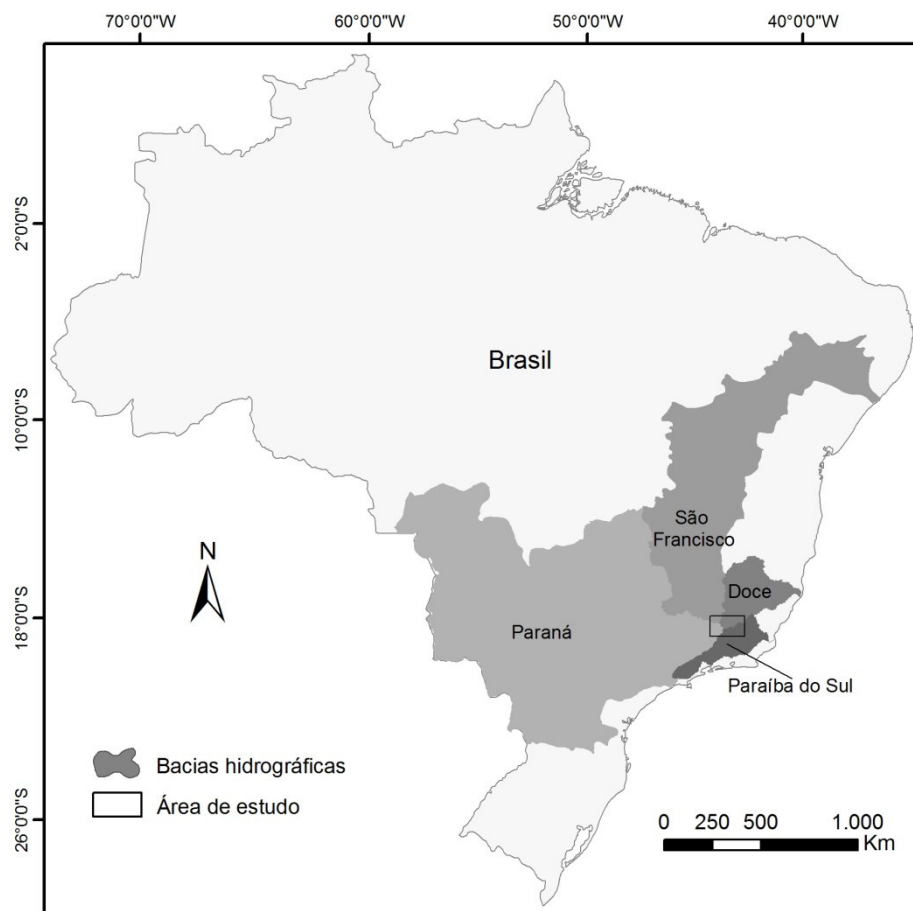


FIGURA 6.1 - Bacias hidrográficas que exibem contrastantes dimensões espaciais.

As bacias dos rios Paraná e São Francisco são as de maior dimensão espacial em relação às bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul (FIG. 6.1). Na área de estudo, as principais drenagens afluentes do interior continental são constituídas pelo rio das Mortes, que faz parte da bacia do rio Grande (bacia do rio Paraná), e Paraopeba (bacia do rio São Francisco) (FIG. 6.2). Segundo Valadão (1998), os canais afluentes do Grande Escarpamento situados no interior continental são submetidas ao nível de base<sup>29</sup> da calha dos grandes cursos fluviais, no caso São Francisco e Paraná. As bacias que drenam diretamente para o oceano a partir desse escarpamento são constituídas pelos rios Doce e Pomba (bacia do rio Paraíba do Sul) (FIG. 6.2). A área de drenagem a jusante do rio Pomba, até o oceano, compreende também as bacias dos rios Muriaé e Grande, designadas aqui como baixo Paraíba do Sul (bacias dos rios Pomba, Muriaé e Grande). As bacias costeiras, pela menor expressão espacial e distância em relação ao oceano, estão submetidas a esse nível de base geral. Quando se compara a área

<sup>29</sup> Nível de base: ver página 17.

total dessas bacias percebe-se que as do interior continental são significativamente mais extensas que as costeiras (FIG. 6.1, 6.2 e TAB. 6.1).

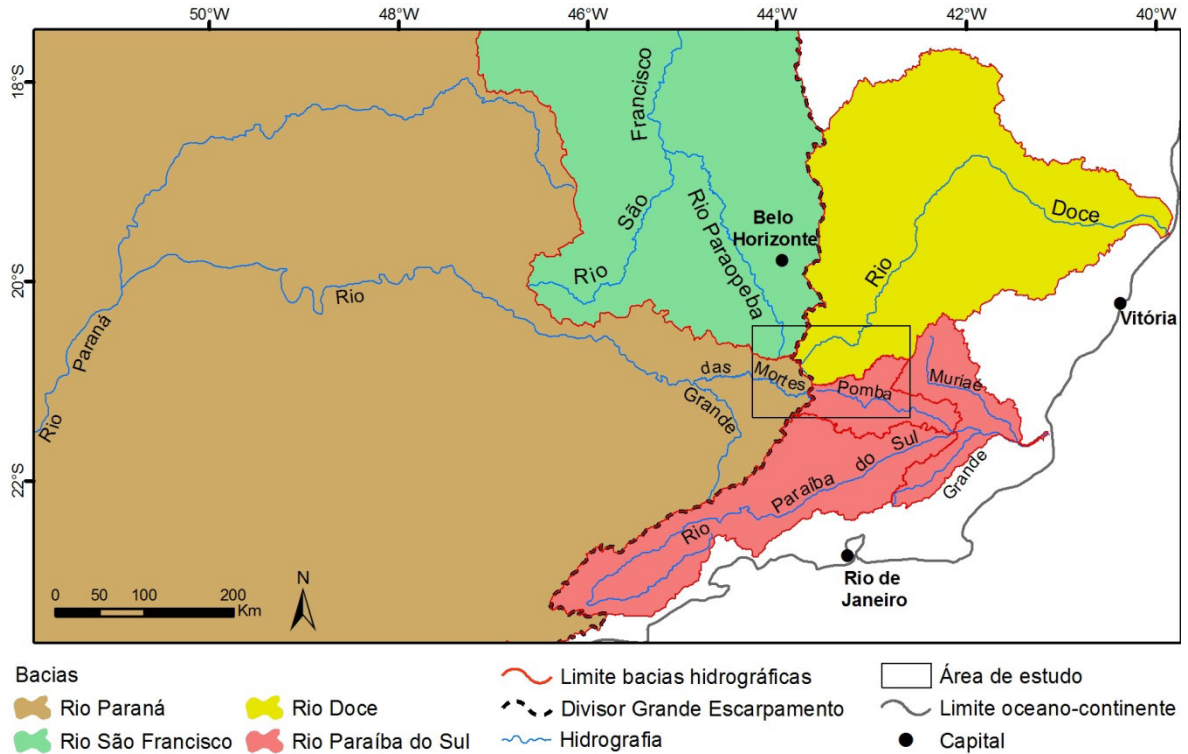


FIGURA 6.2 - Organização regional da rede hidrográfica.

TABELA 6.1 - Área total das principais bacias hidrográficas em território brasileiro.

Hierarquia	Bacia Hidrográfica	Área (km <sup>2</sup> )
Bacias principais	Rio Paraná	1.240.094
	Rio São Francisco	610.324
	Rio Doce	83.516
	Rio Paraíba do Sul	55.408
Bacias do rio Paraíba do Sul	Baixo Paraíba do Sul - rios Pomba, Grande e Muriaé	21.080
	Rio Pomba	12.496
	Rios Grande e Muriaé	8.584

A amplitude altimétrica dos principais cursos fluviais que drenam a partir do divisor hidrográfico até seu nível de base foi analisada (FIG. 6.3). As nascentes desses rios se encontram em cotas relativamente próximas, em torno dos 1200 m. Os níveis de base locais dos rios das Mortes/Grande e Paraopeba encontram-se respectivamente a 323 e 567 m, enquanto nas bacias costeiras a 0 m, no oceano. Os rios em direção ao interior continental



exibem desníveis significativamente menores quando comparados aos rios que drenam diretamente ao oceano. Esse contraste na amplitude altimétrica é responsável pela contrastante denudação entre bacias costeiras e interioranas, que respondem pela maior dissecação da porção costeira (FIG. 5.21). Esses desníveis entre bacias interiores e costeiras, refletindo-se em maiores taxas denudacionais nas bacias costeiras, foram encontrados em outros locais, na África e no Brasil (GILCHRIST; SUMERFIELD, 1990; 1994; SALGADO *et al.*, 2014).

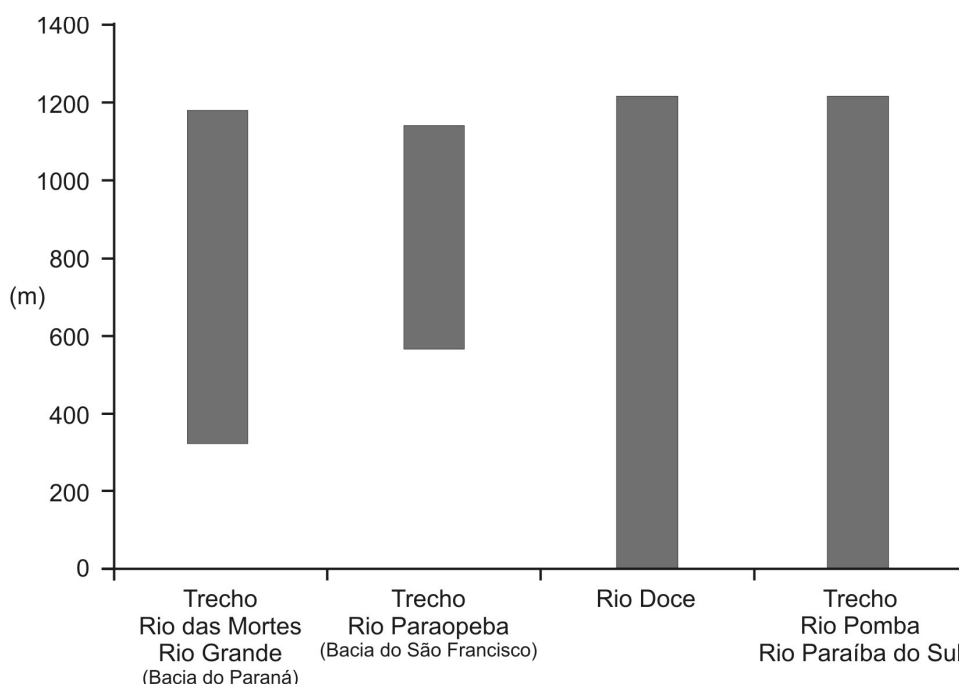


FIGURA 6.3 – Amplitude altimétrica dos cursos fluviais que drenam a partir do divisor hidrográfico na área de estudo até o nível de base.

### 6.3 ANÁLISE DAS BACIAS COSTEIRAS

Na área de estudo, as bacias costeiras são drenadas pelos rios Piranga, principal afluente da bacia do Doce, e Pomba, principal afluente do Paraíba do Sul. Além desses, são exibidos outros afluentes, rios Casca, Xopotó e Turvo Limpo na bacia do Doce e rios Novo, Paraopeba e Xopotó na bacia do Pomba, que exibem em geral uma direção paralela ao canal principal (FIG. 6.4). Dessa forma, esses são adequados para análises comparativas em seus perfis longitudinais.

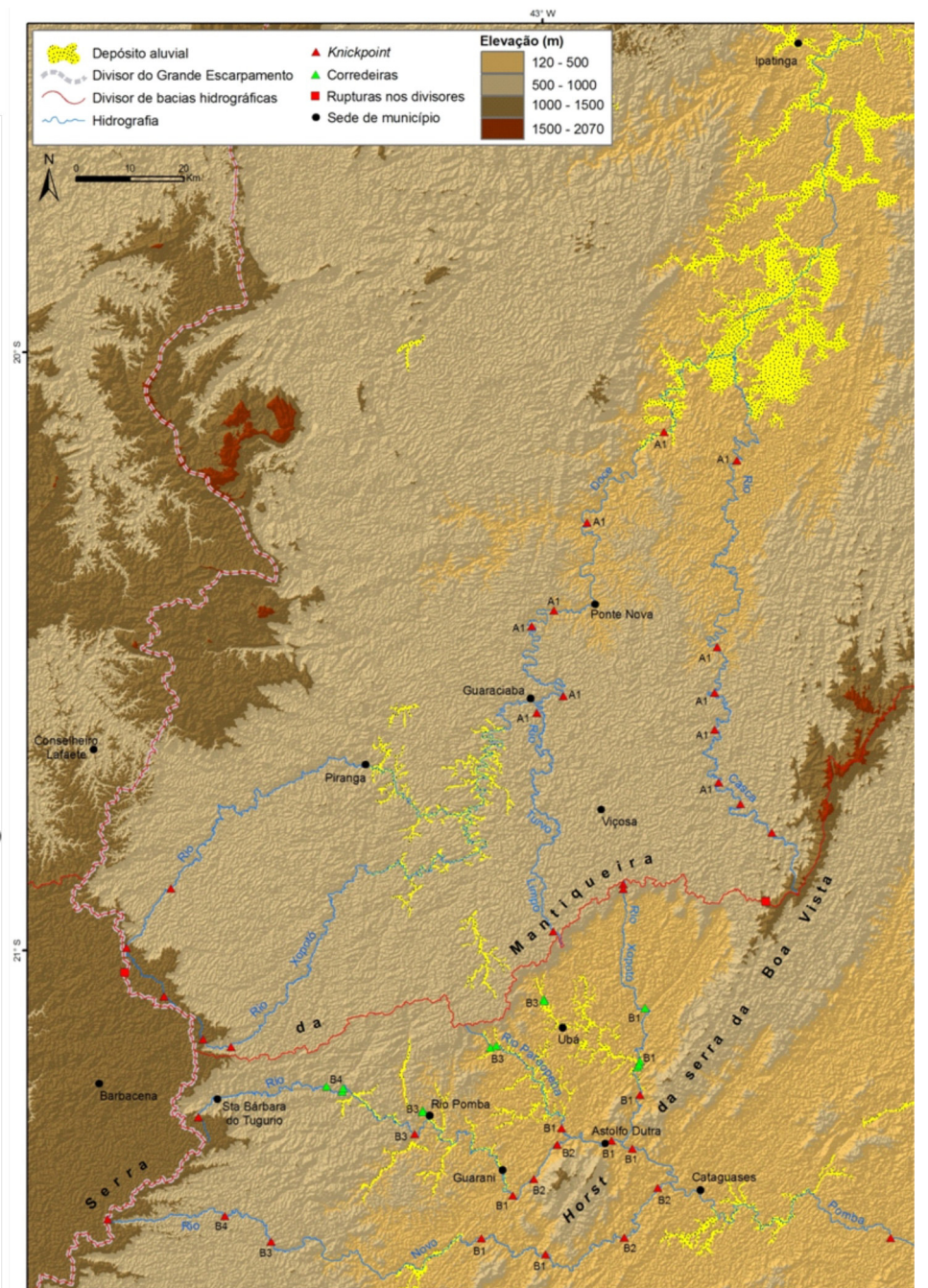
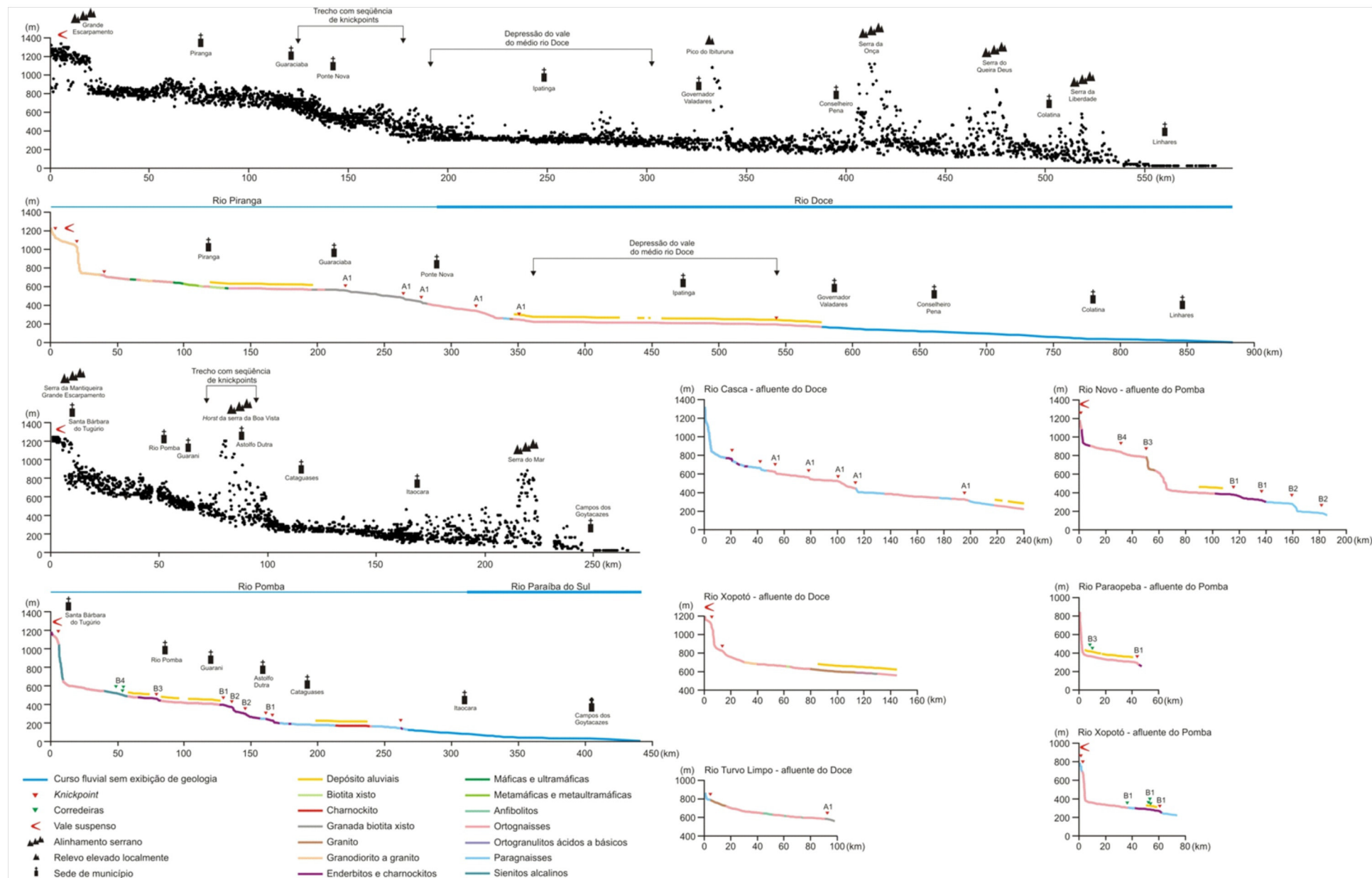


FIGURA 6.4 - Perfis em varredura e longitudinais que exibem *knickpoints* e corredeiras em planta e perfil das bacias costeiras. Corredeiras obtidas a partir do trabalho de Oliveira (2012). Tamanho original 71,7x29,7 cm.

Segundo Hack (1960) e Langbein e Leopold (1964) o perfil longitudinal de um curso fluvial está em equilíbrio quando apresenta forma côncava regular para cima. Langbein e Leopold (1964) apontam ainda que quanto mais côncavo o perfil de um rio menor é quantidade de trabalho que esse realiza e, portanto, mais equilibrado se encontra. Contudo, perfis com menor concavidade, irregularidades ou mudanças bruscas indicam condições de desequilíbrio (GUEDES *et al.*, 2006; PRINCE *et al.* 2010). Assim, cursos d'água buscam constantemente a condição de equilíbrio, eliminando anomalias, seja por agradação ou erosão do talvegue (GUEDES *et al.* 2006). De acordo com Christofolletti (1980), esse equilíbrio propaga-se de maneira progressiva a partir do nível de base. As anomalias no perfil longitudinal de um rio são designadas, nesse trabalho, como *knickpoints*, que alteram sua forma côncava regular para cima. Dessa forma, o foco de análise nesse tópico são essas anomalias e suas relações na representatividade espacial.

Gardner (1983) caracterizou o *knickpoint* como uma quebra na inclinação do perfil longitudinal onde o fundo do canal torna-se marcadamente mais íngreme. Segundo Burbank e Anderson (2001), o *knickpoint* ocorre quando o ponto de um curso fluvial é mais íngreme em relação ao ponto adjacente, enquanto Silva *et al.* (2006) apontam que são identificados na paisagem como “degraus”, de diferentes dimensões, ao longo de um perfil longitudinal do rio. Gardner (1983) relaciona sua origem ao rebaixamento do nível de base a partir de uma rocha mais resistente. Além da resistência da rocha, Burbank e Anderson (2001) e Guedes *et al.* (2006) consideraram que podem ser formados pelo rebaixamento do nível de base por falhamentos e Silva *et al.* (2006) por processos de capturas fluviais. Seja qual for a origem do *knickpoint*, uma vez formado, segundo Burbank e Anderson (2001), o canal não estará mais em equilíbrio e começará a ajustar o seu perfil longitudinal. O efeito será a migração e o rebaixamento do *knickpoint* de jusante para montante até que o canal atinja o equilíbrio do perfil longitudinal.

Os cursos fluviais averiguados nesse tópico exibem comportamento que denota, em planta, nítido controle estrutural, conforme averiguado por Marent e Valadão (2015). Esses apresentam canais retilíneos e mudanças bruscas de direção alinhadas com cursos fluviais paralelos (FIG. 6.4). O comportamento geral dentro de cada bacia hidrográfica também

parece ser regido pela estrutura. Na bacia do rio Doce os canais exibem direção preferencial NE-SW e N-S, enquanto na bacia do rio Pomba WNW-ESE a E-W e N-S. Nessas bacias, *knickpoints* podem ser reconhecidos no perfil longitudinal, bem como porções com deposição aluvial a jusante e montante, em planta e perfil.

### 6.3.1 Bacia do rio Doce

Na bacia do rio Doce foram elaborados perfis longitudinais dos rios Piranga-Doce, Xopotó, Casca e Turvo Limpo, bem como perfil de varredura do canal principal (FIG. 6.4). O perfil do rio Doce possui sua nascente a 1220 m e percorre 883 km até a foz. Nesse percurso apresenta dois grandes *knickpoints* de destaque, um de ~300 m, próximo a sua nascente, compreendido pelo Grande Escarpamento, e outro de ~400 m, constituído na verdade por um conjunto de *knickpoints* menores, à jusante da cidade de Guaraciaba, sendo denominados como *knickzone*<sup>30</sup>. À montante e jusante dessa última ocorrem extensas acumulações aluviais, sendo a de maior destaque correspondente à região da depressão do vale do médio rio Doce. O rio Xopotó apresenta-se paralelo ao rio Doce em seu trecho inicial (rio Piranga) e exhibe *knickpoint* de ~300 m próximo a nascente. Mais à jusante, o rio Doce segue paralelo ao rio Turvo Limpo e Casca. Um *knickpoint* próximo à foz do rio Turvo Limpo parece fazer parte da *knickzone* do rio Doce que separa o alto do médio curso. O rio Casca exhibe *knickzone* que representa uma amplitude de ~400 m, da base a ~200 m até a cota de ~600 m. As *knickzones* dos rios Doce e Casca e o *knickpoint* do rio Turvo Limpo indicam alinhamentos comuns entre si (FIG. 6.4 – A1 em planta e perfil).

Os rios Doce e Xopotó, que seguem paralelos, exibem grandes *knickpoints* associados a vales suspensos junto ao Grande Escarpamento, com amplitudes de ~300 m (FIG. 6.4). Esses cursos d'água não evidenciam controle litológico na gênese dos mesmos, que exibem respectivamente granito e ortognaisse nesse trecho dos canais fluviais. No rio Piranga-Doce, o vale suspenso foi associado à captura fluvial pelo recuo das cabeceiras de drenagem pela diferença de nível de base, de acordo com Cherem *et al.* (2013). Conforme discutido em capítulo anterior (Capítulo 5) não foi constatada estrutura que estivesse associada à gênese

---

<sup>30</sup> *Knickzone*: consiste de uma zona composta por um conjunto de *knickpoints* em considerável proximidade no talvegue de um canal (DOWNS; SIMON, 2001).

dessa escarpa. Já em relação ao primeiro *knickpoint* do rio Piranga-Doce de menor amplitude, de montante para jusante, foi identificado próximo a ele uma ruptura topográfica no perfil do divisor hidrográfico da bacia do rio Paraná com Doce (FIG. 4.2, 5.2 e 6.4). As rupturas no perfil longitudinal e divisor hidrográfico indicam estrutura NW-SE, consistente com as mapeadas por Brandalise (1991) nessa área, que podem ser um indício de movimentações tectônicas.

Os rios Doce, Casca e a porção jusante do rio Turvo Limpo, à montante da depressão do vale do médio rio Doce, exibem *knickzones*, de ~400 m, constituído por vários *knickpoints* (FIG. 6.4). No rio Doce essa *knickzone* é constituída pelos granada biotita xisto do Grupo Dom Silvério, ortognaisses do Complexo Mantiqueira e paragnaisses do Complexo São Sebastião do Soberbo. No rio Turvo Limpo, é composta por granada biotita xisto do Grupo Dom Silvério. No rio Casca, é composta por ortognaisses do Complexo Mantiqueira e paragnaisses do Complexo São Sebastião do Soberbo (CPRM e CODEMIG, 2014). Mello (1997) reconheceu uma associação entre a litologia e a organização geomorfológica na região da depressão do médio vale do rio Doce. Segundo o autor, essa região é constituída por gnaisses do Complexo Mantiqueira que ocupam predominantemente a depressão e se encontram ladeados por superfícies mais elevadas, a oeste por rochas quartzíticas do Grupo Dom Silvério e a leste pelas litologias charnockíticas do Complexo Juiz de Fora. A classificação do Grupo Dom Silvério como rochas quartzíticas apresentada por Mello (1997) provavelmente se deve ao fato do alto percentual de quartzo em sua constituição. Raposo (1991), em escala de maior detalhe, averiguou que essa litologia compreende quartzomicaxisto e micaxisto com plagioclásio, em geral, apresentando quartzo em proporções elevadas (40 a 60%). Dessa forma, podem ser interpretados como mais resistentes que os gnaisses do Complexo Mantiqueira. Entretanto, os *knickpoints* ao longo dos três cursos fluviais ocorrem, lado a lado, independente da litologia. Isso sugere que se existe alguma resistência essa não é o fator de primeira grandeza responsável pelo desnível que separa a porção do médio e alto rio Doce. Mello (1997) também considerou o controle litológico significativo na área, embora acreditasse não ser o mais importante na gênese da depressão, subordinando-se aos controles estrutural e tectônico, segundo orientações NW-SE a E-W e sem qualquer correspondência litológica.

As *knickzones* de ~400 m nos rios Doce, Turvo Limpo e Casca, à montante da depressão do vale do médio rio Doce, apresentam alinhamentos sugestivos de controle por falhamentos NW-SE a WNW-ESE (FIG. 6.4). Nessa mesma região, Souza (1995) encontrou falhamentos regionais de direção NW-SE que estão deformando depósitos recentes. A análise do perfil longitudinal em conjunto com o perfil de varredura do rio Doce indica três compartimentos da passagem do alto para o médio rio Doce. Um à montante da *knickzone*, o segundo constituído pela própria *knickzone* de ~400 m de amplitude, formando uma superfície com ~55 km de extensão com caimento de sul para norte, e o terceiro pela depressão do médio vale do rio Doce.

Diversos trabalhos relatam a depressão do médio vale do rio Doce como de origem tectônica. Com base em análise fotointerpretativa, Barbosa e Kohler (1981) concluíram que a formação dos lagos no interior dessa depressão está relacionada à formação de um *ritf* localizado. Em seu modelo preliminar de evolução morfotectônica do estado de Minas Gerais, Saadi (1991) considera as subsidências descritas por Barbosa e Kohler (1981) como meigrabens adaptados a falhas normais de direção WNW-ESE. Através de análises estratigráficas e estruturais, Mello (1997) identificou no depósito mais antigo da região dos lagos (Aloformação Macuco) um regime transcorrente sinistral E-W levando a um esforço de extensão NW-SE, sendo proposto como início da formação da depressão do médio vale do rio Doce. A formação desse depósito de extensão regional (Aloformação Macuco) foi associada a uma superfície aplainada e tentativamente atribuída ao Plioceno por Mello (1997), considerando os estudos de Vasconcelos *et al.* (1992). Esses dataram a evolução de profundas frentes de intemperismo em óxidos supergênicos de manganês e potássio por  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  nas proximidades de Governador Valadares, tendo encontrado idades do final do Mioceno (10 a 5,6 Ma). Mello (1997) verificou ainda outros eventos tectônicos na área a partir do limite Pleistoceno-Holoceno, responsáveis pela formação do sistema de lagos do médio rio Doce através de datações  $\text{C}^{14}$ , que também foram verificados por Mello *et al.* (1999), Vasconcelos e Saadi (2003), Mello *et al.* (2003) através de diferentes procedimentos. Assim, essa *knickzone* parece ser o resultado conjugado de esforços tectônicos que levaram ao rebaixamento do médio curso do rio Doce.

À montante e jusante da *knickzone* que separa o médio do alto rio Doce verifica-se uma tendência a acumulações aluviais (FIG. 6.4). À montante, essa deposição parece estar relacionada à formação da *knickzone* que funciona como barragem natural ao transporte de sedimentos. No médio vale do rio Paraíba do Sul, Silva *et al.* (1993) e Silva *et al.* (2006) também identificaram a retenção de sedimentos associados à formação de *knickpoints*, ao investigarem os condicionantes litoestruturais. Essa área de retenção a montante foi analisada e caracterizada em detalhe, por Souza (1995), como Planalto Deprimido do rio Piranga, não se constituindo, portanto, em uma depressão. À jusante, a deposição pode estar relacionada aos aspectos morfogenéticos da depressão do médio vale do rio Doce, que funciona como uma armadilha para os sedimentos. Essa mesma deposição pode ser verificada na foz do rio Casca, que se encontra na atual depressão.

### **6.3.2 Bacia do rio Pomba**

Na bacia do rio Pomba, foram elaborados perfis longitudinais dos rios Pomba, Novo, Paraopeba e Xopotó, bem como perfil de varredura do canal principal (FIG. 6.4). O rio Pomba possui sua nascente a 1180m e percorre 439 km até o oceano. Nesse percurso, apresenta dois grandes *knickpoints* de destaque, um de ~500m, próximo a sua nascente e compreendido pelo Grande Escarpamento e Serra da Mantiqueira, e outro de ~200m, constituído por uma *knickzone* à jusante da cidade de Guarani e que ocorre associado ao *Host* da Serra da Boa Vista. O rio Novo apresenta-se paralelo ao rio Pomba até a sua foz, à jusante do *Horst* da Serra da Boa Vista, onde exhibe dois *knickpoints* e uma *knickzone*. O primeiro *knickpoint*, de ~250m, está próximo a sua nascente e o segundo, de ~350m, no contato do planalto intermediário (Unidade II – Degrau Paraíba do Sul) com a depressão de Ubá (Unidade IV – Degrau do Paraíba do Sul). Uma *knickzone* de ~225m ocorre associada ao *Host* da Serra da Boa Vista. Os rios Paraopeba e Xopotó também seguem paralelos ao rio Pomba até o *Horst* da Serra da Boa Vista onde exibem *knickpoints* alinhados à *knickzone* do rio Pomba.

Os rios Pomba e Novo, que seguem paralelos desde suas nascentes, exibem grandes *knickpoints* associados a vales suspensos junto ao Grande Escarpamento e a Serra da

Mantiqueira (FIG. 6.4 - em planta e perfil). A ocorrência de vales suspensos em diversas bordas das escarpas na área de estudo foi associada a capturas fluviais. Esses *knickpoints* exibem diferentes amplitudes, sendo a maior de ~500m no rio Pomba e a menor de ~250m no rio Novo, junto ao Grande Escarpamento. A menor amplitude do *knickpoint* no rio Novo em relação ao rio Pomba se deve a existência de um planalto intermediário mapeado por Marent e Valadão (2015) como Unidade II – Degrau Paraíba do Sul. Esses autores associaram a manutenção dessa paisagem à ocorrência de corpos granitoides mais resistentes. Entretanto, consideraram ainda o controle por falhas NE-SW condicionando o escalonamento em degraus.

O *knickpoint* que sustenta o planalto intermediário (Unidade II – Degrau Paraíba do Sul) no rio Novo apresenta um alinhamento com o *knickpoint* do rio Pomba e corredeiras de cursos fluviais a NE, como o rio Paraopeba. Essas corredeiras foram identificadas por Oliveira (2012) nesses pontos e onde ocorrem os *knickpoints* nos perfis longitudinais. A coincidência entre esses elementos morfológicos é marcada por falhas regionais mapeadas por Heineck *et al.* (2003) e CPRM e CODEMIG (2014), além de lineamentos estruturais. Esses elementos distribuídos espacialmente representam um desnivelamento alinhado crescente de NE para SW e coincidentes com estruturas NE-SW, que podem significar o resultado movimentações tectônicas na área, conforme apontado por Mello *et al.* (2005) e Silva (2002) (Capítulo 5). A diminuição gradual das rupturas de SW para NE pode estar relacionada à regularização dos perfis longitudinais após a atividade tectônica. Estudo de caso desenvolvido por Etchebere *et al.* (2011) identificou que após a formação do *knickpoint* esse propaga-se a montante rebaixando gradualmente a ruptura. A influência de estruturas é evidenciada ainda pelas inflexões bruscas alinhadas nas drenagens dos rios Novo, Pomba e Paraopeba.

Na bacia do rio Pomba a ruptura B3 se encontra associada a diferentes litotipos nos cursos d' água: ortognaisses e granitos no rio Novo, enderbitos e charnockitos no rio Pomba e ortognaisses no rio Paraopeba (FIG. 6.4 – B3 em planta e perfil). Nela, os rios Pomba e Novo exibem rochas identificadas como mais resistentes, em escala local, porém, com contrastantes desníveis. É possível que o controle estrutural E-W nessa porção tenha atuado de maneira mais efetiva no rio Pomba que sobre os canais do planalto intermediário,



levando à manutenção dessa porção elevada. A mesma configuração NE-SW é evidenciada na ruptura B4, nos sienitos do rio Pomba e ortognaisses no rio Novo, sem que isso signifique alteração expressiva na morfologia entre essas litologias, nessa escala. Entretanto, nessa porção mapeada como sienitos, Marent e Valadão (2015) reconheceram uma área topograficamente mais elevada (mapeada como granito) que os ortognaisses do entorno (Figura 2.4 – Perfil E).

Na porção compreendida pelo *Horst* da serra da Boa Vista, a *knickzone* entre ~200 e ~225m abrange porções dos rios Pomba e Novo, enquanto para os rios Paraopeba e Xopotó, que exibem sua foz nesse trecho, constitui *knickpoints* em seu interior (FIG. 6.4 – B1 e B2 em planta e perfil). Litologias (enderbitos e charnockitos do Complexo Juiz de Fora e paragnaisses do Grupo Raposo) tidas como mais resistentes frente aos ortognaisses ocorrem associadas à *knickzone*. Entretanto, à jusante dessa, nos paragnaisses do Grupo Raposo e charnockitos da Suíte Leopoldina o perfil longitudinal do rio Pomba não exhibe qualquer ruptura evidente. Isso sugere que as litologias presentes na *knickzone* que coincidem com o *Horst* da serra da Boa Vista não exercem fator de controle principal sobre a topografia, sendo esse condicionado pela tectônica, conforme discutido no capítulo 5 e verificado por Noce *et al.* (2003) e Romano e Castañeda (2006). O paralelismo entre rupturas NE-SW (FIG. 6.4 – B1 em planta e perfil) e NW-SE (FIG. 6.4 – B2 em planta e perfil) indica controle por falhas que coincide com a segmentação topográfica discutida no capítulo 5. Mello *et al.* (2005) identificou na região falhas NE-SW e NW-SE próximas aos limites da segmentação escalonada e Morales *et al.* (2014) falhas cenozoicas NW-SE (FIG. 5.20). Além disso, falhas NE-SW mapeadas por Heineck *et al.* (2003) e CPRM e CODEMIG (2014) exibem uma coincidência com as rupturas de mesma direção (FIG. 5.20). Esses elementos morfológicos e estruturais são um forte indício do controle tectônico como fator de primeira ordem.

A análise do mapa hipsométrico, perfil longitudinal e de varredura do rio Pomba indicam, a partir da cidade de Santa Bárbara do Tugúrio, pelo menos quatro superfícies topográficas escalonadas até o trecho de Cataguases (FIG. 6.4). A primeira à montante da cidade Rio Pomba cujo limite se encontra próximo ao *knickpoint* (FIG. 6.4 – ruptura B3). Essa coincide com a Unidade III – Degrau Paraíba do Sul, mapeada por Marent e Valadão (2015),

representando unidade dissecada estruturalmente com caimento das bordas serranas até o leito do rio Pomba. A segunda entre a cidade de Rio Pomba e o *Horst* da serra da Boa Vista. Essa coincide com a Unidade IV – Degrau do Paraíba do Sul mapeada por Marent e Valadão (2015) como uma depressão e pode ser subdividida ainda em quatro superfícies escalonadas. A terceira como o trecho compreendido pelo *Horst* da serra da Boa Vista que representa em termos fluviais uma *knickzone*. Foi mapeada por Marent e Valadão (2015) como Unidade I – Degrau do Paraíba do Sul representando a superfície serrana com alinhamento NE-SW. A quarta superfície se encontra à jusante do *Horst*, próximo a Cataguases. Essa representa a mesma Unidade IV – Degrau do Paraíba do Sul mapeada por Marent e Valadão (2015) como uma depressão em seu nível escalonado mais baixo. Os limites dessas superfícies escalonadas coincidem com *knickpoints* e estruturas apoiando a origem tectônica da depressão dos rios Pomba e Muriaé levantada por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012). Nessa bacia, Oliveira (2012) encontrou ainda quatro níveis de depósitos escalonados correlativos, frequentemente pareados, sendo interpretados como uma resposta a diferentes pulsos tectônicos a que toda a plataforma brasileira esteve submetida ao longo do Quaternário.

A organização em planta e perfil das rupturas (*knickpoints* e corredeiras) e superfícies topográficas identificadas acima exibe estreita relação com o escalonamento topográfico verificado e discutido nos capítulos 4 e 5. Em três das superfícies topográficas identificadas o rio Pomba exibe extensas acumulações aluviais que se estendem para seus afluentes. Essas podem estar relacionadas aos *knickpoints* que funcionam como zona retentora de sedimentos, conforme averiguado no rio Doce e por Silva *et al.* (1993) e Silva *et al.* (2006) em outras porções da bacia do rio Paraíba do Sul.

#### **6.4 BACIAS COSTEIRAS: NÍVEL DE BASE EQUIVALENTE OU DISTINTO?**

Quando analisados em conjunto, os cursos fluviais dos rios Doce e Pomba apresentam semelhanças significativas. Suas cabeceiras situam-se no Grande Escarpamento, onde exibem vales suspensos podendo ser interpretados como decorrentes de capturas fluviais. Essas são geradas pela denudação mais agressiva das bacias costeiras (Doce e Pomba) que se encontram submetidas ao nível de base geral (oceano). Entretanto, vales suspensos também

ocorrem no divisor que separa essas bacias costeiras, sendo interpretados por Oliveira (2012) e Cherem *et al.* (2013) também como capturas fluviais. Nesse sentido, é a bacia do rio Pomba que exibe vales suspensos e apresenta maior denudação frente à bacia do rio Doce, ganhando área sobre essa, conforme constatado por Cherem *et al.* (2012).

Na bacia do rio Doce, esse e os rios Turvo Limpo e Casca exibem na *knickzone* o mesmo nível altimétrico (FIG. 6.5 – perfil A). O mesmo ocorre na bacia do rio Pomba com esse e os rios Novo, Paraopeba e Xopotó (FIG. 6.5 – perfil B). Tal fato coloca essas *knickzones* como níveis de base locais, uma vez que são elas que controlam toda denudação a montante nos afluentes dos rios Doce e Pomba. A porção a jusante dessas *knickzones* situam-se em cota altimétrica semelhante, a ~200 m em ambas as bacias (FIG. 6.5 – perfil C). Entretanto, os níveis de base situam-se a ~400 m no Pomba e ~600 m no Doce, gerando uma diferença de ~200 m entre os níveis das duas bacias. Isso faz com que a bacia do rio Pomba, com nível de base local mais baixo, exerça um potencial mais agressivo sobre a bacia do rio Doce desmontando gradualmente a superfície do seu alto curso por capturas fluviais. Nesse caso, não é o nível de base geral que comanda a denudação entre essas bacias, mas nível de base local condicionado pela tectônica.

A organização em degrau na junção das bacias do interior continental (Paraná e São Francisco) com as bacias costeiras (Doce e Paraíba do Sul) é proporcionada pela maior denudação das que drenam diretamente para o oceano, com geração do Grande Escarpamento. A tectônica nas bacias costeiras sugere ser a responsável pela geração da escarpa que as separa e coloca essas em diferentes níveis de base de locais, responsável em seu interior pelo desmonte da superfície mais elevada (bacia do rio alto rio Doce) a partir do nível mais baixo (bacia do rio Paraíba do Sul/Pomba).

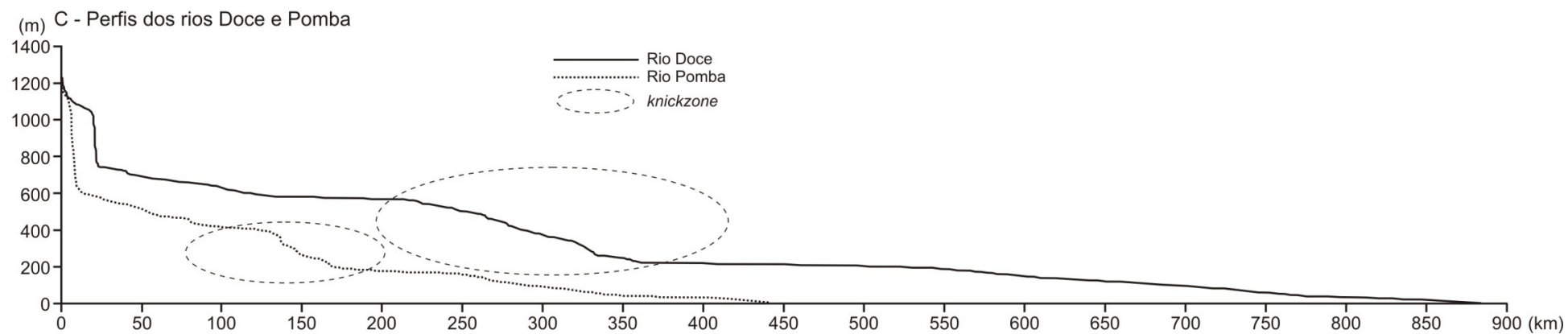
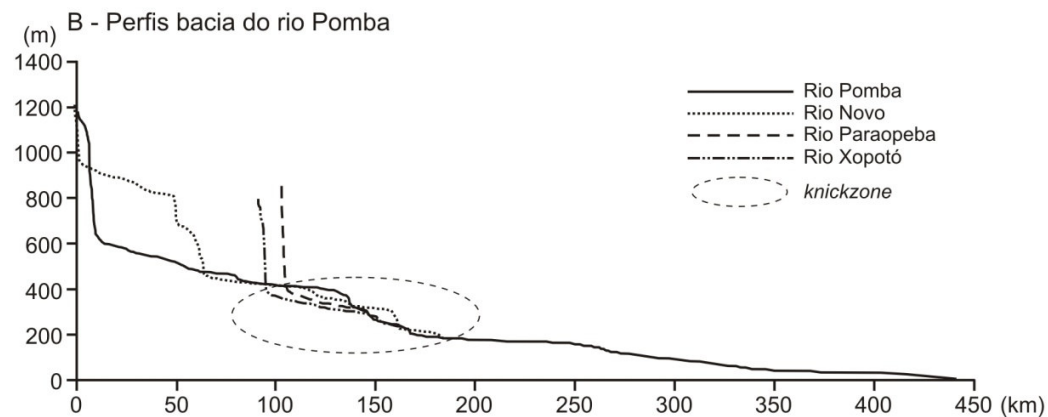
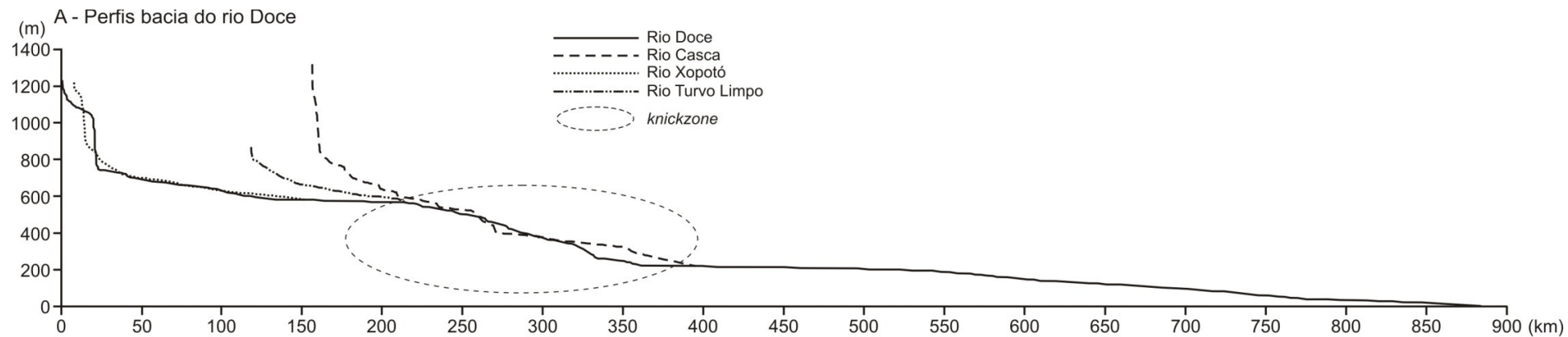


FIGURA 6.5 - Perfis longitudinais dos rios Doce e Pomba e de seus principais afluentes.

## 6.5 SÍNTESE

As bacias hidrográficas do interior continental (Paraná e São Francisco) são mais extensas quando comparadas às bacias costeiras (Doce e Paraíba do Sul) que faz seus afluentes estarem submetidos a níveis de base locais das calhas dos rios principais. As bacias costeiras, por sua vez, por apresentarem extensão bem mais reduzida estão submetidas diretamente ao nível de base geral do oceano. Os afluentes em direção ao interior continental (rio das Mortes/Grande e Paraopeba) exibem desníveis significativamente menores quando comparados aos rios que drenam diretamente para o oceano. Tal diferença é responsável pela contrastante denudação entre essas porções, pela organização em degrau na junção desses domínios (oceânico e interiorano) e geração do Grande Escarpamento.

As *knickzones* funcionam como níveis de base locais, uma vez que controlam a denudação de toda a porção do alto curso. Os *knickpoints* mapeados em planta e perfil, bem como as corredeiras nos cursos fluviais das bacias dos rios Doce e Pomba, devido ao seu paralelismo e arranjo espacial próximo a inflexões bruscas na rede de drenagem são indicativos de movimentações tectônicas na área. Algumas dessas rupturas exibem uma concordância com falhas mapeadas por diferentes autores (HEINECK *et al.* 2003 e CPRM e CODEMIG, 2014), bem como lineamentos, conforme discutido no capítulo 5, além de significativa coincidência com o escalonamento topográfico discutido no capítulo 4 e verificado por Souza (1995), Mello *et al.* (2005), Silva (2012) e Marent e Valadão (2015).

As bacias costeiras quando comparadas entre si exibem níveis de base locais em altitudes diferentes que proporciona uma denudação mais agressiva de uma em relação à outra. A tectônica nas bacias costeiras sugere ser a responsável pela geração da escarpa que as separa e coloca essas em diferentes níveis de base de locais, responsável em seu interior pelo desmonte da superfície mais elevada (bacia do rio alto rio Doce) a partir do nível mais baixo (bacia do rio Paraíba do Sul/Pomba).

## **7. CENÁRIOS GEOMORFOLÓGICOS NA BORDA DOS DEGRAUS ESCALONADOS**

### **7.1 INTRODUÇÃO**

O principal objetivo desse capítulo é apresentar algumas considerações em relação aos cenários geomorfológicos, que exibem distintas características, associados à borda dos degraus escalonados, em escala local. Para atingir essa finalidade os diferentes cenários foram reconhecidos, classificados e espacializados de forma preliminar, sendo os mais relevantes selecionados para caracterização e análise em escala de maior detalhe. Esses permitiram destacar elementos em planta com implicações na evolução das escarpas relacionados a distintos contextos geomorfológicos.

### **7.2 ESPACIALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS CENÁRIOS**

Os cenários geomorfológicos foram mapeados e classificados de forma preliminar de acordo com os seguintes elementos: (i) dimensão do vale suspenso, (ii) posição topográfica do vale em relação à escarpa e (iii) controle estrutural evidente da drenagem e do relevo na paisagem local. Esses cenários foram agrupados em quatro tipos (TAB. 7.1 e FIG. 7.1):

- A – Vales suspensos médios a grandes, localizados acima da escarpa, paisagem local apresenta controle estrutural evidente da drenagem e do relevo;
- B – Vale suspenso grande, localizado entre escarpas, paisagem local apresenta controle estrutural evidente da drenagem e do relevo;
- C – Vales suspensos médios a grandes, localizados acima da escarpa, paisagem local com e sem controle estrutural evidente da drenagem;
- D – Vales suspensos pequenos, localizados acima da escarpa, paisagem local com e sem controle estrutural evidente da drenagem.

Os vales suspensos constituíram o elemento de primeira grandeza no reconhecimento e classificação, uma vez que representam a feição geomorfológica mais evidente da evolução das escarpas. Dentro dessa classificação foram selecionadas as áreas mais representativas

para a análise em detalhe nos diferentes cenários (FIG. 7.1): cenário A = área 1, cenário B = área 2, cenário C = área 3 e cenário D = área 4.

TABELA 7.1 - Área dos vales suspensos utilizada como critério para sua classificação quanto à dimensão.

Vale suspenso	Área Km <sup>2</sup>
Pequeno	< 5
Médio	6 a 15
Grande	> 25

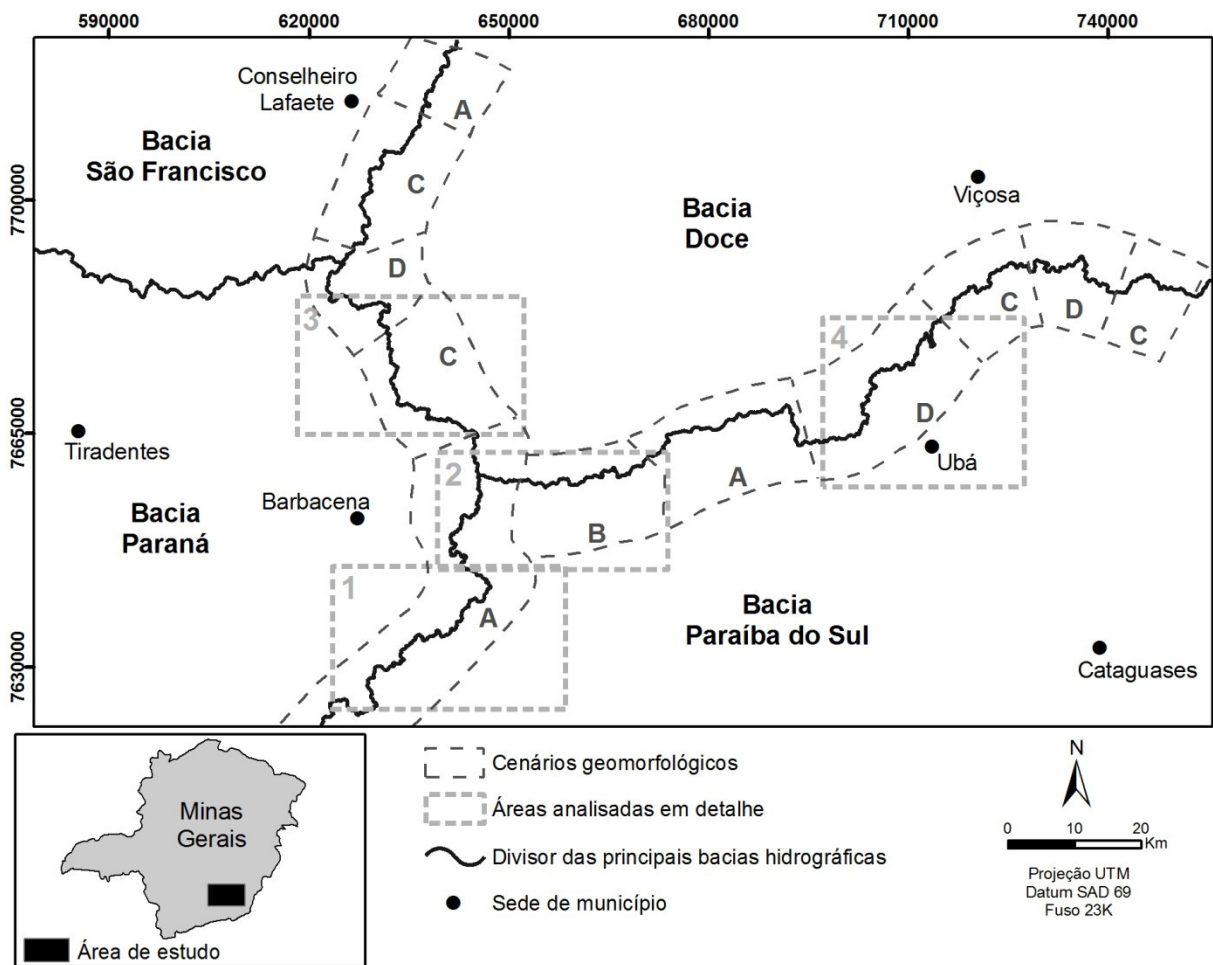


FIGURA 7.1 - Localização dos cenários geomorfológicos e áreas analisadas em detalhe.

### 7.2.1 Área 1

A área 1 é representativa de cenário geomorfológico caracterizado por vales suspensos médios a grandes, localizados acima da escarpa, com a paisagem local exibindo controle estrutural evidente da drenagem e do relevo. Essa área compreende a bacia do rio Paraná a

NW e bacia do rio Paraíba do Sul a SE (FIG. 7.2). Essa porção da bacia do rio Paraíba do Sul encontra-se em cotas altimétricas semelhantes às da bacia do rio Doce, sugestiva de uma paleosuperfície regional abrangendo as duas bacias costeiras (Doce e Paraíba do Sul).

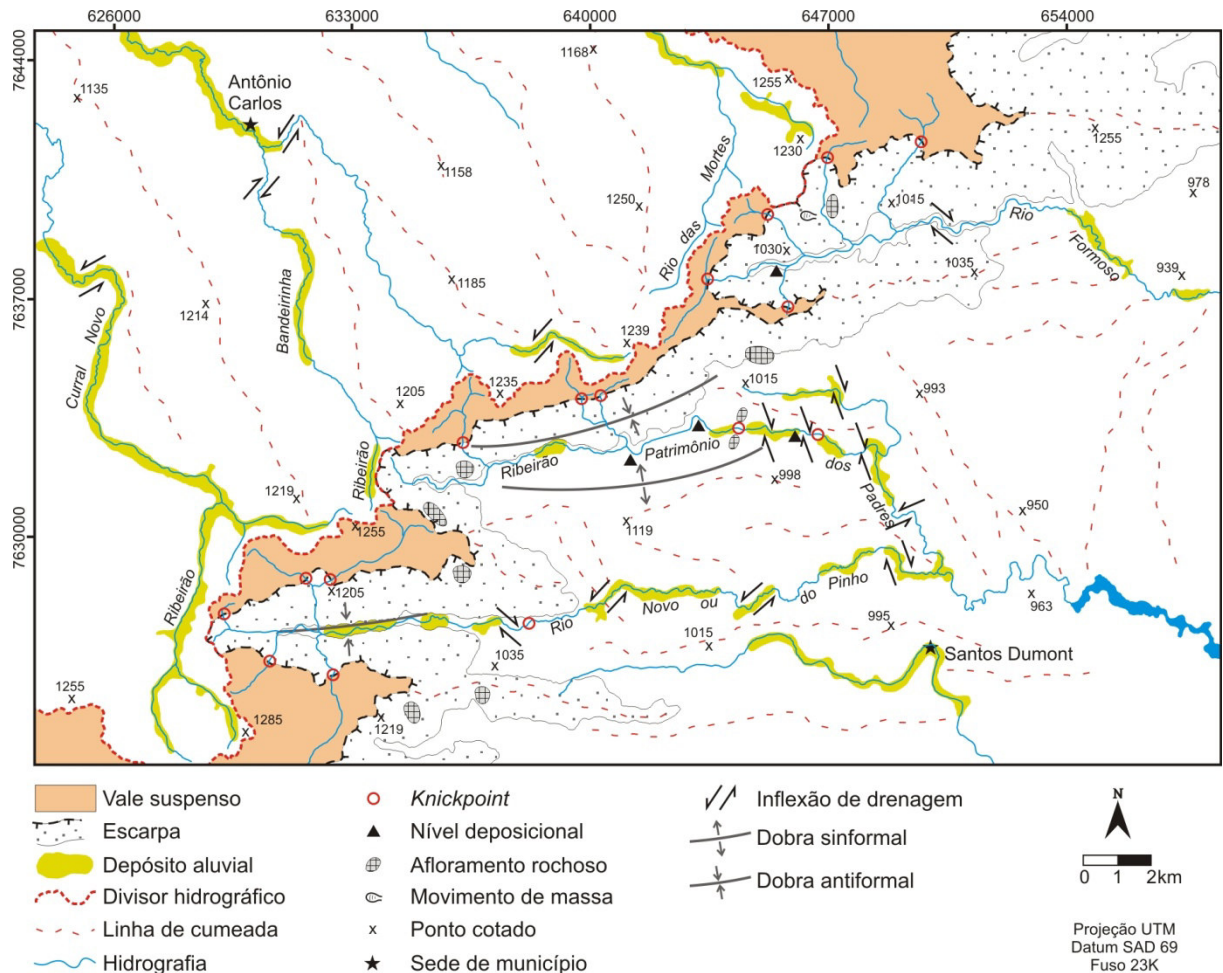


FIGURA 7.2 - Cenário geomorfológico correspondente a área 1 analisada em detalhe.

A porção analisada exibe, na bacia do rio Paraná drenagem e relevo orientados a NW-SE que sugerem localmente controle estrutural nessa direção. Feições assemelhando-se a deslocamentos de drenagem indicam um caráter estrutural secundário NE-SW. Na bacia do rio Paraíba do Sul, a drenagem e o relevo exibem direção E-W a ENE-WSW que denota controle estrutural local nessa direção. Feições assemelhando-se a deslocamentos de drenagem sugerem caráter estrutural secundário NE-SW e NW-SE. A organização geomorfológica na bacia do rio Paraíba do Sul parece concordar com a estruturação pré-cambriana mapeada por Brandalise (1991). Essa é composta por dobras antiformais e sinformais orientadas E-W a ENE-WSW, envolvidas por zonas de cisalhamento contracionais



NE-SW que tendem a acompanhar porções do traçado da escarpa. O interior dessa zona de cisalhamento compreende faixa de rochas gnáissicas enderbíticas e charnockíticas, da Suíte São Bento dos Torres, nas quais foram identificados alguns afloramentos. Um desses está associado a estrangulamento de drenagem e *knickpoint* no ribeirão Patrimônio dos Padres.

A drenagem na bacia do rio Paraíba do Sul indica avanço em direção à bacia do rio Paraná, resultando em vales encaixados ladeados por vales suspensos e elevada sinuosidade da escarpa. Canais de pequena ordem em áreas de cabeceiras com acumulações aluviais desproporcionais para o atual contexto geomorfológico (bacia do Paraná) e inflexões bruscas nos canais, tipo cotovelos, próximos a *knickpoints* (bacia do Paraíba do Sul) nos vales suspensos e a jusante desses apontam para um cenário de capturas fluviais. Entretanto, nessa porção da escarpa não foi identificado qualquer trabalho que aborde a temática.

As drenagens sobre o degrau superior apresentam-se em geral perpendiculares em relação aos canais que avançam pela escarpa do degrau inferior. Tal geometria dos canais mostra que o avanço da drenagem sobre o degrau superior pode gerar vales suspensos de diferentes dimensões a depender de onde o curso d'água é seccionado. Assim, canais no degrau superior de direção perpendicular em relação à drenagem remontante tem maior propensão a originar vales suspensos maiores.

O avanço dos cursos d'água sobre o degrau superior impõe uma reorganização da hidrografia que passa a ser submetida ao condicionamento estrutural do degrau inferior. Essa nova organização modifica os aspectos morfológicos da área que parece sobrepor um padrão estrutural mais recente sobre outro mais antigo. Ainda assim, feições tipo deslocamento de drenagem guardam o registro desse condicionamento estrutural que foi superposto. No degrau inferior, alguns desses deslocamentos foram identificados a montante de *Knickpoints*, que por sua vez, foram reconhecidos em campo associados a estrangulamentos de drenagem no rio Novo e ribeirão Patrimônio dos Padres.

Depósitos sedimentares foram encontrados em dois canais nessa área, um no rio Formoso e três no Ribeirão Patrimônio dos Padres (FIG. 7.2). Entretanto, foram descritos apenas os

mais relevantes para a análise no contexto regional. No ribeirão Patrimônio dos Padres o depósito localizado mais a montante está localizado na baixa vertente a cerca de 5 m de altura do canal. Apresenta-se levemente inclinado com caimento contrário ao da vertente (FIG. 7.3). É composto por clastos de quartzo angulosos a arredondados, predominando os subarredondados e arredondados. São suportados pelo arcabouço, embora haja presença de matriz fina. São mal selecionados, com comprimento predominando entre 1 e 10 cm, ocorrendo blocos esparsos de até 25 cm. A fácies basal tem cerca e 60 cm de espessura. Os sedimentos apresentam orientação predominante concordante com caimento do depósito e em menor proporção sub-horizontalizados na mesma direção. O outro depósito mais a jusante está localizado em uma das faces de um esporão, a cerca de 20 m do canal do canal sobre elúvio (FIG. 7.4). Corresponde a um depósito com caimento acompanhando a vertente, apresentando deformações o que indicam retrabalhamento. É composto por clastos de quartzo, angulosos a arredondados, predominando os subangulosos e subarredondados, suportados pelo arcabouço, embora em algumas porções haja pequena proporção de matriz fina. São mal selecionados, com comprimento predominando entre 2 e 10 cm, ocorrendo em menor proporção tamanhos menores, de até 1 cm, e maiores, de até 30 cm. A espessura da fácies varia de 30 a 60 cm ao longo do depósito.



FIGURA 7.3 - Depósito do ribeirão Patrimônio dos Padres em seu trecho montante. Exibe caimento contrário ao da vertente.



FIGURA 7.4 - Depósito deformado do ribeirão Patrimônio dos Padres localizado a jusante do anterior. Acompanha o caimento da vertente.

### 7.2.2 Área 2

A área 2 é representativa de um cenário geomorfológico caracterizado por um grande vale suspenso, localizado entre escarpas, com a paisagem local exibindo controle estrutural

evidente da drenagem e do relevo. Acima desse vale suspenso existem outros em posições topográficas mais elevadas (FIG. 7.5). Compreende uma área localizada na junção das bacias do rio Paraná a oeste, Doce a norte e bacia do Paraíba do Sul a SE. O vale suspenso inserido no Degrau Paraíba do Sul (degrau inferior) encontra-se em cotas inferiores aos degraus Doce (degrau intermediário) e Paraná-São Francisco (degrau superior), bem como em relação aos seus respectivos vales suspensos a NE e a oeste. Sua localização abaixo das escarpas que dividem esses degraus sugere um canal mais ajustado ao novo nível de base, porém ainda suspenso em relação ao rio Pomba.

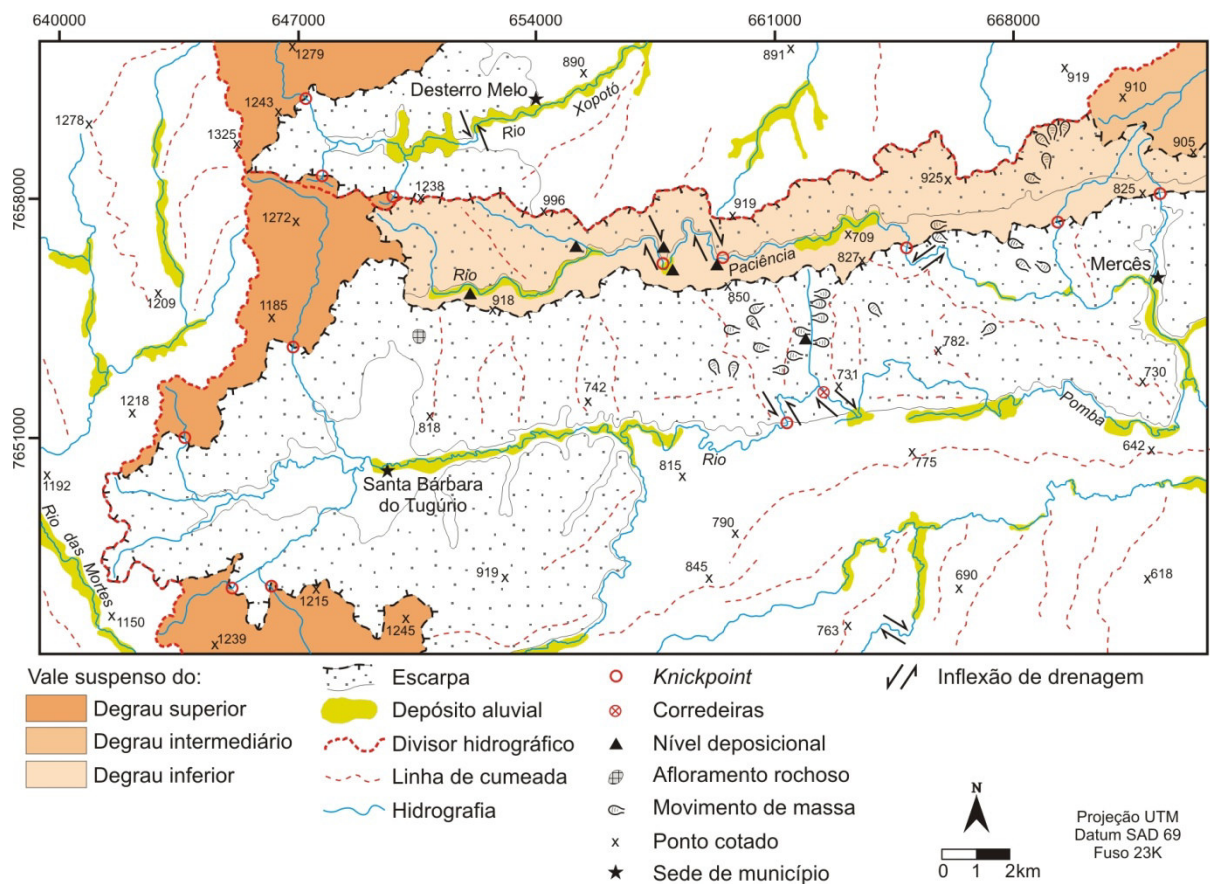


FIGURA 7.5 - Cenário geomorfológico correspondente a área 2 analisada em detalhe.

A porção analisada exibe, na bacia do rio Paraíba do Sul, drenagem e relevo orientados preferencialmente na direção E-W a ENE-WSW o que indica controle estrutural nessa direção, contrastando com as direções nas bacias adjacentes. Feições assemelhando-se a deslocamentos de drenagem assinalam controle estrutural secundário NW-SE e NE-SW que parecem ter uma semelhança com a direção dos canais e relevo das bacias adjacentes.

Brandalise (1991) mapeou fraturas condicionando a porção oeste do trecho do rio Pomba, enquanto Brandalise e Viana (1993) falhas ou zonas de cisalhamento na porção leste dos rios Pomba e Paciência, assinalando nítida correspondência entre a organização geomorfológica e a estrutural. O vale encaixado a oeste, circundado por vales suspensos, com elevada sinuosidade da escarpa, sugere maior avanço da hidrografia nesse sentido e concorda com a direção estrutural principal. O avanço da rede de drenagem sobre os degraus situados acima impõe uma reorganização da hidrografia, que passa a ser submetida a novo condicionamento estrutural do degrau inferior. O controle estrutural local parece direcionar a evolução da bacia orientando o avanço da drenagem mais sobre a bacia do rio Paraná do que em relação a do rio Doce, com implicações para o ganho e perda de área entre elas.

*Knickpoints* são feições comuns na borda dos vales suspensos, em geral, provenientes da erosão remontante da escarpa. Fora do contexto das bordas de escarpadas mais elevadas, no rio Paciência, *knickpoints* encontram-se associados a feições de estrangulamentos e deslocamentos de drenagem. No rio Pomba, essas feições encontram-se associadas à *knickpoint* e corredeira. Entretanto, os *knickpoints* do rio Pomba e das bordas escarpadas não foram identificados em campo como os demais, mas apenas por imagem de satélite. Apesar da existência dos vales suspensos nessa área, até o momento não foi identificado nenhum trabalho que os relacionam à temática das capturas fluviais.

Cicatrizes de movimentos de massa, alguns configurando canais incisos tipo voçoroca, ocorrem na porção central da área analisada. Podem ser agrupadas de forma preliminar a três condições: (i) localizadas em cabeceiras de canais de primeira ordem; (ii) relacionadas à erosão fluvial pelo solapamento das margens do canal e; (iii) sem conexão aparente com a dinâmica fluvial. Essas exibem concentração incomum na área, considerando que a geologia é a mesma, composta por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. O que chama a atenção é a elevada proximidade com a interseção de direções das feições tipo deslocamentos de drenagem indicando agrupamento de estruturas nessa localidade. Isso pode significar a atuação tanto de estruturas quanto a influência de tectônica ativa.

Depósitos foram encontrados em três vales nessa área: quatro no rio Paciência, um em seu afluente e outro no afluente do rio Pomba (FIG. 7.5). Entretanto, foram descritos apenas os mais relevantes para a análise no contexto regional. No afluente do rio Pomba, o depósito está próximo a um esporão, localizado a cerca de 20 m do canal na baixa vertente. Apresenta-se horizontalizado com mais de 25 m de extensão em discordância erosiva sobre a rocha alterada e com sua extremidade acompanhando a vertente em franco processo de descaracterização (FIG. 7.6a). Exibe continuidade na outra face do esporão onde também mostra descaracterização na extremidade. Os sedimentos são compostos por seixos de quartzo angulosos a arredondados, suportados por matriz areno-argilosa e mal selecionados (FIG. 7.6b). Os clastos mostram tamanhos entre 1 e 20 cm de comprimento, ocorrendo matações esparsos de até 60 cm. A fácies basal varia de 20 a 60 cm de espessura. Estabelecendo uma transição abrupta sobre a fácies basal ocorre um material de cor amarelada, com matriz fina areno-argilosa. Sua espessura é variável e crescente em direção à porção mais baixa da vertente. Esse não apresenta estratificação e nem gradação.

No rio Paciência, afluente principal do rio Pomba na área, o depósito localizado mais a montante no canal está a cerca de 10 m do curso fluvial, próximo a um esporão na baixa vertente, sobre a rocha intemperizada. Corresponde a um depósito com mais de 50 m de extensão, horizontalizado na porção central, levemente inclinado em uma das extremidades e apresentando descaracterização em sua borda por coluvionamento (FIG. 7.7). Os clastos são de quartzo, angulosos a arredondados, predominando os subarredondados a arredondados. São suportados pelo arcabouço, embora haja presença de matriz fina em pequena proporção. Os grãos são mal selecionados e têm de 1 a 30 cm de comprimento. A fácies varia de 50 a 90 cm de espessura e exibe deformações ao longo do depósito. Predominam clastos com orientação vertical, embora alguns grãos esparsos se mostrem subverticais.

O segundo depósito à jusante no rio Paciência encontra-se a montante de *knickpoint*, cerca de 12 a 15 m do canal, sobre elúvio e próximo a esporão na baixa vertente. Corresponde a depósito com mais de 50 m de extensão, horizontalizado em sua porção central e exibindo caimento ao longo da extremidade da vertente, onde apresenta alguma deformação. Na

presença dessa deformação a fácies basal varia entre 20 e 50 cm de espessura (FIG. 7.8), enquanto onde não se apresenta deformada tem cerca de 50 cm. Os clastos são mal selecionados, constituídos de quartzo, angulosos a arredondados, suportados pelo arcabouço, mas com elevada presença de matriz fina. Predominam seixos e blocos de até 15 cm de comprimento, embora ocorram matacões esparsos com até 45 cm. Os sedimentos estão, em geral, orientados na vertical com a presença de pequena proporção de alguns subverticais a verticais.



FIGURA 7.6a - Depósito no afluente do rio Pomba. Fácies de clastos à direita horizontalizada e à esquerda descaracterizada por processos de vertente. Linha tracejada marca a continuidade dos seixos ao longo da vertente.

Foto: Eric Rezende



FIGURA 7.6b - Depósito do afluente do rio Pomba exibindo deformação com fácies basal suportada pela matriz.



FIGURA 7.7 - Depósito do rio Paciência mais a montante onde apresenta caimento na extremidade.

O terceiro depósito no rio Paciência está localizado a jusante do primeiro *knickpoint*, próximo ao depósito anterior, a cerca de 8 m do canal atual. Corresponde a depósito com fácies basal maior que 50 cm de espessura (FIG. 7.9). É composta por areia fina, não estratificada e sem gradação. Estabelecendo uma transição abrupta com a fácies basal, tem-

se uma fácies com sedimentos compostos por quartzos angulosos a arredondados, mal selecionados, sem orientação preferencial e que variam de 1 a 25 cm de comprimento. São suportados por matriz de areia fina, com a fácies apresentando cerca de 70 cm de espessura. Uma fácies composta de material orgânico recobre a de clastos.



FIGURA 7.8 - Depósito do rio Paciência a montante do *knickpoint* exibindo deformação ao longo do caimento da vertente.



FIGURA 7.9 - Depósito do rio Paciência que exibe morfologia típica de terraço apresentando as fácies arenosas.

### 7.2.3 Área 3

A área 3 é representativa de um cenário geomorfológico caracterizada por vales suspensos médios a grandes, localizados acima da escarpa, exibindo paisagem local com e sem controle estrutural evidente da drenagem. Compreende as bacias dos rios Paraná a SW, que exibe cotas mais elevadas, e Doce a NE, que apresenta cotas mais baixas (FIG. 7.10).

A área analisada exibe, em sua porção central, relevo e drenagens orientados a NW-SE, enquanto em suas extremidades SW e NE orientadas a NE-SW. Brandalise (1991) mapeou em escala de maior detalhe (1:100.000) na porção central um conjunto de falhas de direção NW-SE sobre o vale suspenso e adjacências, enquanto na porção SW a direção NE-SW. Na escarpa foram verificados através de imagens de satélite rupturas de declive alinhadas assumindo a direção NW-SE. Feições assemelhando-se a deslocamento de drenagem ocorrem acima e abaixo da escarpa na direção NW-SE e NE-SW. Esse conjunto de elementos denota controle estrutural NW-SE e NE-SW dessa área que orienta drenagem e relevo.

O grande vale suspenso que ocorre na área parece ter relação com as estruturas, uma vez que se apresenta orientado segundo essas. Esse foi identificado por Salgado *et al.* (2012),

Cherem *et al.* (2013) e Bertolini (2015) como proveniente de captura fluvial, sendo encontrado registro sedimentar em vale seco como comprovação desse evento. As estruturas e drenagens no vale suspenso, por sua vez, apresentam orientação discordante dos canais que avançam pela escarpa. Isso indica que a hidrografia com controle estrutural perpendicular aos cursos d'água que se localizam na escarpa podem gerar grandes capturas a depender do ponto onde são seccionadas.

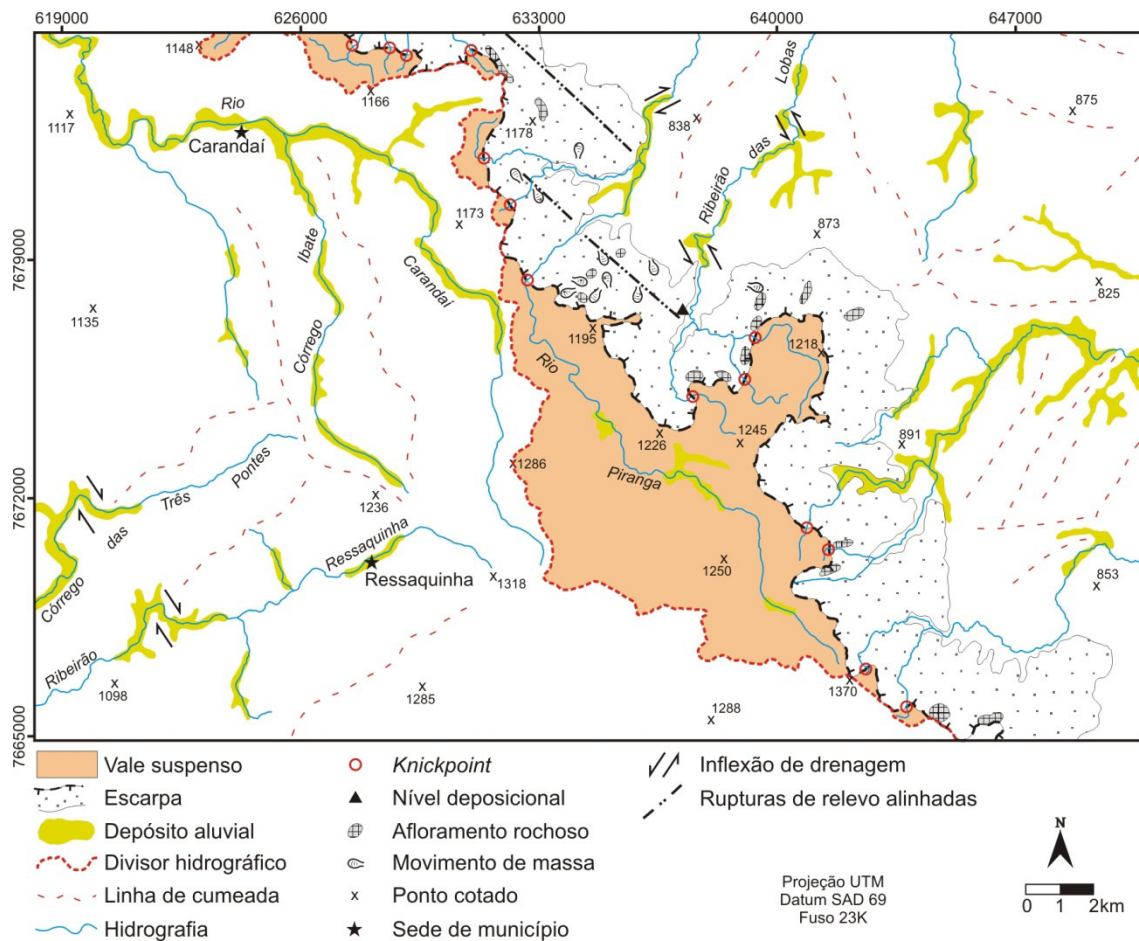


FIGURA 7.10 - Cenário geomorfológico correspondente a área 3 analisada em detalhe.

Cicatrizes de movimentos de massa concentram-se de forma incomum próximo a uma das rupturas de declive, uma vez que na área a litologia é a mesma composta por granodioritos a granitos e eventualmente tonalitos. Essas aparentemente encontram-se dissociadas de processos da dinâmica fluvial. A ruptura de relevo localizada mais a norte encontra-se sem a presença de movimentos de massa. A montante dessa ocorre afloramentos rochosos que se distribuem ao longo de quase toda a borda da escarpa exibindo depósitos de tálus.



O depósito sedimentar identificado nessa área está localizado no ribeirão das Lobas, na baixa vertente sobre a rocha intemperizada e a cerca de 8 m do canal. Apresenta a fácies de clastos com caimento ao longo da vertente e descaracterizado aparentemente por coluvionamento (FIG. 7.11). Os sedimentos são compostos por seixos angulosos a subarredondados, suportados por matriz fina mal selecionada. A fácies apresenta espessura variável entre 10 e 50 cm e o comprimentos dos clastos exibe até 40 cm de comprimento. Apesar de ser o único depósito reconhecido nessa área, Oliveira (2012) e Bertolini (2015) identificaram outros ao longo dessa superfície planáltica, inclusive com características tipicamente fluviais.



FIGURA 7.11 - Depósito sobre elúvio com fácies de clastos movimentada por processos de coluvionamento.

#### 7.2.4 Área 4

A área 4 é representativa de um cenário geomorfológico caracterizado por pequenos vales suspensos, localizados acima da escarpa, exibindo a paisagem local com e sem controle estrutural evidente da drenagem. Na área, compreende a bacia do rio Doce a NW e bacia do rio Paraíba do Sul a SE em nível inferior, que exibe significativa concentração de sedimentos em relação às demais áreas investigadas (FIG. 7.12).

Relevo e drenagem exibem na bacia do rio Doce direção NW-SE, enquanto feições tipo deslocamento de drenagem apresentam direção NE-SW. Na bacia do rio Paraíba do Sul a drenagem e o relevo indicam três direções: NW-SE, NE-SW e N-S. A direção NW-SE predomina em toda essa porção da bacia do rio Paraíba do Sul, a direção NE-SW na faixa compreendida pelo Complexo Juiz de Fora que está a SE de Ubá e a direção N-S a NE de Ubá. Feições tipo deslocamento de drenagem e rupturas relevo assumem direção NE-SW, podendo chegar a NNE-SSW e ENE-WSW. O condicionamento dos elementos geomorfológicos a NE-SW e NW-SE indicam ser essas direções dominantes do controle estrutural local, com a drenagem assumindo direção preferencial NW-SE.

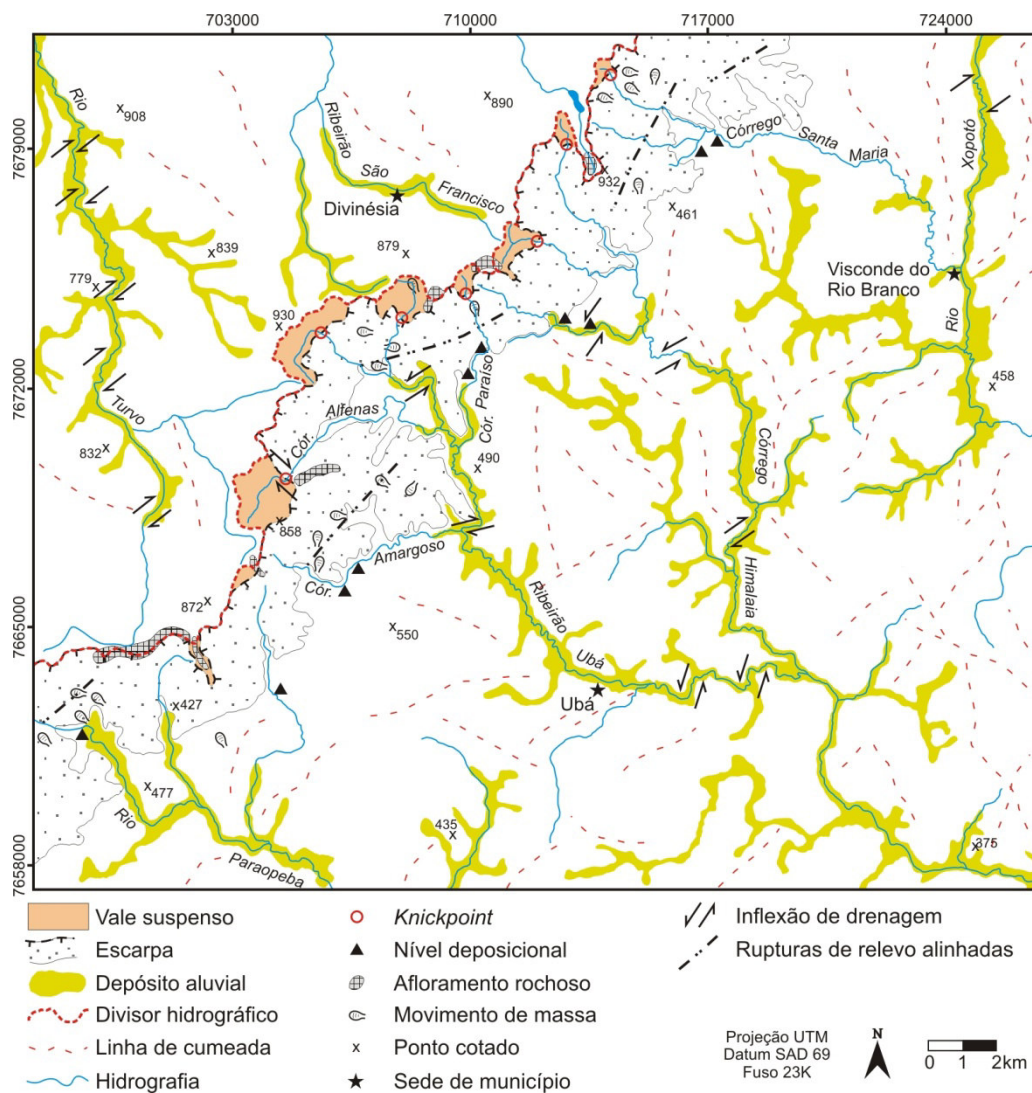


FIGURA 7.12 - Cenário geomorfológico correspondente a área 4 analisada em detalhe.

É possível que a dimensão dos vales suspensos tenha alguma relação com a direção da rede hidrográfica, com a drenagem de ambas as bacias orientadas preferencialmente a NW-SE próximo à escarpa. A erosão remontante sugere capturas fluviais de pequena dimensão ou mesmo *beheading* (decapitação) (Bishop, 1995), uma vez que ambas as drenagens tendem a apresentar direções paralelas. Entretanto, o controle estrutural secundário pode prevalecer em algumas circunstâncias, como no córrego Alfenas que exibe direção NE-SW quase já totalmente incorporado ao degrau inferior. Esse canal mostra *knickpoint* associado à feição tipo estrangulamento de drenagem e estrangulamento do vale.

Cicatrizes de movimentos de massa, alguns configurando canais incisos tipo voçoroca, ocorrem ao longo da escarpa. Essas tendem a se concentrar próximas a rupturas de relevo alinhadas, o que pode significar uma gênese comum. Cicatrizes menores associadas à terracetes também são encontradas nessa porção, porém não foram mapeadas devido a sua pequena expressão espacial. Afloramentos rochosos se distribuem ao longo da escarpa apresentando uma foliação com caimento a SE nos ortoganisses e feições incipientes tipo pães de açúcar nos granitos, metasienitos alcalinos e enderbitos (ver capítulo 5).

Dez depósitos sedimentares foram identificados nessa área: dois no córrego Santa Maria afluente do rio Xopotó; dois no córrego Himalaia, dois no córrego Paraíso e dois no córrego Amargoso, todos afluentes do Ribeirão Ubá; um no afluente do rio Paraopeba e; outro em seu próprio vale principal. Entretanto, foram descritos apenas os mais relevantes para a análise no contexto regional. No córrego Santa Maria o depósito mais a jusante localiza-se na baixa vertente em porção côncava, localizado a cerca de 10 m do canal atual. Corresponde a depósito com mais de 20 m de extensão que indica retrabalhamento por processos de coluvionamento de todo o conjunto (FIG. 7.13). Os sedimentos estão suportados por matriz fina, embora alguns clastos se toquem. Quanto mais para as extremidades do depósito os clastos vão se dispersando totalmente em meio a matriz. No centro onde se apresenta parcialmente horizontalizado encontra-se imerso em matriz fina constituída por horizonte orgânico, enquanto nas bordas imersa em matriz silto-argilosa. Os sedimentos são compostos por seixos de quartzo angulosos a arredondados, predominando

os subarredondados, mal selecionados, com orientação horizontal a subvertical e comprimento entre 1 a 40 cm. A fácies varia de 30 a 60 cm de espessura.

No córrego Himalaia, tributário da margem esquerda do ribeirão Ubá, o depósito mais a jusante encontra-se próximo a esporão, na baixa vertente, a cerca de 20 m do canal atual. Corresponde a depósito cujas extremidades acompanham o caimento da vertente nos dois lados sobre a rocha alterada (FIG. 7.14). Os sedimentos estão envolvidos por matriz argilo-siltosa, compostos por clastos de quartzo subangulosos a arredondados, mal selecionados de tamanho predominante entre 1 a 15 cm, ocorrendo blocos esparsos de até 25 cm. A fácies basal varia de 40 a 100 cm apresentando deformação. Os clastos exibem orientação horizontal e subvertical acompanhando o caimento da vertente.



FIGURA 7.13 - Depósito do córrego Santa Maria, afluente do rio Xopotó, retrabalhado por processo de coluvionamento.



FIGURA 7.14 - Depósito do córrego Himalaia, afluente do ribeirão Ubá, com caimento acompanhando as faces do esporão.

O depósito mais a jusante no córrego Amargoso, afluente da margem direita do ribeirão Ubá, localiza-se em esporão, na baixa vertente, a cerca de 20 m do canal. Corresponde a depósito cujas extremidades acompanham o caimento da vertente sobre a rocha alterada (FIG. 7.15). Os sedimentos estão suportados pelo arcabouço, embora haja presença de matriz fina siltosa em pequena proporção. Essa proporção tende a aumentar em direção as extremidades onde o pacote sedimentar passa a ter maior concentração de matriz fina. São compostos por clastos de quartzo angulosos a arredondados predominando os arredondados. Os grãos tendem a ser melhor selecionados com tamanho predominante entre 15 e 20 cm, embora ocorram tamanhos de até 1cm em proporção menor e matacões de até 50 cm. A fácies basal tem cerca de 50 cm de espessura. Os grãos exibem orientação horizontal, porém nas extremidades podem-se apresentar subvertical e vertical.

O depósito mais a montante no córrego Amargoso é encontrado em posição de interflúvio em seu ponto mais baixo, a aproximadamente 50 m do canal atual, com mais de 100 m de extensão. Corresponde a depósito horizontalizado que exhibe caimento ligeiramente suave em direção a porção mais baixa do interflúvio. O depósito estabelece transição abrupta com a rocha alterada, mal selecionado, parcialmente suportado pelo arcabouço e pela matriz (FIG. 7.16). É composto por clastos maiores arredondados e subarredondados apresentando avançado processo de intemperismo mecânico que origina grãos menores angulosos, assemelhando-se a depósito muito antigo. O comprimento médio varia entre 1 e 50 cm e a fácies tem cerca de 50 cm de espessura. Os grãos não exibem orientação preferencial.



FIGURA 7.15 - Depósito mais a jusante no córrego Amargoso, afluente do ribeirão Ubá. Exibe caimento ao longo das extremidades do esporão.



FIGURA 7.16 - Depósito mais a montante no córrego Amargoso, parcialmente suportado pelo arcabouço e pela matriz.

No rio Paraopeba, o depósito em afluente da margem esquerda se encontra na posição de interflúvio, na alta vertente de uma baixa colina, servindo como divisor de pequenos tributários, a aproximadamente 15 ou 20 m do canal e com mais de 100 m de extensão. Corresponde a depósito horizontalizado sobre a rocha alterada que acompanha o caimento da vertente (FIG. 7.17). Os sedimentos estão parcialmente suportados pelo arcabouço e pela matriz, com seixos angulosos a arredondados, predominando os subarredondados e arredondados. Mostram-se mal selecionados, com comprimento entre 2 e 50 cm (tamanho médio entre 15 e 25 cm) e fácies com cerca de 50 cm de espessura exibindo deformação mesmo na porção horizontalizada. Os grãos tendem a se orientar na horizontal, com alguns esparsos na subvertical e vertical.

O depósito do curso principal do rio Paraopeba localiza-se na posição de interflúvio em sua porção inferior, a aproximadamente 35m do canal, com mais de 100 m de extensão. Corresponde a depósito com estreita faixa horizontalizada e a maior parte levemente inclinada rumo ao interior do vale onde apresenta descaracterização na borda por processos de vertente. Os sedimentos estão parcialmente suportados pelo arcabouço e pela matriz argilo-siltosa, compostos por seixos angulosos a arredondados. Mostram-se mal selecionados, com comprimento entre 1 e 50 cm e fácies com 40 cm de espessura exibindo alguma deformação. (FIG. 7.18). Os grãos exibem orientação horizontal a subvertical, predominando a horizontal. Em transição abrupta com essa camada ocorre uma fácies basal composta por matriz argilo-arenosa que apresenta espessura variável crescente devido ao caimento da vertente. Esse assemelha-se a depósito encontrado por Oliveira (2012) correspondente ao nível deposicional (N4) mais antigo nesse canal.



FIGURA 7.17 - Depósito do afluente do rio Paraopeba em posição de interflúvio com a extremidade acompanhando o caimento da vertente.

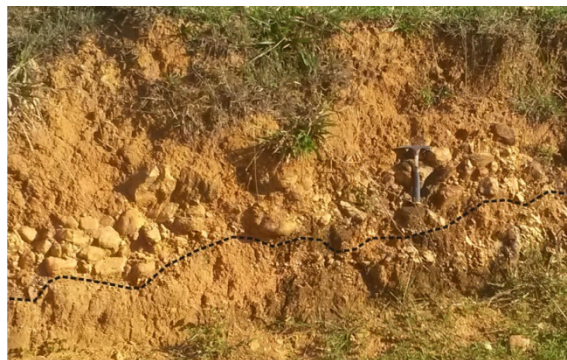


FIGURA 7.18 - Depósito do rio Paraopeba levemente inclinado em direção ao vale fluvial, suportado parcialmente pelo arcabouço e pela matriz.

### 7.3 ASPECTOS GERAIS DOS CENÁRIOS GEOMORFOLÓGICOS

Ao longo das escarpas nos degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais uma das feições morfológicas mais marcantes, a exceção das escarpas, são os vales suspensos que podem ser agrupados em diferentes cenários geomorfológicos, de acordo com sua dimensão. Alguns dos maiores vales nas bordas dos divisores São Francisco/Doce, Paraná/Doce e Doce/Paraíba do Sul foram investigados por Salgado *et al.* (2012), Oliveira (2012), Cherem *et al.* (2013) e Bertolini (2015), sendo constatadas evidências de captura fluvial. Evidências indiretas também são identificadas no mapeamento em detalhe dos cenários. Esses exibem vales

suspensos com inflexões bruscas na rede de drenagem em forma de cotovelos a montante e jusante de *knickpoints* em um típico padrão *barbed*<sup>31</sup> e na bacia adjacente a presença de amplos vales fluviais em zona de cabeceira desproporcionais para o atual contexto geomorfológico. Os cursos d'água nos vales suspensos exibem direções sugestivas de antigas conexões com a hidrografia da bacia adjacente. Esses dados apontam para um cenário regional generalizado de capturas fluviais nas bordas das escarpas que conforme Oliveira (2012) e Cherem *et al.* (2013) se encontram em diferentes estágios de desenvolvimento.

A evolução regional da área é marcada pela presença de vales suspensos que se apresentam como registro morfológico do avanço da drenagem sobre as bordas escarpadas, avanço esse, que foi quantificado por Salgado *et al.* (2012) e Cherem *et al.* (2012) utilizando o isótopo cosmogênico <sup>10</sup>Be. Em algumas áreas esses vales suspensos são cortados por vales encaixados com evidente condicionamento do relevo e drenagem, que produzem elevada sinuosidade ao longo da escarpa. Em outras, apesar desse condicionamento não ser tão evidente o que se percebe são orientações do relevo e drenagem segundo direções estruturais muito bem marcadas. Essas por vezes assumem direções, em escala local, discordantes da orientação principal (NE-SW), em escala sub-regional, verificada por Marent e Valadão (2015) (Capítulo 4). Isso indica que o controle em escala local pode se sobrepor ao sub-regional na organização geomorfológica. Nota-se ainda que a superfície superior ao ser incorporada pela inferior passa a responder ao novo condicionamento estrutural que se superimpõe sobre a nova superfície anexada.

A dimensão dos vales suspensos parece estar relacionada à orientação dos canais na borda das escarpas. Os maiores vales suspensos tendem a apresentar drenagem perpendicular ao avanço dos fluxos sobre a escarpa. Essas drenagens se encontram organizadas segundo direções preferenciais que evidenciam o controle estrutural em escala local. Segundo Prince *et al.* (2010) drenagens ortogonais ao fluxo remontante frequentemente mostram-se associadas ao controle estrutural. Tal configuração permite capturas em ponto de elevada ordem ao longo dos canais do planalto (OLLIER, 2004; PRINCE *et al.*, 2010) o que facilita a rápida dissecação da área pelo aumento de energia no fluxo da bacia capturada (PRINCE *et*

---

<sup>31</sup> Padrão *barbed* indica pirataria de drenagem (HOWARD, 1967). A rede de drenagem é caracterizada por muitos cotovelos de captura - confluência de tributários com ângulos de menos 90° (BISHOP, 1995).

*al.*, 2010). Por sua vez, vales suspensos de pequena dimensão podem estar relacionados à interceptação da drenagem em ponto de pequena ordem hierárquica ou ao seccionamento do canal fluvial no mesmo sentido do fluxo remontante. Isso implica numa tendência de drenagens perpendiculares ao fluxo remontante exibirem capturas maiores e conseqüentemente serem submetidas a denudação mais rápida que leva ao maior recuo da escarpa num espaço de tempo menor.

Feições tipo deslocamento de drenagem podem ser identificadas em todas as áreas. Essas são relacionadas a falhas transcorrentes como feições morfotectônicas, segundo Summerfield (1991), Keller e Pinter (1996), Gontijo (1999) e Burbank e Anderson (2001). Entretanto, o mapeamento dessas feições nesse trabalho não visa o reconhecimento de tectônica ativa que necessitaria da identificação de planos de falhas e sua cinemática, mas sim, dentre as diversas características geomorfológicas, o controle estrutural recorrente na área de estudo às vezes discordante da orientação geral do relevo e drenagem. Alguns desses deslocamentos de drenagem ocorrem associados a estrangulamento de canais e *knickpoints*. De acordo com Howard (1967) estreitamento de vales ou canais pode indicar estruturas locais. Silva *et al.* (1993) no médio vale do rio Paraíba do Sul e Bertolini (2015) na bacia do rio Doce também encontraram estrangulamentos de canais associados a *knickpoints*. A coincidência dessas feições associadas contribui para um quadro sugestivo de atividade tectônica recente na área, uma vez que autores como Keller e Pinter (1996), Gontijo (1999), Burbank e Anderson (2001), Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) e Silva *et al.* (2006) associaram a formação de *knickpoints* e deslocamentos de drenagem a movimentações tectônicas.

Movimentos de massa ocorrem na maior parte das áreas investigadas, em geral, associados a rupturas de relevo alinhadas ou feições que se assemelham a canais deslocados. Algumas dessas cicatrizes parecem se misturar a canais incisos do tipo voçoroca. Entre esses, parte parece estar relacionada à dinâmica fluvial que erode as margens dos cursos d'água e desestabiliza as encostas, enquanto outros associados a cabeceiras de drenagem. Nesse sentido, Avelar e Coelho Netto (1992) e Coelho Netto (2003), no médio vale do Paraíba do Sul, identificaram em cabeceiras de drenagem fraturas ou intersecção dessas condicionando



movimentos de massa e evolução de vales. Por sua vez, uma parcela dos movimentos de massa parece estar dissociada de processos relacionados à dinâmica fluvial. Esses frequentemente aparecem associados a rupturas de relevo alinhadas e em menor proporção a anomalias de drenagem que se assemelham a canais deslocados. Considerando a tectônica pós-miocênica ativa até os dias atuais relatada na área de estudo por Saadi (1991), Souza (1995), Mello *et al.* (2005), Silva (2012) e Oliveira (2012) é possível que essas feições também estejam associadas a manifestações tectônicas como mecanismo de ignição de alguns desses movimentos de massa. Modenesi (1992) e Magalhães e Moreira (1998) em diferentes partes do Brasil identificaram movimentos de massa como resultantes da atividade tectônica. Hiruma *et al.* (2001), por sua vez, identificaram no planalto de Campos do Jordão (Serra da Mantiqueira) rupturas de relevo ao longo dos principais lineamentos separando anfiteatros suspensos de várzeas atuais frequentemente associadas a falhas normais. Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) na mesma região (planalto de Campos do Jordão) relatou a ocorrência de cicatrizes de movimentos de massa em facetas triangulares<sup>32</sup> que persistem nas encostas. A ocorrência dessas feições em diferentes partes do Brasil com gênese associada à tectônica sugere a mesma relação para a área de estudo. Entretanto, mesmo que essas feições não estejam relacionadas à tectônica na área elas apontam para um quadro de condicionamento estrutural.

#### **7.4 CARACTERÍSTICAS REGIONAIS DOS DEPÓSITOS**

Os depósitos na área de estudo exibem características comuns predominando em quase todos eles. Encontram-se entre 5 e 50 m de altura do canal, sendo as distâncias as mais recorrentes em torno dos 10 e 20 m. Eles ocupam em geral a posição de baixos inteflúvios e esporões na baixa vertente. A distribuição dos grãos recorrente da fácies de clastos ocorre sobre três aspectos: (i) suportada pelo arcabouço com pequena presença de matriz fina; (ii) parcialmente suportada pelo arcabouço e matriz fina e; (iii) suportada por matriz fina. Exibem camada de clastos angulosos a arredondados mal selecionada compostos por seixos, blocos e matacões, sendo esse último em menor proporção. Os grãos tendem a se

---

<sup>32</sup> Facetas triangulares: são formadas pela combinação de movimento vertical em limite de falhas normais e a incisão de canais nos vales que cortam o plano de falha (KELLER; PINTER, 1996).

apresentar horizontalizados, embora haja presença de subverticais e verticais. A fácies basal encontra-se normalmente em discordância erosiva com o embasamento intemperizado de cor rosada, sendo recoberta por cobertura sedimentar de fácies amarelada, que ocorre maioria das rampas da região. Os depósitos se encontram em posição de interflúvio com uma de suas extremidades exibindo caimento acentuado em direção ao fundo do vale e exibindo descaracterização por processos de vertente (FIG. 7.19), enquanto em outros as duas extremidades acompanham o caimento das faces dos esporões (FIG. 7.20). Deformações ao longo da fácies basal são comuns nos depósitos, principalmente naqueles com indicativo de processos de vertente. Vários desses ocorrem próximos a canais inexpressivos para o tamanho dos sedimentos.

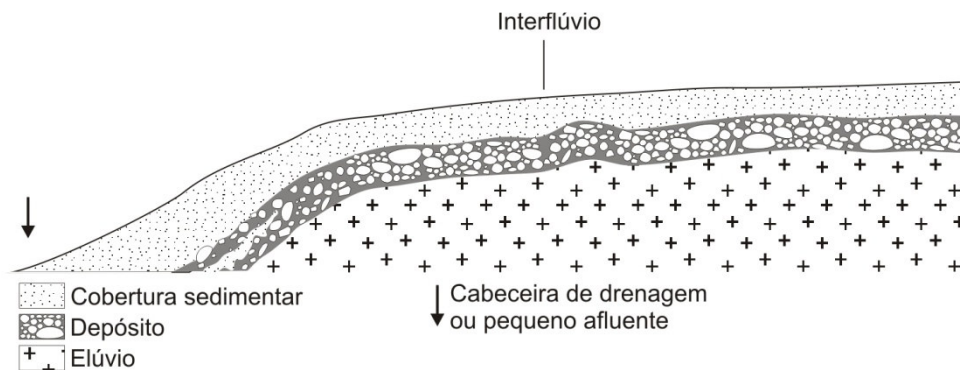


FIGURA 7.19 - Desenho esquemático em perfil representativo dos depósitos em posição de interflúvio com caimento em direção ao fundo do vale.

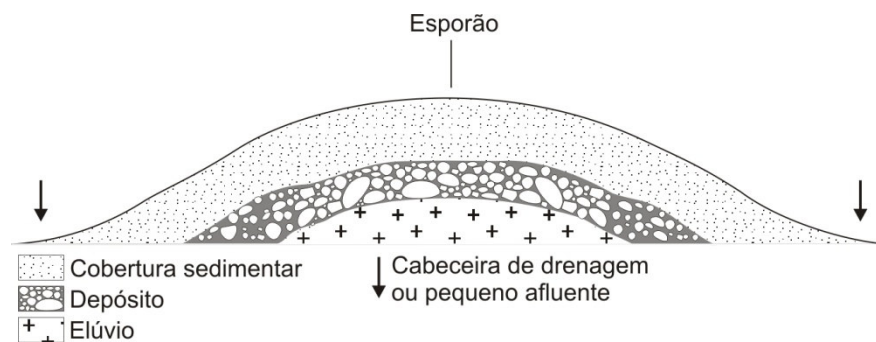


FIGURA 7.20 - Desenho esquemático em perfil representativo dos depósitos próximos a esporões com caimento ao longo da vertente.

As características dos depósitos sedimentares sugerem ser interpretados como de origem fluvial. Oliveira (2012) encontrou diversos depósitos semelhantes nos degraus Doce e Paraíba do Sul, sendo alguns pareados, enquanto Bertoloni (2015) no Degrau Doce próximo ao rio Piranga. Na área de estudo, alguns desses ocupando amplos interflúvios e esporões,

sobre elúvio, podem representar antigos terraços escalonados<sup>33</sup> relacionados a grandes eventos deposicionais. O grau de arredondamento e a seleção dos clastos se assemelham com os níveis deposicionais mais recentes encontrados por Oliveira (2012) e Oliveira *et al.* (2014) indicando ser essas características traço comum dos cursos fluviais na área de estudo. É possível ainda que a recorrência desses depósitos a distâncias estimadas de 10 e 20 m do canal estejam relacionadas fases significativas de instabilidade ambiental proveniente de uma tectônica episódica identificada por Oliveira (2012).

Na maioria dos depósitos sedimentares encontrados a morfologia original de terraço se apresenta descaracterizada, com alguns apresentando indicativos de coluvionamento, conferindo uma morfologia de encosta. Como depósitos de encosta o traço marcante recorrente é as fácies de clastos, em geral, horizontalizada em posição de baixo interflúvio ou esporão com uma ou as duas extremidades apresentando acentuado declive por processos de vertente. Quanto mais amplas essas feições (interflúvios e esporões), mais extensos se mostram os depósitos e quanto menores mais estreitos. Esses elementos encontrados permitem inferir uma sequência evolutiva caracterizada por processos de incisão vertical das vertentes. Essas acabam levando a inclinação da borda dos depósitos em direção ao interior dos vales, projetando-se em direção a cabeceiras de drenagem e pequenos tributários. Nesse processo, parte do depósito em posição de patamar também sofre uma ligeira inclinação.

## 7.5 SÍNTESE

A característica marcante na morfologia das escarpas é a presença de vales suspensos de diferentes dimensões associados à *knickpoints*, inflexões bruscas de canal e vales aluviais em cabeceiras de drenagem na bacia adjacente, desproporcionais para o contexto geomorfológico atual. Esses elementos apontam para um cenário regional generalizado de capturas fluviais nas bordas das escarpas. Os vales suspensos também se apresentam como registro morfológico do avanço da rede hidrográfica sobre as bordas escarpadas.

---

<sup>33</sup> Terraços escalonados: níveis deposicionais cujo encaixamento do curso d'água é suficiente para expor o substrato rochoso entre os níveis aluviais (BARROS, 2012).

Nas diferentes áreas mapeadas o que se percebe em detalhe é o relevo e a drenagem orientados segundo direções muito bem marcadas que coincidem com estruturas de mapeamentos geológicos. Essas por vezes assumem direções discordantes quando comparadas com a direção principal (NE-SW), em escala sub-regional, verificada no capítulo 4. Isso evidencia um controle estrutural, em escala local, que pode se sobrepor ao sub-regional na organização geomorfológica. Nota-se ainda que a superfície superior, organizada sobre uma morfogênese mais antiga, ao ser anexada à inferior passa a responder ao novo condicionamento estrutural dessa, que se superimpõe sobre a antiga superfície.

A dimensão dos vales suspensos parece estar relacionada à orientação dos canais na borda das escarpas, que em última análise estão organizados segundo controles estruturais, em escala local. Os maiores vales tendem a apresentar drenagens perpendiculares ao avanço dos fluxos sobre a escarpa. Essa organização facilita a ocorrência de capturas em ponto de elevada ordem ao longo dos canais o que submete esses a novo nível de base e facilita a sua dissecação segundo modelos organizados por Prince *et al.* (2010) e Salgado *et al.* (2012). Nesse processo, o controle estrutural e sua direção são fundamentais permitindo maiores ou menores capturas fluviais segundo sua organização.

Feições tipo deslocamentos de drenagem foram identificadas associadas a estrangulamento de canais e *knickpoints*, enquanto movimentos de massa associados a rupturas de declive e feições tipo canais deslocados. Essas feições associadas em diferentes localidades da área de estudo apontam para um quadro de condicionamento estrutural. Sugerem ainda uma tectônica atuante na área, conforme a literatura sobre o tema.

Depósitos sedimentares indicando antigos níveis deposicionais fluviais se apresentam no contexto atual com morfologia de encosta, sendo encontrados na maioria das vezes em posição de interflúvio ou esporão. Esses depósitos encontram-se acompanhando essas morfologias em direção a cabeceiras de drenagem e fundos de vales, em geral, sobre a rocha alterada. O quadro regional indica uma evolução dos vales fluviais predominantemente por incisão vertical (*downwearing*) levando os antigos níveis fluviais a se projetarem em direção ao interior dos vales.

## **8. EVOLUÇÃO DA PAISAGEM EM ESCALA LOCAL**

### **8.1 INTRODUÇÃO**

O principal objetivo desse capítulo é apresentar um panorama de evolução da área de estudo em escala local. Para atingir essa finalidade foi elaborado um esquema de evolução dos vales fluviais, bem como, análise de dados secundários e morfologia da área de estudo em planta, perfil e tridimensional. Esses forneceram elementos que possibilitaram a reinterpretção de modelos de evolução em bordas escarpadas na escala de captura fluvial e a evolução dos vales fluviais ao longo do tempo e espaço na área de estudo.

### **8.2 ESPACIALIDADE DA INCISÃO DOS VALES FLUVIAIS**

Os depósitos fluviais encontrados no contexto de encosta exibem morfologias que indicam rebaixamento e descaracterização por incisão fluvial associado a processos de vertente. O mapa de incisão dos vales fluviais fornece elementos que permitem estabelecer uma evolução desses vales ao longo dos compartimentos geomorfológicos (FIG. 8.1). Esse derivou do mapa de dissecação (Capítulo 5) utilizando os elementos: elevação, densidade de drenagem, declividade e curvatura vertical.

Na composição do mapa de incisão dos vales fluviais as vertentes foram compartimentadas em segmentos côncavos e convexos. As porções retilíneas não foram incluídas para se evitar um detalhamento excessivo que comprometesse a análise. Esses segmentos foram divididos de acordo com a declividade da vertente, agrupada a partir de IBGE (2009): incisão baixa para declividades inferiores a 8%, incisão média para declividades entre 8 e 20% e incisão alta para declividades acima de 20%. Os segmentos de baixa declividade, inferiores a 8%, se situam sobre os topos de morros mais suavizados nas porções convexas, enquanto as côncavas encontram-se, em geral, sobre os eixos fluviais constituídos pelas planícies de inundação e terraços recentes. Os segmentos de média declividade nas porções côncava e convexa correspondem a aprofundamento médio da drenagem (IBGE, 2009), enquanto na alta declividade a incisão é forte (IBGE, 2009).

O mapa de incisão dos vales fluviais exibe dois padrões distintos. O primeiro composto por bacias do interior continental exibe aprofundamento predominantemente médio do relevo. O segundo composto por bacias costeiras mostra aprofundamento majoritariamente elevado do relevo. Esse comportamento da morfologia dos vales fluviais relacionados a bacias interioranas e costeiras é reflexo da maior dissecação dessas porções voltadas diretamente para o oceano como consequência ao ajuste do nível de base geral, conforme discutido no capítulo 5.

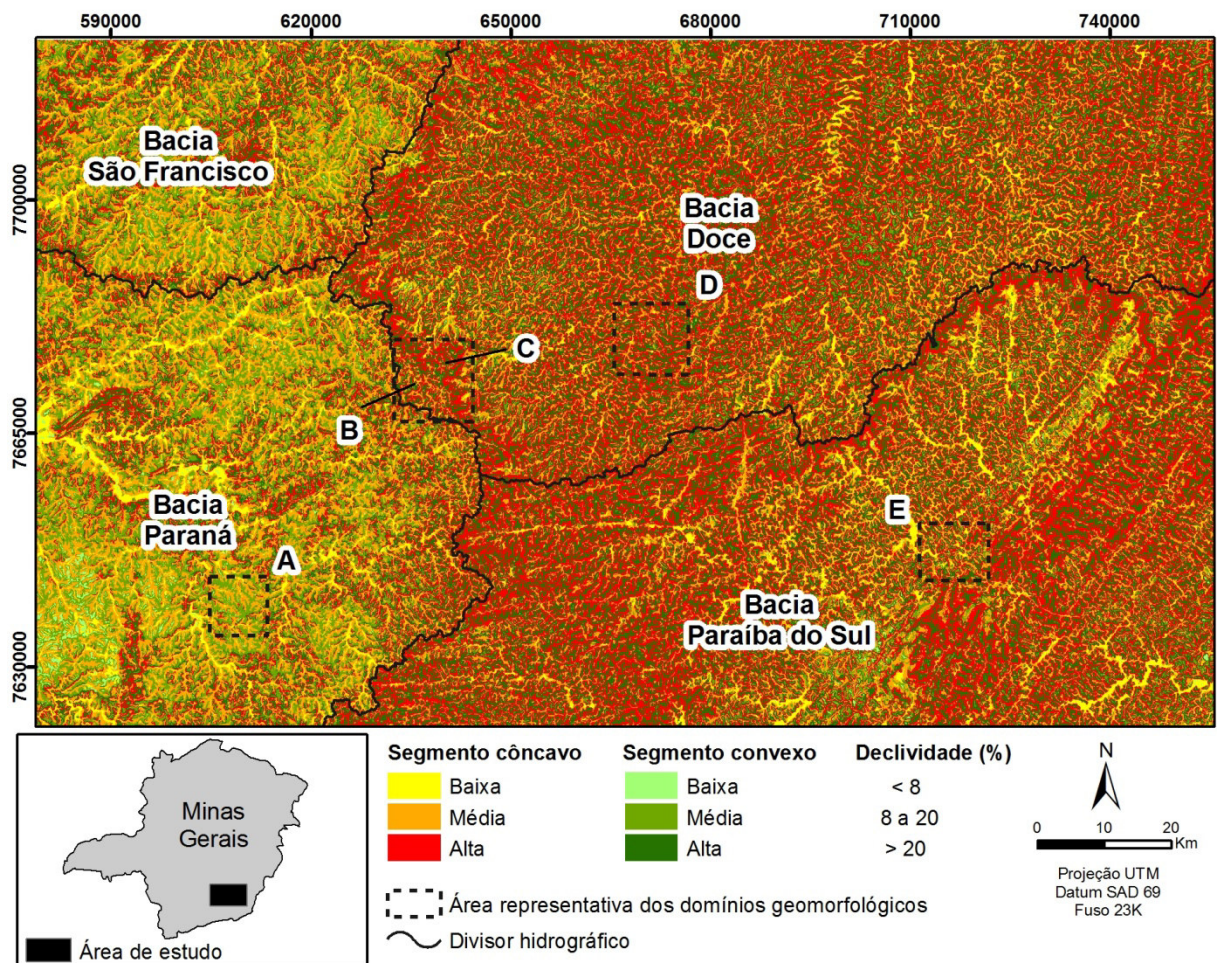


FIGURA 8.1 - Mapa de incisão dos vales fluviais, com indicação de áreas representativas dos diferentes domínios geomorfológicos selecionados para elaboração dos perfis transversais dos vales.

Para a modelagem dos vales fluviais foram selecionadas áreas com representatividade espacial que indicassem uma evolução ao longo do tempo e do espaço. Essas se localizam nos seguintes domínios geomorfológicos (FIG 8.1 e 8.2): (A) degrau superior; (B) área de captura; (C) área de captura avançada; (D) degrau intermediário e; (E) degrau inferior. Nessas, as distâncias das faixas relativas às concavidades e convexidades foram extraídas e

inseridas em perfil transversal, de modo a representar o comprimento médio das vertentes. Posteriormente, foram ajustadas às amplitudes médias obtidas através das cartas topográficas das respectivas áreas, de modo a obter a sessão transversal do vale.

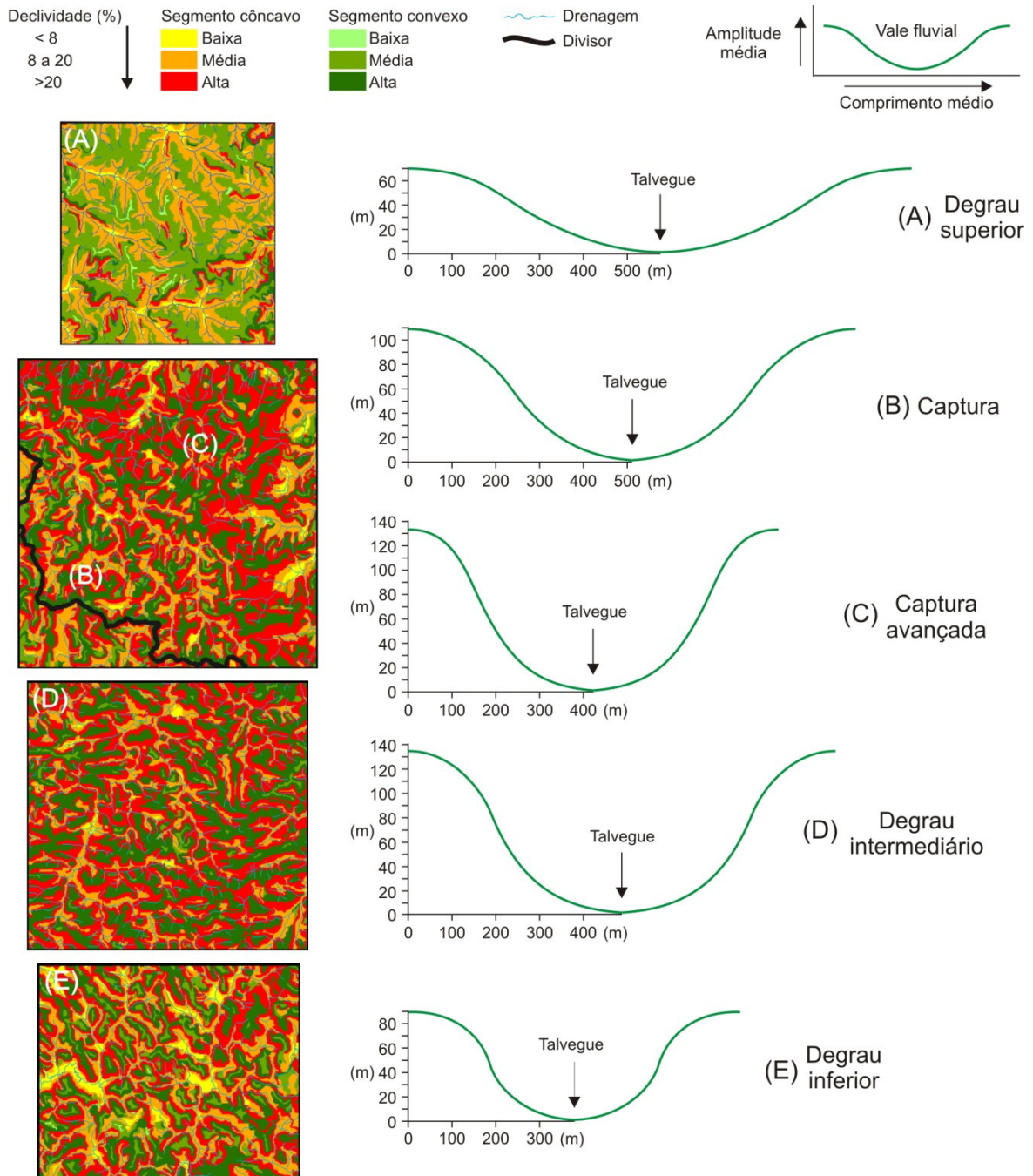


FIGURA 8.2 - Áreas representativas dos domínios geomorfológicos no mapa de incisão fluvial, com perfis transversais dos vales que demonstram a evolução ao longo do tempo e do espaço.

A primeira área é representativa do degrau superior no qual predomina um aprofundamento médio dos vales, com declividades entre 8 e 20% (FIG. 8.2 – A). Essa incisão

dos cursos d'água domina na maior parte das bacias dos rios Paraná e São Francisco, que drenam em direção ao interior continental (FIG. 8.1). Entretanto, porções localizadas nessas bacias podem exibir aprofundamento elevado dos vales com declividades acima de 20%. A seção transversal dos vales mostra, em geral, amplitudes médias de 70 m e comprimento médio das vertentes de 580 m. A área seguinte na sequência evolutiva corresponde a uma captura fluvial do rio Piranga (FIG. 8.2 – B), investigada em maiores detalhes por Salgado *et al.* (2012), Cherem *et al.* (2013) e Bertolini (2015). Localiza-se a NE do divisor hidrográfico (linha preta contínua) que separa as bacias dos rios Paraná e Doce e a SW da escarpa (marcada por polígonos maiores de cor verde e vermelha). A área indica maior incisão dos vales fluviais que exibem aprofundamento médio de 110 m e comprimento médio da vertente de 500 m. Adjacente à captura anterior (FIG. 8.1 – B) encontra-se uma área que pode ser interpretada como proveniente de captura em processo mais avançado de ajuste ao novo nível de base (FIG. 8.1 – C), devido ao seu contexto geomorfológico. Essa exibe aprofundamento médio mais acentuado dos vales de 135 m e comprimento médio das vertentes de 420 m que se mostram mais íngremes e mais encaixados (FIG. 8.2 – C).

Na sequência evolutiva, a próxima área está inteiramente inserida no degrau intermediário, bacia do rio Doce (FIG. 8.1 – D). Entretanto, a incisão desses vales também pode ser encontrada no degrau inferior, bacia do Paraíba do Sul. O perfil desses vales mantém a amplitude média de 135 m do anterior, mas exibe um comprimento médio das vertentes maior de 480 m (FIG. 8.2 – D). A última área encontra-se no degrau inferior sobre a depressão de Ubá adjacente ao *Horst* da Serra da Boa Vista que configura nível de base local para toda essa porção da bacia do rio Paraíba do Sul (FIG. 8.1 – E). Predomina na faixa alongada da depressão, de direção NE-SW, e em porções restritas da bacia do rio Doce. Exibe um aprofundamento médio dos vales menor, de 90 m, e menor comprimento médio das vertentes, de 380 m (FIG. 8.2 – E).

As diferentes áreas investigadas em maior detalhe permitem traçar esquema evolutivo geral dos vales fluviais ao longo do tempo e do espaço que se estabelece das bacias interioranas em direção as bacias costeiras. No degrau superior, os vales fluviais que drenam em direção ao interior continental mostram-se mais amplos e menos aprofundados, provavelmente



decorrente do melhor ajuste com nível de base local dessas bacias (FIG. 8.3 – A). Os cursos fluviais maiores tendem a exibir grandes áreas de acumulação aluvial (FIG. 8.1). Após a captura fluvial a área antes pertencente à bacia interiorana passa a fazer parte da bacia costeira na condição de vale suspenso, sendo submetida a novo nível de base (FIG. 8.1). Isso leva a maior incisão vertical do vale que se torna mais profundo e estreito (FIG. 8.3 - B). À medida que a área capturada é denudada e gradativamente incorporada à superfície inferior o aprofundamento do vale aumenta, bem como seu encaixamento, tornando o vale mais estreito (FIG. 8.3 – C). O aumento da declividade e amplitude facilita a desestabilização das encostas para os processos modeladores de vertente que acabam alargando o vale, mas mantém sua profundidade (FIG. 8.3 – D). Nesse estágio o vale fluvial já se encontra totalmente inserido no degrau abaixo da escarpa.

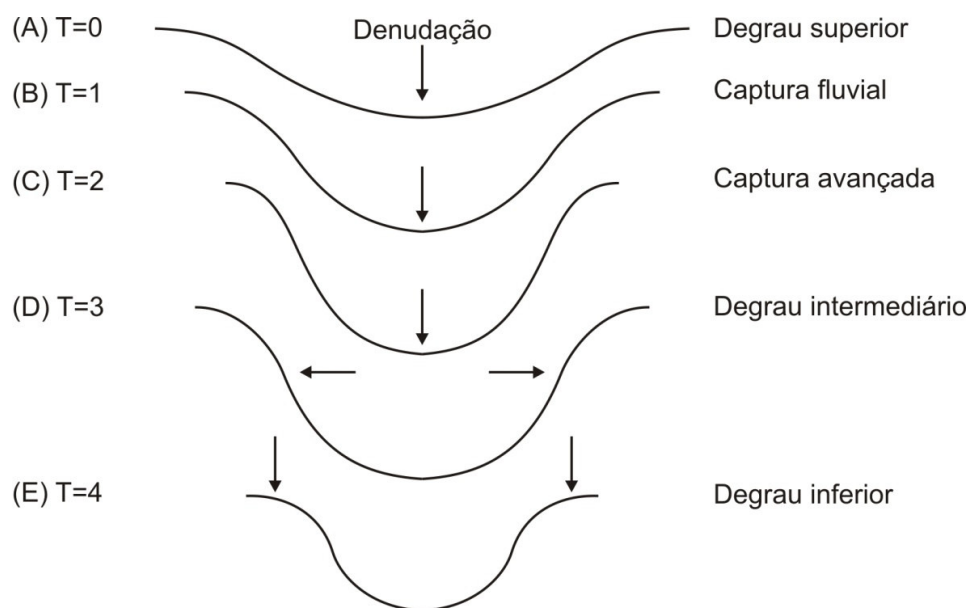


FIGURA 8.3 - Modelo de evolução dos vales fluviais ao longo de degraus escalonados em ambiente de grandes escarpamentos.

As etapas B, C e D (FIG. 8.3) assemelham-se as fases evolutivas de canais que drenam um planalto elevado em direção à escarpa, proposta por Seild *et al.* (1996) para margens passivas elevadas. Depósitos fluviais encontrados no contexto de encosta indicam ser o registro dessa etapa, que se projetam em direção ao interior dos vales e com as bordas descaracterizadas por processos de vertente (Capítulo 7). A última fase exibe um rebaixamento das vertentes e estreitamento dos vales que sugere um início de ajustamento com o nível de base local, com vales mais entulhados de sedimentos (FIG. 8.3 – E). Nessa

área, Oliveira *et al.* (2014) identificaram fundos de vale dos principais cursos fluviais com espessos pacotes de terraços e planícies de grandes extensões, algumas vezes superiores a 500 m, perceptíveis nos segmentos côncavos de baixa incisão fluvial (FIG. 8.1). Os autores também relacionaram os fundos amplos de vale à estabilidade do nível de base.

### **8.3 EVOLUÇÃO DOS FRONTS ESCARPADOS POR BACKWEARING OU DOWNWEARING?**

As escarpas na área de estudo são marcadas por vales suspensos de diferentes dimensões. Esses exibem frequentemente elementos associados a capturas fluviais. Disso, pode-se interpretar que as capturas fluviais são o principal rearranjo de drenagem responsável pela evolução dessas porções elevadas. No que diz respeito à evolução restrita às bordas escarpadas e com implicações para os estudos de capturas fluviais alguns trabalhos foram analisados na tentativa de elucidar melhor a evolução dessas porções na área de estudo.

Vanacker *et al.* (2007) mensuraram taxas de denudação por isótopos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ) em borda de escarpas que morfologicamente se enquadram no contexto das capturas fluviais. Baseados em taxas mais elevadas nas escarpas em relação ao planalto situado acima eles concluíram que essas evoluem por *backwearing* (reco lateral) com denudação dependente do gradiente da encosta (FIG. 8.4 - A). Apesar de não tratar das capturas fluviais o contexto geomorfológico abordado pelos autores se aplica ao dessas, com fluxos de drenagem em direção à escarpa a partir de um divisor hidrográfico localizado no interior.

Ao estudar a morfologia de canais e seus depósitos aluviais em borda de escarpa, Prince *et al.* (2010) elaboraram um modelo conceitual de evolução de capturas fluviais, utilizando estudos de modelagem numérica e dados geocronológicos secundários. Eles consideraram que após evento de captura a porção montante da escarpa passaria a receber fluxos da área do planalto anexado capazes de produzir maior denudação por incisão vertical (*downwearing*) (FIG. 8.4 - B). Isso levaria a dissecação da área capturada do planalto até que toda ela fosse rebaixada e incorporada à superfície inferior, ocorrendo a migração da escarpa que passaria a coincidir com o divisor hidrográfico.

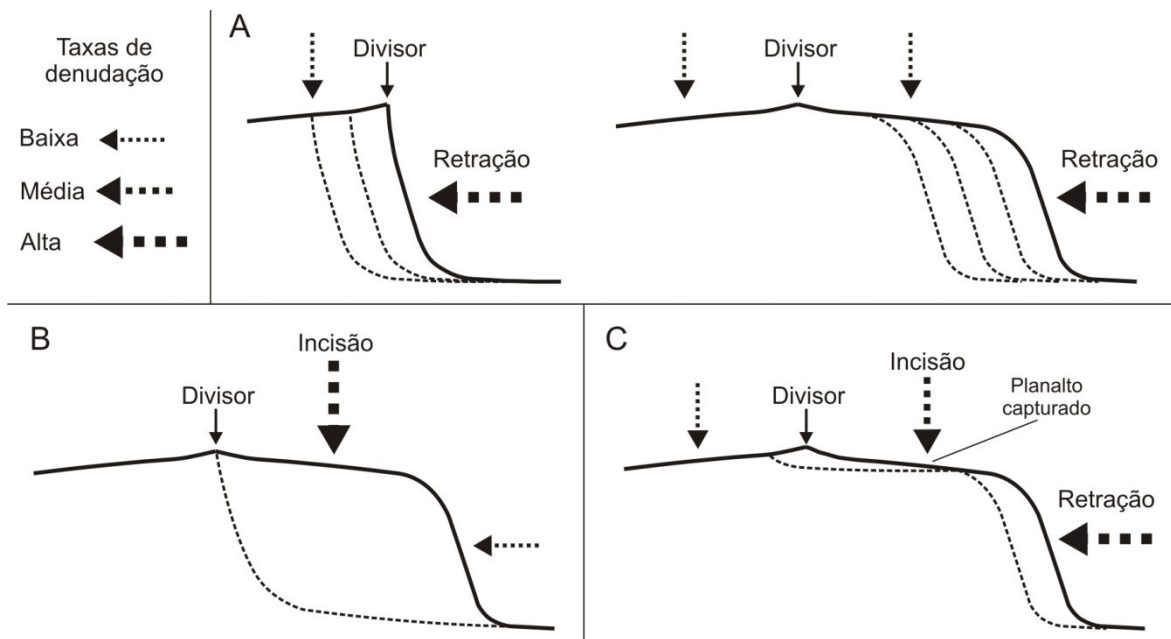


FIGURA 8.4 - Perfis longitudinais esquemáticos de evolução das escarpas que exibem a relação das taxas de denudação a partir de diferentes domínios geomorfológicos.  
 Fonte: elaborado a partir dos dados de Vanacker *et al.* (2007), Prince *et al.* (2010) e Salgado *et al.* (2012).

Na área de estudo, Salgado *et al.* (2012) elaboraram um modelo com base em análises morfológicas e taxas denudacionais de isótopo cosmogênico ( $^{10}\text{Be}$ ) em diferentes compartimentos do relevo. Nesse, a borda da escarpa após sofrer captura fluvial evoluiria por duplo *front* constituído por *backwearing* das porções escarpadas a taxas de denudação mais elevadas e *downwearing* das áreas submetidas à captura fluvial a taxas de denudação mais baixas, porém, mais elevadas que no planalto da bacia adjacente (FIG. 8.4 - C). Antes que o planalto capturado fosse incorporado pela regressão da escarpa as taxas de denudação intermediárias sobre esse levariam a novas capturas na bacia adjacente.

Todos os modelos produzem escarpas de morfologia semelhante, apesar dos processos atuantes a taxas diferentes ao longo dos domínios geomorfológicos. O elemento novo que aparece entre eles é a condição dos fluxos de drenagem nos diferentes domínios. Essa abordagem já havia sido mencionada por autores como Gilchrist *et al.* (1994), Seild *et al.* (1996), Van der Beek *et al.* (2002) e Matmon *et al.* (2002) para margens passivas de grande elevação com divisores a dezenas de km do litoral, nos quais Prince *et al.* (2010) se basearam para o seu modelo em escala de captura fluvial. Na escala regional, os trabalhos anteriores avaliaram que a rede hidrográfica drenando um planalto em direção à escarpa a partir de um divisor hidrográfico localizado no interior exibe maior denudação por incisão vertical que

fluxos da escarpa coincidente com o divisor por retração lateral. A perspectiva desse modelo pode ser compreendida pelas condições morfológicas da escarpa. Quando essa coincide com o divisor exibe fluxos efêmeros<sup>34</sup> e pouco concentrados nas cabeceiras que representam baixas condições de degradação do canal. No caso da escarpa que recebe os fluxos do planalto por captura fluvial a drenagem já estabelecida, normalmente, exibe canais permanentes com fluxos contínuos e de maior capacidade de incisão no *knickpoint* formado no flanco da escarpa. Entretanto, as taxas denudacionais (<sup>10</sup>Be) em diferentes trabalhos indicam o contrário, um maior recuo em relação a incisão.

Considerando a divergência encontrada resolveu-se agregar novos dados na tentativa de tentar solucionar o impasse. Oliveira (2012) utilizando luminescência opticamente estimulada (LOE) verificou, na área de estudo, uma incisão vertical no canal principal de captura recente a montante do *knickpoint* da ordem de 2 m em 3.200 anos, o que equivale a 625 m/Ma. Na mesma área foram verificadas taxas de denudação (<sup>10</sup>Be) médias de 18,11 m/Ma na escarpa e 12,82 m/Ma no planalto capturado (CHEREM *et al.*, 2012). Apesar do valor elevado constatado por Oliveira (2012) quando comparado ao isótopo cosmogênico (<sup>10</sup>Be), os dados apontam para um rebaixamento vertical do canal principal significativamente mais elevado que a taxa de retração lateral média da bacia, indicando semelhança com modelos em diferentes escalas de Gilchrist *et al.* (1994), Van der Beek *et al.* (2002) e Prince *et al.* (2010). Além disso, as baixas taxas de <sup>10</sup>Be no planalto capturado, por refletirem uma média da bacia, sugerem uma resposta mais lenta à denudação em relação a incisão do curso fluvial principal e que encontra correspondência nos trabalhos de Cherem *et al.* (2013).

Ao analisar a morfologia das sessões longitudinais de diversos canais fluviais, na área de estudo, Cherem *et al.* (2013) identificaram um modelo evolutivo típico no qual a área é dissecada e rebaixada gradativamente até atingir novamente uma forma côncava para cima (FIG. 8.5). De acordo Mather (2000) e Cherem *et al.* (2013) o canal após sofrer captura é gradativamente rebaixado de jusante para montante, com a migração remontante do *knickpoint* e frente da escarpa, de modo que todo o vale acima do ponto de captura passa

---

<sup>34</sup> Canais efêmeros: são canais secos durante a maior parte do ano e comportando fluxo de água só durante e imediatamente após uma chuva (CHRISTOFOLETTI, 1980).

por encaixamento gradual que se propaga remontante. Esse processo leva ao recuo da escarpa em direção ao divisor hidrográfico. As taxas verificadas por Cherem *et al.* (2012) ( $^{10}\text{Be}$ ) e Oliveira (2012) (LOE) analisadas em conjunto mostram uma propagação a montante a partir de rápida incisão vertical no *knickpoint*, conforme modelo esquema da FIG. 8.5. Esse também exibe características semelhantes aos modelos de Gilchrist *et al.* (1994), Van der Beek *et al.* (2002) e Prince *et al.* (2010), em diferentes escalas. Entretanto, a relação entre incisão vertical e propagação do *knickpoint* na FIG. 8.5 sugere uma atuação conjunta de processos por *backwearing* e *downwearing* que se alteram ao longo do tempo e espaço, na forma de um duplo *front*.

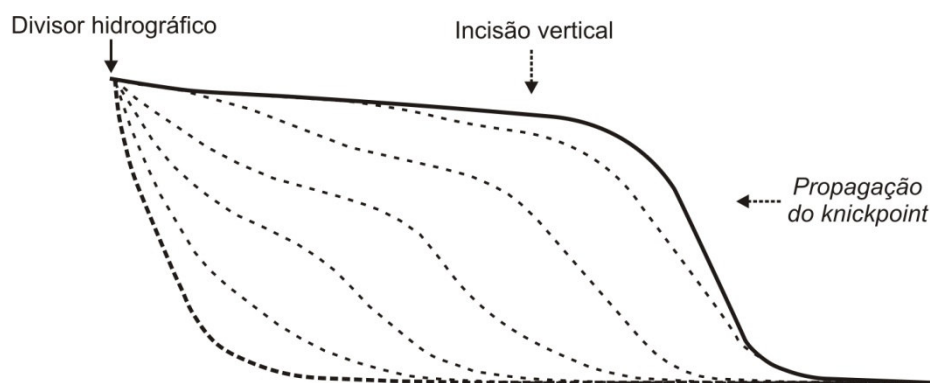


FIGURA 8.5 - Sequência de evolução da sessão longitudinal na área de captura fluvial. Fonte: elaborada a partir perfis longitudinais produzidos por Cherem *et al.* (2013).

Na área de estudo, a fim de melhor compreender os processos, foi selecionada para análise morfológica porção com dois vales fluviais em avançado estado de degradação e que exibem ainda duas capturas fluviais identificadas por Oliveira (2012) (FIG. 8.6). Nessa área, contrastam no relevo vagas erosivas que se propagam a partir do eixo longitudinal do canal principal rebaixado e escarpas elevadas da Serra da Mantiqueira que se projetam a frente. Os canais principais se encontram a jusante em vales encaixados que exibem elevado aprofundamento em relação às porções mais elevadas da serra. As porções a montante mostram *knickpoints* acima da escarpa na passagem do vale encaixado para o vale suspenso, proveniente de captura fluvial. Entre os dois canais principais a porção remanescente da serra exibe desmantelamento por tributários desses cursos fluviais. A captura identificada por Oliveira (2012) como em estágio mais avançado de desenvolvimento (ribeirão Espírito Santo) exibe em sua cabeceira a formação de escarpa incipiente e *knickpoint* mais

degradado (FIG. 8.7). Na captura em estágio mais recente (rio São Manuel) o mesmo não é verificado. Nas porções do vale fluvial onde os canais principais já se encontram mais ajustados ao novo nível de base ocorrem acumulações aluviais de planície e antigos níveis deposicionais decorrentes da incisão do canal principal, conforme verificado por Oliveira (2012) e Oliveira *et al.* (2014).

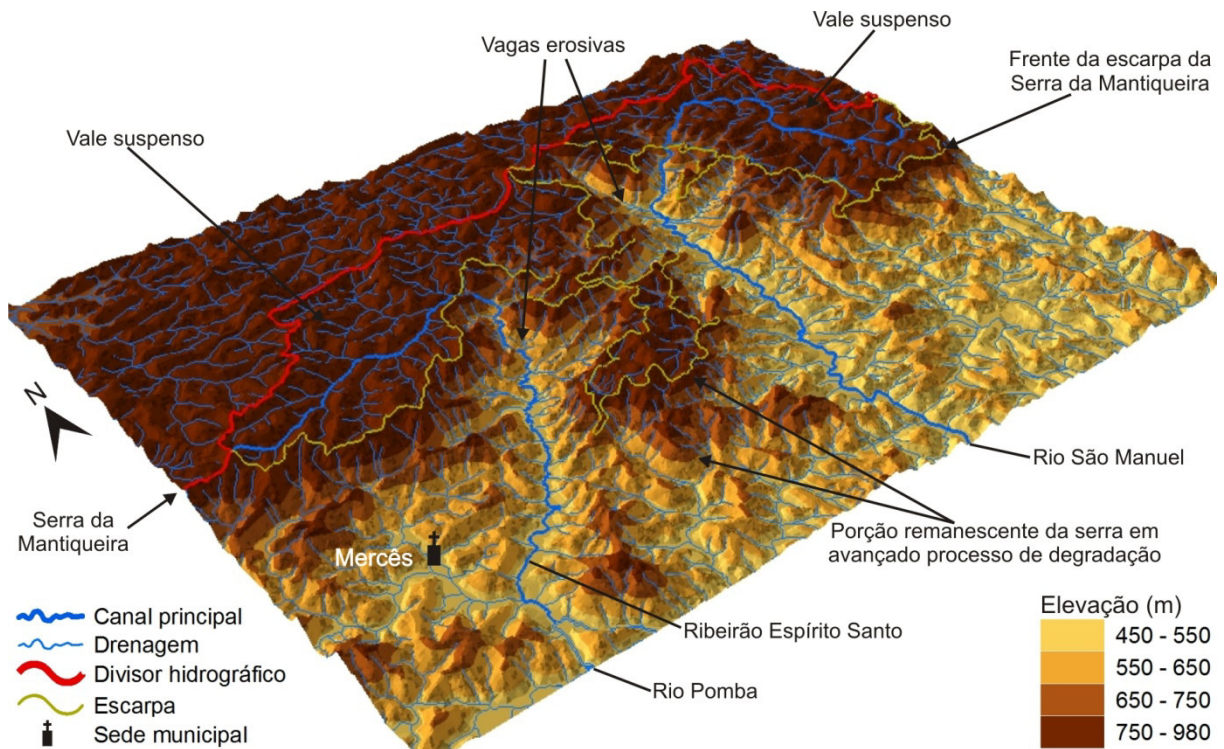


FIGURA 8.6 - Modelo de elevação digital tridimensional de dois vales fluviais que exibem avançado estado de degradação.

A morfologia analisada pode ser interpretada segundo associação de dados dos diferentes modelos discutidos anteriormente. A projeção da frente escarpada em relação ao avanço das vagas erosivas sugere que a retração não é o processo dominante (FIG. 8.6). Verifica-se maior recuo da escarpa na zona do *knickpoint* onde os fluxos são provenientes do planalto. Nessa porção é onde também ocorre maior incisão vertical, pela passagem da superfície superior que se encontra no planalto para a superfície inferior, conforme verificado no esquema de evolução dos vales fluviais (item 8.2). Dessa forma, a análise indica evolução conjugada pela atuação da retração lateral e incisão vertical na propagação do *knickpoint*, que avança para os afluentes. No que se refere à incisão vertical, trabalhos de Seild *et al.* (1996) também identificaram processo similar após a passagem do *knickpoint* a jusante, com

formação de vale estreito por incisão que se amplia vertical e lateralmente com propagação a montante. Nesse sentido, os processos estariam de acordo com as taxas de denudação por  $^{10}\text{Be}$  em diferentes domínios geomorfológicos, de LOE no canal principal e da incisão pelos fluxos de drenagem já estabelecidos provenientes do planalto.

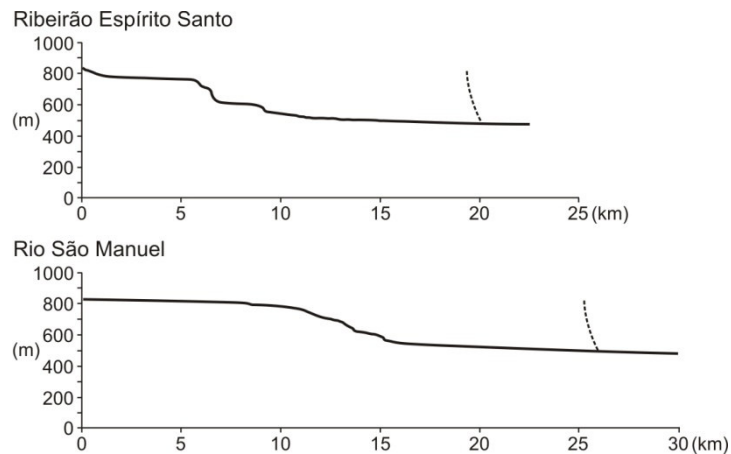


FIGURA 8.7 - Perfis longitudinais dos canais principais do ribeirão Espírito Santo e rio São Manuel. Linha tracejada indica posição da porção remanescente da escarpa.

Dessa forma, baseado em dados secundários, esquema de evolução dos vales fluviais e análise morfológica bi e tridimensional, além da preocupação que Cherem *et al.* (2013) teve com os perfis longitudinais e Seild *et al.* (1996) com o perfil transversal do vale, concebe-se esquema de evolução das porções escarpadas na área de estudo por capturas fluviais conforme discriminada a seguir. A superfície original seria de um divisor hidrográfico que coincide com a borda escarpada (FIG. 8.8 – A). Os vales suspensos seriam originados por denudação mais agressiva da escarpa, a partir de capturas fluviais, decorrente do elevado gradiente em relação ao planalto que drena em direção ao interior com menor declividade. Após a captura o divisor se deslocaria para o interior do planalto com os fluxos de drenagem em direção à escarpa, submetidos agora ao novo nível de base (FIG. 8.8 – B, C e D; T=0). A atuação conjunta dos fluxos de drenagem que foram capturados mais o elevado gradiente da escarpa levariam a rápida incisão vertical na área do *knickpoint* conjugada de retração lateral com propagação a montante (FIG. 8.8 – C e D; T=1). A incisão vertical a montante do *knickpoint* se propagaria à medida que esse fosse sendo rebaixado levando ao aprofundamento dos vales fluviais, com aumento de amplitude e declividade (FIG. 8.8 – C; T=1). A jusante do *knickpoint* o vale aberto por incisão vertical na fase anterior aprofunda-se

com novo aumento de amplitude e declividade (FIG. 8.8 – C e D; T=2), que leva a maior propensão à desestabilização das encostas e a ocorrência de processos modeladores de vertente ampliando a dimensão do vale (FIG. 8.8 – C e D; T=3). Com o tempo a propagação do *knickpoint* a montante por recuo lateral e sua respectiva incisão vertical levariam a formação de nova escarpa no divisor hidrográfico (FIG. 8.8 – C; T=4). A ampliação do vale fluvial por processos de vertente levaria ao entulhamento desse já ajustado ao novo nível de base (FIG. 8.8 – C e D; T=4). Como os fluxos são concentrados no canal principal esse seria ajustado primeiro ao nível de base e posteriormente o restante da bacia seria gradualmente rebaixado degradando as porções remanescentes (FIG. 8.6). Assim, as partes mais distantes do canal principal a montante e jusante do *knickpoint* teriam um tempo de resposta mais lenta ao novo nível de base. Durante esse processo eventualmente poderiam ocorrer novas capturas fluviais.

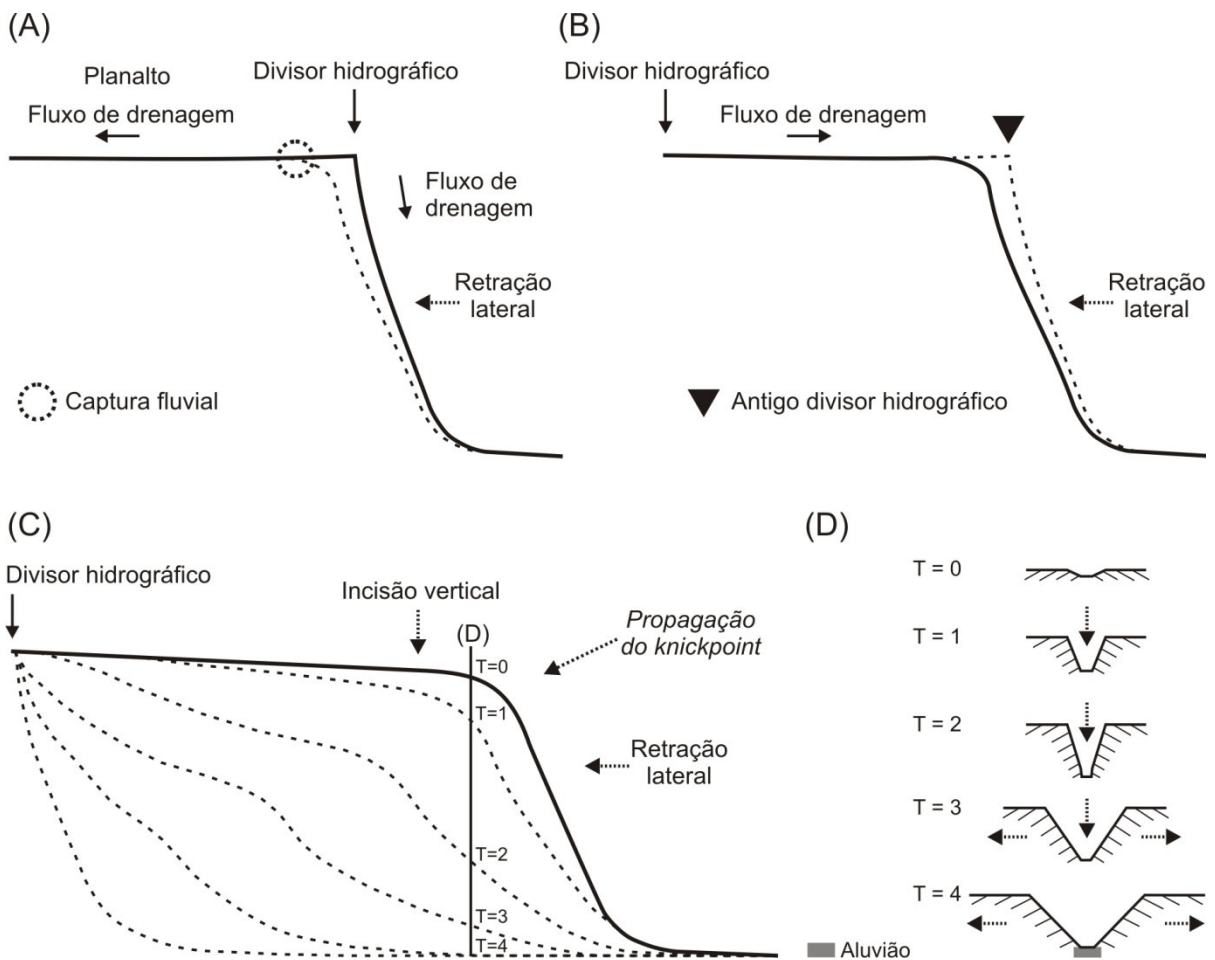


FIGURA 8.8 - Proposta de evolução das bordas escarpadas por capturas fluviais, com atuação conjunta de processos por retração lateral, incisão vertical e modeladores de vertente.



Essa proposta evidencia uma evolução de bordas escarpadas em contexto de capturas fluviais muito mais complexa do que simplesmente retração ou incisão da rede hidrográfica. Parte do princípio de uma atuação conjunta de processos que alternam ao longo do tempo em diferentes porções da escarpa. Nela, a escarpa evolui por capturas fluviais através de *downwearing* e *backwearing* localizados na zona do *knickpoint* e sua propagação remontante ao longo do canal principal e tributários. Considera-se também a atuação dos processos de vertente que levam a ampliação do vale e conseqüente entulhamento do canal principal decorrentes do aumento de gradiente e amplitude durante o ajuste do vale fluvial com o novo nível e base.

#### **8.4 SÍNTESE**

A morfologia dos vales fluviais relacionados a bacias interioranas e costeiras é reflexo da maior incisão das porções voltadas diretamente para o oceano, como consequência ao ajuste do nível de base geral. O conjunto regional da espacialidade da compartimentação geomorfológica dos degraus reflete áreas com diferentes graus de incisão da rede hidrográfica. Essas proporcionaram a elaboração de esquema de evolução ao longo de diferentes domínios geomorfológicos. A evolução dessas porções indicou que após a captura fluvial por parte das bacias costeiras ocorre maior incisão dos vales fluviais. A drenagem exhibe encaixamento com aumento do gradiente, amplitude e estreitamento dos vales. Tal fato leva a maior propensão aos processos desestabilizadores de vertente que proporcionam a ampliação do vale fluvial. Com a drenagem mais ajustada ao novo nível de base o vale sofre uma redução da amplitude pelo entulhamento de sedimentos.

As escarpas na área de estudo são marcadas por vales suspensos de diferentes dimensões e esses estão, frequentemente, associados a capturas fluviais. Disso, pode-se interpretar que as capturas fluviais são o principal rearranjo de drenagem responsável pela evolução dessas porções elevadas. Baseado em dados secundários, modelagem de evolução dos vales fluviais e análise morfológica bi e tridimensional, concebeu-se uma proposta de evolução das porções escarpadas na área de estudo por capturas fluviais. Essa evidencia uma evolução cuja complexidade está para além da mera retração ou incisão da rede hidrográfica, pois parte do princípio de uma atuação conjunta de processos que se alternam ao longo do

tempo e do espaço. Nela, se prevê que a escarpa evolui por capturas fluviais através de *downwearing* e *backwearing* localizados na zona do *knickpoint* e sua propagação remontante ao longo do canal principal e tributários. Considera-se também a importância da atuação dos processos de vertente que levam a ampliação do vale e conseqüente entulhamento do canal principal decorrentes do aumento de gradiente e amplitude durante o ajuste do vale fluvial com o novo nível e base.

## **9. EVOLUÇÃO DE LONGO-TERMO DOS DEGRAUS ESCALONADOS**

### **9.1 INTRODUÇÃO**

O principal objetivo desse capítulo é apresentar uma proposta de evolução a que a paisagem da área investigada nesse trabalho esteve submetida ao longo do Mesocenoico. Procura-se organizar cronologicamente as etapas dessa evolução segundo marcadores cronológicos e mediante a interação de três escalas espaciais - regional, sub-regional e local. A organização dessa etapa é fundamentada nos dados apresentados nos capítulos 4, 5, 6, 7 e 8. Esse capítulo surge da necessidade de integrar os elementos gerados nos capítulos anteriores em um esboço integrado de evolução da área investigada.

### **9.2 QUADRO GEOMORFOLÓGICO ATUAL**

O sudeste de Minas Gerais é drenado por quatro importantes bacias: Paraná, São Francisco, Doce e Paraíba do Sul. Essas são separadas por escarpa que constitui importante divisor hidrográfico entre grandes bacias interioranas (Paraná e São Francisco) e costeiras menores (Doce e Paraíba do Sul) (FIG. 1.6). Tal característica permite enquadrar a área no contexto de escarpas no interior de margens passivas elevadas. Entretanto, a área exibe a peculiaridade dos limites dessas bacias coincidirem, em grande parte, com degraus escalonados, sendo as bacias do Paraná e São Francisco o mais elevado, Doce um intermediário e Paraíba do Sul um mais rebaixado (FIG. 1.4 e 2.6).

Estudos desenvolvidos por vários autores, entre eles Thomas e Summerfield (1987), Macedo (1989) e Valadão (1998; 2009), assumiram que após a ruptura continental a escarpa na borda elevada do *rift* evoluiria por retração contínua, decorrente do elevado gradiente em relação ao interior continental (FIG. 1.5 - A). Nesse processo a escarpa coincidente com divisor hidrográfico migraria em direção ao interior continental. Idades de fissão de apatita e taxas de denudação mais elevadas na porção costeira sustentaram esse entendimento (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994; GALLAGHER *et al.*, 1995). Entretanto, autores como Gilchrist *et al.* (1994), Cockburn *et al.* (2000) e Nott e Horton (2000) questionaram esse modelo por recuo simples.

Estudos de Gilchrist *et al.* (1994), Van der Beek *et al.* (2002) e Matmon *et al.* (2002) propuseram uma alternativa ao modelo de recuo da escarpa concebida a partir da morfologia da margem passiva gerada após a ruptura continental. Gilchrist *et al.* (1994) e Van der Beek *et al.* (2002) conceberam modelos de degradação do planalto por incisão vertical baseados na formação de divisor hidrográfico localizado no interior separando bacias costeiras e interioranas. Eles avaliaram que a rede hidrográfica drenando um planalto em direção à escarpa exibe denudação por incisão vertical que o degrada devido a elevada área de contribuição de fluxos de drenagem já estabelecidos (FIG. 1.5 - B). Isso leva a destruição da escarpa original na costa e a formação de uma nova no local do divisor. Entretanto, os modelos propostos por esses autores, baseados em diferentes margens da África (SW e SE), apresentam algumas características específicas. Para Gilchrist *et al.* (1994) a degradação ocorre em direção as cabeceiras assemelhando-se a recuo do *knickpoint*, formando vales íngremes nos primeiros 30 Ma e com a elaboração da escarpa nos 70 Ma restantes, a medida que os interflúvios dos vales são lentamente rebaixados. Van der Beek *et al.* (2002) apontam que os elevados fluxos em direção à escarpa seriam capazes de destruí-la através de erosão uniforme da área adjacente ao divisor, num prazo inicial de 10 Ma e uma nova seria formada decorridos 60 Ma, no local do divisor. Em ambos, as taxas de denudação seriam elevadas no início e baixas após a formação da nova escarpa que a partir desse ponto evoluiria por retração lateral. Nesses casos, o divisor hidrográfico se localizaria ainda no máximo a 150 km em direção ao interior a partir da costa.

O quadro geomorfológico atual mostra o divisor hidrográfico, na área de estudo, que separa as bacias costeiras das interioranas a cerca de 270 km do oceano em linha reta (FIG. 9.1). Entretanto, perfis em varredura que acompanham os cursos principais das bacias costeiras exibem distâncias de ~270 km no rio Pomba e ~590 Km no rio Doce (FIG. 6.4). Tal fato se deve ao arranjo espacial dos cursos fluviais dessas bacias. O rio Pomba exibe caráter predominantemente linear, de direção WNW-ESE até o litoral, cortando serras paralelas à costa (FIG. 6.4 e 9.1). O rio Doce mostra direção NE-SW paralela à costa que se flexiona a WNW-ESSE, próximo a Governador Valadares, em direção ao oceano onde também corta elevações paralelas à costa.

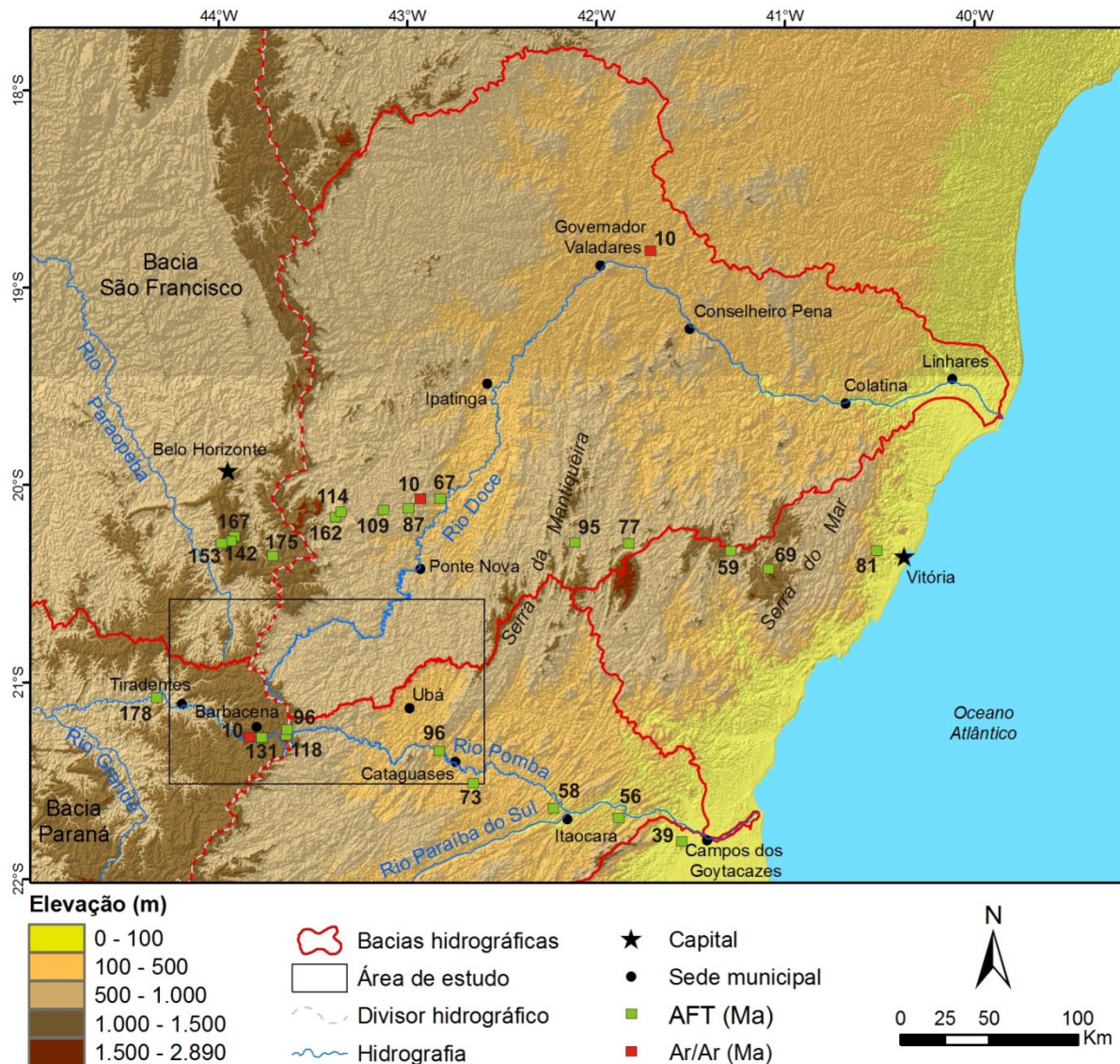


FIGURA 9.1 - Mapa da área de estudo que exhibe as bacias costeiras até o oceano. Dados de AFT (traço de fissão de apatita) e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  produzidos por Carmo *et al.* (2004a) e Carmo (2005).

As características morfológicas das bacias dos rios Doce e Pomba/Paraíba do Sul não sugerem evolução por recuo contínuo da escarpa. A morfologia na bacia do rio Doce com pronunciada inflexão, bem como a existência de elevações paralelas à costa em ambas as bacias são indício disso (FIG. 6.4 e 9.1). Além disso, as serras da Mantiqueira e do Mar formam uma elevação ininterrupta até o oceano excluindo retração paralela contínua. No que tange a evolução por degradação do planalto cabe análise particular a cada um dos modelos (GILCHRIST *et al.*, 1994; VAN DER BEEK *et al.*, 2002). As elevações paralelas à costa, bem como a presença contínua das serras da Mantiqueira e do Mar, também levam a excluir o modelo de Van der Beek *et al.* (2002) que considera uma denudação uniforme na área adjacente ao divisor. O modelo de Gilchrist *et al.* (1994) com formação de vales íngremes

que se propagam em direção às cabeceiras de drenagem assemelhando-se a recuo do *knickpoint* parece mais compatível com a área de estudo, guardadas as particularidades a cada margem passiva.

Dados cronológicos por traço de fissão de apatita (AFT) fornecidos por Carmo *et al.* (2004a) e Carmo (2005) para a área mostram idades mais jovens ao longo da costa e dos canais principais dos rios Doce e Pomba/Paraíba do Sul, sendo interpretados como áreas de maior denudação (FIG. 9.1). Esses dados associados às taxas de denudação ( $^{10}\text{Be}$ ) nas escarpas (~14, 67 a 18,11 m/Ma), da área de estudo, fornecidas por Salgado *et al.* (2012) e Cherem *et al.* (2012) podem ser pensados como correspondentes ao modelo de degradação do planalto por incisão vertical, proposto por Gilchrist *et al.* (1994). Entretanto, tal concepção apresenta-se fundamentada estritamente em vales lineares que se desenvolvem em direção ao divisor o que não é encontrado na área de estudo. Credita-se a isso a particularidades inerentes a cada contexto adjacente a margem passiva, que só podem ser resolvidos com elementos considerados em múltiplas escalas de análise. Assim, nas discussões que se seguem será utilizada uma perspectiva multiescalar para os processos de evolução das bacias costeiras. Nessa perspectiva, esses elementos apresentam-se mais coerentes com a proposta de evolução de capturas fluviais por degradação do planalto através da propagação do *knickpoint*, em escala local (FIG. 8.8). De qualquer maneira, a morfologia e os dados geocronológicos permitem inferir um divisor hidrográfico localizado no interior que separa bacias costeiras e interioranas.

### **9.3 A HERANÇA MESOZOICA DA REDE HIDROGRÁFICA**

No presente trabalho parte-se do princípio de que processos semelhantes estão associados a morfologias análogas em diferentes escalas. Prince *et al.* (2010) utilizaram essa perspectiva da escala regional para local, ao conceber um modelo de evolução de capturas fluviais em bordas escarpadas a partir de modelos de evolução de margens passivas. Nesse, pretende-se utilizar essa relação numa ordem inversa, do local para o regional. O esquema proposto em escala local (FIG. 8.8) exhibe morfologia semelhante à de margens passivas de grande elevação em escala regional e, portanto, espera-se que apresente processos semelhantes.

Os eventos ocorridos no Mesozoico Superior implicaram em profundas modificações na rede hidrográfica da fachada oriental do Brasil. O soerguimento crustal, posterior ruptura continental iniciada no Jurássico Superior e a geração de borda de *rift* elevada (ALMEIDA, 1967; ASMUS; FERRARI, 1978; MACEDO, 1989; VALADÃO, 1998; 2009) levaram a formação de rede de drenagem dual nessa porção, com formação de uma grande escarpa na margem continental. Esse momento pode ser evidenciado nas sequências sedimentares das bacias oceânicas que mostram o início dos sedimentos da fase rifte entre 140 e 130 Ma (WINTER *et al.* 2007, FRANÇA *et al.* 2007). Valadão (1998), através da identificação de *canyons* submarinos associados a depósitos turbidíticos<sup>35</sup> que se encontram nas desembocaduras fluviais dessas bacias, interpretou que a rede hidrográfica costeira se articulou com o oceano a aproximadamente 90 Ma. Adjacente a área de estudo, depósitos turbidíticos também são encontrados nas bacias sedimentares do Espírito Santo e Campos no intervalo de 100 a 93 Ma (WINTER *et al.* 2007, FRANÇA *et al.* 2007) associados a paleocânions (FRANÇA *et al.* 2007; SCHREINER *et al.*, 2008; 2009). Nesse sentido, de acordo com Potter (1997), deposições na bacia oceânica e cânions submarinos são bons indicadores de paleodrenagens. Portanto, esses elementos podem ser relacionados ao início da articulação da rede da hidrográfica com o nível de base geral do oceano (FIG. 9.2 – A).

A partir do divisor localizado no interior, a rede hidrográfica costeira drenaria um planalto elevado constituído por bacias menores, enquanto o interior continental seria drenado por bacias maiores. A elevada extensão das bacias interioranas quando comparadas às bacias costeiras fez que seus afluentes estivessem submetidos ao nível de base regional das calhas dos rios principais. Os afluentes em direção ao interior continental exibem desníveis significativamente menores quando comparados aos rios que drenam diretamente para o oceano (FIG. 6.3). As bacias costeiras, por sua vez, por apresentarem extensão bem mais reduzida estiveram submetidas diretamente ao nível de base geral do oceano. Tal diferença respondeu pela contrastante denudação entre essas porções (FIG. 5.21), sendo mais elevada na porção voltada diretamente para o oceano, conforme discutido nos capítulos 5 e 6. Com os fluxos drenando a partir do divisor hidrográfico localizado no interior a rede hidrográfica

---

<sup>35</sup> Depósitos turbidíticos: designação genérica para os sedimentos clásticos oriundos de correntes de turbidez (MINEROPAR, 2016).

evoluiu por degradação do planalto através da propagação do *knickpoint* do canal principal e tributários (FIG. 9.2 – A).

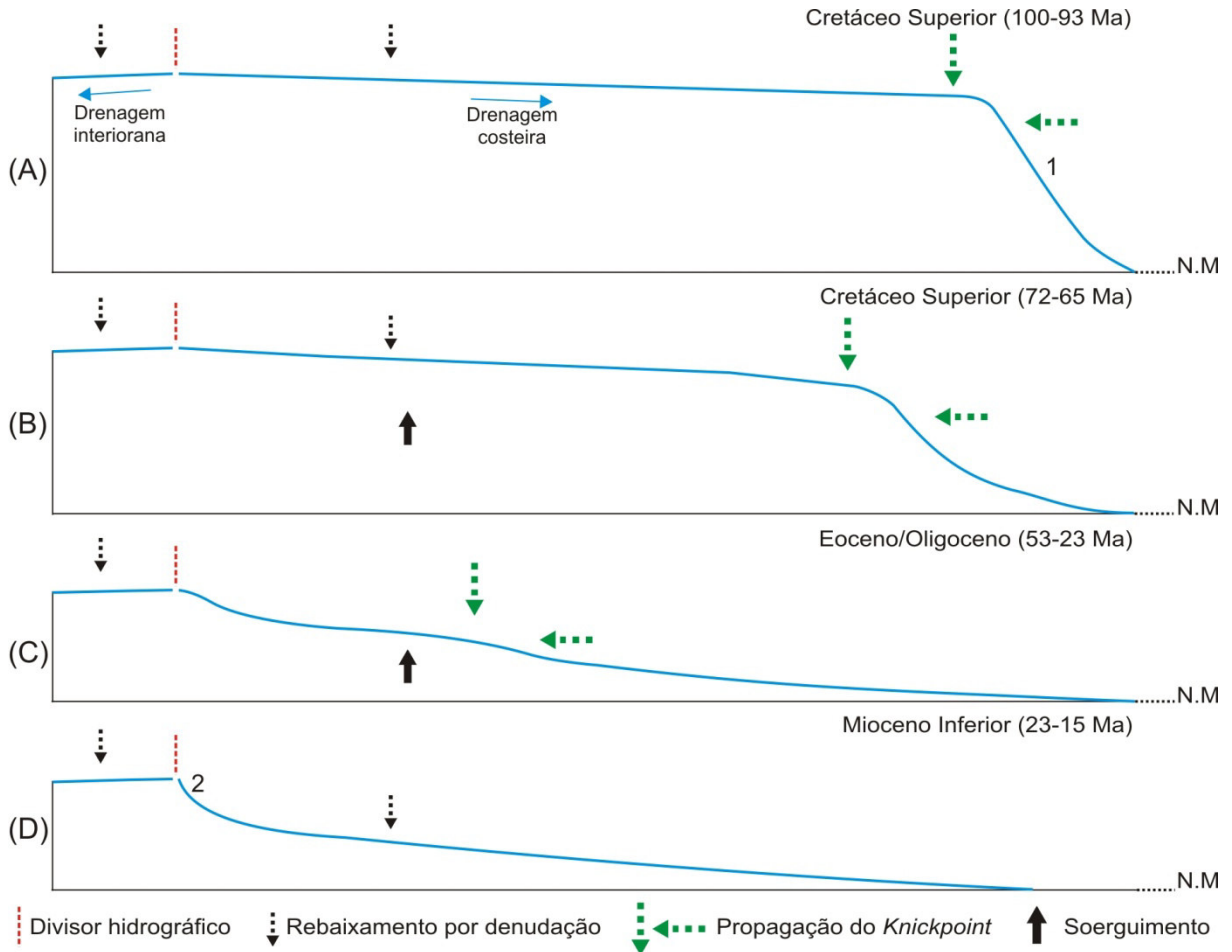


FIGURA 9.2 - Esboço preliminar de evolução geral das bacias costeiras na área de estudo do Cretáceo Superior ao Mioceno Inferior. 1= Rede hidrográfica se articula com o nível de base geral; 2= Formação do Grande Escarpamento próximo ao divisor hidrográfico; N.M.= Nível do Mar.

O planalto elevado adjacente ao oceano pode ser inferido a partir de dados palinológicos gerados por Maizatto *et al.* (2009) que indicaram uma paleoflora a altitudes em torno dos 3.000 m na região da foz do rio Doce, no Cretáceo Superior (72 a 65 Ma) (FIG. 9.2 – B). Essas altitudes são compatíveis com os trabalhos de Carmo *et al.* (2004 b) e Carmo (2005) que estimaram denudação na região costeira >2,5 km através de dados AFT. Macedo (1989), Almeida e Carneiro (1998) e Zalán e Oliveira (2005) já haviam sugerido nesse período um soerguimento abrangendo amplas porções do sudeste do Brasil. Magmatismo também é registrado na bacia sedimentar de Campos no intervalo Cretáceo Superior-Paleoceno (WINTER *et al.* 2007). É possível que essa elevação tenha sido responsável pela captura



fluvial de um ancestral do rio Doce promovendo sua inflexão a SE próximo a Governador Valadares, de acordo com interpretações morfológicas e estruturais de Xavier *et al.* (1996). Entretanto, a instalação dessa captura não mudaria a morfologia da borda da escarpa que permaneceria elevada com evolução a partir da propagação do *knickpoint*.

#### **9.4 EVOLUÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA NO PALEÓGENO**

No Paleógeno, a elevada denudação das bacias costeiras na zona do *knickpoint* iniciada no Cretáceo Superior levaria ao contínuo rebaixamento das calhas dos principais cursos fluviais, Doce e Pomba/Paraíba do Sul. Esses se ajustariam gradativamente ao nível de base geral, de jusante para montante, promovendo a regularização do perfil longitudinal. Enquanto isso, a denudação do canal principal e de seus efluentes apresentaria avançado estado de degradação (FIG. 9.2 – C).

A maior denudação ao longo dos canais principais e nos remanescentes da frente escarpada encontra correspondência com dados de AFT de Carmo *et al.* (2004a; 2004b) e Carmo (2005) que identificaram idades entre 75 e 55 Ma no vale do rio Doce e entre 73 a 39 Ma nos vales dos rios Pomba/Paraíba do Sul a jusante do *Horst* da Serra da Boa Vista, constituindo esses os principais eixos de denudação (FIG. 9.1). Por sua vez, as amostras mostram idades cada vez maiores em direção ao interior continental (máximo de 178 Ma) em relação às idades da zona costeira (mínimo de 39 Ma), evidenciando o maior desmantelamento das porções mais ajustadas ao nível de base geral (FIG. 9.2 – C). De acordo com os autores, tais resultados são associados a resfriamento resultante de soerguimento regional desde 60 Ma que teria provocado intensa denudação nessas porções. Entretanto, a análise dos dados da taxa de sedimentação oceânica fornecidos pelo *Deep Sea Drilling Project* - DSDP - (Davies, 1977) demonstra pico de recebimento de sedimentos no Eoceno, nas principais bacias oceânicas do mundo (FIG. 9.3). Por sua vez, Contreras *et al.* (2010) utilizando estratigrafia sísmica identificaram esse pico na bacia de Campos durante o Oligoceno. Nessas temporalidades podem ser verificadas a ocorrência de magmatismo nas cartas de sedimentação das bacias sedimentares do Espírito Santo e de Campos (WINTER *et al.* 2007, FRANÇA *et al.* 2007), bem como registro de atividade tectônica em diferentes partes do sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; HARTWING; RICCOMINI, 2009) (FIG. 9.3).

A - Rift Continental do Sudeste do Brasil  
 B1 - Rift da Região de São João Del Rei (MG)  
 B2 - Médio Rio Doce (MG)  
 C - Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ)  
 D - Médio Vale do Rio Doce (MG)

E - Depressão dos Rios Pomba e Muriaé e região costeira do Estado do Rio de Janeiro  
 F - Depressão Escalonada dos Rios Pomba e Muriaé  
 G - Região da Serra dos Órgãos (RJ)  
 H - Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (RJ/MG)

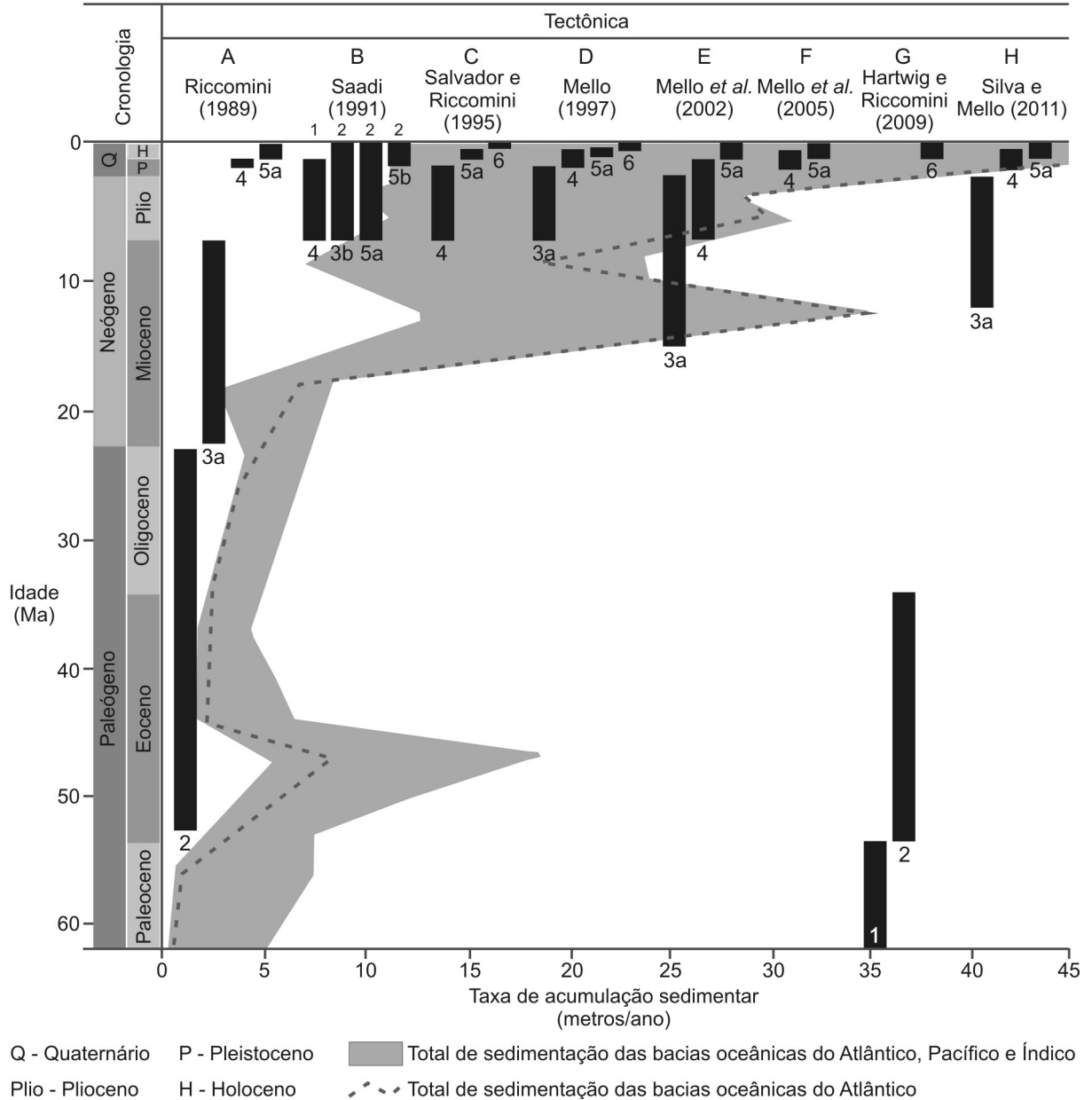


FIGURA 9.3 - Fases de tectônicas do sudeste do Brasil e taxa de acumulação sedimentar das bacias oceânicas. **1.** Transcorrente sinistral E-W; **2.** Distensão NW(NNW)-SE(SSE); **3a.** Transcorrente sinistral E-W; **3b.** Transcorrente sinistral NNW-SSE; **4.** Transcorrente dextral E(ENE)-W(WSW); **5a.** Extensional NW(WNW)-SE(ESE); **5b.** Extensional NNE-SSW; **6.** Compressiva E-W. Pleistoceno e Holoceno organizado segundo a escala cronológica, mas sem ajuste com escala de idade.

Fonte: adaptado de Davies (1977), Riccomini (1989), Saadi (1991), Salvador e Riccomini (1995), Mello (1997), Mello *et al.* (2002), Mello *et al.* (2005), Hartwig e Riccomini (2009) e Silva e Mello (2011).

Os dados de tectônica e sedimentação apontam para o Eoceno/Oligoceno como o primeiro marco cronológico do Cenozoico de maior denudação relacionado à tectônica na área de

estudo e adjacências (FIG. 9.3). O soerguimento verificado nesse período teria aumentado o desnível altimétrico impondo novo ajuste com os níveis de base da porção costeira e, por consequência, maior avanço da propagação do *knickpoint* no canal principal e tributários, resultando em vales mais encaixados e no estabelecimento do Grande Escarpamento próximo do divisor atual (FIG. 9.2 – D). A conjugação de vales encaixados e tectônica responderia pela maior desestabilização das vertentes com aumento do aporte sedimentar nas bacias oceânicas, verificado por Davies (1977) e Contreras *et al.* (2010).

## 9.5 EVOLUÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA NO NEÓGENO E QUATERNÁRIO

A contínua propagação do *knickpoint* e consequente ajuste com o nível de base a montante teria levado a dissecação mais acentuada das bacias oceânicas em relação às bacias do interior continental originando a escarpa que separa essas bacias, conforme discutido nos capítulos 5 e 6 (FIG. 5.22 e 9.2 – D). Estima-se que o Grande Escarpamento tenha se formado no máximo até o final do Mioceno Inferior. Essa cronologia baseia-se nos dados de Carmo e Vasconcelos (2004) que dataram perfis de intemperismo ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) com idades de ~10-8 Ma e espessura média de 40-80 m (FIG. 9.1 e TAB. 9.1). Esses perfis exibem idades e espessura semelhantes em ambos os domínios de dissecação do Grande Escarpamento (bacias costeiras e do interior continental) que indicam origem posterior à formação da escarpa, sendo desenvolvidos mantos de alteração semelhantes em altitudes distintas. Essa cronologia encontra correspondência com a modelagem de Van der Beek *et al.* (2002) que prevê a formação de uma escarpa no local do divisor após 60 a 70 Ma. Essa denudação regional das bacias costeiras teria gerado uma paleosuperfície comum. Cotas altimétricas correspondentes na bacia do rio Doce e no planalto intermediário da bacia do rio Pomba adjacente ao Grande Escarpamento indicam essa paleosuperfície relativa à denudação responsável pela geração da escarpa (FIG. 2.6).

A partir do Mioceno são registrados eventos tectônicos relacionáveis em diferentes partes da área de estudo e do sudeste brasileiro, associados a notável correspondência com pico de sedimentação nas bacias oceânicas crescente em direção ao Quaternário (FIG. 9.3). Contreras *et al.* (2010) também identificaram pico de sedimentação nas bacias oceânicas no

Mioceno. Assim, o Neógeno marca um segundo período dentro do Cenozoico de elevada atividade tectônica associada à denudação na área de estudo que estende até os dias atuais.

Tabela 9.1  
Idades de perfis de intemperismo datados por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na região do Planalto Atlântico

Localização	Altitude (m)	Espessura média (m)	Idade média (Ma)
Barbacena	1140	40-80	10-8
Dom Silvério (1)	1118	40-80	10-8
Divino das Laranjeiras (2)	300	40-80	10-8

Fonte: Carmo e Vasconcelos (2004).

(1) Localizado entre Ponte Nova e Ipatinga.

(2) Localizado entre Governador Valadares e Conselheiro Pena.

#### ➤ Evolução relacionada à bacia do rio Doce

A Depressão Interplanáltica do Médio Rio Doce (GATTO *et al.*, 1983) tem origem atribuída à tectônica (SAADI, 1991; MELLO, 1997), enquanto que para a Depressão Escalonada dos Rios Pomba–Muriaé (GATTO *et al.*, 1983) é conferida duas possibilidades de gênese distintas, uma de origem denudacional (VALVERDE, 1958; HASUI, 1982; CHEREM, 2012; OLIVEIRA, 2012) e outra tectônica (MELLO *et al.* 2005; SILVA, 2012). A origem tectônica da depressão do médio rio Doce não é questionada uma vez que diversos trabalhos (BARBOSA; KOHLER, 1981; MELLO, 1997; MELLO *et al.* 1999; MELLO *et al.* 2003; VASCONCELOS; SAADI, 2003) verificaram por diferentes meios (fotointerpretação; análise estratigráfica, estrutural e sísmica; datações por  $^{14}\text{C}$ ; e furos de sondagem a percussão) uma subsidência responsável pela formação do sistema de lagos na região durante a passagem do Pleistoceno para o Holoceno (Quaternário).

Na bacia do rio Doce, a escarpa formada até o Mioceno Inferior (FIG. 9.4 – A) evoluiria a taxas de denudação ( $^{10}\text{Be}$ ) entre ~14,67 e 16,98 m/Ma (CHEREM *et al.* 2012; SALGADO *et al.* 2012) e no planalto do rio Doce (Degrau Doce) a ~12,55 m/Ma (CHEREM *et al.* 2012). Porém, a elevada denudação da escarpa em relação às baixas taxas no planalto situado acima, (Degrau Paraná–São Francisco) entre ~5,39 e 7,40 m/Ma (SALGADO *et al.* 2012; CHEREM *et al.* 2012), promoveriam frequentes capturas fluviais (FIG. 9.4 – B). Assim, a escarpa estabelecida próximo de sua posição atual teria avançado muito pouco em direção ao interior por propagação do *knickpoint*, desde sua formação, devido às baixas taxas de

denudação. A relação entre essas taxas e os diferentes domínios geomorfológicos seriam responsáveis pela implementação de uma dinâmica de capturas fluviais, conforme evidenciado por Salgado *et al.* (2012) e Cherem *et al.* (2013). Entretanto, diferentemente do encontrado por esses autores essas capturas seriam facilitadas segundo o condicionamento estrutural, em escala local, que se reflete na organização espacial da drenagem e do relevo. Drenagens no planalto elevado perpendiculares às que avançam pela escarpa tenderiam a proporcionar grandes capturas fluviais ocasionadas pelo seccionamento em ponto de maior hierarquia fluvial, responsáveis pela formação de grandes vales suspensos (ver capítulo 7).

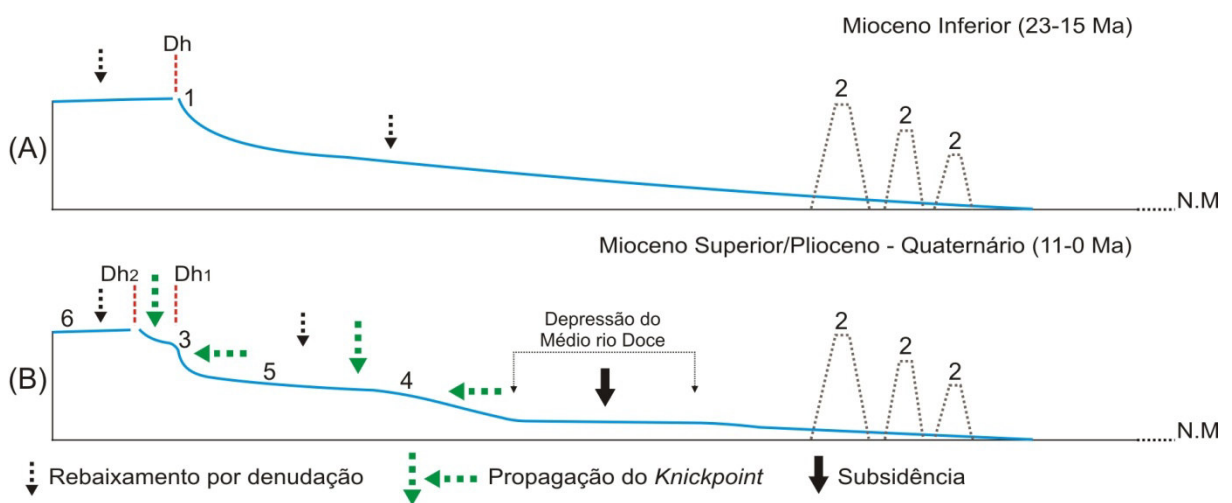


FIGURA 9.4 - Esboço preliminar de evolução da bacia do rio Doce após o Mioceno Inferior. 1= Formação do Grande Escarpamento próximo ao divisor hidrográfico; 2: Elevação serrana paralela à costa; 3= *knickpoint* formado por captura fluvial; 4= *knickzone* formada pela tectônica; 5= planalto do rio Doce; 6= Degrau Paraná-São Francisco; Dh1= Antigo divisor hidrográfico; Dh2= Novo divisor hidrográfico; N.M.= Nível do Mar.

A tectônica responsável pela geração da Depressão do Médio Rio Doce a partir do Neógeno (MELLO, 1997) teria criado um escalonamento topográfico entre o seu médio e alto curso (FIG. 6.4 e 9.4-B) e importante nível de base local. Inúmeras rupturas paralelas nos perfis longitudinais de direção NW-SE a WNW-ESE (FIG. 9.5) sugerem a existência de falhas nesse trecho, responsáveis pela geração de *knickzone*, conforme discutido no capítulo 6. No alto curso dessa bacia rupturas topográficas coincidem com lineamentos e falhas pré-cambrianas (FIG. 9.5) que exibem uma morfologia basculada a NW (FIG. 5.20). Essa morfotectônica já havia sido identificada por Souza (1995) que estimou uma idade mínima Pleistocênica.

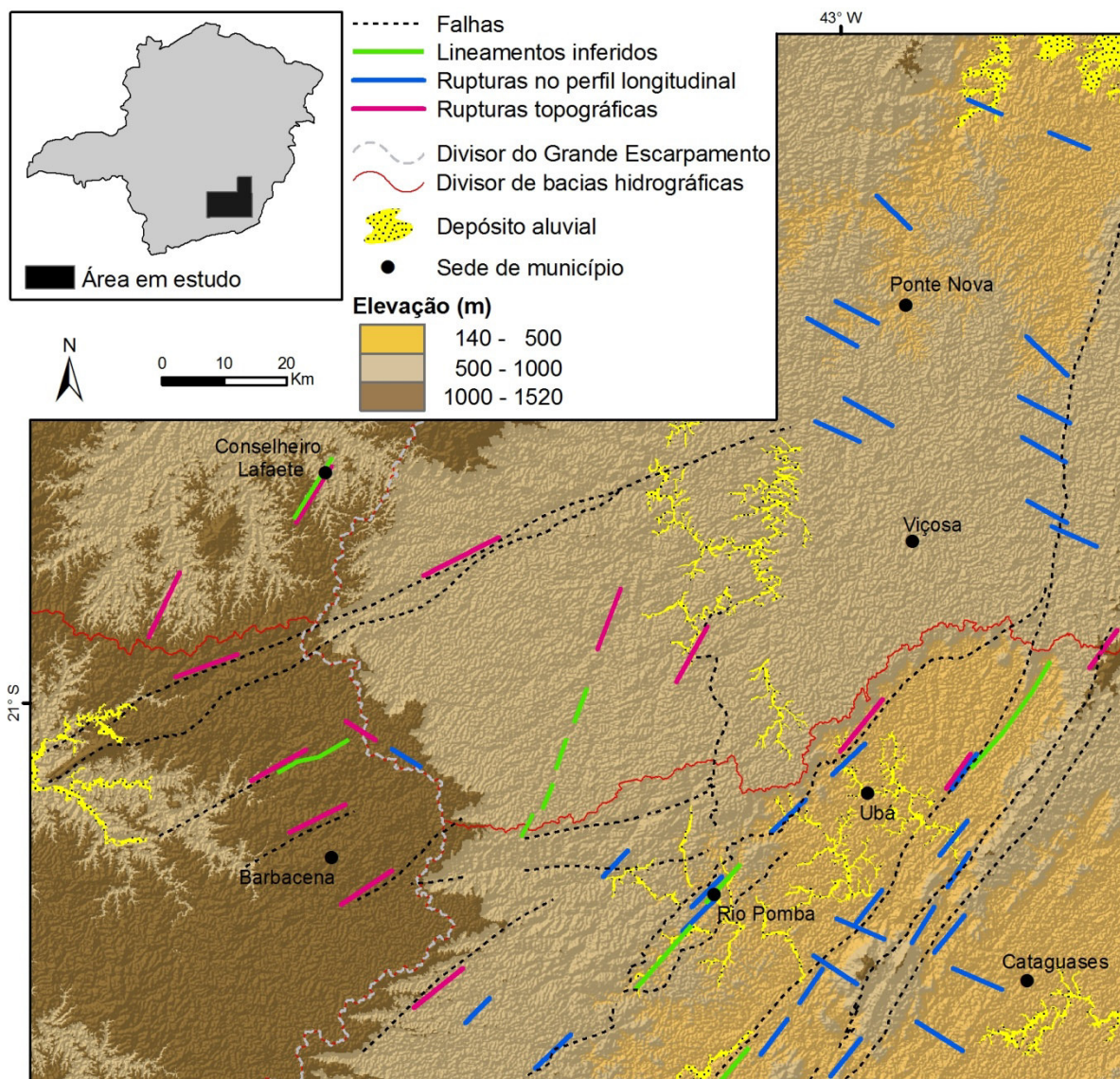


FIGURA 9.5 - Mapa de discontinuidades identificadas na área de estudo. Falhas compiladas a partir de Brandalise e Viana (1993), Heineck *et al.* (2003), Zalán e Oliveira (2005) e CPRM e CODEMIG (2014).

➤ Evolução relacionada à bacia do rio Pomba/Paraíba do Sul

Na bacia do rio Pomba, idades AFT (96 Ma) intermediárias em relação ao interior continental (>131 Ma) e a porção costeira (<73 Ma) (CARMO *et al.*, 2004a; 2004b; CARMO, 2005), localizadas do *Horst* da Serra da Boa Vista em direção a montante, podem ser interpretadas como um período de denudação posterior ao da região costeira e eixos dos canais principais (FIG. 9.1). Com a formação do Grande Escarpamento até o Mioceno Inferior, é possível que a região compreendida pela depressão de Ubá tenha se mantido temporariamente em cotas topográficas concordantes com a da bacia do rio Doce devido à atuação local conjugada de resistência litológica e soerguimento tectônico do *Horst* da Serra da Boa Vista (FIG. 9.6 – A).

Noce *et al.* (2003) e Romano e Castañeda (2006) estimaram um deslocamento vertical mínimo de 300-400 m nessa feição, através de depósitos de bauxita posicionados em distintas cotas altimétricas. Rupturas paralelas nos perfis longitudinais dessa porção, de direção NE-SW, revelam indicativo da existência de falhas relacionadas a essa tectônica (FIG. 6.4 e 9.5) posicionando o *Horst* como importante nível de base local, conforme discutido no capítulo 6.

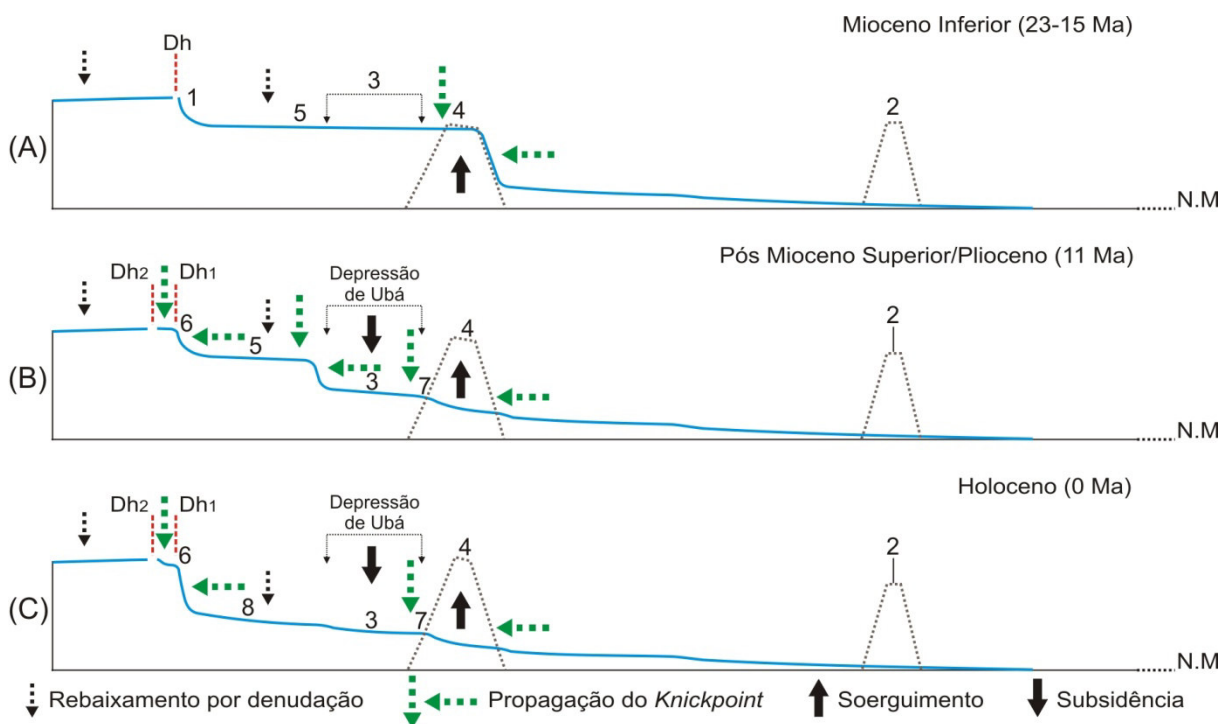


FIGURA 9.6 - Esboço preliminar de evolução da bacia do rio Pomba após o Mioceno Inferior. 1= Formação do Grande Escarpamento próximo ao divisor hidrográfico; 2= Elevação serrana paralela à costa; 3= Depressão de Ubá; 4= *Horst* da Serra da Boa Vista; 5= paleosuperfície concordante com as cotas da bacia do rio Doce, que não existe mais atualmente no eixo do rio Pomba, mas que permanece ainda a SW em pequena porção adjacente ao Grande Escarpamento; 6= *knickpoint* formado por captura fluvial; 7= *knickzone* formada pelo controle tectônico e litoestrutural; 8= Porção dissecada a montante da cidade de Rio Pomba; Dh1= Antigo divisor hidrográfico; Dh2= Novo divisor hidrográfico; N.M.= Nível do Mar.

O interior da bacia do rio Pomba exibe notável arranjo espacial de rupturas paralelas organizadas segundo lineamentos estruturais e falhas pré-cambrianas/cenozoicas que se apresentam associados à compartimentação da bacia em diversos níveis escalonados – ver capítulos 4, 5 e 6 (FIG. 9.5). Essa organização também é evidenciada nos perfis em varredura que se encontram basculados a SE e coincidindo com essas estruturas (FIG. 5.20). Arranjo semelhante foi identificado em diferentes escalas de análise por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) que encontraram falhas em sedimentos associadas ao basculamento e

escalonamento de blocos verificado (FIG. 5.3 e 5.4). A essas falhas Mello *et al.* (2005) estimaram idade do Pleistoceno-Holoceno. Entretanto, esses autores admitem uma fase anterior como precursora do escalonamento topográfico verificado relacionado ao mecanismo gerador do RCSB. Esse conjunto de elementos aponta para uma gênese da depressão de Ubá e do seu escalonamento topográfico com preponderância da tectônica (FIG. 9.6 – B), como sugerido por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) e discutido nos capítulos 5 e 6, contrariando uma origem exclusivamente por denudação. Assim, o abatimento da porção NW adjacente ao *horst* seria responsável pela geração da depressão alongada no sentido NE-SW. Durante a formação dessa depressão, os rios Pomba e Novo aproveitando-se de fraturas NW-SE teriam encaixado formando gargantas. Mesmo que não houvesse o abatimento gerando a depressão de Ubá a bacia do rio Pomba provavelmente seria mais denudada que a do Doce formando uma escarpa entre elas pela proximidade com o nível de base geral (FIG. 9.1).

Indicadores geomorfológicos e estruturais sugerem uma evolução individualizada entre as diferentes partes do alto curso da bacia do Rio Pomba, segundo controles litoestruturais locais. Na região de Ubá, o elevado gradiente da escarpa proporciona taxas de denudação ( $^{10}\text{Be}$ ) mais elevadas (~18,11 m/Ma) em relação ao planalto situado acima (~12,55 m/Ma)(CHEREM *et al.*, 2012), responsável pela implementação de dinâmica de capturas fluviais (FIG. 9.6 – B) (CHEREM *et al.* (2013). Essas seriam organizadas segundo o condicionamento estrutural em escala local que se reflete na organização da drenagem e relevo, predominante a NW-SE no planalto da Mantiqueira (Degrau Doce), conforme discutido no capítulo 7. Drenagens no planalto elevado paralelas às que avançam pela escarpa tenderiam a proporcionar pequenas capturas fluviais ocasionadas pelo seccionamento em ponto de baixa hierarquia fluvial, responsáveis pela formação de pequenos vales suspensos e por consequência uma evolução da escarpa mais lenta nessa porção. Na porção dissecada a oeste e NW da cidade de Rio Pomba o controle estrutural (FIG. 9.5) teria favorecido a propagação dos *knickpoints* (FIG. 9.6 – C), enquanto a SW na paleosuperfície do planalto intermediário (FIG. 5.6 e 9.6 – B) rochas intrusivas mais resistentes teriam proporcionado a manutenção temporária dessa superfície, pela geração de níveis de base locais. Nessas áreas, a organização da rede hidrográfica nos planaltos mais



elevados (degraus Paraná-São Francisco e Doce) segundo direção estrutural perpendicular em relação as drenagens que avançam sobre a escarpa proporcionaram o seccionamento dos cursos fluviais em ponto de maior ordem hierárquica promovendo capturas fluviais maiores. A evolução da escarpa nas diferentes porções seria comandada pela propagação do *knickpoint* em escala local.

A relação entre os regimes tectônicos na área de estudo, e fora dela, permite balizar o início das depressões do Médio Rio Doce e Ubá entre o Mioceno Superior e Plioceno. Nesse sentido, Silva e Mello (2011) relacionaram depósitos na mesma feição geomorfológica (Superfície Aplainada) encontrada em diferentes áreas (Médio Vale do Rio Doce e Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul) a depósitos semelhantes na Depressão do Rio Pomba e Muriaé datados através de estudos palinológicos por Antonioli *et al.* (2005) como do Mioceno Superior/Plioceno. Dados geocronológicos de intemperismo ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) de Vasconcelos *et al.* (1992) – 10 a 5,6 Ma – na região de Divino das Laranjeiras, de Carmo (2005) – 13 Ma – na região de São João Del Rey e Carmo e Vasconcelos (2004) – 10 a 8 Ma – no Planalto Atlântico (TAB. 9.1) suportam esse entendimento.

➤ Evolução relacionada às bacias dos rios Doce e Pomba/Paraíba do Sul

As escarpas formadas nas bacias dos rios Doce e Pomba respondem por taxas mais elevadas em relação ao planalto situado acima, devido a maior declividade e amplitude. Tal fato, gera duas consequências para a evolução do relevo local. A primeira é uma denudação mais acelerada no flanco da escarpa que representa, em geral, um processo de exumação dos afloramentos em rochas mais duras e degradação de litologias mais tenras. Esse processo na escarpa responderia segundo Granger *et al.* (2001) por um *feedback* negativo, no qual quanto mais rápido o manto de alteração é denudado mais a rocha sã é exumada, o que leva a diminuição da erosão destacando os afloramentos rochosos em forma de pontões rochosos (FIG. 5.17). A segunda é o início de processos de captura fluvial condicionado por estruturas locais que, de acordo com os dados (LOE) de Oliveira (2012), apresentam incisão vertical no *knickpoint* muito superior em relação à média das taxas de denudação ( $^{10}\text{Be}$ ) na escarpa. Esses processos conjugados no *front* da escarpa e na área de captura amplificariam a exumação desses pontões adquirindo com o tempo uma feição de típica de “Pão de

Açúcar” (FIG. 5.13). Na área de estudo, isso ocorreria predominantemente em charnockitos, granitos, granodioritos, paragneisses e sienitos em relação aos ortogneisses que predominam na área.

Na área de estudo, as capturas fluviais respondem por vales suspensos de diferentes dimensões a depender da orientação da drenagem no planalto situado acima da escarpa, organizada segundo direções preferenciais, que em escala local se sobrepõem a escala sub-regional. No planalto, os vales fluviais inicialmente de baixa amplitude e elevada extensão quando submetidos às capturas e ao novo nível de base evoluem por degradação a partir da propagação do *knickpoint*, semelhante à evolução em escala regional. Isso leva a maior incisão do canal com aumento da amplitude e declividade. O encaixamento do canal proporciona maior desestabilização das encostas acentuando os processos de vertente, como movimentos massa, que entulham os fundos de vale, reduzindo novamente a amplitude desses.

Na evolução de planaltos elevados que drenam em direção a escarpas, nas diversas escalas de análise (regional, sub-regional e local), a relação entre divisor hidrográfico e nível de base assume papel fundamental na evolução da rede hidrográfica. A elevada amplitude em relação ao nível de base desencadeia intensos processos responsáveis por elevada dissecação circunscrita à bacia hidrográfica dentro de cada escala de análise. Esses levam a destruição da escarpa original e a formação de uma nova no local do divisor. Essa escarpa formada a partir da regularização do perfil longitudinal atrelado a elevado gradiente proporciona altas taxas de denudação que impõem uma ampliação da bacia por capturas fluviais.

## **9.6 SÍNTESE**

O quadro geomorfológico atual e dados geocronológicos nas bacias costeiras, Doce e Pomba, não indicam que rede hidrográfica evoluiu por recuo contínuo da escarpa. O atual cenário esboça-se semelhante ao modelo de degradação do planalto, porém, segundo características da área adjacente a margem passiva brasileira. Esses elementos permitem inferir um divisor hidrográfico localizado no interior que separa bacias costeiras e

interioranas após a ruptura continental. Eles também se apresentam mais coerentes com o modelo de evolução de capturas fluviais, em escala local, que preveem a degradação do planalto através da propagação do *knickpoint*, conforme exposto no capítulo 8, que representam mais as particularidades da área de estudo. As morfologias semelhantes nas diferentes escalas, regional e local, exibem conjunto geral de processos semelhantes que possibilitam traçar uma evolução similar.

Na área de estudo, os principais marcos cronológicos para a evolução da drenagem situam-se no Jurássico Superior, Cretáceo Superior, Eoceno/Oligoceno Inferior e Mioceno/Plioceno. No Jurássico Superior estabeleceu-se uma rede de drenagem dual. O Cretáceo Superior responde pela articulação da drenagem costeira ao nível de base geral do oceano, entre 100 e 93 Ma. Eoceno/Oligoceno Inferior exibem elevada concentração de atividade tectônica e magmática responsáveis por um pico de denudação nas bacias sedimentares oceânicas e maior propagação do *knickpoint* a montante. O Mioceno Inferior marca o limite máximo para a formação do Grande Escarpamento. A partir do Mioceno Superior/Plioceno tectônica e denudação ganham maior relevância com significativo aumento em direção Quaternário.

Na evolução de planaltos elevados em direção a escarpas, em ambas as escalas de análise (regional e local), a relação entre divisor hidrográfico e nível de base assume papel fundamental na evolução da rede hidrográfica. Sua elevada amplitude em relação ao nível de base desencadeia intensos processos responsáveis por elevada dissecação circunscrita à bacia hidrográfica. Esses levam a destruição da escarpa original e a formação de uma nova no local do divisor.

## 10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados encontrados nesse trabalho fornecem contribuições em diferentes escalas espaciais (regional, sub-regional e local), as quais demonstraram interagir de forma complexa ao longo do tempo. Esses são apresentados de forma resumida no QUADRO 10.1 e detalhada no QUADRO 10.2 que sintetizam essas contribuições, associando os diferentes condicionantes a cada escala. Além disso, esses resultados permitiram estabelecer um diálogo entre essas escalas que auxiliam no entendimento do atual cenário geomorfológico.

A evolução dos degraus escalonados demonstrou influência a partir de diferentes condicionantes que imprimem atuação diferenciada em cada uma das escalas. Esses degraus são separados pelo Grande Escarpamento que se constitui num eixo elevado NE-SW, paralelo à costa, e se insere no interior do Brasil Extra-Amazônico, compartimento morfotectônico identificado por Saadi *et al.* (2005). Segundo o autor, é uma área em que existe preponderância da morfoestrutura e morfotectônica. Nesse sentido, a literatura expõe que a escala representada por grandes áreas remete à maior influência dos processos endógenos<sup>36</sup>, enquanto os exógenos<sup>37</sup> pela escala representada por pequenas áreas (KOHLENER, 2002). Entretanto, o mesmo não foi verificado na área de estudo a partir das contribuições dos dados analisados.

Quadro 10.1  
Resumo dos principais elementos associados à evolução da área de estudo  
segundo as respectivas escalas espaciais

Regional	Sub-regional	Local
- Nível de base	- Tectônica	- Nível de base
	- Estrutura	- Estrutura
	- Nível de base	- Litologia

<sup>36</sup> Processos endógenos: são geralmente de construção e costumam levar a aumento na elevação do relevo.

<sup>37</sup> Processos exógenos: são responsáveis pela remoção de material, envolvendo predominantemente a denudação, que levam geralmente a uma redução na elevação do relevo. Incluem a ação da água, gelo e vento (SUMMERFIELD, 1991).

Quadro 10.2

Síntese dos principais elementos, discriminados em detalhe, associados à evolução da área de estudo segundo as respectivas escalas espaciais.

Regional	Sub-regional	Local
<p>- O Grande Escarpamento marca o limite entre dois compartimentos distintos, um oceânico e outro interiorano. Esses exibem duas condições geomorfológicas que se expressam em diferentes graus de dissecação. A porção compreendida pelas bacias costeiras é marcada por dissecação elevada, enquanto o interior continental por intermediária.</p>	<p>- Na escala sub-regional, se reconhece na área de estudo a existência de degraus escalonados numa nítida organização com a rede hidrográfica, que se estabelece em planta e perfil. Esses se dispõem em nível superior (bacias dos rios Paraná e São Francisco), intermediário (bacia do rio Doce) e inferior (bacia do Paraíba do Sul), cujos interiores são marcados por degraus de dimensões menores.</p>	<p>- Em escala local, a litologia aparece na configuração de subcompartimento geomorfológico de menor expressão espacial. Cabe ressaltar que apesar dos quartzitos comporem subcompartimento mais elevado esses são restritos a área de pequena abrangência e sem significado para a evolução em escalas de maior expressão espacial. A litologia assume, por vezes, o controle do caimento da morfologia que se revela discordante do condicionamento estrutural em escala sub-regional.</p>
<p>- O padrão de dissecação não está condicionado, nessa escala, à litoestrutura e/ou tectônica, uma vez que o Grande Escarpamento na área de estudo também não demonstra relação com esses elementos. O nível de base é a variável no cenário geomorfológico regional que vai explicar esses padrões de dissecação diferenciados.</p>	<p>- Nessa escala, a tectônica e estrutura são os condicionantes principais da evolução do relevo regional que se expressam numa morfoestrutura e morfotectônica.</p>	<p>- O controle litológico exibe maior relevância através de feições isoladas de pontões rochosos típicos de “pães de açúcar” que são o registro evidente de sua maior resistência, sem, no entanto, serem suficientes para manter um divisor hidrográfico elevado fixo. Nessas porções, contrastam rochas tenras e duras de mesma altimetria verificada em seções topográficas em escala sub-regional.</p>
<p>- As bacias hidrográficas do interior continental (Paraná e São Francisco) são mais extensas quando comparadas às bacias costeiras (Doce e Paraíba do Sul), de modo que seus afluentes estão submetidos ao nível de base local das calhas dos rios principais. As bacias costeiras, por sua vez, por apresentarem extensão bem mais reduzida estão submetidas diretamente ao nível de base geral do oceano. Os afluentes em direção ao interior continental exibem desníveis significativamente menores quando comparados aos rios que drenam diretamente para o oceano. Tal diferença é responsável pela contrastante denudação entre essas porções.</p>	<p>- As estruturas impõem controle regional sobre a evolução da rede de drenagem que se expressam por amplas concavidades que avançam em planta, preferencialmente, segundo direção NE-SW, representando recuos mais significativos dos escarpamentos. Essas favorecem a denudação de determinadas áreas e auxiliam na constituição de subcompartimentos geomorfológicos. Esses também são estabelecidos pela litologia de forma restrita, em regime de exceção, através de níveis de base locais que sustentam pequeno subcompartimento.</p>	<p>- Pontões rochosos compostos por granitos, granodioritos a granitos, enderbitos a charnockitos, sienitos e paragnaisse (Grupo Raposo) exibem a feição típica de “pães de açúcar” em diferentes estágios de evolução. Essas litologias apresentam-se exumadas associadas aos flancos das escarpas por processos de <i>backwearing</i> e, posteriormente por, <i>downwearing</i> após captura fluvial. Essa exumação comporta-se de maneira que quanto mais o manto de alteração é removido mais a rocha sã é exumada, o que leva a diminuição da denudação por um processo de <i>feedback</i> negativo.</p>
<p>- A macro compartimentação do Grande Escarpamento responsável pela maior denudação das bacias oceânicas proporciona organização em degrau na junção das bacias do interior continental (Paraná e São Francisco) com as bacias costeiras (Doce e Paraíba do Sul).</p>	<p>- A organização morfológica é caracterizada por uma configuração típica de hemigrabens basculados a NW nas bacias do rio Paraná, Doce e parte do São Francisco e a SE na bacia do rio Paraíba do Sul, compreendida pelo rio Pomba. A Serra da Mantiqueira se destaca como setor mais elevado de direção NE-SW que separa essas duas porções, NW e SE. No interior dessas, blocos menores assumem estruturação de mesma direção. Esses blocos de diferentes dimensões apresentam-se em sua maioria segmentados por falhas de direção NE-SW. Entretanto, a maioria dessas falhas foi mapeada como relacionada a eventos compressivos do pré-cambriano e na área de estudo indicam uma cinemática distensiva.</p>	<p>- O controle estrutural exerce papel fundamental na gênese e dinâmica das anomalias de drenagem reconhecidas e mapeadas na área investigada. Algumas dessas anomalias estão associadas a vales suspensos que expressam adaptações da rede hidrográfica ao processo de recuo das escarpas. Nesse sentido, a drenagem que avança sobre as escarpas exibe em planta elevada sinuosidade que se apresenta associada ao controle estrutural em escala local.</p>
<p>- O quadro geomorfológico atual e os dados geocronológicos secundários não demonstram que a rede hidrográfica evoluiu por recuo contínuo da escarpa, conforme modelos de evolução de margens passivas. Esses indicam evolução por processos de degradação do planalto à semelhança do modelo elaborado por Gilchrist <i>et al.</i> (1994), porém, atrelada às características da presente área de estudo, que se diferenciam em diferentes escalas. Os dados permitem inferir um divisor hidrográfico localizado no interior que separa bacias costeiras e interioranas, após a ruptura continental, condição básica para evolução por degradação de planalto.</p>	<p>- Rupturas na drenagem e no relevo, mapeadas em planta e perfil, devido ao seu paralelismo e concordância com falhas mapeadas, além de inflexões bruscas na rede de drenagem, são indicativos de movimentações tectônicas nessa escala.</p>	<p>- A característica marcante na morfologia das escarpas é a presença de vales suspensos de diferentes dimensões associados à <i>knickpoints</i> e frequentemente a inflexões bruscas de canal e vales aluviais em cabeceiras de drenagem na bacia adjacente, desproporcionais para o contexto geomorfológico atual. Esses elementos apontam para um cenário regional generalizado de capturas fluviais nas bordas das escarpas. Os vales suspensos também se apresentam como registro morfológico do avanço da rede hidrográfica sobre as bordas escarpadas.</p>
<p>- Os elementos geomorfológicos associados aos dados secundários levantados permitem conceber modelo de degradação do planalto por <i>backwearing</i> e <i>downwearing</i> através da propagação do <i>knickpoint</i>, a montante, no canal principal e tributários gerando vagas erosivas à medida que a superfície é ajustada ao nível de base.</p>	<p>- A tectônica nas bacias costeiras (Doce e Pomba/Paraíba do Sul) sugere ser a responsável pela gênese inicial da escarpa que as separa e coloca essas em diferentes níveis de base locais. Esses são responsáveis pelo desmonte da superfície mais elevada (bacia do rio alto rio Doce) a partir do nível mais baixo (bacia do rio Paraíba do Sul/Pomba). Com isso, são originados compartimentos costeiros organizados em distintos degraus (Doce e Paraíba do Sul). As bacias costeiras, quando comparadas entre si, exibem níveis de base locais em altitudes diferentes que proporcionam denudação mais agressiva de uma em relação à outra.</p>	<p>- Na espacialização dos diferentes cenários geomorfológicos dentro da área de estudo, o que se percebe são relevo e drenagens orientados segundo direções estruturais muito bem marcadas que coincidem com estruturas geológicas mapeadas, em escala local. Essas, por vezes, assumem direções discordantes quando comparadas com a orientação principal NE-SW, em escala sub-regional. Isso evidencia um controle estrutural em escala local que pode se sobrepor ao sub-regional na organização geomorfológica.</p>

## Continuação (Quadro 10.2)...

---

### Local

---

- Na evolução das bordas escarpadas, a condição geomorfológica que existia sob uma morfogênese mais antiga vai sendo apagada e substituída por nova paisagem organizada segundo o controle estrutural da bacia que avança em direção à escarpa.

- A dimensão dos vales suspensos parece estar relacionada à orientação dos canais na borda das escarpas, que em última análise estão organizados segundo controles estruturais em escala local. Os maiores vales tendem a apresentar drenagens perpendiculares ao avanço dos fluxos sobre a escarpa. Essa morfoestrutura facilita a ocorrência de capturas em ponto de elevada ordem ao longo dos canais, o que submete esses a novo nível de base e facilita sua dissecação. Nesse processo, o controle estrutural e sua direção são fundamentais permitindo maiores ou menores capturas fluviais segundo sua organização.

- A identificação da associação entre feições tipo deslocamentos de drenagem, estrangulamento de canais e *knickpoints* de um lado, e, de outro, movimentos de massa, rupturas de declive e feições tipo canais deslocados em diferentes localidades da área de estudo apontam para um quadro de condicionamento estrutural. Sugerem ainda uma tectônica atuante com resposta nas morfologias em escala local.

- O cenário dos depósitos sedimentares encontrados em posição de interflúvio e esporão com antigos níveis fluviais projetando-se em direção ao interior dos vales e cabeceiras de drenagem indica uma evolução dos vales fluviais por incisão vertical (*downwearing*).

- A modelagem dos vales fluviais indicou que após a captura fluvial por parte das bacias costeiras ocorre maior incisão dos vales. A drenagem exibe encaixamento por incisão vertical com aumento do gradiente, amplitude e estreitamento dos vales até que o canal seja ajustado ao novo nível de base. Esse conjunto de elementos propicia maior atuação dos processos modeladores de vertente que operam provendo a retração lateral do vale (*backwearing*). Esse passa então por ampliação com redução da amplitude pelo entulhamento dos vales fluviais.

- As bordas escarpadas evidenciam evolução cuja complexidade está para além da mera retração ou incisão da rede hidrográfica. Concebe-se uma proposta em que a escarpa evolui por captura fluvial através de *downwearing* e *backwearing* localizados na zona do *knickpoint* que se propaga em direção remontante ao longo do canal principal e tributários. Considera-se também a importância da atuação dos processos fluviais e modeladores de vertente que levam ao aprofundamento e ampliação do vale, com conseqüente entulhamento do canal principal decorrentes do aumento de gradiente e amplitude durante o ajuste do vale fluvial ao novo nível e base.

---

Na escala regional, o Grande Escarpamento marca o limite entre distintos padrões de dissecação, sendo mais elevado nas bacias costeiras que no interior continental. A relação entre os graus de dissecação e o contexto geomorfológico de cada bacia (interiorana ou costeira) demonstra a influência dos processos exógenos que se manifestam na denudação entre essas porções, cujo condicionamento principal está submetido ao nível de base geral (oceano). Nessa escala, na área de estudo, não é encontrada relação entre o padrão de dissecação e o condicionamento litoestrutural e tectônico. Esses se manifestam em outras escalas.

O relevo inicial, composto por um planalto elevado em direção à escarpa, é degradado por propagação do *knickpoint* que leva formação de vagas erosivas pelo ajuste gradativo da rede de drenagem ao nível de base geral. Isso ocasiona o desenvolvimento de uma nova escarpa no local do divisor hidrográfico (escala regional) que a partir desse momento passa a se constituir como Grande Escarpamento. Ao longo do tempo, as bacias costeiras inseridas numa outra escala espacial (sub-regional) são submetidas à atuação de diferentes condicionantes que se distribuem de forma diferenciada no interior dessa região e imprimem nova configuração do modelado.

Na escala sub-regional são os processos endógenos que exercem maior influência compostos pela estrutura e tectônica, responsáveis pela organização do modelado e da evolução da rede hidrográfica que se estabelecem em distintos subcompartimentos geomorfológicos. Na área esses exibem estruturação (escala sub-regional) de direção NE-SW sobre a qual organiza-se tectônica de blocos basculados de diferentes dimensões a NW e SE, a partir de eixo de soerguimento central também de direção NE-SW correspondente à Serra da Mantiqueira. A tectônica nessa escala é responsável por gerar níveis de base locais que impõem a denudação entre as bacias costeiras. O Grande Escarpamento, bem como qualquer divisor hidrográfico de destaque na área de estudo, não se justifica pelo controle de rochas duras como há na concepção geomorfológica. Os contrastes litológicos existentes na área evidenciam controle em escala local, embora, por vezes esses, se pareçam associados a escala de maior extensão espacial.

Na local, os processos (endógenos e exógenos) responsáveis pela organização do modelado exibem maior complexidade pela interação entre eles. Os processos exógenos (fluviais e modeladores de vertente) atuam de forma conjunta, mas com intensidades desiguais que se alternam ao longo do tempo. O condicionante principal para a atuação desses é o nível de base local que impõe a força dinamizadora para a reorganização da paisagem em bordas escarpadas. Essa ocorre segundo processos endógenos (litoestrutura e tectônica) que estabelecem na paisagem geomorfológica áreas mais favoráveis à denudação.

A investigação em múltiplas escalas revela evolução pautada numa complexidade maior que a recorrente simplificação que se traduz entre retração lateral e incisão vertical. A escala surge como elemento de primeira importância nesse trabalho, cuja relação entre divisor hidrográfico e nível de base assume papel fundamental. A elevada amplitude do divisor em relação ao nível de base desencadeia intensos processos responsáveis por elevada dissecação circunscrita à bacia hidrográfica em diferentes escalas espaciais.

Os dados analisados em escala regional apresentam-se coerentes com a proposta de evolução da paisagem em escala local. Em distintas escalas são verificadas morfologias semelhantes em bordas escarpadas que exibem processos análogos de degradação do planalto por *backwearing* e *downwearing* através da propagação do *knickpoint*. A evolução do modelado se faz pela atuação conjunta desses processos que se relacionam num *continuum* temporal, organizado segundo diferentes condicionantes. Esses atuam em diferentes escalas na elaboração da paisagem que se organiza em ciclos menores dentro um ciclo maior.



## 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as suas revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 17-35.
- ALKMIM, F.F. Geological background: a tectonic panorama of Brazil. In: VIEIRA, B.C.; SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. *Landscapes and Landforms of Brazil*. Springer, 2015. p. 9-17.
- ALMEIDA, F.F.M. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Divisão de Geologia e Mineração, DNPM, Boletim, n. 241, 1967. 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Geociências*, v. 48, p. 15-26 (suplemento), 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v.7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ANDRADES FILHO, C.O.; FONSECA, L.M.G. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. *Anais...* Natal: [s.n], 2009. p. 3151-3158.
- ANTONIOLI, L. TUPINAMBÁ, M.; GARCIA, M.J.; DINO, R. Palinologia e idade de sedimentos Neógenos (Mioceno Superior/Plioceno) da Depressão do Rio Pomba-Muiráé. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 9., 2005. Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro: SBG, 2005. P. 63.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. *Série Projeto REMAC*, n. 4, p. 75-88, 1978.
- AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L. Fraturas e desenvolvimento de unidades Geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v.22, n. 2, p. 222-227, 1992.
- BARBOSA, G.V.; KOHLER, H.C. O sistema lagunar do Parque Estadual do Rio Doce (MG). *Boletim SBG/MG*, n. 2, p. 37-46, 1981.
- BARBOSA, G.V.; SILVA, T.C.; NATALI FILHO, T.; DEL'ARCO, D.M.; COSTA, R.C.R. *Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto Radam Brasil*. Boletim Técnico Projeto RadamBrasil. Série Geomorfologia, n. 1, p. 187. 1984.

BARROS, L.F.P. *Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição* – Quadrilátero Ferrífero/MG. 2012. 110 f. Dissertação (Mestrado) – UFMG, Belo Horizonte, 2012.

BARROS, P.H.C.A. *Controvérsias geomorfológicas: dialética entre teoria e produção do conhecimento* – as múltiplas perspectivas do pensar e fazer Geomorfologia. 2013. 140 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2013.

BERTOLINI, W.Z. *A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo*. 2015. 188 f. Tese (Doutorado) – USP, São Paulo, 2015.

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

BRANDALISE, L. A. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Barbacena* – texto explicativo. Escala 1:100.000. Org. BRANDALISE, L. A. Brasília, DNPM-CPRM, 1991. 162p.

BRANDALISE, L. A.; VIANA, H, S. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Rio Pomba* – texto explicativo. Escala 1:100.000. Org. BRANDALISE, L. A.; VIANA, H, S. Brasília, DNPM-CPRM, 1993. 176p.

BRITO NEVES, B.B. Os Dois “Brasis” geotectônicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1991, Recife. *Atas...* Recife: SBG, 1991. (Boletim da SBG-NE, n.12, p.6-8).

BRITO NEVES, B.B. *Glossário de Geotectônica*. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 256 p.

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. *Tectonic Geomorphology*. Massachusetts: Blackwell Science Ltd., 2001. 274 p.

CARMO, I.O. *Geocronologia do intemperismo Cenozóico no sudeste do Brasil*. 2005. 134 f. Tese (Doutorado) – UFRJ, Rio de Janeiro, 2005.

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1303-1320, 2004.

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M.; KOHN, B.; LIMA, C.C.; MELLO, C.L.; RAZA, A. Termocronologia por traço de fissão de apatita e denudação na margem continental do sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. *Anais...* Araxá: SBG, 2004a.

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M.; KOHN, B.; Geocronologia de intemperismo, termocronologia por traços de fissão de apatita e preservação de antigas superfícies Geomorfológicas, Quadrilátero Ferrífero, SE Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. *Anais...* Araxá: SBG, 2004b.

CARMO, I.O.; VASCONCELOS, P.M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology constraints on late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 80-94, 2006.

CHEREM, L.F.S. *Morfo-pedogênese das bordas dos planaltos escalonados do sudeste mineiro*. 2012. 96 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto, 2012.

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

CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.C. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. 2ª edição. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188p.

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

COELHO NETTO, 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*, n. 2, p. 69-100, 2003.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R.; RICCOMINI, C.; GAUTHERON, C. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, B11413, p. 1-16, 2012.

CONTRERAS, J.; ZUHLKE, R.; BOWMAN, S.; BECHSTADT, T. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology*, 27, p. 1952-1980, 2010.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil); CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais). *Mapa Geológico de Minas Gerais*. Belo Horizonte, 2014. Convênio CPRM/CODEMIG. Escala 1:1.000.000.

DAVIES, T.A.; HAY, W.W.; SOUTHAM, J.R.; WORSLEY, T.R. Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, v. 197, p. 53-55, 1977.

DE MARTONE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, ano 5, n. 4, p. 523-550, 1943.

DOWNS, P.W.; SIMON, A. Fluvial geomorphological analysis of the recruitment of large woody debris in the Yalobusha River network, Central Mississippi, USA. *Geomorphology*, 37, p. 65-91, 2001.

DRAGUT, L.; EISANK, C. Automated object-based classification of topography from SRTM data. *Geomorphology*, v. 141-142, n. 1, p. 21-33, 2011.

DUSSIN, T.M. Rochas metamórficas. In: SGARBI, G.N.C. *Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. 2ª edição. Belo Horizonte: UFMG, 2012. P. 495-592.

DUTRA, F.R.F.S. *A influência da variabilidade da precipitação na distribuição dos casos de leptospirose em Minas Gerais entre 1998-2012*. 2016. 99 f. Tese (Doutorado) – UFMG, Belo Horizonte, 2016.

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

FERREIRA, M.F.M. *Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí – Pouso Alegre (MG)*. 2001. 276 f. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

FRANÇA, R.L.; DEL REY, A.C.; TAGLIARI, C.V.; BRANDÃO, J.R.; FONTANELLI, P.R. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 15, n. 2, p.501-509, 2007.

FOSSEN, H. *Geologia Estrutural*. Tradução de Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: Oficina de Textos, 2012. 584 p.

FRYIRS, K.A.; BRIERLEY, G.J. *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. Chichester - Inglaterra: Wiley, 2013. 345 p.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 1, p. 65-77, 1995.

GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 664-672, 1983.

GATTO, L.C.S.; RAMOS, V.L.S.; NUNES, B.T.A.; MAMEDE, L.; GÓES, M.H.B.; MAURO, C.A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO A. F.; NEVES L. B. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. p. 305-384.

GERRARD, A.J. *Rocks and landforms*. London, 1987. 319 p.

GILCHRIST, A. R. & SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, v. 346, p.739-742, 1990.

GILCHRIST, A. R. & SUMMERFIELD, M. A. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Edited by: M.J. Kirkby. John Wiley & Sons Ltd., 1994. p. 55-84.

GILCHRIST, A.R.; KOOI, H.; BEAUMONT, C. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B6, p. 12,211-12,228, 1994.

GONTIJO, A.H.F. *Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. 1999. 259 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

GOUDIE, A.S. *Encyclopedia of Geomorphology*. Volume 1. 1ª edition. USA and Canada: Routledge, 2004. 1156 p.

GRANGER, D.E.; RIEBE, C.S.; KIRCHNER, J.W; FINKEL, R.C. Modulation of erosion on steep granitic slopes by boulder armoring, as revealed by cosmogenic <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 269-281, 2001.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. *Geologia USP*, v. 12, n. 2, p. 129-150, 2012.

GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C. ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N. SAAD, A.R. Análises de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. *Revista UnG - Geociências*, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

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.

HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HARTWING; M.E.; RICCOMINI, C.; Padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e sua relação com a tectônica mesozoica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 3, p. 452-464, 2009.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, n. 11, p. 1-31, 1990.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. Regimes tectônicos. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. P. 47-64.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. *Geologia, tectônica, Geomorfologia, e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. n. 1225. São Paulo: IPT, 1982. 149 p.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; MORALES, N. & JIMENEZ-RUEDA, J.R. Evolução morfotectônica do sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...*, Belo Horizonte: SBG, 1998, p. 78.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-235.

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

HEINECK, C. A.; LEITE, C. A. S.; SILVA, M. A. da; VIEIRA, V. S. *Mapa Geológico de Minas Gerais*. Belo Horizonte, 2003. Convênio CPRM/COMIG. Escala 1:1.000.000.

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

HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HACKSPACHER, P.C. & HADLER NETO, J.C. Significado tectônico e denudacional das cimeiras do sudeste do Brasil (Planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 1998, Curitiba. *Anais...*, Curitiba: SBG, 2008, p. 293.

HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. *Gondwana Research*, 18, p. 674-687, 2010.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation a summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

HUGGETT, R.J. *Fundamentals of Geomorphology*. London: Routledge, 2003. 386p.

IBGE – Instituto de Geografia e Estatística. *Vocabulário Básico de Recursos Naturais e Meio Ambiente*. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2ª Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2004. 330 p.

IBGE – Instituto de Geografia e Estatística. *Manual técnico de Geomorfologia*. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2ª Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

INPE - Instituto de Pesquisa Espaciais. TOPODATA – *Banco de Dados Geomorfológicos do Brasil*. 2011. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata>>. Acesso em: 26 dez 2011.

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, p. S48-S50, 2011.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, ano 18, n. 2, p. 3-121, 1956.

KELLER, E.A.; PINTER, N. *Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338 p.

KOHLER, H.C. A Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 3, n.1, p. 21-31, 2002.

LADEIRA, F.L.; MINETTE, E. A quantificação da alteração e da alterabilidade de rochas. *Revista Geotecnia*, v. 40, p. 351-358, 1984.

LANGBEIN, W.B.; LEOPOLD, L.B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. *American Journal of Science*, v. 262, p. 782-794, 1964.

MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, n.3, p. 159-173, 1989.

MAGALHÃES JUNIOR, A.; MOREIRA, P.F. Eventos de “desequilíbrio morfodinâmico” na evolução Geomorfológica de Minas Gerais – o caso de Teófilo Otoni/Caraí – região nordeste do estado. *Geonomos*, v 6., n. 2, p.23-32, 1998.

MAIZATTO, J.R.; LANA, C.C.; RIBEIRO, A.W.S.; FERREIRA, E.P. Evidências de terras altas no Campaniano da Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 17, n. 1, p. 31-43, 2009.

MANFRÉ, L.A.; NÓBREGA, R.A.A.; QUINTANILHA, J.A. Regional and local topography subdivision and landform mapping using SRTM-derived data: a case study in southeastern Brazil. *Environmental Earth Sciences* (Internet), v. 73, p. 6457-6475, 2015.

MARENT, B.R. *Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (<sup>10</sup>Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo*. 2011. 107 f. Dissertação (Mestrado) – UFMG, Belo Horizonte, 2011.

MARENT, B.R.; VALADÃO, R.C. Compartimentação geomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais – Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.16, n. 2, p. 255-270, 2015.

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.

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

MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.H.G.; FERNANDES, N.F. Desnívelamento de altitude como parâmetros para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...*, Salvador: SBG, v. 4, 1982, p. 1489-1503.

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

MELLO, C.L. *Sedimentação e tectônica cenozoicas no Médio Vale do Rio Doce* (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. 1997. 275 f. Tese (Doutoramento) – USP, São Paulo, 1997.

MELLO, C.L.; METELO, C.M.S.; SUGUIO, K. KOHLER, H.C. Quaternary sedimentation neotectonics and the evolution of the Doce river middle valley lake system (southeastern Brazil). *Revista do Instituto Geológico*, v. 20, n. 1/2, p. 29-36, 1999.

MELLO, C.L.; CARMO, I.O.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Tectônica Cenozóica e compartimentação do relevo ao longo da porção continental emersa adjacente à bacia de campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 51., 2002, João Pessoa. *Anais...*, João Pessoa: SBG, 2002, p. 361.

MELLO, C.L.; SUGUIO, K.; SARGES, R.R. Idade de formação do sistema de lagos do médio vale do rio Doce (Holoceno, Minas Gerais, Sudeste do Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003, Recife. *Anais...*, Recife: ABEQUA, 2003.

MELLO, C.L.; TOMAZ, E.A.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Condicionamento tectônico Cenozóico na evolução da depressão topográfica dos rios Pomba e Muriaé (MG, RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba (PR). *Boletim de resumos expandidos...* Curitiba: [s.n.], v. 1, 2005. p. 192-194.

MENEZES, A.A.; COSTA, L.M.; MOREAU, A.M.S.S.; MOREAU, M.S. Interrelações entre a profundidade do solo e o substrato geológico na região centro-leste de Minas Gerais. *Revista Ceres*, v. 58, n. 6, p. 794-801, 2011.

MESSIAS, C.G.; TROVÓ, D.F.G. Dissecção do relevo do setor nordeste da carta topográfica de São José dos Campos: uma comparação entre os métodos de mapeamento manual e índice de concentração de rugosidades. In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA, 14., 2013, Lima – Perú. *Anais...* Lima –Perú: [s.n.], 2013. 11 p.

MINEROPAR Serviço Geológico do Paraná. Glossário. Curitiba, 2010. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/glossario/conteudo.php?conteudo=D>. Acesso em: 21/07/2010.



MINEROPAR Serviço Geológico do Paraná. Glossário. Curitiba, 2013. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/glossario/conteudo.php?conteudo=S>>. Acesso em: 25/07/2013.

MINEROPAR, Serviço Geológico do Paraná. Glossário. Curitiba, 2016. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/glossario/conteudo.php?conteudo=T>>. Acesso em: 16/03/2016.

MIZUSAKI, A & THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: MANTESSONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.

MODENESI, M.C. Depósitos de vertente e evolução Quaternária do planalto do Itatiaia. *Revista IG*, v. 13, n. 1, p. 31-46, 1992.

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

MORALES, N.; ALGARTE, K.T.S; ANTONIALLI, R.C.; ASSINE, M.L.; ASSUMPÇÃO, M.; BEZERRA, F.H.R.; BUENO, G.V.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; M.L.C.; FERREIRA, J.M.; FONTES, S.L.; GOMES, L.C.C.; GONTIJO, R.C.; GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; HASUI, Y.; LADEIRA, F.S.B.; NASCIMENTO, E.R.; NEVES, M.A.; SALAMUNI, E.; SILVA, C.L.; SOARES Jr., A.V.; SOUZA, I.A.; VINCENTELLI, M.G.C.; BRICALLI, L.L.; SOUSA, M.O.L. Projeto mapa neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014, Salvador. *Anais...*, Salvador: SBG, 2014, p. 851.

NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; PINHEIRO, C.M.; MOL, V.S.; SOARES, A.C.P. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C.M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro: Volume III. Projeto Sul de Minas-Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ)*, COMIG, 2003. p. 623-659.

NOTT, J.; HORTON, S. 180 Ma continental drainage divide in northeastern Australia: role of passive margin tectonics. *Geology*, v. 28, n. 8, p. 763-766, 2000.

OLIVEIRA, D.B.; MORENO, R.S.; MIRANDA, D.J.; RIBEIRO, C.S.; SEOANE, J.C.S.; MELO, C.L. Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em uma área ao norte do rio Doce, ES. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. *Anais...*, Natal: INPE, 2009. p. 4157-4163.

OLIVEIRA, L.A.F. *A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais*. 2012. 217 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2012.

OLIVEIRA, L.A.F.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; LIMA, L.B.S.; CARVALHO, A. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do alto-médio rio Pomba, leste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 4, p. 639-657, 2014.

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

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

PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A. *Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do estado de Minas Gerais*, escala 1:1.000.000, Belo Horizonte: COMIG, 1994. 97 p.

POTTER, P.E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n.5-6, p. 331-344, 1997.

POWELL, J.W. *Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries (1869-1872)*. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, 1875. 291p.

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

RAPOSO, F.O. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Rio Espera – texto explicativo*. Escala 1:100.000. Org. RAPOSO, F.O. Belo Horizonte, DNPM-CPRM, 1991. 200 p.

RESENDE, M. *Pedologia*. Viçosa: Imprensa Universitária da Universidade Federal de Viçosa, 1982. 100 p.

RIBEIRO, A; PACIULLO, F.V.P.; TROUW, R.A.J.; VALENÇA, J.G. Síntese Geológica Regional do Bloco Ocidental. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C.M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro: Volume I. Projeto Sul de Minas-Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ)*, COMIG, 2003a. p. 51-83.

RIBEIRO, A.; ÁVILA, C.A.; VALENÇA, J.G.; PACIULLO, F.V.P.; TROUW, R.A.F. Geologia da Folha São João Del Rei. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C.M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro: Volume III. Projeto Sul de Minas-Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ)*, COMIG, 2003b. p. 521-622.

RICCOMINI C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITTO-NEVES, B.B. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

ROMANO, A.W.; CASTAÑEDA, C.A. tectônica distensiva Pós-Mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. *Geonomos*, v. 14, n. 1,2, p. 1-5, 2006.

ROSS, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia*, n. 6, p. 17-29, 1992.

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

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A.; BEZERRA, F.H. R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 211-234.

SALGADO, A.A.R.; SOBRINHO, L.C.G.; CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B.R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n.2, p. 213-222, 2012.

SALGADO, A.A.R.; MARENT, B.R.; CHEREM, L.F.S.; BOURLÈS, D.; SANTOS, L.J.C.; BRAUCHER, R.; BARRETO, H.N. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced <sup>10</sup>Be concentration in river sediment. *Earth Surface Progress and Landforms*. 39, 311–319, 2014.

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

SAMPAIO, T.V.M. *Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem* – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – ES. 2008. 142 f. Tese (Doutorado) – UFMG, Belo Horizonte, 2008.

SAMPAIO, T.V.M.; AUGUSTIN, C.H.R.R. Índice de Concentração da Rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 1, p. 47-60, 2014.

SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A.; FETTER, A.H.; HACKSPACHER, P.C. Petrografia e litogeoquímica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja – CE. *Revista de Geologia*, v. 14, p. 33-48, 2001.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 5ª edição. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 92p.

SANTOS, L.D. & BALTAZAR, O.F. Projeto Campos das Vertentes. *Folha Conselheiro Lafaele*. CPRM, 2013. Mapa geológico. Escala 1:100.000.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. *Geologia do Brasil – texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais/escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 1984. p. 9-53.

SCHREINER, S.; SOUZA, M.B.F.M.; MIGLIORELLI, J.P.R. Modelo digital da Geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 16, n. 1, 157-160, 2008.

SCHREINER, S.; SOUZA, M.B.F.M.; MIGLIORELLI, J.P.R. Modelo digital da Geomorfologia do fundo oceânico centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 17, n. 2, 365-369, 2009.

SEILD, M.A.; WEISSEL, J.K.; PRATSON, L.F. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Research*. 12, p. 301-316, 1996.

SILVA, L.G.E.; DANTAS, M.E.; COELHO NETTO, A.L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (*knickpoints*) e as implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro: SBG, 1993. P. 96-101.

SILVA, T.M. *Estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico do estado do Rio de Janeiro*. 2002. 269 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002.

SILVA, T.M.; MONTEIRO, H.S.; CRUZ, M.A.; MOURA, J.R.S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.

SILVA, T.P.; MELLO, C.L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). *Geologia USP*. v. 11, n.1, p. 95-111, 2011.

SILVA, T.P. *Modelo geológico-geomorfológico da evolução da bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul*. 2012. 139 f. tese (Doutorado) – UFRJ, Rio de Janeiro, 2012.

SILVA, N.R.; BALTAZAR, O.F. Projeto Campos das Vertentes. *Folha Entre Rios de Minas*. CPRM, 2013. Mapa geológico. Escala 1:100.000.

SOUZA, C.J.O. *Interpretação morfotectônica da bacia do Rio Doce*. 1995. 146 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 1995.

SOUZA, L.F.; SAMPAIO, T.V.M.; Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à identificação de classe de dissecação do relevo: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 3., 2010, Recife. *Anais...* Recife: [s.n], 2010. 7 p.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

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

THOMAS, M.F. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Chichester: John Wiley & Sons, 1994. 460 p.

THOMAS, M.F.; SUMMERFIELD, M.A. Long-term landform development: key themes and research problems. In: GARDINER, V. *International Geomorphology*. Edited by: John Wiley & Sons Ltd., part II, 1987. p: 935-956.

TOLEDO, M.C.; OLIVEIRA, S.M.B; MELFI, A.J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. 2ª edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. p. 139-166.

TRICART, J.; ROCHEFORT, M; RIMBERT, S. *Initiation aux travaux pratiques de Géographie*. Paris: Sedes, 1972. 255p.

VALADÃO, R. C. *Evolução de longo termo do relevo do Cráton do São Francisco* (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais). 1998. 343 f. Tese (Doutorado) – UFBA, Salvador, 1998.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplainamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALERIANO, M.M. Curvatura vertical de vertentes em microbacias pela análise de modelos digitais de elevação. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 7, n. 3, p. 539-546, 2003.

VALERIANO, M.M. *Topodata: guia para utilização de dados Geomorfológicos locais*. São José dos Campos: INPE, 2008. 72 P.

VALERIANO, M.M.; CARVALHO JÚNIOR, O.A. Geoprocessamento de modelos digitais de elevação para mapeamento da curvatura horizontal em microbacias. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 4, n. 1, p. 17-29, 2003.

VALVERDE, O. Estudo Regional da Zona da Mata de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, n. 1, p. 3-79, 1958.

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

VAN DER BEEK, P.; SUMMERFIELD, M.A.; BRAUN, J.; BROWN, R.W.; FLEMING, A. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research*, v.107, n. B12, p. 1-13, 2002.

VASCONCELOS, P.M.; BECKER, T.A.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H. Age and duration of weathering by  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of potassium-manganese oxides. *Science*, v. 258, p. 451-455, 1992.

VASCONCELOS, S.G.; SAADI, A. O Quaternário do médio rio Doce: aporte da morfodinâmica e do aluvionamento na confluência dos rios Piracicaba e Doce. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 9., 2003, [s.n.]. *Anais...*, [s.n.], 2003, 5p.

VIANA, H.S. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Folha Barbacena* – texto explicativo. Escala 1:100.000. Org. VIANA, H. S. Belo Horizonte, DNPM-CPRM. 1991. 184 p.

WINTER, R.W.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

XAVIER, E.M.; WIEDEMANN, C.; SZATMARI, P. Reativação Meso-Cenozoica do limite estrutural norte da Serra do Mar no Brasil e na África. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. P. 372-374.

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