



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

FELIPE PACHECO SILVA

**ANÁLISE MORFOTECTÔNICA COMPARATIVA ENTRE OS SETORES
MERIDIONAL E SETENTRIONAL DA SERRA DA MANTIQUEIRA, SUDESTE DO
BRASIL**

Rio de Janeiro

2023

FELIPE PACHECO SILVA

**ANÁLISE MORFOTECTÔNICA COMPARATIVA ENTRE OS SETORES
MERIDIONAL E SETENTRIONAL DA SERRA DA MANTIQUEIRA, SUDESTE DO
BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de doutor em Geografia

Orientadora: Profa. Dra. Telma Mendes da Silva

Rio de Janeiro

2023

CIP - Catalogação na Publicação

S586a Silva, Felipe Pacheco
Análise Morfotectônica Comparativa entre os Setores Meridional e Setentrional da Serra da Mantiqueira, Sudeste do Brasil / Felipe Pacheco Silva. -- Rio de Janeiro, 2023.
165 f.

Orientadora: Telma Mendes da Silva.
Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2023.

1. Serra da Mantiqueira. 2. Controle tectônico.
3. Índices geomorfométricos. I. Mendes da Silva, Telma, orient. II. Título.


FELIPE PACHECO SILVA

**ANÁLISE MORFOTECTÔNICA COMPARATIVA ENTRE OS SETORES
MERIDIONAL E SETENTRIONAL DA SERRA DA MANTIQUEIRA, SUDESTE DO
BRASIL**

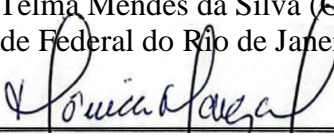
Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito para a obtenção do título de doutor em Geografia.

Aprovada em: 31/03/2023.

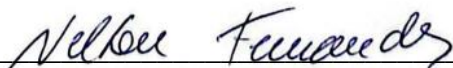
BANCA EXAMINADORA




Profa. Dra. Telma Mendes da Silva (Orientadora)
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)



Profa. Dra. Mônica Dos Santos Marçal
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)



Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)



Prof. Dr. Claudio Limeira Mello
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)



Prof. Dr. Roberto Marques Neto
Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF)

Este trabalho é dedicado aos meus pais, Cipriano Pereira da Silva (*in memoriam*) e Sebastiana Pacheco Silva.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela presença e fortaleza sem a qual não poderia ter concluído esta pesquisa.

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela concessão da bolsa de Doutorado Nota 10 que foi essencial para realização dessa pesquisa.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) e Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF) por proporcionarem a minha formação acadêmica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsas de Iniciação Científica que permitiram ampliar as possibilidades de investigação dessa pesquisa.

À minha amiga e orientadora Prof.^a Dr^a Telma Mendes da Silva por todo incentivo, dedicação, atenção e carinho dispensado a mim desde que nos conhecemos há 6 anos atrás, sem dúvidas, o seu suporte foi essencial para que eu pudesse concluir esta etapa tão importante da minha vida. Obrigado por me inspirar a seguir os seus passos e ser um exemplo de docente e amor a ciência geomorfológica.

À minha mãe pela força, amor e cuidado, sem o qual jamais poderia ter conseguido atingir esse objetivo tão importante da minha vida.

Ao meu pai pelo exemplo de dedicação e amor que sempre farão parte do que sou.

Aos meus irmãos (Elisângela, Fernanda, Sidnei e Rafael), cunhados(as) e sobrinhos pela torcida e apoio em todos momentos.

Ao meu amigo e companheiro Vitor J. G. Barreto por todo incentivo, suporte e companheirismo nesse período. Obrigado por revisar o texto dessa pesquisa, fotos cedidas e discussões empolgantes e prazerosas sobre as paisagens de nossos inúmeros itinerários.

Ao Prof. Dr. Roberto Marques Neto um enorme agradecimento por todo apoio em inúmeros momentos dessa pesquisa, desde trabalhos de campo e sugestões de leitura. Obrigado pela disponibilidade, por ser uma referência de geomorfólogo e pesquisador, por me inserir e incentivar na pesquisa desde os primeiros períodos da graduação.

Ao Prof. Dr. Claudio Limeira Mello pelos ensinamentos em disciplinas, minicursos e em campo, e também por aceitar acompanhar a minha pesquisa desde o mestrado e compor a banca de defesa da tese de doutorado.

Ao Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes por aceitar compor a banca de defesa e contribuir para o aprimoramento da pesquisa.

À Prof.^a Dr^a Mônica dos Santos Marçal por aceitar compor a banca de qualificação e defesa da tese, contribuindo de modo significativo para melhoria da pesquisa.

À Prof.^a Dr^a Laura Delgado Mendes por sua importante contribuição para melhoria dessa pesquisa no momento da qualificação, agradeço também por toda sua atenção, generosidade e carinho em todos os momentos que tive a oportunidade de encontrá-la.

À Prof.^a Dr^a Maria Naíse de Oliveira Peixoto e Prof.^a Dr^a Simone Lisboa dos Santos da Silva pelo aceite em assumir a suplência da banca.

À bolsista de Iniciação Científica Ângela Maria Teixeira de Oliveira Vieira, pelo suporte na mensuração de índices geomorfométricos, análises e trabalhos de campo.

À minha amiga Juliana Alves Moreira por auxiliar no reconhecimento de feições estruturais e por inúmeras parcerias em diversas pesquisas no âmbito da Universidade Federal de Juiz de Fora.

Ao meu amigo Jefferson Nunes por sempre me incentivar e apoiar em todos os momentos dessa jornada.

Aos membros do Núcleo de Estudos do Quaternário e Tecnógeno (NEQUAT/IGEO-UFRJ) pela boa convivência e horas compartilhadas no laboratório.

Aos amigos que convive nos últimos anos pelos bons momentos partilhados. Aos amigos que a Universidade Federal de Juiz de Fora e a Universidade Federal do Rio de Janeiro me presentearam.

A todos que, direta ou indiretamente, me ajudaram meu muito obrigado.

“Na vida, não existe nada a temer, mas a entender.”

– Marie Curie

RESUMO

SILVA, F. P. **Análise Morfotectônica Comparativa entre os Setores Meridional e Setentrional da Serra da Mantiqueira, Sudeste do Brasil.** 165 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

A fachada atlântica do sudeste brasileiro configura uma das regiões no Brasil que reúnem o maior número de interferências de uma tectônica ativa na evolução do relevo e da drenagem. Na região da Serra da Mantiqueira (MG/RJ/ES), a neotectônica influencia o relevo cuja gênese está vinculada a deformações tectônicas pretéritas vinculadas a abertura do rifte responsável pela separação da placa Afro-brasileira. As escarpas da área constituem-se como segundo degrau orográfico do “Planalto Atlântico Brasileiro” envolvendo um conjunto diverso de feições geomorfológicas e alguns dos cumes de maior altitude do território brasileiro, sendo reconhecida duas grandes regiões, a saber: Mantiqueira Meridional, composta por planaltos contínuos e elevados; e Mantiqueira Setentrional, reunindo um planalto mais rebaixado e subdividido pela ação de processos erosivos. A proposta da presente pesquisa é averiguar como esses esforços neotectônicos afetam essas duas unidades geomorfológicas, com o intuito de avaliar o papel dos fatores tectônicos nas anisotropias da área, assim como dos controles litoestruturais na estruturação da paisagem regional. A partir de metodologias em geomorfologia tectônica, adotou-se procedimentos de análise estruturais, mensuração de índices geomorfométricos e incorporação de taxas denudacionais já existentes na literatura para discutir o papel da atividade tectônica na configuração do relevo. Os resultados apontaram para atuação distinta de esforços deformacionais neotectônicos nos dois segmentos analisados, sobrepostos a influência do arcabouço litoestrutural que permanece registrada na configuração geomorfológica regional. O controle estrutural mesozoico-cenozoico atua na organização da drenagem e do relevo, estando expresso em vales sob uma orientação NNW-SSE, canais de primeira ordem orientados sob direções preferenciais E-W e N-S, sugerindo a reativação de zonas de fraquezas crustais nos dois segmentos analisados, estas que marcam o relevo regional com estruturas NE-SW no setor meridional, passando a migrar para direções NNW-SSW a N-S no segmento setentrional. A manutenção dos segmentos escarpados sob diferentes litotipos não é coerente apenas por resistência litológica, sugerindo atuação da tectônica na manutenção dessas feições superiores alçadas. Observou-se também atuação mais intensa da influência tectônica nas bacias hidrográficas do setor meridional, sendo estas classificadas como detentoras de uma alta atividade tectônica, respondendo de forma contundente às influências das reativações do rifte continental do sudeste brasileiro. Por outro lado, o setor setentrional apresentou bacias hidrográficas com uma moderada atividade tectônica, o que não significa a ausência de deformações, mas uma atividade tectônica cenozoica compatível a contextos de margem passiva, no caso afetando setores mais rebaixados e reativando antigas zonas de cisalhamento em um contexto de maior ímpeto erosivo, como foi apontado pelas taxas denudacionais consultadas. Embora, seja perceptível uma série de deformações em depósitos quaternários, deflexões abruptas, capturas fluviais, rios anormalmente retilíneos, *knickpoints*, *knickzonas*, facetas trapezoidais e triangulares nos distintos segmentos, os dados sugerem que bacias hidrográficas situadas em setores mais próximos ao nível de base geral e com maiores taxas denudacionais tendem a reunir uma menor intensidade do controle tectônico do relevo e da drenagem.

Palavras-chave: Serra da Mantiqueira. Controle Tectônico, Índices Geomorfométricos.

ABSTRACT

SILVA, F. P. **Comparative Morphotectonic Analysis between the Southern and Northern Sectors of the Serra da Mantiqueira, Southeastern Brazil.** 165f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

The Atlantic facade of Southeast Brazil is one of the regions that bring together the largest number of interferences of active tectonics in the evolution of relief and drainage. In the region of Mantiqueira Range (MG/RJ/ES), the neotectonics influences the relief whose genesis is linked to past tectonic deformations related to the opening of the rift responsible for separating the Afro-Brazilian plate. The escarpments of the area comprise the second orographic step of the “Brazilian Atlantic Plateau” involving a diverse set of geomorphological features and some of the territory’s highest altitude ridges, with two large recognized regions, namely: Meridional Mantiqueira, composed of continuous and elevated plateaus; and Septentrional Mantiqueira, gathering a plateau depressed and subdivided by the action of erosive processes. The purpose of this research is to ascertain how neotectonic efforts affect these two geomorphological units, in order to evaluate the role of tectonic factors in the anisotropies of the area, as well as lithostructural controls in the structuring of the regional landscape. Based on tectonic geomorphology methodologies, structural analysis procedures, measurement of geomorphometric indices and incorporation of denudational rates found in the literature were employed to discuss the role of tectonic activity in the relief configuration. The results pointed to distinctive action of neotectonic deformational efforts in the two segments analyzed, overlapping the influence of the lithostructural framework that remains recorded in the regional geomorphological configuration. Mesozoic-Cenozoic structural control acts in the organization of drainage and relief, being expressed in valleys in the NNW-SSE direction, first order channels are guided under preferential directions E-W and N-S, suggesting the reactivation of zones of crustal weaknesses in the two segments analyzed, which mark the regional relief with NE-SW structures in the meridional sector, migrating from the NNW-SSW directions to N-S in the septentrional segment. The maintenance of the escaped segments under different lithotypes is not coherent only by lithological resistance, suggesting tectonic performance in maintaining these upper lifted features. There was also more intense action of tectonic influence on the meridional sector watersheds, both basins classified as holding a high tectonic activity, responding strikingly to the influences of the reactivations from continental southeast Brazilian rifts. On the other hand, the meridional sector presented watersheds with a moderate tectonic activity, which does not mean the absence of deformations, but a Cenozoic tectonic activity compatible with passive margin contexts, affecting more demoted sectors and reactivating old shear zones in a context of greater erosive impetus, as pointed out by the denudational rates consulted. Although a series of quaternary deposits, abrupt deflections, river captures, anomaly rectilinear rivers, *knickpoints*, *knickzonas*, trapezoidal and triangular facets are noticeable in different segments, data suggest that watersheds located in sectors closer to the general base level and with higher denudational rates tend to gather a lower intensity of the tectonic control from the relief and drainage.

Keywords: Mantiqueira Range. Tectonic Control, Geomorphometric Indices.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da Serra da Mantiqueira, com destaque para os setores Meridional e Setentrional e áreas situadas em Unidades de Conservação (BRASIL, 2000).	21
Figura 2 – Modelo esquemático clássico de Grande Escarpamento adjacente à margem passiva.	26
Figura 3 – Compartimentação morfológica do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”.	27
Figura 4 – Esquema dos principais fatores tectônicos que controlam a evolução das margens passivas.	28
Figura 5 – 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.	32
Figura 6 – Bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE) e Volta Redonda (VR).	34
Figura 7 – Padrões de drenagem reconhecidos por Howard (1967). A - Padrões básicos; B e C - Padrões modificados.	38
Figura 8 - Domínio de processos e segmentos de vales. Cada domínio tem de apresentar um valor de concavidade e índice de declividade.	42
Figura 9 – Organização das etapas da pesquisa.	48
Figura 10 – Localização dos setores estudados da Serra da Mantiqueira, com destaque para as áreas estudadas das regiões Setentrional (A) e Meridional (B).	67
Figura 11 – Localização da área selecionada para estudo na Mantiqueira Setentrional, com marcação dos locais dos perfis topográficos.	68
Figura 12 – Localização da área selecionada para estudo na Mantiqueira Meridional, com marcação dos locais dos perfis topográficos.	69
Figura 13 – Mapa geológico do setor Setentrional da Serra da Mantiqueira.	72
Figura 14 – Mapa geológico do setor Meridional da Serra da Mantiqueira.	73
Figura 15 – Sedimentação quaternária no médio-baixo curso do rio Bananal represada por soleiras e falhas NNW. A linha tracejada em cor amarelada marca a sedimentação quaternária e os terraços retidos no interior da bacia. Foto: F.S. Pacheco (set./2022)..	74
Figura 16 – Perfis de relevo em varredura da Mantiqueira Setentrional exibindo a organização dos blocos tectônicos na área.	75
Figura 17 – Visão panorâmica da morfologia de morros e serras locais da área adjacente à Serra do Caparaó. Foto: F.S. Pacheco (maio/2021).	76
Figura 18 – Mapa de lineamentos de relevo e drenagem para o setor da Mantiqueira Setentrional.	78
Figura 19 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Setentrional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total dos lineamentos de relevo (B); Frequência total de lineamentos de Drenagem (C); Comprimento total acumulado (D); Comprimento acumulado para os lineamentos de relevo (E); Comprimento acumulado para os lineamentos de drenagem (F).	78
Figura 20 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Setentrional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total para direção dos canais de primeira ordem (B); Comprimento total para os lineamentos (C); Comprimento total para os canais de primeira ordem (D).	79
Figura 21 – Mapa de lineamentos de relevo e drenagem para o setor da Mantiqueira Meridional. Zona de controle tectônico do ribeirão Lacerda (A).	80

Figura 22 – Registro fotográfico de um trecho do fundo de vale do ribeirão Lacerda, cuja sedimentação quaternária está retida sob um padrão de orientação NW-SE.	80
Figura 23 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Meridional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total dos lineamentos de relevo (B); Frequência total de lineamentos de Drenagem (C); Comprimento total acumulado (D); Comprimento acumulado para os lineamentos de relevo (E); Comprimento acumulado para os lineamentos de drenagem (F).	81
Figura 24 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Meridional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total para direção dos canais de primeira ordem (B); Comprimento total para os lineamentos (C); Comprimento total para os canais de primeira ordem (D).	82
Figura 25 – Perfis de relevo em varredura do setor da Mantiqueira Meridional, exibindo o padrão do relevo e caimento de blocos sob forte influência do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil.	83
Figura 26 – Mapa hipsométrico do setor Setentrional da Serra da Mantiqueira.	89
Figura 27 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 0,5 km x 0,5 km.	89
Figura 28 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 1 km x 1 km.	90
Figura 29 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 2 km x 2 km.	90
Figura 30 – Perfis topográficos e paleotopográficos da área de estudo obtidos em três transectos (A-A' ; B-B' ; C-C').	92
Figura 31 – Captura fluvial do rio dos Bagres: A - representação do relevo em perspectiva tridimensional; B - perfil longitudinal da captura de Vilas Boas entre as bacias do rio Doce (planalto superior) e do rio Paraíba do Sul (planalto inferior); C - canal encaixado ao setor escarpado (superimposição da drenagem); D - canal à montante da captura, evidenciando o ímpeto dos processos de incisão fluvial promovendo seu encaixamento e E - vale seco do córrego Táboas que foi capturado pelo rio dos Bagres.	94
Figura 32 – Índícios morfológicos de controle tectônico na Mantiqueira Setentrional. A - Cristas em <i>hogback</i> em um relevo escarpado com facetas triangulares da Serra do Brigadeiro; B - Relevo escarpado e facetas trapezoidais do flanco oeste da Serra do Brigadeiro; C - <i>knickpoints</i> nos setores altimontanos do rio Caparaó; D - Estruturas de pães de açúcar evidenciando os patamares reafeiçoados da Serra do Brigadeiro. Fotos: F.S. Pacheco (set./2022). Linha tracejada em vermelho indicando as facetas triangulares e trapezoidais.	96
Figura 33 – Localização da área de estudo. SI - Serra do Ibitipoca; SL - Serra de Lima Duarte; SN - Serra Negra; ESM - Escarpas da Serra da Mantiqueira; A - Olaria; B - Lima Duarte; C - Santa Bárbara do Monte Verde; D - Pedro Teixeira.	97
Figura 34 – Relevo atual com a localização dos perfis topográficos (A-A' ; B-B' ; C-C').	99
Figura 35 – Paleotopografia com equidistância de 0,5 x 0,5 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A' ; B-B' ; C-C').	99
Figura 36 – Paleotopografia com equidistância de 1 x 1 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A' ; B-B' ; C-C').	100
Figura 37 – Paleotopografia com equidistância de 2 x 2 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A' ; B-B' ; C-C').	100
Figura 38 – Perfis topográficos e paleotopográficos da área de estudo obtidos em três transectos (A-A' ; B-B' ; C-C').	103
Figura 39 – Evidências do controle tectônico na porção Meridional: A - vales suspensos em padrão paralelo dissecado as escarpas e patamares reafeiçoados da Serra da Candonga; B - facetas triangulares e níveis de base controlando a drenagem na cachoeira do Pacau, afluente do rio Bananal; C - facetas triangulares, níveis de base e minigráben nos setores	

intermontanos da bacia do rio Bananal, na cachoeira das Andorinhas; D - soleiras e níveis de base em locais escalonados na Serra do Lagarto. Fotos: F.S. Pacheco (set./2022).	106
Figura 40 – Evidências do controle tectônico no setor Meridional: A – patamares reafeiçoados e facetados com afloramento na base; B – bacia de inundação confinada; C – <i>shutter ridge</i> sugerindo a atuação de transcorrência na área; D – dique marginal exposto e desvio abrupto do ribeirão Monte Verde. Fotos: F.S. Pacheco (fev./2023).	108
Figura 41 – Evidências de controle morfotectônico e soerguimento de um paleocanal no setor Meridional. A – nível deposicional correlato sugerindo incisão; B – registro de cascalhos do paleocanal ligeiramente arqueado; C – linha de cascalhos dispostos no perfil de alteração; D – cascalhos heterogêneos e arredondados devido ao fluxo do paleocanal. Fotos: F.S. Pacheco (fev./2023).	108
Figura 42 – Localização das bacias estudadas em imagem SRTM (A , B , C e D) e trechos dos mapas de lineamentos e imagem fotográfica de segmentos das bacias: A - Bacia do rio Caparaó - Mantiqueira Setentrional. Foto: F.S. Pacheco (fev./2022); B – Bacia do rio dos Bagres - Mantiqueira Setentrional. Foto: F.S. Pacheco (mar./2019); C – Bacia do rio Pirapetinga - Mantiqueira Meridional. Foto: F.S. Pacheco (set./2022); D – Bacia do rio Bananal - Mantiqueira Meridional, com destaque para controles nos canais. Foto: F.S. Pacheco (set./2022).	113
Figura 43 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Caparaó.	114
Figura 44 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio dos Bagres.	115
Figura 45 – Mapa geológico das bacias hidrográficas dos rios Bananal e Pirapetinga.	115
Figura 46 – Garganta epigênica do rio Pirapetinga, localmente conhecida como cachoeira do Boqueirão do Mira. A – Carta topográfica de Santa Rita do Jacutinga (Folha SF-23-Z-A-II-2); B – Litologia da área; C – Hipsometria da área afetada; D – Garganta epigênica e <i>knickpoints</i> associados. Foto: F.S. Pacheco (set/2022).	117
Figura 47 – Bloco diagrama da bacia do rio dos Bagres ilustrando a organização morfológica. Unidades geológicas: NP3pp – Grupo Andrelândia, paragnaisse e rochas calcissilicáticas, litofácies paragnaisse; PP2jfgl – Complexo Juiz de Fora, ortognaisse e granulitos.	119
Figura 48 – Curvas Hipsométricas das bacias da Mantiqueira Setentrional. A - bacia do rio Caparaó; B - bacia do rio dos Bagres.	121
Figura 49 – Perfis longitudinais normalizados dos canais estudados no setor setentrional. A – Perfil longitudinal do rio Caparaó com anomalias de drenagem; B – Perfil longitudinal do rio dos Bagres com anomalias de drenagem.	123
Figura 50 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Caparaó; A – área de maior concentração de anomalias no médio-baixo curso do rio principal. Rios principais: 1 – Rio Caparaó; 2 - Ribeirão da Fama.	124
Figura 51 – Anomalias de drenagem na bacia do rio dos Bagres. A – distribuição das anomalias; B – maiores anomalias na porção da escarpa em um setor de capturas fluviais; C – anomalias no baixo curso do canal; 1 – Rio dos Bagres.	125
Figura 52 – Basculamento da margem direita do rio Bananal. O basculamento é promovido pela interceptação do canal por falhas NNW e soleiras graníticas na passagem entre o alto e o médio e, soleiras quartzíticas entre o médio e baixo curso do rio Bananal. 1 – soleira granítica da Serra do Lagarto; 2 – soleira quartzíticas do Serrote da Lagoa; 3 – soleira quartzíticas do Pico do Papagaio; 4 – Serra da Candonga.	127
Figura 53 – Curva Hipsométrica das bacias hidrográficas estudadas no setor meridional. A – Bacia do rio Bananal; B – Bacia do rio Pirapetinga.	129
Figura 54 – Perfis longitudinais normalizados dos canais estudados no setor meridional. A – Perfil longitudinal do rio Pirapetinga com anomalias de drenagem; B – Perfil longitudinal do rio Bananal com anomalias de drenagem.	130

Figura 55 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Pirapetinga. A - maior concentração de anomalias de primeira ordem estão no alto curso do canal destacado. Rios principais: 1 – rio Pirapetinga; 2 – córrego Três Barras; 3 – córrego Itaboca; 4 – córrego da Boa Esperança.	132
Figura 56 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Bananal. A – Concentração de anomalias no alto-médio curso do ribeirão Jacutinga; B – Anomalias no baixo curso do rio Bananal, próximo a sua confluência com o rio Preto. Rios principais: 1 – Rio Bananal; 2 – Ribeirão Jacutinga; 3 – Ribeirão dos Coelhos; 4 – Córrego do Fubá.	134
Figura 57 – Médio curso do córrego do Fubá. A – Feições morfotectônicas do médio curso do canal; B – Interpretação morfológica dos compartimentos morfotectônicos identificados em campo, destaque para o basculamento NNW da planície e facetamentos do relevo. As setas evidenciam o basculamento identificado pelo deslocamento do segmento do canal. Foto: F.P. Pacheco (set/2022).	136
Figura 58 – Setores altimontanos do Parque Nacional da Serra do Caparaó. A – Escarpas facetadas nas adjacências do Pico da Bandeira; B – Entalhe fluvial de afluentes do rio Caparaó. Fotos: V.J. Barreto (jun./2022).....	139
Figura 59 – Planície do córrego São Bento, afluente do rio Bananal, exibindo um forte controle morfotectônico no relevo e drenagem. A – Terraços e morfologias facetadas em contato abrupto; B - Interpretação morfológica dos compartimentos morfotectônicos identificados em campo. Foto: F. Pacheco (fev./2023).	141

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Síntese do arcabouço teórico-metodológico utilizado.....	50
Quadro 2 – Principais trabalhos com dados geocronológicos para área.	56
Quadro 3 – Síntese dos principais índices geomórficos e parâmetros morfométricos utilizados.....	58
Quadro 4 – Exemplo de combinação das Cit's individuais para definição do Iat.....	64
Quadro 5 – Valores do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) obtidos no contexto da Mantiqueira Setentrional.....	95
Quadro 6 – Valores do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) obtidos no contexto da Mantiqueira Meridional.	105
Quadro 7 – Dados da área do lado direito da bacia (Ar), área total (At), Assimetria da Bacia de Drenagem (AF) e de Classificação da Atividade Tectônica (CIT) das bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres.	118
Quadro 8 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (Dd), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (Da), Fator de Simetria Transverso (T) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Caparaó.....	119
Quadro 9 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (Dd), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (Da), Fator de Simetria Transverso (T) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio dos Bagres. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.	120
Quadro 10 – Dados de altitude máxima (H_{máx}), média (H_{mín}) e média (H_{média}), Integral Hipsométrica (IH) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) das bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres.....	120
Quadro 11 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (Lmf); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (Ls); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Caparaó.	121
Quadro 12 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (Lmf); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (Ls); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio dos Bagres.....	122
Quadro 13 – Intensidade da atividade tectônica para as bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres. Assimetria de Bacias de Drenagem (AF); Fator de Simetria Transverso (T); Integral Hipsométrica (IH); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf); Relação Declividade-Extensão do Canal (RDE); Classificação da Atividade Tectônica (CIT); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (IAT).....	126
Quadro 14 – Dados da área do lado direito da bacia (Ar), área total (At), Assimetria da Bacia de Drenagem (AF) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) das bacias do rio Bananal e rio Pirapetinga.....	126
Quadro 15 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (Dd), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (Da), Fator de Simetria Transverso (T) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Bananal. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.....	127
Quadro 16 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (Dd), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (Da), Fator de Simetria Transverso (T) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Pirapetinga. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.....	128

Quadro 17 – Dados de altitude máxima ($H_{m\acute{a}x}$), média ($H_{m\acute{i}n}$) e média ($H_{m\acute{e}dia}$), Integral Hipsométrica (IH) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) para as bacias hidrográficas dos rios Bananal e Pirapetinga.	129
Quadro 18 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (Lmf); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (Ls); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Bananal. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.	129
Quadro 19 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (Lmf); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (Ls); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Pirapetinga.	130
Quadro 20 – Intensidade da atividade tectônica para bacia do rio Bananal e Pirapetinga. Assimetria de Bacias de Drenagem (Af); Fator de Simetria Transverso (T); Integral Hipsométrica (IH); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf); Relação Declividade-Extensão do Canal (RDE); Classificação da Atividade Tectônica (CIT); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (IAT).....	134
Quadro 21 – Intensidade da atividade tectônica para as quatro bacias estudadas. Assimetria de Bacias de Drenagem (Af); Fator de Simetria Transverso (T); Integral Hipsométrica (IH); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf); Relação Declividade-Extensão do Canal (RDE); Classificação da Atividade Tectônica (CIT); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (IAT).....	135
Quadro 22 – Proporção de anomalias de 1ª e 2ª ordem para as bacias analisadas nos setores da Mantiqueira Setentrional e Meridional.	138

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	18
1.1 CONCEPÇÃO DO PROJETO.....	19
1.2 OBJETIVOS, QUESTÕES E HIPÓTESES DA PESQUISA	22
1.3 JUSTIFICATIVA	25
CAPÍTULO 2 - REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS	26
2.1 EVOLUÇÃO DE ESCARPAMENTO ASSOCIADOS À TECTÔNICA	26
2.2 NEOTECTÔNICA	30
2.2.1 A TECTÔNICA NO SUDESTE BRASILEIRO	31
2.2.2 GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA.....	36
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA	45
3.1 ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS.....	45
3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	46
3.3 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	49
3.3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	49
3.3.2 ORGANIZAÇÃO DA BASE DE DADOS.....	50
3.3.3 PRODUTOS CARTOGRÁFICOS	51
3.3.4 ANÁLISE ESTRUTURAL	52
3.3.5 RECONSTITUIÇÃO DO PALEORRELEVO	54
3.3.6 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA.....	56
3.3.7 TRABALHOS DE CAMPO	65
CAPÍTULO 4 - ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA MANTIQUEIRA MERIDIONAL E SETENTRIONAL	66
4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS	66
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO	70
4.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL MANTIQUEIRA SETENTRIONAL.....	75
4.4 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL MANTIQUEIRA MERIDIONAL	80
4.5 SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DO QUADRO MORFOESTRUTURAL.....	85
CAPÍTULO 5 - ANÁLISE PALEOTOPOGRÁFICA E ASPECTOS TECTONO- EROSIVOS	87
5.1 PALEORRELEVO E AVALIAÇÃO TECTÔNICA DAS ESCARPAS DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL.....	88
5.2 PALEORRELEVO E AVALIAÇÃO TECTÔNICA DAS ESCARPAS DA MANTIQUEIRA MERIDIONAL.....	97
5.3 PALEOTOPOGRAFIA E CONDICIONAMENTO TECTÔNICO NA SERRA DA MANTIQUEIRA	107

CAPÍTULO 6 - INTENSIDADE DA ATIVIDADE TECTÔNICA NA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL E MERIDIONAL.....	111
6.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS.....	112
6.2 ANÁLISE GEOMORFOMÉTRICA DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL	118
6.3 ANÁLISE GEOMORFOMÉTRICA DA MANTIQUEIRA MERIDIONAL	126
6.4 DISCUSSÃO COMPARATIVA DA INTENSIDADE DA ATIVIDADE TECTÔNICA	134
6.5 SÍNTESE DAS PRINCIPAIS RELAÇÕES MORFOTECTÔNICAS DAS BACIAS SELECIONADAS	142
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	146
7.1 CONCLUSÕES GERAIS	146
7.2 PERSPECTIVAS DE INVESTIGAÇÕES FUTURAS	149
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	151

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A pesquisa em questão se enquadra no âmbito da geomorfologia tectônica com o propósito de compreender os efeitos das forças tectônicas sobre o relevo, através de observações e análises é possível reconstruir a história geológica e geomorfológica de uma determinada área e compreender a influência das estruturas tectônicas no relevo (KELLER e PINTER, 2002). O conhecimento dessas características do relevo é de fundamental importância para aprofundar-se na compreensão da dinâmica evolutiva das paisagens, sobretudo aquelas ligadas a um contexto de evolução complexa.

Segundo Maia (2012), os vales, a geometria dos canais e a fisiografia de canais fluviais são os principais indicadores geomorfológicos de tectonismo cenozoico. Burbank e Anderson (2001) apontam que assinaturas geomórficas e sedimentares são emolduradas pelos canais fluviais, oferecendo indícios relevantes para investigação da origem e natureza dos processos atuantes na formação e evolução das paisagens. Portanto, a drenagem é um dos elementos mais sensíveis às modificações do relevo, em especial, às manifestações tectônicas, climáticas e batimétricas, como exposto em trabalhos de Volkov *et al.* (1967), Burnett e Schumm (1983) e Holbrook e Schumm (1999).

A partir da drenagem é possível inferir a taxa de soerguimento, a direção da extensão ou compressão tectônica, além da presença de falhas geológicas em uma determinada área, uma vez que os canais fluviais tendem a seguir as direções de menor resistência na paisagem, o que geralmente correspondem às áreas mais frágeis. A presença de falhas, fraturas e/ou zonas de cisalhamento interferem na organização da rede de drenagem, modificando a morfologia de um canal ou bacia hidrográfica.

Nesse sentido, se compreende que os avanços introduzidos pela Teoria das Placas Tectônicas ao explicar a distribuição em larga-escala das massas continentais também inauguram uma série de questões que permanecem abertas, em especial as que buscam compreender a interação entre tectônica, deposição, erosão e morfologia das paisagens (VAN DER WATEREN, 2001). A compreensão da importância científica desse tema orienta desde as últimas décadas do século XX pesquisas dedicadas a compreensão da história evolutiva das margens riftes. (VAN DER WATEREN, 2001)

Nesse sentido Hasui (1990), ressalta o caráter ressurgente da tectônica cenozoica para o ambiente intraplaca brasileiro. Para esse autor eventos neotectônicos estariam intimamente relacionados a uma tectônica intermitente, responsável por originar falhas

em episódios separados por intervalos de quiescência. Com isso, a partir da atuação de um regime de esforços tectônicos sobre o conjunto de falhas preexistentes pode ocorrer mecanismos de reativação, ocorrendo assim, o aproveitamento da orientação da trama estrutural preexistente e, muitas vezes, sem a produção de uma nova falha.

Desse modo, o estudo da trama estrutural preexistente assume relevância para estudos de cunho morfotectônico, assim com a adoção de abordagens metodológicas adequadas para o registro desse elemento que pode estar associados a movimentações pretéritas.

1.1 CONCEPÇÃO DO PROJETO

Diante do quadro exposto anteriormente e da necessidade de aprofundar na compreensão do papel da tectônica em ambiente intraplaca a abordagem dessa pesquisa tem como base as propostas metodológicas em geomorfologia tectônica, presente nos trabalhos desenvolvidos por Keller e Pinter (1996), Schumm *et al.* (2000), El Hamdouni *et al.* (2008), entre outros. A geomorfologia tectônica busca elucidar aspectos da história geológica das paisagens terrestres, assim como compreender como os processos tectônicos exerceram influência na emolduração do relevo (SUMMERFIELD, 1986).

Os estudos mais aprofundados sobre implicações de uma tectônica moderna para o território brasileiro vêm sendo realizados desde a década de 1950. Nesse contexto, um dos mais trabalhos pioneiros no tema foi desenvolvido por Freitas (1951), no qual o autor faz uma análise do contexto do sudeste brasileiro a partir da integração de dados geológicos e geomorfológicos.

O papel do componente neotectônico nas paisagens brasileiras é reconhecido em uma variedade de estudos no âmbito das geociências. Nesses trabalhos são destacados os processos de reativações de antigas falhas pré-cambrianas e a geração de falhas cenozoicas (HASUI, 1990; GONTIJO, 1999), deformações e basculamentos em sistemas hidrográficos (ETCHEBEHERE, 2000), e estudos de sismicidade (ASSUMPÇÃO, 1998; HASUI *et al.*, 1982).

A identificação de feições morfoestruturais e morfotectônicas está presente nesses estudos. Entende-se por feições morfoestruturais aquelas em que as principais características do relevo indicam um controle exercido pelo arcabouço litoestrutural, sendo este ligado a uma dinâmica “passiva”, na qual os aspectos do relevo seriam resultado de influências litoestruturais e tectônicas pretéritas, ou seja, são as formas de

relevo elaboradas, predominantemente, pelos agentes erosivos, no qual a tectônica cenozoica não teria ação direta (SAADI, 1991)”). As feições morfotectônicas, por sua vez, seriam definidas por um vínculo efetivo entre a disposição dos elementos geométricos litoestruturais com variações da superfície do terreno e, portanto, com deformações crustais sincrônicas, demonstrando o caráter “ativo” das estruturas geológicas na esculturação do relevo, resultando em feições oriundas da ação do regime de esforços tectônicos atuais ou neotectônicos (ETCHEBEHERE, 2000). Entretanto, o caráter ressurgente da tectônica cenozoica brasileira (HASUI, 1990) é um complicador nesse processo de reconhecimento do caráter “ativo” e/ou “passivo” da tectônica no relevo atual.

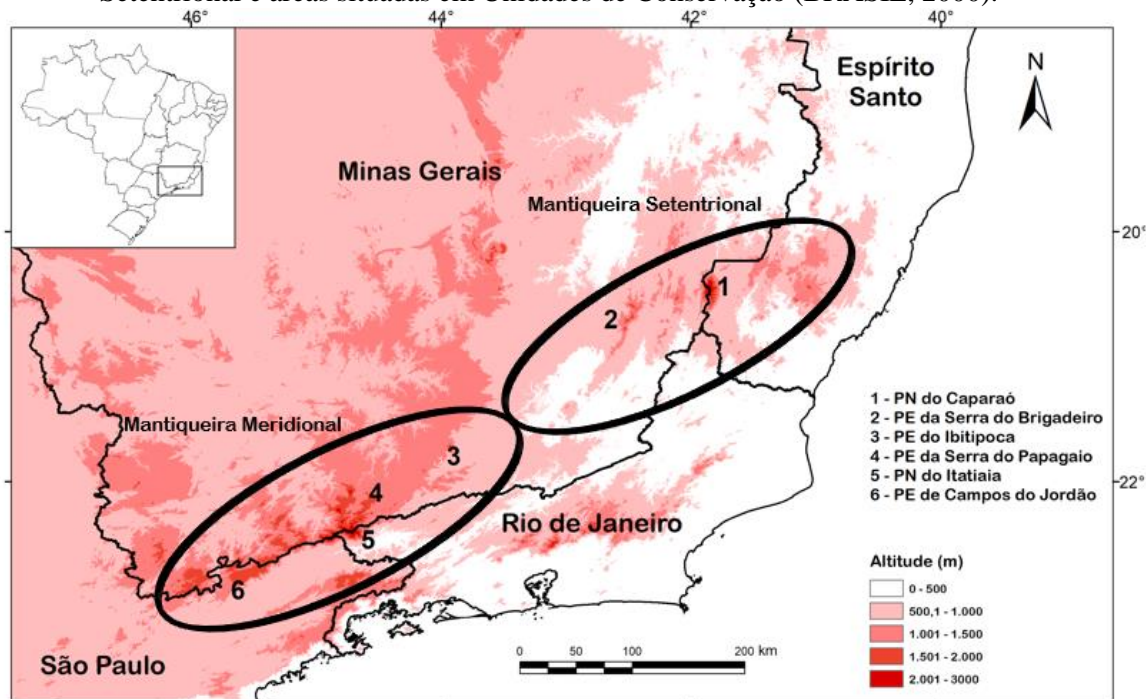
A fachada atlântica do Sudeste do Brasil se estabelece como uma margem continental do tipo “passiva” atípica, composta por feições morfoestruturais, com um duplo escarpamento, no qual temos uma sequência de *grabens* e *horsts* colaterais à costa formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). O respectivo setor também é reconhecido como “Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste do Brasil” (MELO *et al.*, 1985), “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (RICCOMINI, 1989) ou “Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil” (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) e é uma área que se apresenta como frente principal de inúmeros estudos neotectônicos do contexto intraplaca.

Saadi (1998) considera que a compartimentação geomorfológica nas primeiras ordens de grandeza é, sem dúvida, de caráter morfotectônico e, em praticamente todas as escalas, a compartimentação é resultado de controles tectônicos exercidos pelas variadas formas de descontinuidades crustais. Riccomini (1989) elabora o modelo mais completo de interferências neotectônicas no âmbito do “Rift Continental do Sudeste do Brasil” com o reconhecimento de quatro fases tectônicas:

- 1^a) fase extensional NNW-SSE inicial, de idade eocênica oligocênica;
- 2^a) fase transcorrente sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, provavelmente oligocênica;
- 3^a) fase transcorrente dextral de direção E-W, com compressão NW-SE, pleistocênica superior a holocênica;
- 4^a) fase extensional NW(WNW)-SE(ESE), holocênica, afetando depósitos de baixos terraços.

Neste arranjo regional, a Serra da Mantiqueira constitui-se como segundo degrau orográfico do “Sistema de Rift Continental do Sudeste do Brasil” (RICCOMINI, 1989) ou do “Planalto Atlântico Brasileiro” (DE MARTONNE, 1943), transpondo-se a Serra do Mar, envolvendo um conjunto diverso de feições geomorfológicas e alguns dos cumes de maior altitude do território brasileiro. Os setores altimontanos chegam a alcançar cerca de 2.000m de altitude na Serra do Mar e 2.900m na Serra da Mantiqueira (MOREIRA e CAMELIER, 1977). Em termos de abrangência territorial, a Serra da Mantiqueira estende-se desde os Planaltos de Poços de Caldas, Campos do Jordão e Alto Rio Grande, ambos no sul de Minas Gerais, na divisa com São Paulo, até a Serra do Caparaó, na divisa entre Minas Gerais e o Espírito Santo (MOREIRA e CAMELIER, 1977) – Figura 1.

Figura 1 – Localização da Serra da Mantiqueira, com destaque para os setores Meridional e Setentrional e áreas situadas em Unidades de Conservação (BRASIL, 2000).



De acordo com Gatto *et al.* (1983), são reconhecidas duas grandes regiões na Serra da Mantiqueira: a Mantiqueira Meridional e a Mantiqueira Setentrional (Figura 1). A porção Meridional segue a orientação geral NE-SW, definindo um degrau superior e um conjunto de patamares escalonados que se conectam ao Planalto do Alto Rio Grande, compondo unidades geomorfológicas do Planalto de Campos de Jordão e Planalto de Itatiaia, sendo marcada como segundo grande alinhamento orográfica da margem rifte sudeste, com suas frentes escarpadas voltadas para o grabén do Paraíba do Sul, enquanto a porção Setentrional compreende três unidades geomorfológicas denominadas:

Patamares Escalonados do Sul Capixaba, Maciço do Caparaó e Serranias da Zona da Mata mineira. Os pontos mais elevados da Região Sudeste do Brasil estão na Serra da Mantiqueira e correspondem ao Pico da Bandeira (2.891,98 m), na Serra do Caparaó, a Pedra da Mina (2.798,39 m), na Serra Fina e o Pico das Agulhas Negras (2.792,66 m) no Maciço Alcalino do Itatiaia.

Nessa regionalização proposta para a Serra da Mantiqueira o segmento Meridional é reconhecido e classificado como o conjunto orográfico contínuo e mais elevado do Sudeste Brasileiro, exibindo um controle litoestrutural em sua organização geomorfológica e tectônica (MARQUES NETO, 2017). Por outro lado, o relevo da porção Setentrional exibe um planalto mais rebaixado, no qual a maior parte dos terrenos estão a uma altitude de até 1000 metros, sugerindo uma maior atuação da ação erosiva nesse setor que possuem bacias conectadas diretamente ao nível de base geral, o que resulta na agressividade erosiva responsável por um rebaixamento generalizado do relevo (VALADÃO, 2009).

Diante desse quadro, coloca-se como meta de pesquisa investigar os controles tectônico-estruturais ligados à existência da configuração morfológica da Serra da Mantiqueira, em especial, a partir da análise dos sistemas hidrográficos.

1.2 OBJETIVOS, QUESTÕES E HIPÓTESES DA PESQUISA

A investigação de controles que atuam na evolução do relevo e da rede de drenagem da Serra da Mantiqueira figura como parte central deste trabalho. A Serra da Mantiqueira apresenta elementos na paisagem ligados a uma gênese tectônica, dado a configuração da rede de drenagem, escarpas, vales e depósitos quaternários em contexto de relevo montanhoso sob a influência do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (*sensu* RICCOMINI, 1989).

As estratégias adotadas nessa pesquisa estão focadas em gerar conhecimentos adicionais no contexto das pesquisas geomorfológicas contemporâneas, avançando na compreensão de como o controle tectônico está impresso na configuração regional, especialmente em sistemas fluviais ampliando as correlações regionais, tratando os dois ramos comparativamente. Para tanto, serão utilizadas metodologias encontradas na literatura geomorfológica e que permitam sistematizar investigação e conhecimento de aspectos morfotectônicos.

Aspectos da evolução cenozoica do relevo da Serra da Mantiqueira são objeto de pesquisas, nas quais a abordagem morfotectônica compõe a estratégia principal da investigação morfotectônica (RICCOMINI, 1989; RIBEIRO, 1996; SANTOS, 1999; GONTIJO, 1999; RIBEIRO, 2003; CHIESSI, 2004; HIRUMA, 2007; REZENDE, 2013; OLIVEIRA, 2018; MARQUES NETO, 2012; 2020). Porém, o interesse geomorfológico pela área vem desde a década de 1940, a partir da qual tivemos a publicação de obras por De Martonne (1943) e Freitas (1951), referências clássicas utilizadas até os dias de hoje pela comunidade geomorfológica. O valor científico da Serra da Mantiqueira já havia sido reconhecido em obras clássicas de importantes naturalistas do século XIX, como a dupla Johann Baptista von Spix e Carl Friedrich Philipp von Martius (1825)¹ e em diversas obras de Auguste de Saint-Hilaire², que conduziram trabalhos nos domínios escarpados.

A concepção de uma gênese tectônica da Serra da Mantiqueira é bem compartilhada e antiga na literatura geomorfológica (FREITAS, 1951), e sedimentada a partir da compreensão de sua gênese ligada à influência do “Rifte Continental do Sudeste do Brasil” (RICCOMINI, 1989). Nesse setor, o controle tectônico permitiu a formação das escarpas de falha de orientação ENE-WSW e NE-SW, atualmente dissecadas em seus contrafortes escarpados pela drenagem que aflui no rio Paraíba do Sul (MARQUES NETO e PEREZ FILHO, 2014). Silva e Mello (2012) reiteram que o médio vale do rio Paraíba do Sul é a principal área estudada a respeito da Neotectônica no Sudeste do Brasil.

¹ Inspirados pelas expedições de Alexander von Humboldt à América Latina realizadas nos primeiros anos do Séc. XIX, o zoólogo Johann Baptist Spix e o botânico Carl Friedrich Philipp Martius percorreram durante três anos mais de 10 mil quilômetros das paisagens brasileiras, começando no Rio de Janeiro, passando por São Paulo, Ouro Preto, Salvador, atravessando Minas Gerais, o sertão do Nordeste e explorando a bacia amazônica.

A aventura rendeu um testemunho único sobre o Brasil. Os naturalistas repartiram a vegetação brasileira em cinco biomas (cerrado, caatinga, Mata Atlântica, Floresta Amazônica e pampas), base usada até hoje – tendo havido apenas o acréscimo de um sexto bioma até os dias atuais: o Pantanal.

Ainda hoje, 200 anos depois, seu legado é base para estudos culturais, históricos e naturais, servindo como alerta para a conservação do meio ambiente. Os aventureiros alemães testemunharam a atividade mineradora em Minas e advertiram para o perigo da exploração excessiva do meio ambiente. Esse perigo foi confirmado por dois desastres ambientais: um em 2015, em Mariana, e o de 2019, em Brumadinho. (DAMASCENO, 2019).

² Auguste François Cesar Prouvençal de Saint-Hilaire percorreu entre os anos de 1816 e 1822 uma extensa área do território brasileiro, onde hoje se situam os estados de Minas Gerais, Goiás, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, tendo chegado à Província Cisplatina, hoje o Uruguai. Coletou cerca de 30 mil amostras de animais, minerais e plantas, que correspondiam a cerca de 7 mil espécies do total, depositados no Museu de História Natural e na universidade de Montpellier e de Clermont-Ferrand, na França. Em seus diários e cadernos de campo descreveu ainda aspectos de geografia, linguística, zoologia e os costumes e modo de vida das populações das regiões visitadas.

Entretanto, são raros estudos comparativos nos dois ramos que se pautem na discussão do papel do controle tectônico na Mantiqueira (Mantiqueira Meridional e Mantiqueira Setentrional), e inexistente uma proposta de análise regional contemporânea dos sistemas fluviais de modo a compreender a influência dos mecanismos neotectônicos nessas unidades. Segundo Marques Neto *et al.* (2015, p. 562):

“à tectônica distensiva forjada pelo rifteamento crustal se desdobrou na abertura do Atlântico Sul, em intrusões alcalinas pontuais e em extensivo magmatismo basáltico-toleítico, além da tafrogenia na fachada atlântica influenciada pelo rifte, com soerguimento dos *horsts* da Serra do Mar e Mantiqueira e abatimento do bloco dissecado pelo rio Paraíba do Sul e afluentes” (MARQUES NETO *et al.*, 2015, p.562).

Diante da lacuna indicada, apresenta-se as seguintes questões que fundamentaram a proposta da pesquisa:

- a) Como o controle tectono-estrutural atua na configuração dos grandes blocos de relevo na Mantiqueira Meridional e Mantiqueira Setentrional?
- b) Qual a influência das estruturas geológicas na organização da drenagem e do relevo da área?
- c) Quais processos interferiram no remodelamento das frentes escarpadas?
- d) Qual a relação dos níveis da base com a estruturação regional da paisagem nos segmentos analisados?
- e) Qual a intensidade das deformações tectônicas na Mantiqueira Meridional e Mantiqueira Setentrional

Compreendendo o papel norteador das questões anteriores e tem-se como hipótese que a atividade tectônica promoveu a reativação do relevo e da drenagem da Serra da Mantiqueira, ajustando-se as propriedades intrínsecas do arcabouço litoestrutural de cada área. Compreende-se que as deformações tectônicas estão distribuídas na Mantiqueira Setentrional e Meridional, controlando os sistemas fluviais e impondo modificações na geometria das bacias, canais, vales e vertentes. Nesse sentido, a atuação distinta da tectônica na região da Serra da Mantiqueira, imprimiria configurações morfotectônicas díspares entre os terrenos da Mantiqueira Setentrional e Mantiqueira Meridional.

De tal modo, o objetivo principal desta pesquisa é avaliar o quadro tectono-estrutural do relevo e dos sistemas fluviais nos segmentos Meridional e Setentrional da Serra da Mantiqueira em busca de elementos que permitam compreender os mecanismos evolutivos e a conformação geomorfológica.

1.3 JUSTIFICATIVA

Os estudos de cunho geológico-geomorfológico são de fundamental importância para compreensão dos aspectos evolutivos das paisagens e permitem a compreensão da história evolutiva das paisagens terrestres, além de avançar na compreensão do papel da tectônica, erosão e geológica na organização e estrutura das paisagens. Contudo, não são volumosas as abordagens com a perspectiva regional e comparativa que compartilhamos nessa pesquisa.

Neste contexto, a pesquisa mostra sua relevância por propor uma análise, em âmbito regional e comparativa de dois segmentos geomorfológicos distintos, o que permitirá avaliar e compreender a dinâmica tectônica de um importante trecho do Planalto Atlântico do Sudeste do Brasil, fornecendo conhecimentos valiosos da dinâmica geomorfológica da área em questão. Além disso, indubitavelmente, a Serra da Mantiqueira e suas especificidades compõe importante patrimônio geológico, sociocultural e histórico-geográfico.

Trabalhos dedicados ao conhecimento da emolduração do relevo na Plataforma Brasileira tomam como marcos a abertura da Cordilheira Meso-Atlântica (*ridge push*), no início do Cretáceo, e a movimentos modernos, como à rotação da placa Sul-Americana para oeste, que estariam vinculados a uma tectônica ressurgente responsável pela reativação de antigas zonas de falhas pré-cambrianas ao longo de estruturas brasileiras (HASUI, 1990; SAADI, 1993). Compreender o papel dessa dinâmica intraplaca de uma forma comparativa permite ampliar o conhecimento sobre essas regiões além de promover uma leitura geomorfológica atualizada desse segmento sob a ótica das novas compreensões em geomorfologia tectônica.

Nesse sentido, as reativações neotectônicas estariam promovendo deformações em todo território brasileiro, aproveitando-se preferencialmente de antigas linhas de fraqueza crustal, herdadas de deformações pretéritas, podendo também produzir novas feições morfotectônicas como: segmentos de canal encaixados anormalmente retilíneos, deflexões abruptas de cursos d'água com formação de *shutter ridges*, capturas fluviais, vales altimontanos desconectados dos níveis de base locais, entre outros indicativos. Portanto, essas feições estariam vinculadas a soerguimentos, abatimentos e basculamentos, resultando em uma reorganização da rede hidrográfica. Logo, a espacialização e estudo dessas feições é fundamental para compreensão do quadro morfotectônico.

CAPÍTULO 2 - REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

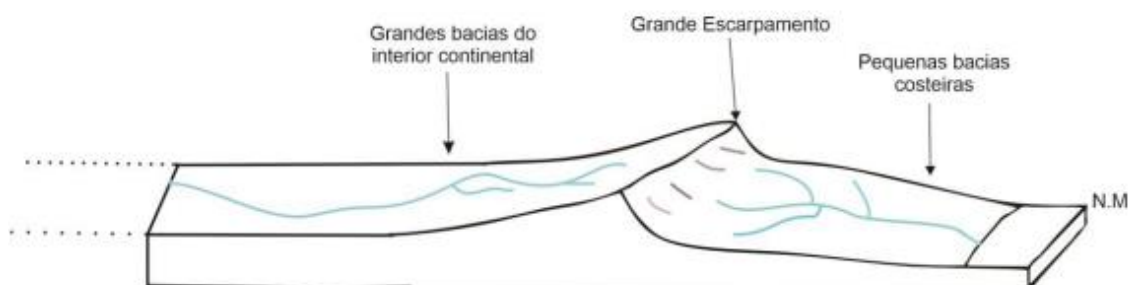
O relevo é produto da interação de fatores endógenos (tectônico) e exógenos (climáticos). Com isso a ação diferencial desses elementos resulta em morfologias distintas e sobre as quais avaliar os fatores mais importantes no mecanismo de esculturação é sempre algo almejado pelos pesquisadores que se debruçam na compreensão evolutiva do relevo. Neste contexto, inserem-se os estudos neotectônicos que consistem na investigação das relações entre a tectônica recente e o relevo; e mostra-se essencial para embasar estudos morfotectônicos em diversos sítios do território brasileiro.

Posto isto, neste capítulo serão abordados os temas relacionados à evolução do duplo escarpamento da porção atlântica brasileira, em conjunto com as interpretações do papel da tectônica cenozoica, dando enfoque especial nos mecanismos relacionados a formação da margem “passiva” brasileira.

2.1 EVOLUÇÃO DE ESCARPAMENTO ASSOCIADOS À TECTÔNICA

O relevo da porção leste do território brasileiro é marcado por um conjunto de escarpamentos que organizam a rede de drenagem dessa porção do território. De maneira geral, esses escarpamentos separam áreas costeiras mais rebaixadas, e onde se localizam pequenas bacias hidrográficas, do planalto interiorano mais elevado, drenado por grandes bacias hidrográficas (Figura 2).

Figura 2 – Modelo esquemático clássico de Grande Escarpamento adjacente à margem passiva.



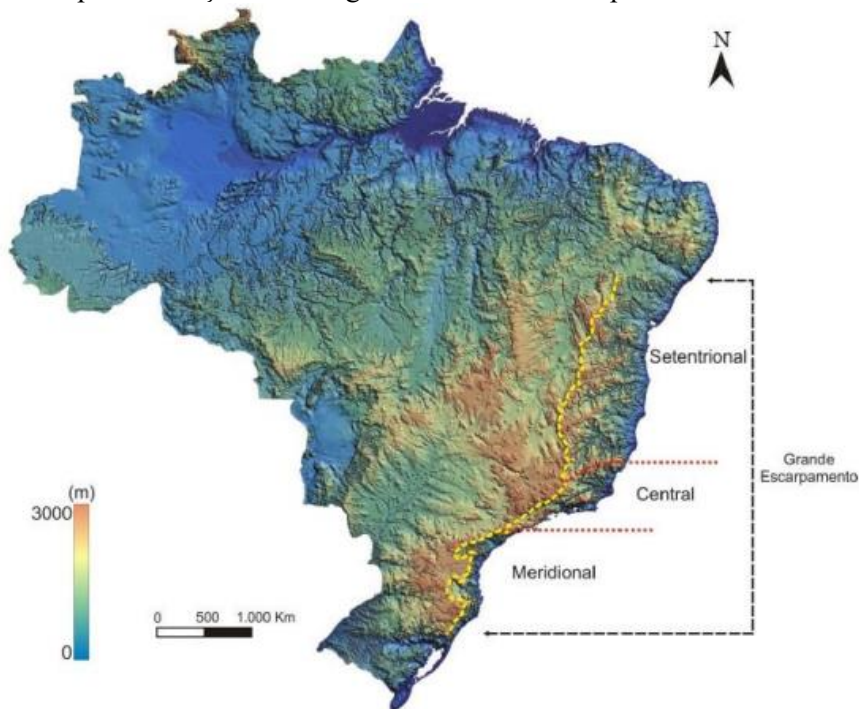
Fonte: Adaptado de Marent (2016).

Grandes escarpas no interior de margens “passivas maduras”, como as do Brasil oriental, estão presentes também em outros lugares do globo, como no sudoeste e sudeste da África, oeste da Índia e leste da Austrália (SUMMERFIELD, 1986). No caso brasileiro

e africano, esse conjunto serrano recebe a designação “Grande Escarpamento” e são compostas por extensas elevações paralelas à costa, formadas a partir de rifteamentos, com a conseqüente ruptura continental e geração de uma rede de drenagem hierarquizada (ZÁLAN e OLIVEIRA, 2005).

Morfológicamente, o “Grande Escarpamento do Brasil Oriental” (MARENT e VALADÃO, 2015) pode ser dividido em três grandes áreas (Figura 3): (i) porção setentrional, recuada a centenas de quilômetros da costa; (ii) porção central, recuada de dezenas a centenas de quilômetros, apresentando também outra escarpa a leste, que flanqueia o oceano e separa uma planície costeira de baixa altitude do interior continental elevado; e (iii) porção meridional, recuada de dezenas a centenas de quilômetros, com a escarpa adjacente diretamente ao oceano (MARENT, 2016).

Figura 3 – Compartimentação morfológica do “Grande Escarpamento do Brasil Oriental”.

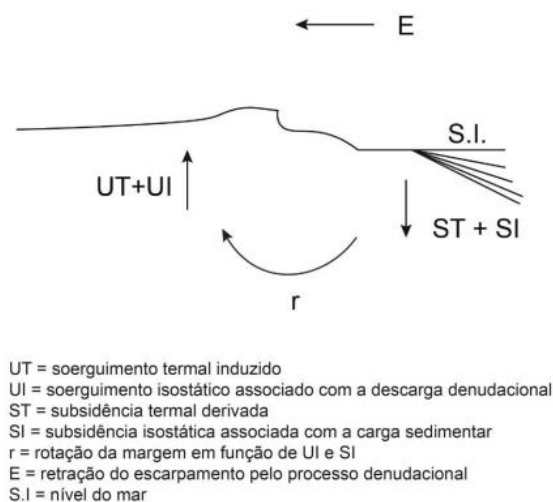


Fonte: Marent (2016).

O relevo das áreas de margens “passivas” continentais apresenta duas morfologias principais: (i) margens de baixa altitude; e (ii) margens de grande altitude (MARENT *et al.*, 2013). Segundo Gilchrist e Summerfield (1994), as margens de baixa altitude aumentam gradualmente em direção ao interior a partir da planície costeira, enquanto as margens de grande altitude possuem um flanco elevado que separa o grande escarpamento costeiro de seu interior continental, que possui menor amplitude altimétrica.

Segundo o modelo proposto por Gilchrist e Summerfield (1994), os processos que estão relacionados com as margens passivas maduras elevadas envolvem a persistência do soerguimento da margem continental, com canais de baixo gradiente drenando as bacias interioranas e canais de elevado gradiente drenando as bacias costeiras que esculpem o grande escarpamento. Assim, pode-se dizer que o processo de denudação é mais agressivo no escarpamento voltado para vertente oceânica e, enquanto a porção continental perde massa, a porção oceânica adjacente sofre uma sobrecarga pela deposição de sedimentos. Tal mecanismo é ainda impulsionado pela subsidência térmica oriunda do resfriamento da margem que se afasta da região do manto ascendente, ocorrendo uma rotação flexural na margem elevada (MARENT *et al.*, 2013). Os principais processos presentes neste modelo evolutivo estão sintetizados por Summerfield (1991) e representados na Figura 4.

Figura 4 – Esquema dos principais fatores tectônicos que controlam a evolução das margens passivas.



Fonte: Adaptado de Summerfield (1986).

Neste modelo de evolução considera-se que ocorra uma elevação da margem continental que continua na fase de margem passiva madura, com o soerguimento migrando em direção ao interior continental (MARENT *et al.*, 2013). Portanto, já que a denudação mais agressiva do escarpamento está relacionada ao seu recuo, as vertentes oceânicas irão apresentar declives acentuados. Este modelo agrega dois componentes: o modelo de denudação do terreno e o modelo de isostasia flexural (GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1994). Outro aspecto importante relacionado ao “Grande

Escarpamento” vincula-se à organização da rede hidrográfica e como essa drenagem promove o recuo erosivo da região serrana, interferindo na modificação do relevo. Segundo Summerfield (1986), áreas escarpadas podem evoluir a partir de alguns condicionantes ao longo da evolução geológica, como por exemplo: mudanças de nível de base; existência de heterogeneidade litoestrutural; e alterações na direção da drenagem.

No sudeste do Brasil, a origem dos escarpamentos é relacionada à tectônica distensional que afetou o Brasil Oriental durante o Mesozoico (ALMEIDA, 1977; ASMUS e FERRARI, 1978; ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; RICCOMINI *et al.*, 2004; ZÁLAN e OLIVEIRA, 2005), no processo de rifteamento que levou à abertura do Atlântico Sul, e envolve a reativação de antigas estruturas herdadas desde o Arqueano-Proterozoico (HASUI, 1990).

Outro episódio tectônico marcante é representado pela reativação que ocorreu no período entre o Cretáceo Final e o Eoceno, com o desenvolvimento do chamado *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - RCSB (RICCOMINI, 1989). Na zona de influência dessa área existe uma abundância de corpos de rochas alcalinas paleogênicas, zonas de cisalhamento neoproterozoicas de direção NE a SW, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, que facilitaram a instalação e a deformação das bacias que compõem o RCSB (RICCOMINI *et al.*, 2004).

Estudos geomorfológicos que visam aprofundar na análise da dinâmica de canais fluviais permitem avaliar a evolução das escarpas e compreender os mecanismos tectônicos. Desse modo, a evolução das margens passivas possui uma íntima relação com a drenagem, uma vez que as incisões nestes escarpamentos controlam a retração da mesma, promovendo capturas fluviais em direção ao interior do continente. Este mesmo autor complementa esta ideia com a interpretação sobre a evolução geomorfológica da área atrelando ao conjunto de feições relacionadas à tectônica mesozoica-cenozoica o mecanismo de incisão vertical dos canais de drenagem e, conseqüentemente, a retração erosiva das bordas escarpadas. Destaca-se a existência de distintos níveis de base nas principais bacias costeiras dessa porção do sudeste como importantes feições para evolução geomorfológica.

2.2 NEOTECTÔNICA

Obruchev (1948) foi o primeiro a propor um novo campo de investigação na ciência geológica denominado Neotectônica, de modo a evidenciar reorganizações recentes da crosta terrestre ocorridos no final do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e início do Quaternário, e as quais resultaram na configuração do relevo atual. Jain (1973) destaca que estudos neotectônicos representam um importante progresso nas pesquisas em geotectônica, ao aplicar o princípio do atualismo geológico, no qual concebe transformações morfológicas da crosta terrestre no passado em sintonia com os fenômenos análogos observados na atualidade.

De acordo com Mercier (1976) a neotectônica é o elo entre fenômenos tectônicos ativos e pretéritos, a investigação destes fenômenos, segundo este autor, permitiria uma análise mais precisa da deformação e sua cronologia, sendo a análise da deformação neotectônica mais refinada do que as utilizadas para orogenias antigas. Trifonov (1989 *apud* SAADI, 1993) aponta algumas importâncias da neotectônica para ciências da Terra:

- a sismicidade e os campos geofísicos, em sintonia com a relação entre tectônica superficial e a estrutura profunda torna possível construir modelos tridimensionais para auxiliar na interpretação da evolução do relevo;

- a comparação da tectônica ativa com as manifestações cenozoicas pretéritas corrobora para correlacionar as consequências dos eventos na configuração da paisagem em escalas de tempo geológico;

- e, por fim, subsidia observar, medir e datar de modo mais aprimorado movimentos tectônicos cenozoicos.

Contudo, ainda persistia a questão sobre o marco temporal da neotectônica, este começou a ser superado por Pavlides (1989) ao compreender que o início do período neotectônico não possuiria uma aplicação global, dado que o mesmo seria relativo às características individuais de cada ambiente geotectônico do globo terrestre. Segundo o autor, o conceito de Neotectônica deve ser aplicado na investigação de eventos tectônicos recentes, os quais ocorreram após a orogenia final de uma dada região ou, mais especificamente, após a última reorganização tectônica mais significativa.

A União Internacional para o Estudo do Quaternário - INQUA (1978) define neotectônica como o estudo de qualquer movimento da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem (não importando quão antiga seja), suas implicações práticas e suas extrapolações futuras. A instituição postulou a ausência

de limites temporais, incluindo toda escala de tempo dos movimentos, englobando desde os movimentos “instantâneos” (sismos) até os de idade superior a 10^7 anos, caso seja necessário para compreensão da gênese do movimento (BIGARELLA *et al.*, 2003). Desta maneira, a importância da neotectônica encontra-se na análise e interpretação da dinâmica geomorfológica atual e também sobre a evolução paleogeográfica mais recente (WINGE *et al.*, 2001).

Mörner *et al.* (1989) apontam que o conceito de neotectônica engloba todos os tipos de movimentos crustais horizontais e verticais (sismotectônicos, interação de placas, orogênese, subsidência de bacias, processos isostáticos, entre outros) durante um longo período. Diante disso, começou-se considerar todo o conjunto de deformações de caráter rúptil e/ou dúctil do período neotectônico, que por consenso deve ter uma relação entre neotectônica e configuração morfológica atual.

Por muito tempo os estudos geomorfológicos brasileiros mantiveram-se atrelados à antigas ideias e concepções acerca da evolução geomorfológica, resultando na negligência de questões importantes relacionadas à gênese das formas em muitas pesquisas, como a influência da tectônica. Nesse sentido, mostra-se relevante retomar pesquisas de cunho morfotectônico e incorporar importantes obras da literatura geomorfológica brasileira sobre o tema.

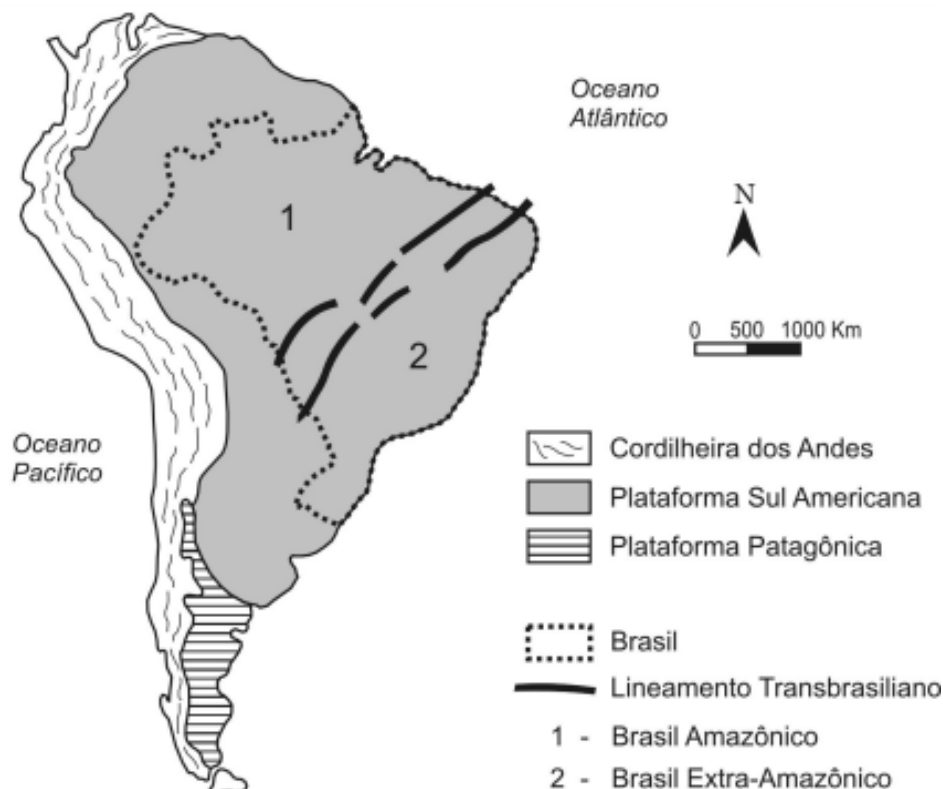
2.2.1 A TECTÔNICA NO SUDESTE BRASILEIRO

O território brasileiro, inserido no interior da Placa Sul-Americana, pode ser considerado como uma área tectonicamente estável em relação às faixas de dobramentos modernos. Porém, apesar da distância dos limites colisionais ativos, o território brasileiro não deve ser compreendido como único e homogêneo em termos morfotectônicos (MARENT, 2016).

Saadi *et al.* (2005) apresenta a divisão do território brasileiro por uma estrutura linear com 2700 km de extensão e direção média de N 45 E. Esta feição, denominada de “Lineamento Transbrasiliano”, seria a responsável pela configuração de dois Brasis Geotectônicos com características díspares (Figura 5): 1) Brasil Amazônico, situado a NW, caracterizado pelo domínio pré-Brasiliano, com constituição cratônica, com uma morfologia plana e levemente ondulada; e 2) Brasil Extra-Amazônico, situado a SE, marcado pelo domínio Brasiliano, constituído predominantemente pela colagem das antigas orogenias brasileira, no qual predomina morfologia acidentada, planaltos elevados e serras.

A conformação da Placa Sul-Americana contudo, não se deve unicamente à diversidade de estruturas herdadas que se acumularam desde o Arqueano-Proterozoico, nos ciclos Transamazônico e Brasiliano, mas também à tectônica distensiva que se iniciou no final do Mesozoico, resultando na separação do megacontinente Gondwana e na abertura do Oceano Antártico (MARENT, 2016).

Figura 5 – 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.



Fonte: Adaptado de Saadi *et al.* (2005).

Os estudos da tectônica intraplaca em território brasileiro tiveram seu início a partir da interpretação de abalos sísmicos e da organização morfológica da paisagem. O primeiro trabalho sobre a neotectônica brasileira foi elaborado por Capanema (1859), ao caracterizar os abalos sísmicos ocorridos no país. Já Hartt (1870), através da análise de sedimentos fluviais pliocênicos, no médio vale do rio Jequitinhonha, interpretou-os como derivados do alçamento tectônico de áreas adjacentes. No Quadrilátero Ferrífero, Gorceix (1884) reconheceu semigrábens preenchidos por sedimentos flúvio-lacustres.

Saadi *et al.* (2008) destacam quatro faixas do território brasileiro que reúnem os segmentos mais deformados pela atividade tectônica: i) blocos montanhosos do duplo escarpamento do planalto atlântico brasileiro, ou seja, as Serras do Mar e da Mantiqueira,

suas margens e depressões internas, estas passaram por processos reativação de largas zonas de cisalhamento, configurando falhas normais, inversas e transcorrentes, além de sismicidade de intensidade baixa a média; ii) baixada da planície amazônica, interpretada como eixo de grande estrutura em flor, resultando da interação das placas Sul-Americana de Nazca e Caribenha; iii) bloco do nordeste setentrional, na qual se tem os efeitos do soerguimento periódico, flexura continental e falhamentos transcorrentes controlando notável sismicidade; e iv) a extremidade oeste da Amazônia, na qual a sismicidade é ligada à subducção andina.

Já em relação à atividade neotectônica brasileira está corresponde a uma atividade que ocorre em situação geotectônica intraplaca, em um contexto classificado como margem “passiva”, mas que possui importante ligação, principalmente, em sua porção oeste, com os esforços tectônicos andinos (SAADI *et al.*, 2005). O período desses esforços inicia um quadro de tensões compressivas, a partir do Paleógeno, sucedendo o período de abertura do Oceano Atlântico, marcado por esforços de distensão crustal que resultaram na fragmentação do megacontinente Gondwana.

No início do século XX, diferentes pesquisas em neotectônica tinham como propósito compreender à distribuição espacial da tectônica com base na caracterização de abalos sísmicos na Plataforma Brasileira (GAMA, 1910; BRANNER, 1920; MALAMPHY e ODDONE, 1937). Contudo, o primeiro trabalho de enorme envergadura sobre o tema usando critérios geológicos e geomorfológicos foi elaborado por Freitas (1951), o qual buscou traçar os principais aspectos da Tectônica Moderna do Brasil. Com esse impulso, surgiram investigações pautadas na identificação dos controles tectônicos ativos para configuração de redes de drenagem com sedimentos cenozoicos em faixas N-S na região central e leste de Minas Gerais (GUIMARÃES, 1951), bem como os primeiros trabalhos que associavam a configuração da drenagem à tectônica atual através da relação entre a sismicidade e a morfologia da região Amazônica (STERNBERG, 1953).

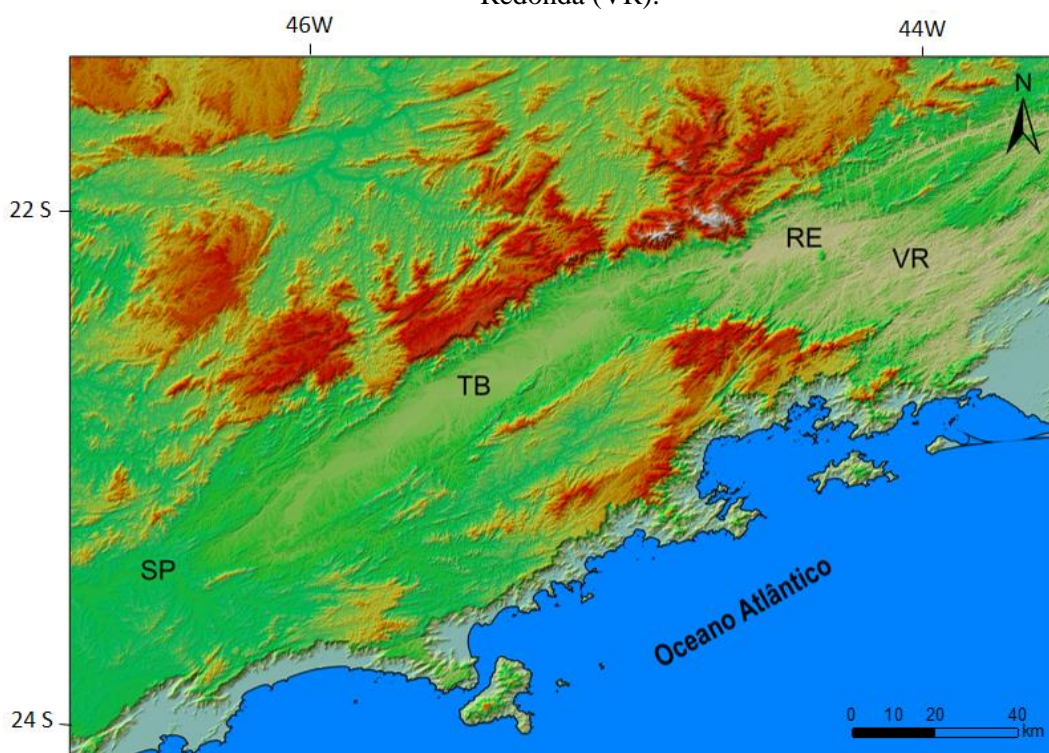
Hasui (1990) discute o caráter ressurgente da neotectônica intraplaca, dado ao intenso reaproveitamento da trama de falhas pré-existentes. O marco inicial das primeiras manifestações neotectônicas no território brasileiros estão situadas por volta do Mioceno Médio, quando teve início a deposição da Formação Barreiras e do último pacote sedimentar das bacias costeiras, que coincidiram com o encerramento das manifestações magmáticas até então vigentes. (HASUI, 1990).

Conforme Hasui (1990), os principais registros de deformações neotectônicas no território brasileiro são: i) estrias de atrito oriundas de movimentação normal e transcorrente afetando basaltos da Bacia do Paraná em longas faixas, nos quais os blocos estão separados por diaclasamento colunar; ii) sedimentos falhados das bacias continentais do Sudeste, em especial, nas camadas mais superficiais; iii) falhas seccionando rochas alcalinas, evidenciando deslocamentos transcorrentes.

Marques Neto e Perez Filho (2014) apontam que o quadro neotectônico do território brasileiro está inserido em um cenário o qual a placa litosférica apresenta movimentação no sentido WNW e predomínio de epirogênese positiva. As tensões verificadas são induzidas pelos deslocamentos ocorridos nas zonas de borda da placa, que envolvem compressão horizontal WNW-ESE.

Uma fase de consolidação dos estudos neotectônicos em território brasileiro é registrada pelas obras de Almeida (1976) que reconheceu o "Sistema de Riftes Continentais da Serra do Mar", composto por quatro bacias (São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda) dispostas ao longo do vale do Rio Paraíba do Sul (Figura 6).

Figura 6 – Bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE) e Volta Redonda (VR).



Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002.

Almeida (1976) interpreta que a partir do Oligoceno a depressão formada pelo rifte começou a ser abatida conformando um aspecto de hemigráben das bacias basculadas para NW. Conforme o autor, este abatimento teria ocorrido devido a um arqueamento causado pelo soerguimento da Serra do Mar e basculamento da Bacia de Santos, o que explicaria a organização geomorfológica da área.

O processo de formação desse segmento está relacionado ao evento tectônico magmático descrito por Almeida (1967) como “reativação Wealdeniana”. Evento tido como responsável por impor profundas alterações na rede hidrográfica brasileira, em especial por estabelecer uma rede drenagem dual, uma em direção ao interior e outra diretamente conectada ao oceano. Posteriormente, Schobbenhaus e Campos (1984) denominaram o evento como “Sul-Atlântico”, uma vez que este evento estaria relacionado com a origem do oceano Atlântico Sul.

Melo *et al.* (1985) cunharam o termo “Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste do Brasil” ligando a origem do rifte a uma distensão crustal oriunda da abertura do oceano. Conectando ao sentido geomorfológico de rifte no singular (*sensu* GREGORY, 1894) a área foi denominada de “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil” por Riccomini (1989) por compreender a continuidade da feição original. A configuração morfológica atual desta faixa estreita e deprimida, alongada segundo a direção ENE e paralela à linha de costa atual, dista da mesma cerca de 70 km, alcançando o Oceano Atlântico. Riccomini (1989) amplia a abrangência do rifte até a Bacia de Curitiba, além de outras áreas menores nos litorais paulista e carioca, e propõe o início da formação desses sistemas de riftes para o Eoceno.

O setor costeiro, adjacente ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, é justamente a franja litorânea na qual a continuidade dos Sedimentos Barreiras³ é interrompida, reiterando a compreensão de que esse setor é onde ocorreu o maior soerguimento cenozoico em território brasileiro. O resultado da fragmentação é expresso pela intercalação de uma estrutura de gráben – o vale do Rio Paraíba do Sul – entre dois *horsts* - as serras do Mar e da Mantiqueira – explica a retenção dos sedimentos em armadilhas

³ A Sedimentação Barreiras é uma forma de expressão bastante recorrente quando se procura discutir, com uma visão global, os problemas da sedimentação continental cenozoica brasileira. Mesmo que atualmente esteja presente apenas por manchas residuais, esparsas e de difícil correlação espacial e/ou cronológica, ela representa, provavelmente, o melhor meio para reencontrar o elo perdido entre os contextos geomorfológicos do final do Mesozoico e do Cenozoico, e desvendar o papel da tectônica na evolução geomorfológica diferenciada das diversas partes do Brasil Oriental, durante o Cenozoico. (SAADI *et al.* 2008).

tectônicas (riftes de São João del Rei e da Serra do Mar, bacias das baixadas cariocas e paulistas), impedindo-os, em maior parte, de alcançar a franja costeira (SAADI, *et al.* 2008).

Zalán e Oliveira (2005) expandem os domínios do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil ao redefinirem seus limites na área emersa (Rifte do Paraíba do Sul, Rifte Ribeira e Rifte Litorâneo) além de identificarem novos limites na área imersa adjacente (Rifte Marítimo), agrupando-os em um “Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil” (SRCSB). O Rifte Marítimo foi originalmente definido pelos autores com base em dado aeromagnetométrico e apenas uma seção sísmica.

Quanto a sua origem, Zalán e Oliveira (2005) admitem o modelo tectônico de colapso gravitacional cenozoico da chamada Serra do Mar Cretácea (SMC), gerando corredores de grábens emersos e imersos paralelos à costa, estendendo-se pela porção proximal da Plataforma de Santos e atuando como calhas rasas interceptadoras de sedimentos.

Zalán e Oliveira (2005) consideram as escarpas das Serras do Mar e Mantiqueira 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 ocorridos durante o Cenozoico.

Diante desse quadro tectônico de evolução complexa a rede de drenagem figura como um importante elemento para evolução geomorfológica. Nesse sentido, estudos geológicos e geomorfológicos em escalas regionais apresentam importantes avanços com a análise de bacias hidrográficas (DOORNKAMP e KING, 1971), padrões de drenagem (HOWARD, 1967), anomalias de drenagem (HOWARD, 1967; NUNES, *et al.* 2009) e índices geomorfométricos (RANA *et al.*, 2016; ROY e SAHU, 2016).

2.2.2 GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

A geomorfologia tectônica se dedica a elucidar os aspectos morfotectônicos das paisagens, em especial, os processos geradores de formas relacionadas a qualquer tipo de atividade tectônica (FACINCANI, 2000). Diante disso, a geomorfologia tectônica se destaca como campo de conhecimento responsável por avaliar a interação entre as

deformações verticais e horizontais da crosta terrestre, assim como os processos deposicionais e erosivos com foco em identificar a gênese e dinâmica das formas de relevo sensíveis à tectônica ativa (BULL e WALLACE, 1985; SUMMERFIELD, 1986; SAADI, 1991, BURBANK e ANDERSON, 2001).

Os sistemas fluviais em razão da sua sensibilidade a pequenas variações verticais e horizontais da crosta são importantes para a investigação da influência morfotectônica. A rede de drenagem, portanto, é um dos elementos mais sensíveis a modificações do relevo, em especial àquelas relacionadas a manifestações tectônicas, mudanças climáticas e/ou alterações do nível do mar (VOLKOV, *et al.*, 1969; HOLBROOK e SCHUMM, 1999; LEEDER, 2011). A tectônica implica na nucleação e alteração de feições geomorfológicas na rede de drenagem. Estas alterações são expressas em padrões e anomalias de drenagem em resposta às deformações crustais recentes. Nesse sentido, a análise das feições anômalas de drenagem e relevo por meio de índices geomórficos tornaram-se, em boa medida, essenciais para identificar e selecionar setores com maior indicativo de perturbações para estudo de campo, além de apontar aspectos importantes para compreensão da evolução geomorfológica de uma determinada área (SANTOS *et al.*, 2019).

A configuração do sistema fluvial não é arbitrária, dado que é influenciada por fatores endógenos e exógenos. Cunha (1998) aponta que a drenagem fluvial é formada por um conjunto de canais de escoamento interligados e esta rede assume um papel importante na topografia do terreno, na distribuição da cobertura vegetal, na formação dos solos, dentre outros aspectos do relevo.

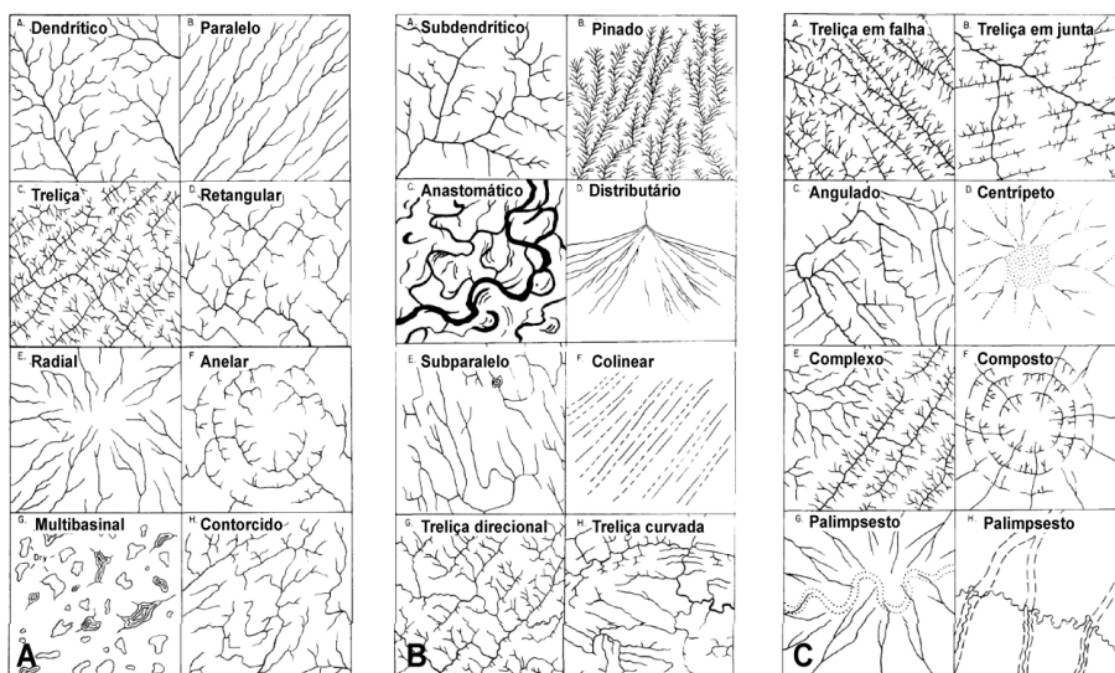
- **PADRÕES DE DRENAGEM**

De acordo com Christofolletti (1980), os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial do conjunto de canais que formam uma rede de fluxos d'água numa determinada área. Esta configuração normalmente é a resposta do ajuste do sistema fluvial a uma ou várias características intrínsecas do ambiente de formação. Dentre as várias classificações descritas pela geomorfologia fluvial, a classificação dos rios em padrões se diferencia das demais ao considerar a forma (arranjo ou *design*) da drenagem na visão em planta, ou seja, vista de cima.

Howard (1967) foi o precursor das classificações dos padrões de drenagem, propondo o reconhecimento de padrões básicos e padrões modificados. O autor, em sua proposta de classificação, procurou ressaltar padrões que seriam ou não controlados por

estruturas geológicas. O típico padrão dendrítico seria, portanto, aquele que ocorreria em litologias homogêneas e que não apresentaria aspectos de influência tectônico-estrutural em sua conformação; já padrões denominados como paralelo, treliça, retangular, anelar, radial, multibasinal e contorcido teriam controles dados por estruturas geológicas em sua conformação (Figura 7A). Padrões básicos modificados (Figuras 7B e 7C) estariam associados a modificações na configuração típica dos padrões básicos ocasionados por efeitos tectônicos mais localizados.

Figura 7 – Padrões de drenagem reconhecidos por Howard (1967). A - Padrões básicos; B e C - Padrões modificados.



A drenagem de uma área é, portanto, fortemente influenciada por dois fatores: climático e geológico; originando padrões de drenagem distintos na forma e na densidade. Logo, a análise dos padrões de drenagem permite compreender as configurações da rede de drenagem vinculadas a relevos tectonicamente controlados. Portanto, o reconhecimento dos padrões e sua variabilidade permite mapear setores e anomalias importantes para a compreensão da evolução geomorfológica de uma dada área.

- **ANOMALIAS DE DRENAGEM**

Em um sistema fluvial ocorre, eventualmente as chamadas anomalias de drenagem, que refletem novas condições ambientais e/ou tectônico-estruturais no terreno e que geram adaptações dos canais fluviais a essas novas condições. Howard (1967)

aponta que uma anomalia de drenagem corresponde a um desvio local do canal e/ou do padrão de drenagem e que se encontra em dissonância com a estruturação topográfica regional. Essas anomalias podem se manifestar em um determinado padrão de drenagem (como foi demonstrado no item anterior) ou em um trecho do canal fluvial, sugerindo 07 (sete) tipos de anomalias de drenagem:

- I. Meandros isolados: ocorrem em função da redução do gradiente do canal à montante e, normalmente, em função da presença de um domo ao longo do eixo do canal fluvial retendo à continuidade do fluxo d'água;
- II. Cristas deslocadas (*shutter ridges*): podem estar associadas a estruturas dômicas, junções fluviais acentuadas causadas por capturas fluviais e/ou por deslocamentos de afluentes em áreas de falhas transcorrentes;
- III. Vales suspensos: correspondem a antigos vales de rios, remanescentes de um momento pretérito a um evento de subsidência local;
- IV. Alargamento ou estreitamento do vale: são resultante de soerguimentos pouco acentuados, que colocariam em exposição rochas mais ou menos resistentes do canal e, assim, aumentaria o poder de incisão fluvial;
- V. Lagoas e áreas embrejadas: são oriundas de áreas que foram soerguidas ou rebaixadas localmente e, em alguns casos, podem ocorrer por abandono de um braço de drenagem ou mesmo por uma inversão do fluxo d'água como no caso de um braço de canal capturado;
- VI. Retilinearidade de trechos de canal: podem reportar uma fratura, intrusões e/ou outras feições estruturais;
- VII. Padrão de canal entrelaçado isolado: refere ao contexto de redução de competência erosiva fluvial, ao ponto de transformar um segmento fluvial isolado no tipo de padrão de canal entrelaçado pela adição de carga sedimentar ou perda de volume d'água.

Da mesma forma, o Manual Técnico de Geomorfologia (NUNES *et al.*, 2009) reúne mais indícios de atividade tectônica e anomalias relacionadas a rede de drenagem:

- I. Alternância de padrões de canais, ou seja, presença de canais dos tipos meândrico, retilíneo, entrelaçado e anastomosado em um mesmo rio, com transições abruptas ou mesmo gradativa de um tipo para outro;
- II. Existência de capturas fluviais quando um curso de água erode mais rapidamente do que outro adjacente e captura a sua descarga pela interseção do canal;
- III. Áreas sem divisores ou com divisores de água mal definidos;

- IV. Assimetria de terraços quando se identifica a ocorrência de diversos níveis de terraços em uma margem contrastando com a ausência dos mesmos na outra margem;
- V. Presença de cachoeiras como pontos de quebra que indicam falhas produzidas por reativação.

O mapeamento das anomalias permite uma compreensão mais profunda de processos tectônicos e suas implicações na rede de drenagem. A respectiva estratégia auxilia no reconhecimento de perturbações tectônicas brandas e lentas em terrenos intraplaca.

- **O USO DE ÍNDICES GEOMORFOMÉTRICOS NA INVESTIGAÇÃO TECTÔNICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS**

A bacia hidrográfica é o componente da paisagem que permite uma avaliação integrada das principais propriedades e anomalias tectônicas. A avaliação é potencializada por este sistema ser uma unidade geomorfológica composta por um conjunto de vertentes e de uma rede de drenagem formada por canais fluviais que confluem até resultar em um leito único no exutório (SILVEIRA, 1993 *apud* MACHADO e TORRES, 2012), reunindo cabeceiras ou nascentes, divisores d'água, cursos d'água principais, afluentes, subafluentes, entre outras feições.

Diversas vantagens são elencadas para justificar a adoção da bacia hidrográfica como unidade de estudo. Por essa razão, é possível destacar a possibilidade de uma abordagem sistêmica e integrada, a maior facilidade de identificar e delimitar, uma vez que a mesma se inscreve em limites naturais representados por seus divisores topográficos (MACHADO e TORRES, 2012).

Um conceito importante para estudos tectônicos no recorte espacial de bacias hidrográficas é o conceito de erosão remontante ou regressiva, que corresponde à ação dada no sentido inverso ao curso d'água, quando o canal faz a incisão em sentido as cabeceiras de drenagem (GOUDIE, 2004). Os níveis de base (*knickpoints*) são também significativos para apreender a dinâmica evolutiva de um sistema de drenagem, pois correspondem ao ponto mais baixo em uma bacia de drenagem por onde o canal flui e no qual a erosão pode não atuar mais (GUERRA e GUERRA, 2011).

Os níveis de base locais referem-se, portanto, a um desnível do perfil longitudinal do rio, que são encontrados mais facilmente na paisagem a partir de gargantas ou soleiras, em um contexto de cachoeiras e corredeiras. A origem para o surgimento dessas rupturas

de declive está ligada desde a fatores relacionados ao transporte sedimentar, como contatos litológicos de distintas resistências promovendo erosão diferencial e/ou atuação de controles tectônico-estruturais locais.

Os índices geomorfométricos podem ser usados na análise de processos geomorfológicos e tectônicos responsáveis pela configuração das bacias de drenagem. Os respectivos índices podem ser dependentes da tectônica, processos erosionais e outros fatores que controlam a forma de relevo.

A análise geomorfométrica tem contribuindo de maneira significativa para o conhecimento das deformações neotectônicas em diferentes porções do globo e em áreas com características tectônicas distintas (HIRUMA e RICCOMINI, 1999; MELELLI *et al.*, 2014), permitindo em escala regional conhecer o condicionamento neotectônico sob a rede de drenagem e morfologia de bacias hidrográficas, sendo as características geomorfométricas e padrões de drenagem fundamentais para uma avaliação dos processos tectônicos na paisagem, mesmo com as inúmeras tecnologias avançadas no âmbito das geociências (ROY e SAHU, 2016).

Ribolini e Spagnolo (2008) colocam que a análise integrada das informações sobre drenagem, relevo e forma da bacia de drenagem subsidia uma avaliação quantitativa do desenvolvimento da bacia de drenagem relacionada ao controle tectônico regional. Nesse aspecto, Volkov *et al.* (1967) já afirmavam que a rede de drenagem é um dos elementos mais sensíveis às modificações tectônicas, uma vez que altera seu curso, e adapta suas formas, e apresenta padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo. Além disso, o sistema de drenagem é o primeiro elemento a responder a quaisquer deformações tectônicas do terreno, levando a mudanças do nível de base (BURNETT e SCHUMM, 1983). Nesse sentido, índices como declividade-área (*slope-area*), se mostram relevantes para compreensão do estágio evolutivo das paisagens.

A relação declividade-área é um modelo oriundo dos trabalhos de Howard e Kerby (1983) relacionando ao fato de que a erosão em leitos rochosos está diretamente relacionada ao potencial erosivo dos canais - *stream power* (SEIDL E DIETRICH, 1992). Desse modo, se articula à proposta de Flint (1974), no qual temos se discute que a declividade de um canal (S) é uma função da área de drenagem (A), como mostrada na equação abaixo:

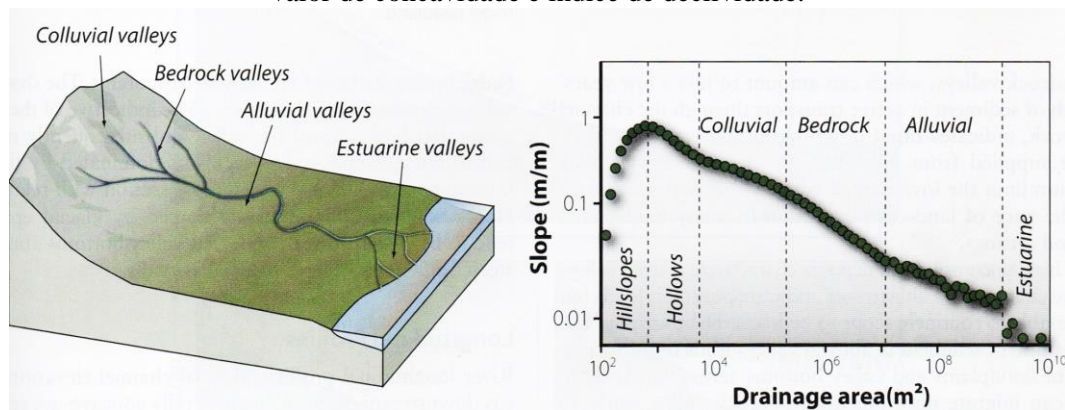
$$S = kA^{-\theta}$$

onde k é um coeficiente tido como índice de inclinação e θ é uma constante empírica considerada como índice de concavidade (FLINT, 1974; WHIPPLE, 2004).

A relação declive-área mostra-se regular quando se trata de um substrato com litologia e/ou soerguimento uniforme (WHIPPLE, 2004). Nesse sentido, sendo uniforme a resistência erosiva de determinada litologia, a declividade de um canal diminuirá progressivamente rio abaixo, seguindo o aumento na vazão ou da área de drenagem. Isso permite identificar trechos com declividades que fogem da tendência uniforme e associá-las a mudanças na resistência das rochas do leito ou a interferências tectônicas. Diferentes litologias (e resistências erosivas) estão associadas a diferentes índices de declividade (WHIPPLE, 2004).

A plotagem declive-área pode auxiliar na discriminação dos setores morfológicos do perfil longitudinal. De acordo com Bierman e Montgomery (2014), em compartimentos escarpados se têm valores de $\theta < -0,3$, caracterizando as cabeceiras íngremes influenciadas por fluxos de detritos, resistência da rocha e/ou soerguimento; transposto este setor se teria o domínio de canais de leito rochoso, dominados por incisão fluvial, exibindo valores de $-0,3 < \theta < -0,7$, enquanto as altas concavidades, representada por valores do $\theta > -0,7$, estão associadas a canais aluviais (Figura 8).

Figura 8 - Domínio de processos e segmentos de vales. Cada domínio tem de apresentar um valor de concavidade e índice de declividade.



Fonte: Bierman e Montgomery (2014).

No modelo declive-área se espera que a inclinação apresente um aumento acentuado com o aumento da área. O ponto de inflexão na curva da figura 8, dado no ponto máximo da relação declive-área, marcaria a transição dos processos colúvio-fluviais relacionados aos canais (erosão concentrada). De acordo com Horton (1945) um curso d'água inicia-se quando a força do escoamento acumulado é suficiente para vencer a resistência à erosão do solo. Assim,

existiria uma transição entre o escoamento difuso (fora da rede ou canal de drenagem) e o escoamento concentrado (dentro da rede de drenagem). Horton (1945) também discute que a declividade tende a diminuir em cursos d'água de maior área de drenagem, uma vez que se observa declives mais elevados nos cursos d'água de menor ordem hierárquica, que dispõem de menores áreas de drenagem.

Em suma, a busca de tendências é a principal concepção inerente à análise declive-área. Ao se assumir um quadro de condições homogêneas para litologia e tectônica, o modelo que expressa a relação declive-área tende a apresentar tendências bem definidas pelos índices de concavidade e declividade. A tendência que remeteria a um quadro estacionário seria aquela na qual as declividades tendem a diminuir com aumento da área de drenagem e ampliação da concavidade do canal, sendo a recíproca verdadeira.

Hack (1973) também aponta que a concavidade varia com o aumento da área de drenagem, uma vez que, quanto maior a área de drenagem, maior a vazão e fluxo de energia e, por consequência, maior a capacidade erosiva dos canais. Desse modo, tendências a morfologias côncavas são indicativas de baixa interferência tectônica (BURBANK e ANDERSON, 2001; WOBUS *et al.* 2006). As concavidades dependem da dinâmica erosiva de longo prazo e os valores se distribuem geralmente de $-0,2 < \theta < -1,0$, com θ próximo a $-0,5$ considerados como típicos.

Montgomery (2001) usou a relação declive-área para assinalar este estágio estacionário a partir de uma curva teórica (Figura 8) assumindo que os valores de erosão e elevação são iguais, configurando o estado estacionário na paisagem. Este estado seria dado por um equilíbrio entre as taxas de elevação e erosão, sendo estas taxas muito próximas, se não iguais, resultando em uma paisagem com uma elevação média permanecendo quase constante através de um período específico.

Com isso, se busca uma análise do papel da tectônica e de suas interferências no comportamento erosivo dos rios partindo do pressuposto de que os sistemas fluviais estariam em um estágio estacionário. Desvios da tendência uniforme de diminuição das declividades à jusante permitem identificar interferências neotectônicas, indicando assim estados não estacionários para os canais fluviais.

Compreende-se a importância de reconhecer os aspectos geomorfométricos para avaliação morfotectônica, de forma conjunta a descrições morfológicas. Esta abordagem é potencializada com o uso dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG's), com seus inúmeros recursos e avanços tecnológicos que permitem a integração de um volumoso conjunto de dados em diversas operações e análises, sendo extremamente útil na avaliação

do quadro tectônico, facilitando a tomada de decisões, uma maior celeridade e integração das informações. Os SIG's assumem destaque em diversas pesquisas para conhecimento do componente tectônico, como exemplo citam-se os trabalhos de Melelli *et al.* (2014), Roy e Sahu (2016), Rana *et al.* (2016), dentre outros.

Deste modo, indicadores geomórficos consagrados na literatura geomorfológica serão acionados nesta pesquisa, uma vez que os mesmos permitem abarcar características quantificáveis do relevo, tais como altimetria, hipsometria e declividade. Contudo, o enfoque é maior em índices que reportem respostas geomórficas e de sedimentação de rios à deformação tectônica (desvios, capturas e decapitação; sinuosidade; mudança de padrão de drenagem; migração e avulsão; deformação de perfis longitudinais; assimetria da bacia hidrográfica; sinuosidade de front de montanha, entre outros).

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

A abordagem metodológica desta pesquisa parte da seleção e integração de técnicas clássicas e inovadoras na ciência geomorfológica permitindo a obtenção de respostas para as questões selecionadas, mediante a articulação de conceitos científicos fornecidos pelas teorias. Com esse intuito, apresentamos a seguir o conjunto de procedimentos que guiaram as análises e investigações dessa pesquisa.

3.1 ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

A condução de um trabalho de pesquisa estabelece uma série de preceitos de planejamento, sistematização de ideias, interpretações e análises. A reunião desse conjunto de regras fundamentais, o chamado método, é um marco para produção do conhecimento científico.

De modo a ilustrar a construção do conhecimento da ciência geomorfológica tem-se, em seus primórdios, a formulação de uma teoria evolutiva que buscou organizar o pensamento que se refere ao desenvolvimento das formas do relevo: a ideia de “ciclo erosivo” (ou ciclo geográfico), proposto por William Moris Davis (1850-1943) no final do século XIX, que classifica o desenvolvimento da paisagem em estágios de “juventude”, “maturidade” e “senilidade” (DAVIS, 1899). No modelo davisiano os estágios seriam marcados por fases erosivas distintas e atingiriam toda a paisagem de maneira uniforme e contínua. O ciclo erosivo retrata, portanto, como um método dedutivo pode estar presente na origem e sistematização da pesquisa geomorfológica. O ciclo erosivo (DAVIS, 1899) foi o primeiro modelo de evolução do relevo empregado para explicar paisagens com propriedades diversas, em termos qualitativos, por meio de uma teoria geral, pautada na ideia de que todas paisagens e formas de relevo evoluem previsivelmente com o tempo (RHOADS e WILSON, 2010). Entretanto, as limitações do modelo se impuseram com o tempo e a teoria se mostrou inadequada à totalidade de distintos tipos de relevo, uma vez que não era possível certificar de modo adequado em qual estágio de desenvolvimento uma determinada área estaria enquadrada.

Novos paradigmas surgem durante as décadas de 1950 e 1960, em um contexto marcado pela análise espacial. Nesse período, o método dedutivo passa a vigorar nas pesquisas geomorfológicas, incorporando dados quantitativos, pautados na mensuração de formas, fluxos, idades e fazendo uso cada vez mais recorrente de novas técnicas de

campo, laboratório e geotecnologias com intuito de responder a complexidade inerente a compreensão dos processos e dinâmicas ambientais (RHOADS e WILSON, 2010).

Sobre a introdução da quantificação e da abordagem estatística na Geomorfologia, Goudie (2004) discute o desenvolvimento de testes de hipóteses, mirando a certificação, revisão ou refutação das próprias hipóteses. O método dedutivo permitiu uma maior diversificação das pesquisas geomorfológicas, incorporando novas perspectivas para processos antes acomodados na perspectiva cíclica da teoria definida por Davis.

Diante da breve apresentação das problemáticas discutidas sobre a abordagem metodológica, ressalta-se que o método hipotético-dedutivo será o fio condutor para esta pesquisa. A etapa de validação das hipóteses é inclinada a estabelecer tentativas de refutação. Assim, caso após todos os testes estabelecidos não houver evidências que refutam a hipótese inicial, podemos reconhecer as hipóteses como válidas. Entretanto, esse reconhecimento não deve ser tomado como certeza do fato observado, mas compreendido que até o presente momento a hipótese formulada é a que se mostrou mais adequada à questão colocada.

Neste processo, foram acumuladas observações e questões essenciais para formar a hipótese principal desta pesquisa que se refere a atuação distinta da tectônica na região da Serra da Mantiqueira, imprimindo configurações morfotectônicas díspares entre os terrenos da Mantiqueira Setentrional e Mantiqueira Meridional, em especial nos sistemas fluviais.

A hipótese foram submetidas a técnicas de validação através da elaboração de uma análise morfoestrutural, a partir de dados morfométricos e, assim, avaliação do quadro tectônico através de indicadores geomórficos e checagem de campo.

3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Do ponto de vista metodológico, o estudo morfotectônico da porção mineira da Serra da Mantiqueira envolveu os pressupostos apresentados por Panizza e Castaldini (1987), que estabelecem 4 (quatro) níveis para realização de pesquisas dentro desta abordagem:

- I. Levantamento bibliográfico e geotecnologias empregadas: síntese das informações disponíveis sobre litologia, estruturas tectônicas, atividade tectônica e levantamento de trabalhos de cunho neotectônico e sísmico para área. Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) serão utilizados como um meio de

organizar, editar e analisar os dados lançados sobre as bases topográficas disponíveis (1:100.000 e 1:250.000).

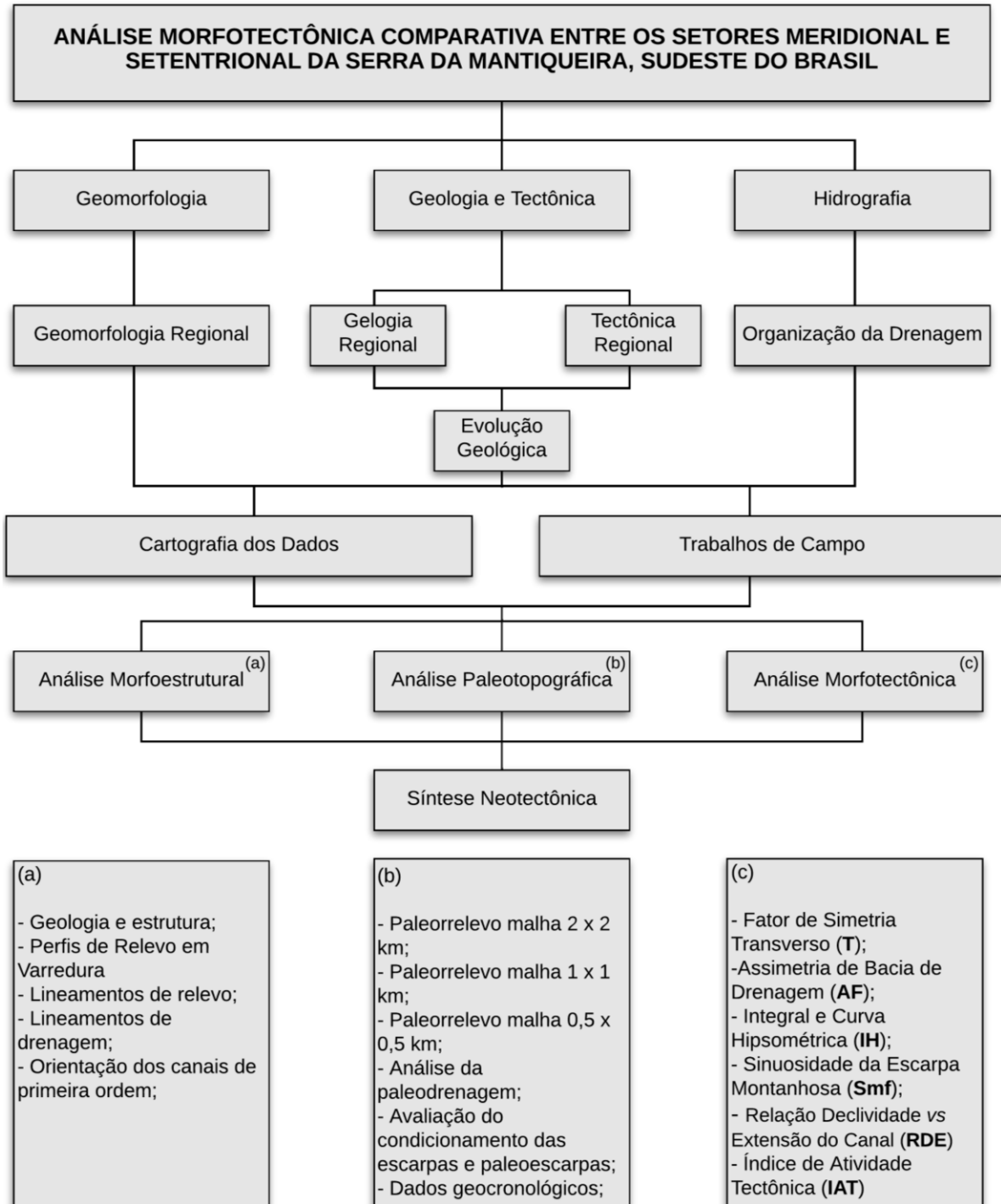
- II. Interpretação de fotografias aéreas: mapeamento dos fatos geomorfológicos e análise estatística dos dados mapeados.
- III. Levantamento de campo: localização, reconhecimento e caracterização das estruturas e cruzamento com as informações em mapa de lineamentos, interpolação com as litologias e realização de análise estrutural estatística.
- IV. Síntese final e validação de setores com maior indicativo de perturbação tectônica apontado pela síntese dos indicadores geomórficos.

O objetivo da integração dos indicadores geomórficos é potencializar a inferência de controles da atividade tectônica recente por meio do mapeamento de áreas em desequilíbrio erosional e, sobretudo, que esses dados possam ser reconhecidos em campo. Com essa integração pretende-se ampliar o escopo de informações regionais e aprofundar o conhecimento dos distintos processos que originaram a configuração geomorfológica atual.

O reconhecimento dos aspectos geomorfométricos derivados do Modelo Digital de Elevação (MDE) é um aspecto fundamental para a avaliação morfotectônica, em conjunto a descrições morfológicas. Os SIG's permitiram a integração de um volumoso conjunto de dados, sendo fundamental na avaliação geomorfométrica e tectônica. Além disso, a utilização de SIG's possibilita aprofundar a compreensão de mecanismos neotectônicos e aplicar indicadores já consagrados em âmbito nacional e internacional sobre a temática tratada, tais como evidenciado nos trabalhos de Melelli *et al.* (2014), Roy e Sahu (2016) e Rana *et al.* (2016).

A integração das etapas realizadas permitiu a contemplação lógica da tese, assim como uma visão interescalar da paisagem regional e local. Na contemporaneidade, o entendimento de processos multiescalares auxilia na identificação de diversos fenômenos, permitindo-nos ampliar a compreensão de diversos processos geomorfológicos. Rhoads e Wilson (2010) destacam a importância da relação entre processo e forma que normalmente permite medições diretamente feitas em escala de tempos que podem variar de minutos, anos e séculos. Nesse mesmo sentido, Kohler (2001) afirma que a escala de estudo é o que determina as estratégias e técnicas de abordagem da análise geomorfológica. O diagrama apresentado pela Figura 9 expõe uma síntese das etapas da pesquisa.

Figura 9 – Organização das etapas da pesquisa.



A proposta central desta pesquisa é discutir o quadro neotectônico, em uma perspectiva regional, e de modo a complementar esta análise, integrou-se às principais referências bibliográficas, especialmente, dados geocronológicos de pesquisas anteriores na área. Com os dados geocronológicos já sistematizados, optou-se por avaliar a partir de análises morfoestruturais, geomorfométricas e morfotectônicas os indícios de reativações neotectônicas na área.

3.3 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

Os procedimentos técnico-operacionais estão divididos em etapas de gabinete e campo. As estratégias utilizadas contemplam as etapas de pesquisa bibliográfica, organização da base de dados, cálculo de parâmetros geomorfométricos e critérios para sistematizar o quadro neotectônico da área.

3.3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica consistiu em duas etapas fundamentais. A primeira etapa de pesquisa bibliográfica está orientada para organizar as principais contribuições metodológicas de cunho morfotectônico em âmbito nacional e internacional, o que permitiu conhecer e aprofundar técnicas para caracterização dos padrões hidrográficos relacionados à tectônica, assim como índices geomorfométricos específicos para analisar a configuração neotectônica na área.

A segunda etapa concentra-se em sistematizar o conhecimento já disponível na literatura para a área de estudo. Essa etapa buscou reunir informações e contribuir para uma melhor compreensão dos aspectos geológicos, tectônicos, geocronológicos, geomorfológicos e hidrográficos e mostra-se essencial na construção de um estado da arte das especificidades regionais do quadro geomorfológico.

Tais leituras permitiram balizar e ampliar a discussão dos principais aspectos morfotectônicos reconhecidos por diferentes autores. O Quadro 1 apresenta uma síntese do arcabouço metodológico e literário que se tomou como base inicial para encaminhar as reflexões do quadro geomorfológico, geológico, tectônico e metodológico para atingir o objetivo dessa pesquisa.

Quadro 1 – Síntese do arcabouço teórico-metodológico utilizado.

TEMA	ABORDAGEM	NOÇÕES CENTRAIS	REFERÊNCIAS
GEOLOGIA	Geologia Regional e Aspectos da Distribuição dos Complexos Litoestruturais	Faixa Ribeira e Província Mantiqueira	Almeida <i>et al.</i> (1977; 1981); Gatto <i>et al.</i> (1983); Heineck <i>et al.</i> (2003); Heilbron <i>et al.</i> (2000; 2004); Novo <i>et al.</i> (2004); Noce <i>et al.</i> (2004).
TECTÔNICA	Tectônica Regional; Aspectos da Gênese e Evolução Geológica e Geocronologia	Modelos evolutivos e Principais campos de tensão	Asmus e Ferrari (1978); Melo <i>et al.</i> (1985); Riccomini, (1989); Hasui (1990); Carmo e Vasconcelos (2004); Zalán e Oliveira, (2005). Heildbach e Höhne (2008); Silva (2010); Cherem, <i>et al.</i> (2012); Mendes (2013); Gonzalez <i>et al.</i> (2016); Oliveira (2018).
GEOMORFOLOGIA	Geomorfologia Regional; Configuração Fluvial e Morfotectônica	Superfícies geomorfológicas; Análise das coberturas superficiais; e Aspectos morfoestruturais e morfotectônicos	De Martonne (1943); Freitas (1951); Valverde (1958); Gatto <i>et al.</i> (1983); Ribeiro (1996, 2003); Santos (1999); Gontijo (1999); Chiessi (2004); Hiruma (2007); Marques Neto (2012; 2014, 2017, 2019); Rezende (2013).
METODOLOGIA	Morfotectônica; Geomorfométrica; Análise Espacial; Sensoriamento Remoto; Modelagem e SIG	Indicadores geomórficos; Reconstituição paleotopográfica; Modelagem de evolução do relevo por capturas fluviais com o Modelo Chi; Mapeamento dos fatos morfotectônicos; Neotectônica nos sistemas fluviais e Construção de mapas morfotectônicos	Ab'Sáber (1969); Summerfield (1986); Panizza e Castaldini (1987); Keller e Pinter (1996); Burbank e Anderson (2001); Bull (2007); Motoki <i>et al.</i> (2008); Whipple (2004); Gomez e Jones (2010); Bierman e Montgomery (2014); Bricalli (2016); Rana <i>et al.</i> (2016); Roy e Sahu (2016); Silva e Silva (2018); Santos <i>et al.</i> (2019); Moreira <i>et al.</i> (2022);

3.3.2 ORGANIZAÇÃO DA BASE DE DADOS

A organização da base de dados cartográficos foi processada em ambiente de Sistema de Informações Geográficas – SIG, utilizando os recursos reunidos nas plataformas ArcGIS Desktop © 10.8.1 (ESRI, 2019), Surfer © 14.3.691 (GOLDEN, 2017) e Global Mapper © 16.1.0 (BLUE MARBLE, 2015). Os produtos gráficos foram gerados a partir de diferentes produtos primários, tais como as cartas base (cartas topográficas e planialtimétricas) e produtos de sensoriamento remoto (ortofotos e modelo digital de elevação).

3.3.3 PRODUTOS CARTOGRÁFICOS

Os produtos gráficos gerados na presente pesquisa se dividem de acordo com os materiais, como as cartas de base e produtos de sensoriamento remoto que os originaram.

- **PRODUTOS GERADOS SOBRE AS CARTAS BASE**

As folhas topográficas que recobrem a área, na escala de 1:50.000 (Santa Rita do Jacutinga - SF-23-Z-A-II-2; Lima Duarte - SF-23-X-C-VI-3; Juiz de Fora - SF-23-X-D-IV-1; Manhumirim - SF-24-V-A-I-3; e Esfera Feliz - SF-24-V-A-IV-1) e 1:250.000 (Barbacena - SF-23-X-C; Cachoeiro de Itapemirim - SF-24-V-A; Ipatinga - SE-23-Z-D; Juiz de Fora - SF-23-X-D; Ponte Nova - SF-23-X-B; Rio de Janeiro - SF-23-Z-B; Volta Redonda - SF-23-Z-A), disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, compõem as primeiras cartas base desta pesquisa. Foram utilizadas tanto as versões matriciais (raster) como vetoriais (*shapefiles*). As cartas reúnem os aspectos fundamentais do arranjo topográfico e hidrográfico, a partir das curvas de nível equidistantes, pontos cotados e rede de drenagem. Os respectivos dados foram organizados e trabalhados em ambiente de SIG e serviram para diversas análises como demonstraremos nos procedimentos descritos adiante.

Em seguida, foi incorporado à base de dados o Mapa Geológico de Minas Gerais, elaborado na escala 1:1.000.000, versão atualizada e publicada pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM e Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais - CODEMIG (CPRM e CODEMIG, 2014). Esse produto é analisado conjuntamente ao levantamento geológico feito pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais - CODEMIG (HEINECK *et al.* 2003, HEILBRON *et al.* 2004; NOCE *et al.* 2003, 2004; NOVO *et al.* 2004, 2012), na escala de 1:100.000.

- **PRODUTOS ELABORADOS SOBRE IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

Gomez e Jones (2010) ressaltam como técnicas de sensoriamento remoto são eficazes para compreensão de características diversas do nosso mundo, uma vez que sensoriamento remoto é um recurso muito útil para amostragem, documentação e obtenção de aspectos do nosso mundo por meio das tecnologias digitais disponíveis.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) da Missão Topográfica por Radar do Ônibus Espacial (*Shuttle Radar Topography Mission - SRTM*) foi administrado e lançado no ano 2000 pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) dos Estados Unidos, em parceria com as agências

espaciais da Alemanha (DLR) e Itália (ASI). Os dados produzidos são de domínio público, armazenados e disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS), sendo utilizado a versão *SRTM Plus* com resolução espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 metros de resolução espacial) em formato *Geotiff*, lançada em 2015.

Incorporou-se, ainda, na pesquisa as ortofotos oriundas do satélite MSI/Sentinel-2 do programa Copernicus da Agência Espacial Europeia (*European Spatial Agency - ESA*) da União Europeia, considerando a sua resolução de 10 a 20 metros. Os dados desse satélite foram obtidos no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS, 2018).

O MDE SRTM se apresenta como uma base fundamental para análise do quadro morfotectônico, sendo útil em diversas aplicações geomorfométricas, geoestatísticas e cartográficas. Em síntese, o MDE SRTM, após sua validação, foi utilizado para gerar diversos produtos básicos como declividade, relevo sombreado, delimitação de bacias de drenagem, rede de drenagem e hierarquia fluvial, fundamentais para as análises empreendidas. Após a elaboração desses produtos primários, articulou-se a análise estrutural (obtenção dos lineamentos), paleotopográfica (mapas do paleorrelevo) e geomorfométrica (índices geomórficos) para as áreas selecionadas. A seguir, apresentarei os procedimentos vinculados a cada uma das abordagens individualmente.

3.3.4 ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural fundamentou-se na análise do controle morfoestrutural do relevo a partir da relação entre litotipos, lineamentos estruturais (WEST e MELLO, 2020), rede de drenagem e os padrões de formas de relevo, validando essa abordagem a partir da elaboração dos perfis de relevo em varredura segundo método proposto por Silva e Silva (2018).

Assim, a sobreposição de informações dos litotipos, lineamentos, compartimentos morfológicos e rede drenagem permitiram o reconhecimento dos distintos compartimentos morfoestruturais. As análises do padrões de drenagem foram realizadas de acordo com a conceituação de Strahler (1952), a partir das direções da rede drenagem foi interpretado o condicionamento do relevo, com enfoque nos canais de primeira ordem, considerando que esses segmentos refletem o último evento tectônico (SALAMUNI *et al.* 2004).

- **LINEAMENTOS**

O'Leary *et al.* (1976) definem lineamento como uma feição linear de uma superfície, cujos segmentos apresentam-se alinhados de forma reta ou levemente curva, diferindo distintamente dos padrões de feições adjacentes e que, presumivelmente, reflete um controle subsuperficial. A extração dos lineamentos foi realizada em ambiente digital de forma analógica no *software* ArcGis, incorporando os procedimentos operacionais apresentados por West e Mello (2020).

As feições lineares serão extraídas do relevo sombreado oriundas da aplicação de ângulos de iluminação azimutal de 45°, 90°, 311° a 360°, e valor de altitude de iluminação de 45° sob o Modelo Digital de Elevação (MDE). Os lineamentos reconhecidos e mapeados correspondem a segmentos retilíneos dos canais fluviais, cristas alongadas, morros, morrotes e colinas alinhadas. Os dados de frequência, comprimento e direção dos lineamentos foram obtidos a partir do uso do *software* Spring 5.1.8 (CAMARA *et al.*, 1996).

O mapa de lineamentos foi elaborado integrando todas feições lineares com comprimento maior ou igual a 1000 metros, desconsiderando os lineamentos com extensão inferior dada a sua pouca relevância na escala da pesquisa. Os lineamentos foram pareados com estruturas rúpteis e zonas de cisalhamento mapeados na área. Os respectivos dados foram analisados nas etapas de campo.

- **PERFIS DE RELEVO**

A análise morfoestrutural também será avaliada com a identificação dos desníveis topográficos presentes nos perfis de relevo em varredura, desenvolvidos a partir da operacionalização semiautomática proposta por Silva e Silva (2018). Bricalli (2016, p. 95) aponta que a técnica de perfis em varredura é uma ferramenta essencial para a interpretação do relevo, especialmente no que se refere a relevos controlados tectonicamente, uma vez que permite identificar blocos tectônicos distintos. Com isso, a leitura desses produtos gráficos permite identificar blocos deprimidos e alçados.

Além do mais, a técnica dos perfis de relevo em varredura permite apreender áreas transicionais entre compartimentos morfoestruturais, (MEIS *et al.* 1982). Nesse sentido, a técnica dos perfis de relevo em varredura tem caráter complementar à compartimentação do relevo e permite se ter uma visão areal e mais regional dos níveis altimétricos dos blocos de relevo. Este é um recurso muito utilizado na literatura

geomorfológica, a exemplo podemos nos referir a Silva (2002), Mello *et al.* (2005), Fortes *et al.* (2014), Marent (2016), Lopes e Bricalli (2016), entre outros.

3.3.5 RECONSTITUIÇÃO DO PALEORRELEVO

O mapa de seppômen reproduz a morfologia do passado antes da erosão por drenagens, reproduzindo assim, a paleogeomorfologia de grande escala a partir da morfologia detalhada do presente (MOTOKI *et al.* 2008, AIRES, *et al.* 2012). A abordagem se mostra útil na reconstituição do paleorrelevo, determinação do movimento vertical de falhas ativas, avaliação da resistência erosiva de maciços, entre outros aspectos do relevo (MARQUES NETO, *et al.* 2019).

A reconstituição paleotopográfica do relevo também foi a base para avaliação, de modo hipotético, da manutenção, aumento ou arrefecimento da atividade tectônica das escarpas, através do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - *Smf* (BULL e MCFADDEN,1977). Em seguida, buscou a integração e interpolação de dados geocronológicos para área, sobretudo, no que se refere às taxas denudacionais disponíveis na literatura geomorfológica para as diferentes unidades de relevo da área, assim como uma interpretação da paleodrenagem.

• RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA (SMF)

A reconstituição paleotopográfica foi obtida pelo método *seppômen* (MOTOKI *et al.*, 2008), que permite uma análise paleotopográfica da área a partir da conexão das maiores altimetrias, isto é, os pontos culminantes do relevo atual. A técnica vem sendo utilizada para pesquisas sobre a origem de relevos de regiões sob influência de movimentos verticais de falhas ativas. Logo, a abordagem se mostra pertinente ao contexto estudado.

O paleorrelevo é gerado pelo preenchimento dos vales, conforme as seguintes etapas: 1) divisão do MDE em áreas quadradas por uma malha definida; 2) marcação dos pontos culminantes em cada quadrante; 3) confecção de um novo mapa topográfico utilizando os pontos por meio do interpolador determinístico do Inverso do Quadrado da Distância- IQD, na potência 2, considerando 16 pontos mais próximos em um raio de pesquisa de 1 km.

Optou-se por elaborar o mapa de seppômen com base em diferentes tipos de malhas, uma vez que uma malha fina (500 metros) preenche seletivamente as drenagens pequenas, simulando um paleorrelevo do passado relativamente recente; já uma malha maior (2 km) simula o paleorrelevo do passado mais remoto, porém de forma menos assertiva. Motoki *et al.* (2008) discute que o mapa de seppômen de uma região pouco erodida, com uma relativa preservação da morfologia original apresenta uma simulação da morfologia similar ao estado antes de erosão; já em áreas com relevo dissecado o mapa de seppômen enseja outras interpretações, no caso de áreas com características geológicas homogêneas, o seppômen apresenta um relevo suave, enquanto em áreas marcadas por descontinuidades crustais, falhamentos ou vulcões o mapa paleotopográfico demarca esses segmentos como relevos positivos.

De forma associada ao mapa paleotopográfico estima-se reconhecer hipoteticamente possíveis controles das frentes escarpadas com o índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - *Smf* (BULL e WALLACE, 1985) nas frentes escarpadas do paleorrelevo gerado, de modo a verificar e simular a existência de padrões e uma possível continuidade dos esforços tectônicos. O mapa paleotopográfico é, portanto, um recurso metodológico que contribui para o reconhecimento de segmentos erodidos e resistentes, auxiliando na interpretação do quadro morfotectônico da área.

- **ANÁLISE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS**

O interesse por compreender aspectos tectônicos e evolutivos da área de estudo e adjacências está presente em diversas pesquisas. Geralmente, esses trabalhos envolvem dados geocronológicos como componentes para a leitura dos eventos geológicos e geomorfológicos e que são responsáveis por emoldurar as configurações do relevo ao longo do tempo.

Dados geocronológicos para área estão reunidos em diversos trabalhos (Quadro 2) e são de extrema importância para pesquisas de cunho morfotectônico, portanto os respectivos trabalhos irão compor o conjunto de dados utilizados. Estas informações geocronológicas serão marcos referenciais importantes para compreender os processos do quadro morfotectônico e sistematizar os aspectos morfogenéticos da área estudada.

Com os dados das taxas denudacionais buscou uma compreensão em âmbito regional do papel da erosão na configuração da paisagem, tanto na morfologia como na drenagem. Assim, interpretou os aspectos do paleorrelevo juntamente ao quadro evolutivo da área disponível na literatura.

Quadro 2 – Principais trabalhos com dados geocronológicos para área.

REFERÊNCIA	MÉTODO UTILIZADO	TAXAS DENUDACIONAIS	LOCALIZAÇÃO/CONTEXTO GEOGRÁFICO
Cherem <i>et al.</i> (2012)	Isótopos cosmogênicos (10Be)	Média: $8,77 \pm 2,78$ m-My-1; (5 a 24 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional (Cristiano Otoni)
		Média: $15,7 \pm 4,53$ m-My-1; (5 a 24 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional (São Geraldo)
Rezende (2013)	Isótopos cosmogênicos (10Be)	Média $\pm 17,5$ m-My-1 (7 a 28 m-My-1)	Mantiqueira Meridional
Gonzalez <i>et al.</i> (2016)	Isótopos cosmogênicos (10Be)	Média: ± 14 m-My-1 (11 a 17 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional
		Média: ± 32 m-My-1 (17 a 47 m-My-1)	Mantiqueira Meridional
Oliveira (2018)	Isótopos cosmogênicos (10Be)	Média $\pm 18,29$ m-My-1 (9,64 a 28,99 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional (Muriaé)
		Média $\pm 13,8$ m-My-1 (6,5 a 21,1 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional (Captura do Bagres)
		Média $\pm 9,25$ m-My-1 (5,2 a 13,3 m-My-1)	Mantiqueira Setentrional (Serra do Pai Inácio)

3.3.6 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

A investigação morfotectônica busca correlacionar as feições destacadas na topografia (rupturas de declive, domos, bacias tafrogênicas, padrões e anomalias de drenagem, *shutter ridges*, etc.) e processos da crosta rasa de caráter neotectônico (BRAGANÇA, 2022). Diante desse quadro, as propriedades da rede de drenagem são essenciais para compreender as influências tectônicas de uma área e subsidia a análise morfotectônica (FACINCANI, 2000).

A análise do relevo e da drenagem por indicadores geomórficos constitui uma etapa importante dessa pesquisa, permitindo à investigação de deformações tectônicas nos sistemas fluviais. A avaliação geomorfométrica subsidia a análise morfotectônica e será efetivada com o uso de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), cujos recursos permitem uma integração importante de dados e realização de análises e operações que conferem uma maior celeridade e confiabilidade na tomada de decisões.

O primeiro passo dessa etapa da pesquisa consistiu na seleção dos índices geomorfométricos mais relevantes nesta temática. O passo seguinte foi à seleção da escala de trabalho, no qual a hierarquia fluvial proposta por Strahler (1952) foi importante, dado que selecionou-se quatro bacias hidrográficas para avaliação do quadro morfotectônico,

sendo duas bacias hidrográficas de quinta ordem (rio Caparaó e rio Pirapetinga) e duas de sexta ordem (rio Bananal e rio dos Bagres). Desse modo, estima-se avaliar o quadro morfotectônico da Serra da Mantiqueira, investigando as distinções entre os segmentos meridional e setentrional a partir das informações reveladas pelos índices geomórficos nas bacias hidrográficas selecionadas, sendo duas na porção meridional (rio Bananal e Pirapetinga) e duas no segmento setentrional (rio Caparaó e rio dos Bagres).

Diante do conjunto de índices geomórficos apropriados para a investigação morfotectônica disponíveis na literatura da geomorfologia tectônica (KELLER e PINTER, 1996), selecionou-se àqueles mais adequados para avaliação morfotectônica dos sistemas de drenagem. Assim, priorizou-se os índices mais utilizados para identificar setores com comportamentos anômalos, bem como correlações efetivadas por um índice integrador, conhecido como Índice de Atividade Tectônica (**IAT**) (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). O **IAT** sintetizará a influência e o nível da atividade tectônica para área selecionada através de cinco índices: Assimetria de Bacia de Drenagem (**AF**) (KELLER e PINTER, 1996); Fator de Simetria Transverso (**T**) (COX, 1994); Integral e Curva Hipsométrica (**IH**) (KELLER e PINTER, 1996); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**) (BULL e WALLACE, 1985); e Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**) (HACK, 1973).

O Quadro 3 reúne uma síntese geral dos índices geomórficos selecionados, seus parâmetros determinados e os significados morfotectônicos.

Quadro 3 – Síntese dos principais índices geomórficos e parâmetros morfométricos utilizados.

ÍNDICES GEOMÓRFICOS	EQUAÇÃO DE DETERMINAÇÃO	SIGNIFICADO MORFOTECTÔNICO
ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM (AF)	$AF = 100 \times (Ar \div At)$, no qual: Ar = área do lado direito da bacia (visada para jusante); At = área total da bacia.	AF = 50% estabilidade tectônica (quanto mais distante o valor de 50, maior atividade tectônica); AF-50 ≥ 15 - fortemente basculada (classe 1); 7 ≤ AF-50 < 15 - moderadamente basculada (classe 2); AF-50 < 7 - fracamente basculada (classe 3).
FATOR DE SIMETRIA TRANSVERSO (T)	$T = Da \div D$, onde: Da: distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma; Dd: distância entre a linha média da bacia e o divisor.	T=0 - bacias simétrica/estabilidade tectônica; (quanto mais próximo de 1, maior a influência tectônica na bacia). T ≥ 0,75 - setor fortemente anômalo (classe 1); 0,25 ≤ T < 0,75 - moderadamente anômalo (classe 2); T < 0,25 - fracamente anômalo (classe 3).
INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (IH)	$IH = (H_{méd.} - H_{mín.}) \div (H_{máx.} - H_{mín.})$, onde: H _{média} - altitude média da bacia; H _{mín} - altitude mínima da bacia; H _{máx} - altitude máxima da bacia.	IH ≥ 0,5 indicam forte controle tectônico (classe 1); 0,4 ≤ IH < 0,5 indicam moderado controle tectônico (classe 2); IH < 0,4 fraco controle tectônico (classe 3).
SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA (SMF)	$Smf = Lmf \div Ls$, onde: Lmf = comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive; Ls = distância em linha reta da escarpa montanhosa.	A classificação das categorias de intensidade tectônica - Cit selecionadas foram as seguintes: - Smf _{médio} < 1,10, bacias hidrográficas com alta atividade tectônica (classe 1); - 1,11 ≤ Smf _{médio} < 1,50, bacias com moderada atividade tectônica (classe 2); - Smf _{médio} > 1,51, bacias hidrográficas com fraca atividade tectônica (classe 3)
RELAÇÃO DECLIVIDADE-EXTENSÃO DO CANAL (RDE)	$RDE_{total} = \Delta H \div \text{Log} L$, em que: ΔH = diferença altimétrica entre nascente e foz; L = extensão do rio $RDE_{segmento} = (\Delta H \div \Delta L) \times L$, onde: ΔH = diferença altimétrica entre os extremos do trecho do canal; ΔL = extensão do segmento. $RDE_{relativo} = RDEs \div RDEt$	- RDEs/RDEt > 6 e/ou bacia hidrográfica com mais da metade da extensão do rio principal anômala foram classificadas com alta atividade tectônica (classe 1); - 4 ≤ RDEs/RDEt < 6 e/ou bacia hidrográfica com menos da metade da extensão total do rio principal considerado anômalo foram classificadas com moderada atividade tectônica (classe 2); - 2 ≤ RDEs/RDEt < 4 e/ou bacias hidrográficas com menos da metade da extensão total do rio principal considerado anômalo foram classificadas com uma baixa atividade tectônica (classe 3).
ÍNDICE DE ATIVIDADE TECTÔNICA RELATIVA (IAT)	$Iat = \Sigma ci / n$, em que: Σci = Soma da média aritmética das diferentes classes dos índices geomórficos; n = número de índices geomórficos aplicados.	1,0 < Iat < 1,5 - atividade tectônica muito alta (classe 1); 1,5 < Iat < 2,0 - atividade tectônica alta (classe 2); 2,0 < Iat < 2,5 - tectônica moderadamente ativa (classe 3); Iat > 2,5 - baixa atividade (classe 4).

- ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM (AF)

A Assimetria de Bacias de Drenagem (Af) consiste em um índice proposto por Hare e Gardner (1985) e indica a assimetria de bacias hidrográficas com base na migração

lateral dos canais. O índice é calculado através da mensuração da área da bacia e do setor da bacia alocado à margem direita do canal principal por meio do caminho: *calculate geometry > área > kilometers* no software ArcGis.

Os valores inferiores a 50 correspondem a um basculamento da margem direita da bacia, ao passo que valores superiores são indicativos de basculamento da margem esquerda, enquanto valores para o índice iguais ou próximos a 50 revelariam pouco ou nenhuma atividade tectônica. A classificação do grau de atividade tectônica reconhece as seguintes classes de atividade tectônica:

- $15 < |Af-50|$, bacia hidrográfica fortemente basculada (classe 1);
- $7 < |Af-50| \leq 15$, bacia hidrográfica moderadamente basculada (classe 2);
- $0 < |Af-50| \leq 7$, bacia hidrográfica fracamente basculada (classe 3).

• **FATOR DE SIMETRIA TRANSVERSO (T)**

A técnica do Fator de Simetria Transverso (**T**), desenvolvida por Cox (1994), é utilizada para identificar setores nos quais o canal sofre alterações em decorrência de um abatimento ou basculamento do bloco, deflagrando inflexão ou migração lateral do canal. A técnica contribui para apontar padrões de basculamentos ao longo do comprimento do canal, sendo avaliado o grau da assimetria de um rio dentro de uma bacia (IBANEZ e RICCOMINI, 2011).

Com a aplicação do método tem-se a obtenção da direção da migração média para os canais de maiores ordens viabilizando, assim, a identificação da migração de canais como consequência de processos internos fluviais ou de forças tectônicas (GARROTE *et al.*, 2008). O índice **T** apresenta resultados compreendidos em um intervalo de 0 a 1, sendo que 0 indica um comportamento simétrico, no qual a posição do canal coincide com a linha média da bacia; e 1 uma condição de assimetria extrema, com o canal rente ao seu divisor de águas.

O cálculo desse índice foi feito em ambiente de SIG, perfazendo vários pontos equidistantes (2 km) ao longo do canal e inserindo uma linha reta imaginária do segmento, projetando de forma perpendicular (90°) desta linha imaginária a distância entre o eixo suavizado do rio e o eixo mediano da bacia, assim como a distância do eixo mediano da bacia e o interflúvio. A classificação do grau de intensidade tectônica estabelece para o respectivo índice três limiares:

- $T \geq 0,75$ - setor fortemente anômalo (classe 1);
- $0,25 \leq T < 0,75$ - moderadamente anômalo (classe 2);

- $T < 0,25$ - fracamente anômalo (classe 3).

- **INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (IH)**

A Integral Hipsométrica (**IH**) é um derivado morfométrico eficiente para conhecer aspectos erosivos do relevo. O **IH** é expresso pela porcentagem da área da bacia de drenagem acima de um plano de referência de base. A porção situada acima da curva hipsométrica normalizada representaria a porção erodida do terreno, compondo o que conhecemos como integral de erosão.

O índice **IH** presta-se como indicador de diferentes estágios evolutivos do relevo (KELLER e PINTER, 1996; PÉREZ PEÑA *et al.*, 2009). Geralmente, valores de **IH** $> 0,5$, entre 0,4 e 0,5 e $< 0,4$ geram, respectivamente, curvas hipsométricas convexas, côncavas-convexas ou retilíneas e côncavas. Maiores valores de **IH** correspondem à atividade tectônica recente (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008).

O **IH** permite uma representação de uma curva hipsométrica, que é uma representação gráfica cumulativa normalizada que mostra a variação de altitude da bacia em relação à área. Os eixos das ordenadas e abscissas variam entre 0 e 1. A análise se dá pela comparação da curva hipsométrica com curvas teóricas, refletindo uma bacia em equilíbrio, de tal forma que os pontos de inflexão na curva hipsométrica sejam interpretados relacionado às implicações tectônicas ou erosivas (CUÉLLAR-CÁRDENAS *et al.*, 2014). Entretanto, as interpretações não excluem a possibilidade de influência de fatores litológicos nas formas obtidas de curvas hipsométricas, uma vez que alterações litológicas podem gerar diferentes condições de resistência do terreno à dissecação.

A classificação do **IH** seguirá os seguintes critérios estabelecidos por El Hamdouni *et al.* (2008):

- $\mathbf{IH} \geq 0,5$ indicam forte controle tectônico (classe 1);
- $0,4 \leq \mathbf{IH} < 0,5$ indicam moderado controle tectônico (classe 2);
- $\mathbf{IH} < 0,4$ fraco controle tectônico (classe 3).

- **SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA (SMF)**

O índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**) (BULL e WALLACE, 1985) permite identificar o balanço das forças erosivas e tectônicas. Desse modo,

interpreta-se que frentes escarpadas retilíneas podem estar sob um forte controle tectônico, enquanto frentes escarpas sinuosas sugerem um desmantelamento erosivo, portanto, um menor controle tectônico dessas áreas.

O índice tem por fundamento o fato de a maioria dos traçados das falhas ativas vistas em planta serem retilíneos ou levemente curvilíneos. Desse modo, o grau de modificação erosional de uma escarpa de falha delimitando um *front* reflete o índice de sinuosidade deste; isto é, quanto maior a sinuosidade, menor a influência tectônica (BULL e MCFADDEN, 1977). Neste aspecto, o índice reflete a tendência de os processos erosivos produzirem sinuosidades no *front* e a tectônica ativa vertical produzir um *front* retilíneo. Com isso, valores próximos a 1,0 refletem escarpas tectonicamente ativas e, à medida que aumenta esse valor, menor a taxa de soerguimento e maior definição de feições irregulares no *front* pelos processos erosivos. O índice foi extraído a partir das escarpas em cartas topográficas na escala de 1:50.000. Optou-se por adotar a mesma classificação das categorias de intensidade tectônica selecionadas por El Hamdouni *et al.* (2008) para o índice para as bacias hidrográficas, realizando um cálculo do valor médio para as escarpas analisadas:

- $S_{mf_{médio}} < 1,10$, bacias hidrográficas com alta atividade tectônica (classe 1);
- $1,11 \leq S_{mf_{médio}} < 1,50$, bacias com moderada atividade tectônica (classe 2);
- $S_{mf_{médio}} > 1,51$, bacias hidrográficas com fraca atividade tectônica (classe 3).

- **RELAÇÃO DECLIVIDADE VS EXTENSÃO DO CANAL (RDE)**

A Relação Declividade vs Extensão do Canal (RDE) ou “Índice de Hack” (1973), permite detectar pontos de aumento na energia da corrente que podem estar ligados a deformações crustais recentes. O RDE vincula-se com os níveis de energia das correntes de água (*stream power*), denotando a capacidade do canal de erodir o substrato e de transportar sedimentos. Keller e Pinter (1996) apontam que esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o canal ($\text{gradiente} = \Delta H / \Delta L$) e à descarga (volume) do canal no respectivo trecho, que, por sua vez, é diretamente proporcional ao comprimento da drenagem (L).

O Índice de Relação Declividade-Extensão, idealizado por Hack (1973), contribui como elemento prático na determinação das anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal de um rio. Desse modo, possibilitando, a comparação das alterações ao longo de um determinado segmento fluvial. Na mensuração deste índice foram utilizadas bases topográficas do IBGE na escala 1:50.000 vetorizadas e manipuladas em SIG's. Destas

cartas foram extraídas rede de drenagem, pontos cotados e curvas de nível. Em sequência, foi dado início aos cálculos do **RDE**, referente ao **RDEtotal (RDEt)** pela fórmula proposta por Hack (1973):

$$RDEt = \frac{\Delta H}{\log L}$$

Na fórmula, ΔH corresponde à variação altimétrica total do canal, enquanto L corresponde à extensão total do canal. O próximo passo consistiu nos cálculos do **RDE** por segmento (**RDEs**), sendo necessário segmentar o canal a partir dos intervalos das curvas de nível. A seguinte fórmula foi proposta por Etchebehere (2000):

$$RDEs = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \times L$$

Na equação, ΔH corresponde à diferença altimétrica do trecho (sendo uma constante de 20 metros na escala de 1/50.000 em função da equidistância das curvas de nível), ΔL à respectiva extensão superficial descrita pelo canal e L à distância entre o ponto de medição e a nascente. O cálculo das anomalias foi realizado em uma planilha eletrônica, através da correlação entre os valores de **RDEs** e **RDEt**:

$$Anomalias = RDEs/RDEt$$

Os valores identificados de **RDEs** reportam às mudanças na declividade dos canais fluviais, inferindo as diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato litológico ou atividade tectônica, uma vez que o índice aumenta onde o rio flui por rochas resistentes e decresce onde percorre rochas mais tenras (ETCHEBEHERE, 2000); modificações desse padrão denotam anomalias introduzidas por eventos tectônicos.

Seeber e Gornitz (1983) identificam os segmentos anômalos a partir de dois limiares derivados da razão entre **RDEs/RDEt** ao investigarem deformações tectônicas na Cordilheira do Himalaia: a) valores entre 2 e 10 inferem anomalias de segunda ordem e b) acima de 10 anomalias de primeira ordem. Contudo, se considera que os intervalos definidos por Seeber e Gornitz (1983) não corresponderiam às especificidades da dinâmica da margem “passiva” atlântica. Assim sendo, se adotou os intervalos proposto por Andrades Filho e Rossetti (2015), aplicados por Paes e Silva (2017) na bacia do rio Guapi-Açu (RJ), que propõe os seguintes intervalos de classes para interpretar os setores anômalos: a) valores abaixo de 2 configuram um cenário de gradiente ideal; b) valores

entre 2 e 4 são interpretados como anomalias de 3ª ordem; c) valores entre 4 e 6 definem anomalias de 2ª ordem; e d) valores superiores a 6 correspondem a anomalias de 1ª ordem.

A classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* se articulou à proposta de classificação das anomalias, sendo definida em conformidade com Silva (2019) e Andrades Filho e Rossetti (2015). Desse modo, se convencionou a classificação da *Cit*'s para a **RDE** da seguinte forma:

- **RDEs/RDEt** > 6 e/ou bacia hidrográfica com mais da metade da extensão do rio principal anômala foram classificadas com alta atividade tectônica (classe 1);
- $4 \leq \mathbf{RDEs/RDEt} < 6$ e/ou bacia hidrográfica com menos da metade da extensão total do rio principal considerado anômalo foram classificadas com moderada atividade tectônica (classe 2);
- $2 \leq \mathbf{RDEs/RDEt} < 4$ e/ou bacias hidrográficas com menos da metade da extensão total do rio principal considerado anômalo foram classificadas com uma baixa atividade tectônica (classe 3).

- **ÍNDICE DE ATIVIDADE TECTÔNICA RELATIVA (IAT)**

O Índice de Atividade Tectônica Relativa (**IAT**) foi inicialmente proposto por El Hamdouni *et al.* (2008), sendo indicado para o estudo morfotectônico de bacias hidrográficas. Não se trata de índice independente dos demais, mas de um índice integrador do conjunto de índices geomórficos aplicados nas bacias que permite quantificar, reunir e sistematizar a intensidade das interferências tectônicas numa área.

A abordagem é útil para estudos que envolvam a análise geomórfica da paisagem, tendo como princípio o conhecimento dos aspectos morfotectônicos por meio de índices areais e lineares aplicados nos componentes fluviais e sendo bem apreciado para áreas extensas (MAHMOOD e GLOAGUEN, 2012), como é o caso da área da presente pesquisa.

Com isso, é possível determinar a intensidade da atividade tectônica quaternária (ativa, moderada e inativa) a partir da reunião dos índices geomórficos selecionados. Os resultados computados para cada índice geomórfico serão inicialmente classificados em Categorias de Atividade Tectônica (**CIT**), em 3 classes:

- Classe 1 (ou **CIT 1**) correspondente a área tectonicamente mais ativa;
- Classe 2 (ou **CIT 2**) para as áreas moderadamente ativas;
- Classe 3 (ou **CIT 3**) define uma área tectonicamente pouco ativa.

Seguindo a proposta original de El Hamdouni *et al.* (2008) as classes de **IAT**, por sua vez, estarão definidas proporcionalmente à atividade tectônica, a saber:

- $1,0 < \mathbf{IAT} < 1,5$ - atividade tectônica muito alta (classe 1);
- $1,5 < \mathbf{IAT} < 2,0$ - atividade tectônica alta (classe 2);
- $2,0 < \mathbf{IAT} < 2,5$ - tectônica moderadamente ativa (classe 3); e
- $\mathbf{IAT} > 2,5$ - baixa atividade tectônica (classe 4).

Portanto, o **IAT** é definido a partir da integração de todas as **CIT**'s dividido pela quantidade de parâmetros analisados, sendo o cálculo feito conforme o exemplo do quadro 4. Dessa forma, o índice **IAT** é inversamente proporcional à atividade tectônica, ou seja, quanto menor valor encontrado do **IAT** maior é atividade tectônica na bacia.

Quadro 4 – Exemplo de combinação das Cit's individuais para definição do Iat.

ÍNDICES GEOMÓRFICOS	Af	T	IH	S _{mf}	RDE	Σ Cit/n	Iat	Classificação do Iat
CIT	1	1	1	1	1	5/5	1,0	Muito alta
	1	2	2	2	1	8/5	1,6	Alta
	2	2	2	2	3	11/5	2,2	Moderada
	3	3	3	3	3	15/5	3,0	Baixa

• IDENTIFICAÇÃO DOS FATOS MORFOTECTÔNICOS E INTEGRAÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÃO

Feições morfotectônicas são aquelas que exibem um controle tectônico ativo, contrariamente a feições morfoestruturais, as quais são definidas pelo caráter passivo, condizente a uma dinâmica em que as formas do relevo são desenvolvidas pelos processos erosivos, sob um controle do substrato geológico e formadas por erosão diferencial (SUMMERFIELD, 1986).

Keller e Pinter (1996) apontam como feições morfotectônicas: facetas trapezoidais e triangulares, *shutter ridge*, vales alinhados, vales assimétricos, alvéolos de sedimentação, capturas fluviais, desvios abruptos da drenagem, escarpas de falha, *horsts* e *grabens*, estruturas em dominó, vales lineares e cristas lineares. As feições morfotectônicas foram mapeadas na área da pesquisa através de ortofotos, imagens de radar e da análise da drenagem.

Os campos de tensão já reconhecidos na literatura serão correlacionados aos fatos morfotectônicos catalogados, analisando a correlação entre esses dados, principalmente quanto a sua distribuição e interação com outros fatores. Esta estratégia alinha-se à perspectiva de elucidar as diferenças existentes entre o quadro morfotectônico das

unidades regionais reconhecidas para os segmentos da Serra da Mantiqueira Setentrional e Meridional.

3.3.7 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo compõem uma etapa fundamental para a pesquisa geográfica e transversal a todas as etapas operacionais. As incursões a campo foram essenciais ao trabalho desenvolvido, sendo importante para compreensão de diversos aspectos de cunho geomorfológico e, especialmente, àquelas de cunho morfotectônico e para coleta de dados, certificação e validação dos resultados obtidos nas etapas de gabinete. Na pesquisa com foco em investigação neotectônica deve ser buscado em campo o reconhecimento de feições morfotectônicas e, com isso, a investigação de indícios de estruturas geológicas e morfológicas reativadas por esforços tectônicos modernos.

O primeiro campo foi fundamental para o reconhecimento geral das áreas e adjacências, onde analisou-se aspectos morfoestruturais, morfológicos e hidrológicos em termos gerais. Em um segundo momento de campo foi importante verificar e mapear os fatos morfotectônicos previamente reconhecidos nas etapas de gabinete (vales suspensos, desvios abruptos, facetas trapezoidais, triangulares, análise dos terraços, entre outros). Nessa etapa, também buscou-se certificar e analisar segmentos fluviais anômalos apontados pelos índices geomórficos. Em uma terceira incursão foi (re)analisado o quadro morfotectônico, com intuito de sistematizar os padrões impostos pela neotectônica no setor setentrional e meridional da Serra da Mantiqueira, buscando aprofundar o reconhecimento das anisotropias entre as áreas estudadas.

Devido a abrangência territorial da área de estudo, a estratégia foi de reconhecer as feições de interesse previamente por imagens de satélite em SIG e, posteriormente, checá-las em campo. Compreende-se que devido à natureza litológica do embasamento cristalino e espessos mantos de alteração nos quais a atividade tectônica recente era, até então, considerada improvável, as estruturas neotectônicas podem ser de difícil identificação em campo. Dessa maneira, justifica-se, eventualmente, a adoção de métodos indiretos para interpretação das implicações morfotectônicas na morfologia e drenagem da área, seja por meio de imagens de satélite, modelos digitais do terreno, cartas topográficas, entre outros recursos.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA MANTIQUEIRA MERIDIONAL E SETENTRIONAL

Saadi (1991) define feições morfoestruturais como aquelas ligadas a uma dinâmica “passiva”, ou seja, aos aspectos do relevo resultantes de influências litoestruturais e tectônicas pretéritas. E, assim, estas formas de relevo seriam elaboradas, predominantemente, pelos agentes erosivos, no qual a tectônica cenozoica não teria ação determinante na conformação da feição morfológica.

Nunes *et al.* (2009) referem-se ao conceito de domínios morfoestruturais para escalas de análise regional e propõem a organização dos fatos geomorfológicos a partir do arcabouço geológico, ou seja, procurando identificar o reflexo na paisagem segundo a natureza das rochas e da tectônica. Esses fatores, sob efeitos climáticos variáveis ao longo do tempo geológico, geraram amplos conjuntos de relevos com características próprias, cujas feições embora heterogêneas, guardam relações comuns com a estrutura geológica a partir da qual se formaram.

Deste modo, o conhecimento dos aspectos morfoestruturais pode, por si só, sinalizar diversos aspectos da relação litoestrutural com a dinâmica geomorfológica atual. Procurou-se assim, nas primeiras etapas dessa pesquisa, analisar as relações da drenagem e do relevo com o arranjo litoestrutural da região estudada.

O objetivo deste capítulo é discutir a relação da morfoestrutura através do mapeamento de lineamentos (O’LEARY *et al.*, 1976), da construção de perfis de relevo em varredura (MEIS *et al.*, 1982) e análise dos canais de primeira ordem. Os resultados serão analisados de forma integrada as informações dos levantamentos geológicos disponíveis para as áreas disponibilizados pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais - CODEMIG (HEINECK *et al.* 2003, HEILBRON *et al.* 2004; NOCE *et al.* 2003, 2004; NOVO *et al.* 2004, 2012), na escala de 1:100.000.

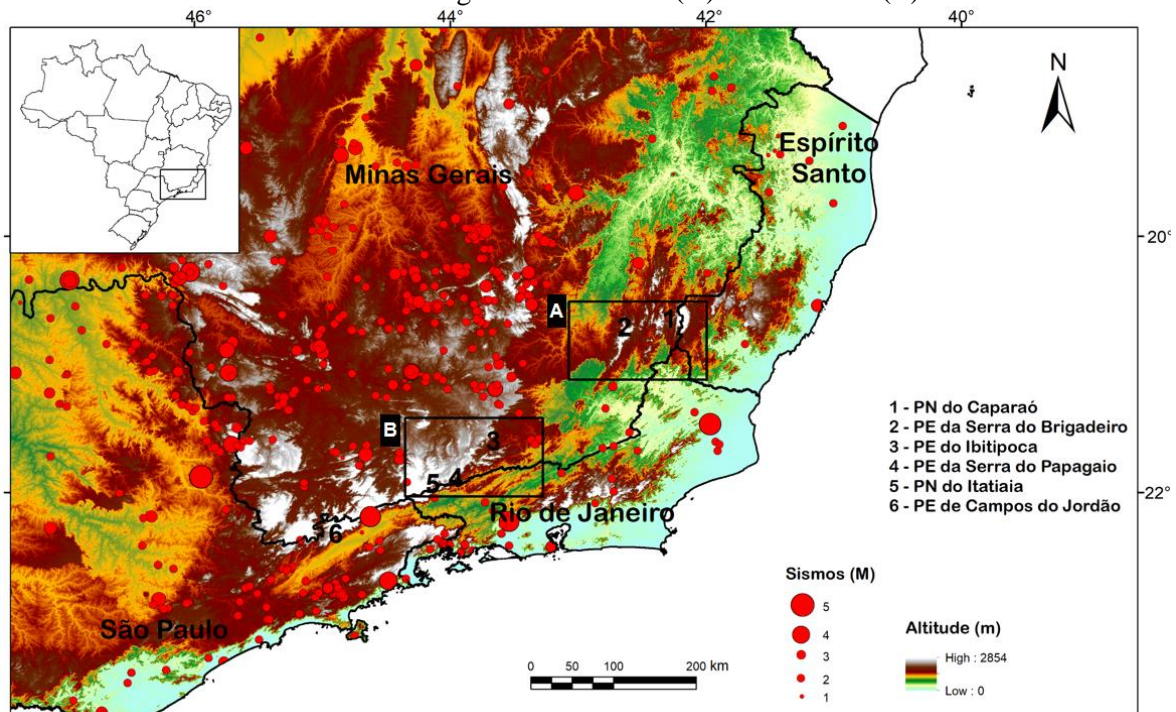
4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS

Segundo Gatto *et al.* (1983) a Região da Mantiqueira Meridional engloba as unidades geomorfológicas referentes aos Planaltos de Campos do Jordão, Itatiaia e Alto Rio Grande, já a região da Mantiqueira Setentrional compreende três unidades geomorfológicas denominadas: Patamares Escalonados do Sul Capixaba; Maciços do

Caparaó e Serranias da Zona da Mata Mineira. Diante disso, selecionou-se dois recortes (A e B) da Serra da Mantiqueira para a análise do quadro morfoestrutural (Figura 10).

A influência da Zona Sismogênica de Cunha (HASUI *et al.*, 1982; MIOTO, 1993) na promoção de uma sismicidade atual na Mantiqueira Meridional não é desprezível (Figura 10), tendo correlações com as reativações tectônicas de idade mesozoica-cenozoica documentadas por Riccomini (1989), Heilbron *et al.* (2000), entre outros. A Zona Sismogênica de Cunha se desenvolve na faixa que envolve bacias tafrogênicas sedimentares que influenciam o relevo regional e representa a área de maior atividade sísmica do Sudeste, com magnitudes que podem atingir valores de 4.3mb.

Figura 10 – Localização dos setores estudados da Serra da Mantiqueira, com destaque para as áreas estudadas das regiões Setentrional (A) e Meridional (B).

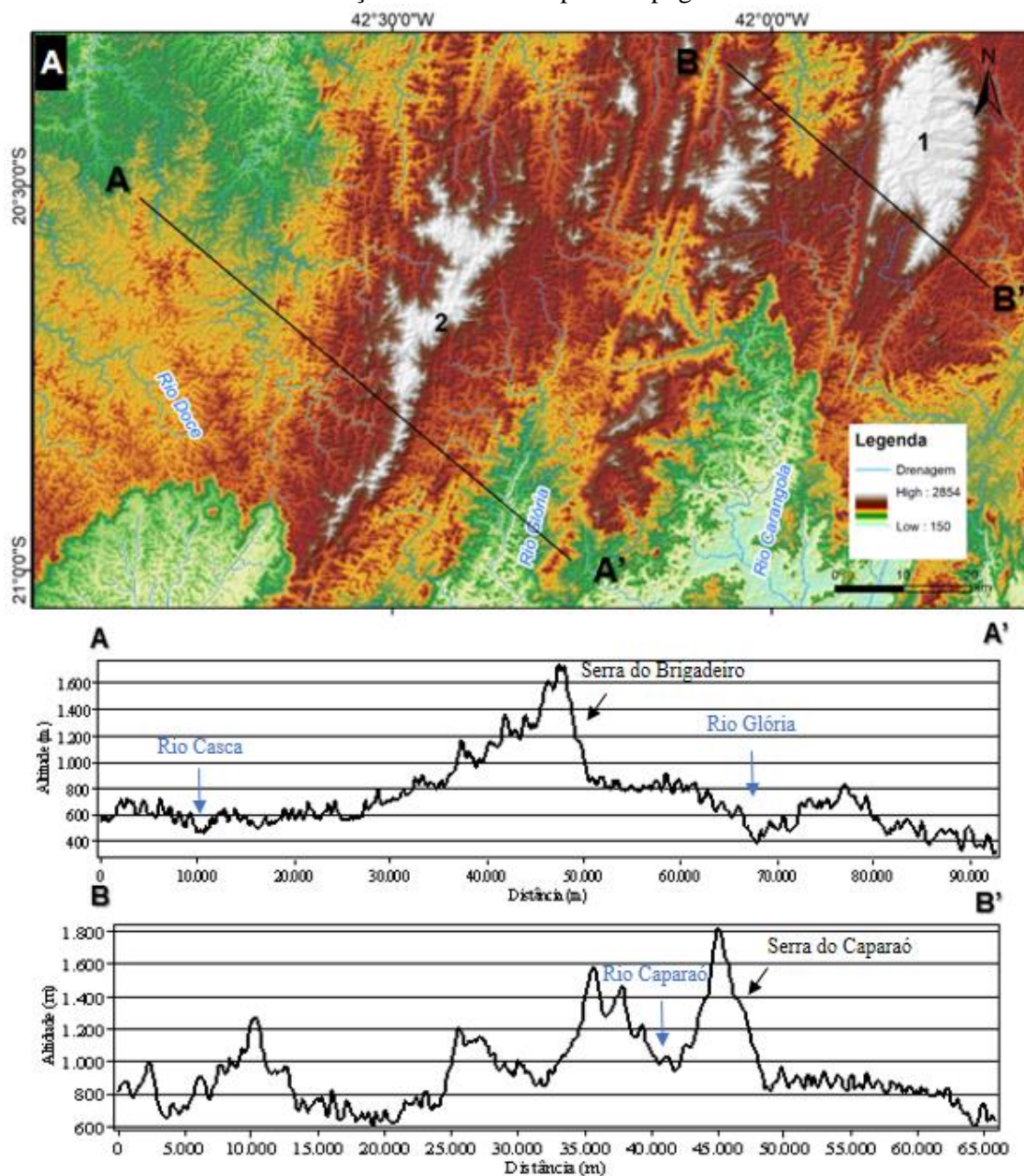


Fonte dos dados sísmológicos: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) (2014).

A área localizada entre os Maciços do Caparaó e as Serranias da Zona da Mata Mineira na Mantiqueira Setentrional (Figura 11) e o setor mais a nordeste do Planalto de Itatiaia na Mantiqueira Meridional (Figura 12) foram selecionadas para as análises com o objetivo de investigar aspectos morfoestruturais dos terrenos. Estas áreas se mostram ilustrativas do quadro geomorfológico regional reunindo distintos setores da Serra da Mantiqueira, com diferenciadas configurações altimétricas e morfológicas e que caracterizam, por sua vez, distintas dinâmicas tectono-erosivas.

O setor da Mantiqueira Setentrional encontra-se erodido pela dissecação imposta pelos rios Pomba e Muriaé, que são tributários do rio Paraíba do Sul. A proximidade com o nível de base oceânico figura como fator essencial para a maior agressividade da dissecação e desmonte generalizado do relevo (VALADÃO, 2009). Embora o contexto regional seja marcado pela dissecação, a área selecionada para o presente estudo guarda as feições mais elevadas da região, a maior parte delas no Maciço do Caparaó, como o Pico da Bandeira cuja altimetria em seu topo chega a 2.891,98 m (Figura 11).

Figura 11 – Localização da área selecionada para estudo na Mantiqueira Setentrional, com marcação dos locais dos perfis topográficos.

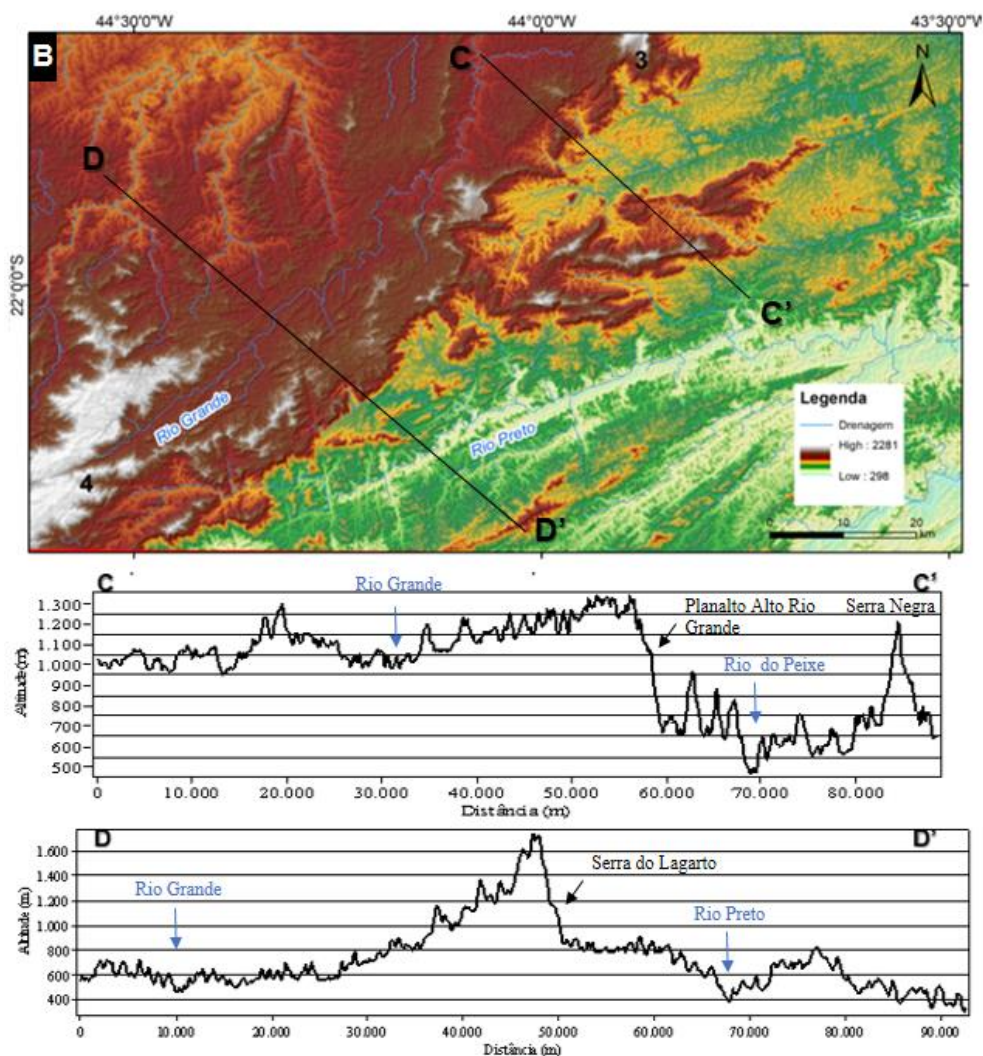


A amplitude topográfica observada nesse setor pode variar de 700 metros na Serra do Brigadeiro (perfil topográfico A-A') a mais de 1000 metros, na Serra do Caparaó

(perfil topográfico **B-B'**). O rio Glória, afluente do rio Muriaé, tem seu vale instalado a uma altitude de cerca de 400 m, enquanto o rio Caparaó, afluente do rio São João e que integra a bacia do Itabapoana, diseca terrenos a altitude de 950 m.

O setor da Mantiqueira Meridional, apesar da menor expressão areolar, reúne uma seqüência de cristas elevadas com declives acentuados, relevo escarpado e contínuo, com diversos setores preservados apesar da forte ação intempérica da região. Nesse contexto, a área selecionada evidencia uma topografia escarpada contínua até o setor das Altas Cristas Quartzíticas da Zona da Mata Mineira - esta que é recortada por afluentes do rio Preto. Os vínculos da topografia com o rifteamento intraplaca é compatível com orientação NE-SW da escarpa e do próprio rio Preto, que foi capturado no Mioceno, adaptando-se a orientação preexistente (Figura 12).

Figura 12 – Localização da área selecionada para estudo na Mantiqueira Meridional, com marcação dos locais dos perfis topográficos.



O entalhe fluvial e a retilineidade das escarpas se manifestam na configuração topográfica, a qual engloba amplitudes altimétricas na ordem de 500 m a 600 m, como é apontado nos perfis topográficos **C-C'** e **D-D'** (Figura 12). A drenagem que diseca o *front* escarpado impõe diversos níveis de base na topografia, sendo perceptível esse escalonamento como pode ser observado na disposição do rio Preto e seus afluentes, como o rio do Peixe.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Os terrenos da Mantiqueira Setentrional integra o domínio das Faixas de Dobramentos Remobilizados e reúne fortes evidências de movimentos crustais, como marcas de falhas, movimentação de blocos e falhamentos transversos, impondo nítido controle estrutural sobre a morfologia atual (GATTO *et al.*, 1983). Segundo os autores este controle estrutural está expresso nas extensas linhas de falha, escarpas de grandes dimensões e relevos alinhados, coincidindo com os dobramentos originais e/ou falhamentos mais recentes, que atuaram na reativação de antigas falhas.

A Mantiqueira Setentrional abarca a porção meridional do Orógeno Araçuaí, que constitui o setor norte da Província Mantiqueira (HEILBRON *et al.*, 2004; NOVO *et al.*, 2010). O embasamento paleoproterozoico é constituído por gnaises e migmatitos granulíticos da Suíte Caparaó (NOVO *et al.*, 2010). A cobertura neoproterozoica (Grupo Andrelândia) predomina na porção à oeste da área sendo representada por paragneisses migmatíticos intercalados a quartzitos (Figura 13).

Ocorrem quatro suítes graníticas: Suíte Galiléia de caráter geotectônico pré-colisional, relacionada à edificação do arco magmático Brasileiro do Orógeno Araçuaí; a Suíte Leopoldina composta por granitóides charnockíticos; a Suíte Intrusiva Peraluminosa formada por granitóide tipo **S**, pouco deformados; e a Suíte Intrusiva Aimorés, tardia, composta por biotita granitóides livres da foliação regional (NOVO *et al.*, 2010). Pontualmente a Suíte Intrusiva Aimorés apresenta corpos dioríticos. Cobrindo a porção meridional da área ocorrem depósitos aluvionares inconsolidados a semi-consolidados (NOVO *et al.*, 2010).

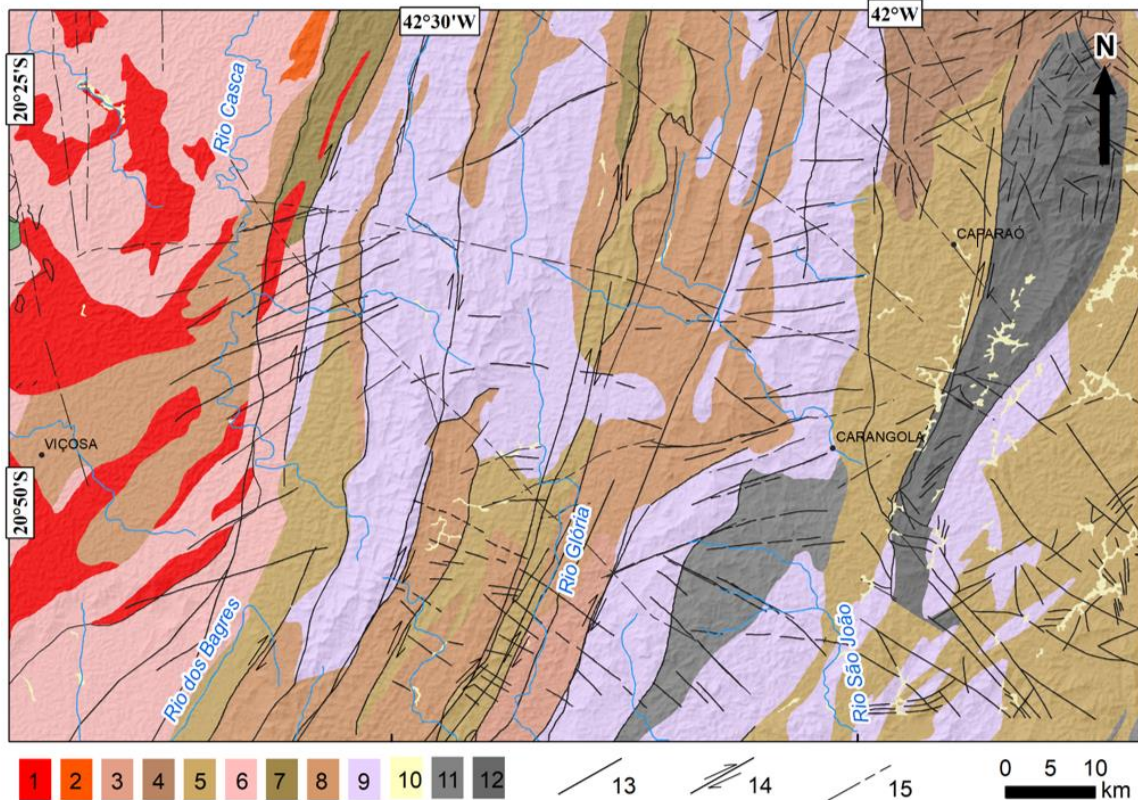
Litologias do Complexo Juiz de Fora graníticas, charnockíticas e enderbíticas migmatizadas anteriormente arranjadas em um sentido NE-SW vão se convertendo para um padrão NNE-SSW, sendo igualmente interceptadas por falhas compressivas NE-SW, infletindo nas porções mais setentrionais para uma orientação em torno de N-S,

refletindo a passagem para o domínio do Orógeno Araçuaí. Assim, esta unidade forma escamas alongadas segundo NNE-SSW, tectonicamente intercaladas com escamas de rochas supracrustais. As rochas do Complexo Juiz de Fora são substituídas a oeste por gnaisses e migmatitos anfibolíticas de composição granítica a tonalíticas do Complexo Mantiqueira. O contato entre as duas unidades do embasamento é marcado pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, sutura paleoproterozoica reativada no Neoproterozoico como falha transpressional destrógena (GRADIM *et al.*, 2014).

Estruturalmente, a Zona de Cisalhamento de Manhuaçu, de caráter transpressivo dextral, corta a área de norte a sul, promovendo a verticalização da foliação e milonitização das unidades em seu domínio (NOVO *et al.*, 2010). A região do Caparaó configura uma “lasca” tectônica moldada em antiformal de proporções quilométricas, assimétrica, apertada, orientada por uma direção NNE-SSW, com flanco oeste parcialmente invertido, charneira marcada por intensa migmatização e presença de rochas cálcio-alcálicas de médio a alto- K (Figura 13).

Segundo Mello *et al.* (2005), o conjunto de falhas W-E pode ser associado a transcorrências sinistrais miocênicas a pliocênicas, convertidas para um domínio de transcorrência dextral E(ENE)-W(WSW) no pleistoceno-holoceno. O respectivo regime tectônico transcorrente W-E também é sublinhado por Zoback *et al.* (1989) e na área afeta principalmente corpos de granitóides. As colinas alongadas, serras de altitudes elevadas, escarpas derivadas de falhamentos e vales retilíneos têm como substrato rochoso os gnaisses kinzigíticos, quartzitos, granitóides, calcários e rochas ultrabásicas. A altimetria média da região está em torno 1.100 m, ocorrendo áreas com altitudes de 700 m (GATTO *et al.*, 1983).

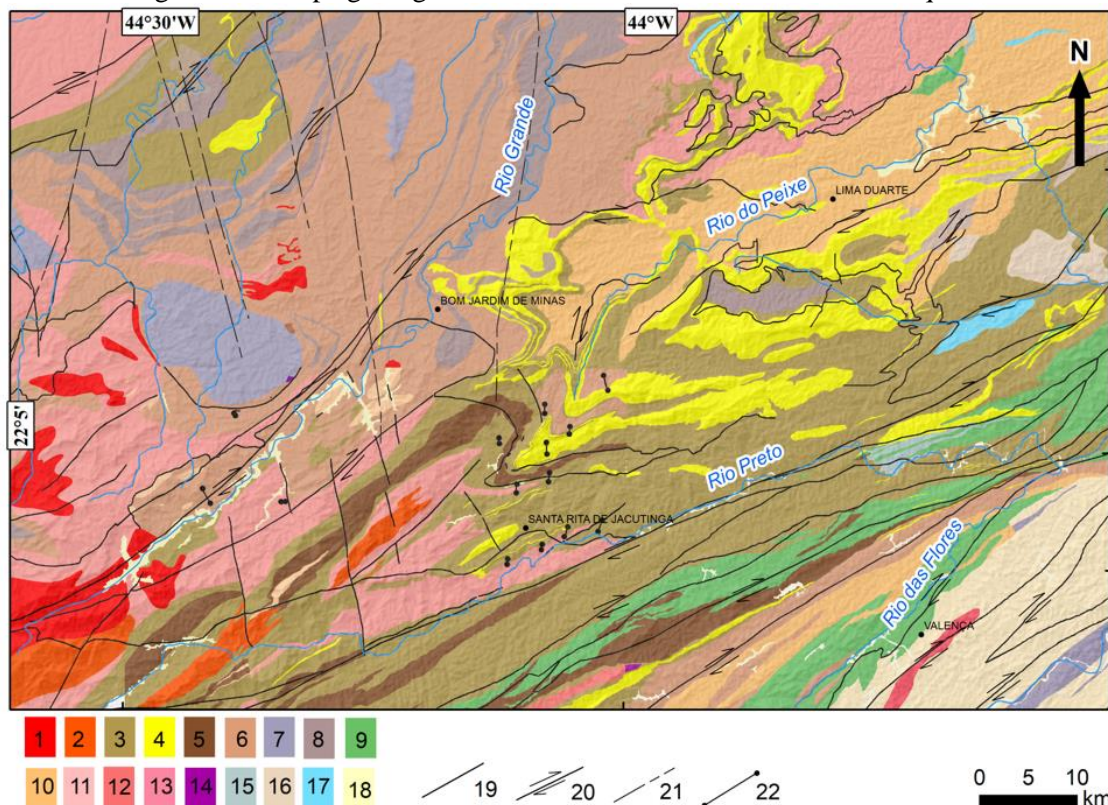
Figura 13 – Mapa geológico do setor Setentrional da Serra da Mantiqueira.



1 - Suíte São Sebastião do Soberbo - gnaiss aluminoso, ortognaiss; **2** - corpo de rochas metabásicas – metabasalto; **3** - Complexo Quirino - granito, quartzo diorito, granodiorito; **4** - Complexo Pocrane - anfibolito, metachert, rochas calcissilicáticas; **5** - Complexo Paraíba do Sul - charnockito, gnaiss, kinzigito, meta calcário, mármore, quartzito, xisto; **6** - Complexo Mantiqueira - anfibolito, ortognaiss; **7** - Complexo Juiz de Fora, unidade tonalítica - anfibolito, carbonato cristalino, quartzito, xisto; **8** - Complexo Juiz de Fora, unidade enderbítica - anfibolito, carbonato cristalino, quartzito, xisto; **9** - corpo de granitoides tipo I, sinorogênicos, do orógeno Araçuaí - granodiorito, quartzo diorito, quartzo monzonito, sienogranito; **10** - depósitos aluvionares e de terraços quaternários; **11** – corpo charnoquitoides sin a tardiorogênicos, do orógeno Araçuaí - charnockito, granito, monzogranito, quartzo monzonito; **12** - charnockitoides do orógeno Araçuaí - charnockito, charnoenderbitto, enderbitto; **13** - falhas ou fraturas; **14** - falha ou zona de cisalhamento; **15** - lineamentos. Fonte: Modificado de Heineck *et al.* (2003), Noce *et al.* (2003), Novo *et al.* (2004, 2012, 2013).

A área da Mantiqueira Meridional que foi selecionada tem um relevo influenciado por intenso tectonismo, com soerguimentos de blocos e falhamentos, dispostos na orientação NE-SW, sobre rochas proterozoicas dos Complexos Amparo e Paraisópolis, granitizadas no Ciclo Brasileiro, assim como intrusões de granitos e de intrusivas alcalinas (GATTO *et al.*, 1983, CHIESSI, 2004; HIRUMA, 2007; REZENDE, 2013; OLIVEIRA, 2018; MARQUES NETO, 2012; 2020). A litologia da área associa-se principalmente aos seguintes domínios tectônicos distintos: Suíte Maromba e os domínios Andrelândia, Mantiqueira, Quirino, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (Figura 14).

Figura 14 – Mapa geológico do setor Meridional da Serra da Mantiqueira.



1 - corpo leucogranito Capivara - (granada)-biotita leucogranito; **2** - Suíte Maromba - granito, granodiorito e tonalito; **3** - Grupo Andrelândia - biotita gnaissse bandado; **4** - Grupo Andrelândia, subgrupo Carrancas - Quartzito com intercalações de muscovita-quartzo xisto; **5** - Grupo Andrelândia - sillimanita gnaissse bandado; **6** - Grupo Andrelândia granada-biotita gnaissse; **7** - Grupo Andrelândia, *Klippe* de Carvalhos, litofácies granulito; **8** - Grupo Andrelândia, subgrupo Serra do Turvo - biotita xisto/gnaissse rico em plagioclásio, com granada, cianita e/ou sillimanita, estauroлита, rutilo e muscovita; **9** - Complexo Juiz de Fora – ortogranulitos; **10** - Complexo Juiz de Fora – ortognaisses; **11** - Complexo Quirino; **12** - Complexo Mantiqueira - ortognaisses bandados tipo TTG, com intercalações de anfibolito e metaultramáfica; **13** - Suíte intrusiva Serra do Catu; **14** - Suíte Rio Turvo; **15** - Grupo Raposo, litofácies paragnaisse - paragnaisse com participação subordinada de biotita xisto, calcissilicática, mármore, quartzito; **16** - corpo charnockito Fazenda Barão - charnockito, charno-enderbitto; **17** - Corpo Anfibolito; **18** - Depósitos aluvionares e de terraços quaternários; **19** - falhas ou fraturas; **20** - falha ou zona de cisalhamento; **21** - lineamentos; **22** - dique máfico. Fonte: Modificado de Heineck *et al.* (2003), Noce *et al.* (2004), Heilbron *et al.* (2007).

O domínio Andrelândia ocupa grande parte da folha e apresenta associações litológicas com o domínio Juiz de Fora, especialmente na consolidação de litologias biotita gnaisses bandadas com intercalações de quartzitos, granada gnaissse, anfibolíticas, etc. A primeira associação mais basal corresponde à Sequência de Carrancas, enquanto que a segunda, à Sequência Rio Turvo, compostas por associações de biotita gnaisses bandados e é caracterizada por gnaisses de composições variadas, sempre contendo plagioclásio e biotita, e subordinadamente granada. Por outro lado, a unidade superior é constituída por granada-biotita gnaisses bandados, de derivação pelítica, ricos em biotita,

granada e silimanita, ocupando pequena parcela da porção central da área e onde ocorre a *klippe* de Carvalhos, gerado por transporte tectônico de topo para leste, formada por gnaisses de coloração branca.

O domínio Mantiqueira de embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico aflora e é constituído por uma associação heterogênea de ortognaisses tonalíticos a graníticos, bandados e migmatíticos. Os domínios Juiz de Fora na área são constituídos por ortognaisses migmatíticos, portadores de paragêneses metamórficas da fácies granulito, enquanto o Quirino é composto por corpos de ortognaisses homogêneos, se comportando como base para o Complexo Paraíba do Sul que é constituído por unidade litológicas metamorfizadas na fácies anfibolíticas superior. Os respectivos domínios se intercalam ao longo da área, dispostos NE-SW, evidenciando o vínculo desses setores à evolução da Faixa Ribeira.

Heilbron *et al.* (2000) apontam que o metamorfismo regional neoproterozoico é de fácies anfibolito a granulito, e os corpos graníticos gerados por anatexia durante a orogenia brasiliana aparecem encaixados nas rochas do embasamento e da Megassequência Andrelândia. Segundo Heilbron *et al.* (2000), o vínculo mais claro de reativação tectônica de idade mesozoica-cenozoica na área é a sequência paralela de falhas NNW que marcam compartimentos intermontanos na bacia. Nestes compartimentos intermontanos, sedimentos fluviais quaternários são retidos em diversos alvéolos no vale do rio Bananal, em um contexto de predomínio de ortognaisses e rochas anfibolíticas do domínio Juiz de Fora (Figura 15).

Figura 15 – Sedimentação quaternária no médio-baixo curso do rio Bananal represada por soleiras e falhas NNW. A linha tracejada em cor amarelada marca a sedimentação quaternária e os terraços retidos no interior da bacia. Foto: F.S. Pacheco (set./2022).



A sedimentação quaternária pode ser correlacionada à fase extensional NNW-SSE, que reativou a antiga zona de cisalhamento brasiliana, com formação da depressão original na forma de hemigráben basculados para NW e a deposição das Formações Paleogênicas de Resende, Taubaté e São Paulo (RICCOMINI, 1989).

4.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL MANTIQUEIRA SETENTRIONAL

A área de análise apresenta um conjunto de estruturas e deformações dúcteis, dúcteis-rúpteis e rúpteis documentadas por Noce (2003), Gradim *et al.* (2014) e Novo *et al.* (2010) em uma clara organização a partir das flexuras, fraturas e movimentos de superfície de dilatação. Essas estruturas são correlatas a processos compressivos no sentido oeste e levaram à formação de dobramentos apertados a isoclinais com a formação do conjunto de serras paralelas à Serra do Caparaó. O perfil de relevo em varredura A-A' (Figura 16) ilustra a configuração descrita para área, reforçando a compressão dos diversos pilares tectônicos, blocos flexurados e planos tangenciais às bordas escarpadas dos compartimentos mais elevados. Observa-se o caimento dos blocos para SE na Serra da Mantiqueira, sendo esse caimento interrompido nas proximidades dos blocos conectados à zona de influência do Maciço do Caparaó (Figura 17).

Figura 16 – Perfis de relevo em varredura da Mantiqueira Setentrional exibindo a organização dos blocos tectônicos na área.

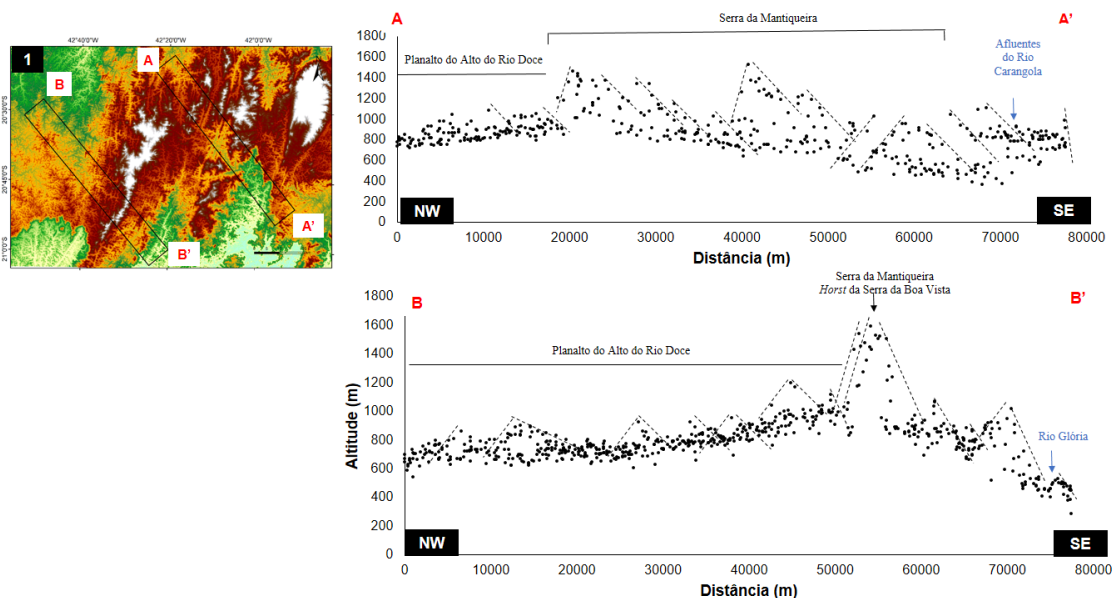


Figura 17 – Visão panorâmica da morfologia de morros e serras locais da área adjacente à Serra do Caparaó. Foto: F.S. Pacheco (maio/2021).



A serra do Brigadeiro, localizada na porção central, de orientação NNE-SSW, tem sua origem documentada e correlacionada a tectônica distensiva, sendo para Noce *et al.* (2003) o registro mais importante da atuação tectônica distensiva de idade mesozoica-cenozoica, que desenvolveu uma série de blocos altos e baixos em resposta ao reajustamento isostático da margem continental. Noce *et al.* (2003) denomina a feição como *Horst* da Serra da Boa Vista. Esta feição pode ser correlacionada a Zona de Cisalhamento Abre Campo - ZCAC (HARALYI e HASUI, 1982), interpretada como uma zona de expressiva anomalia gravimétrica e magnética que afetou o conjunto litológico, segmentando a oeste as rochas do Complexo Mantiqueira e, a leste, as rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Raposo (SILVA, 2010).

A Zona de Cisalhamento Abre Campo é tida como zona de cisalhamento transcorrente, definida por um caráter dextral, e como uma zona de sutura paleoproterozoica, por separar terrenos do embasamento, e neoproterozoica, por limitar a ocorrência de granitóides pré-colisionais. A análise conjunta da Zona de Cisalhamento Abre Campo e demais zonas transcorrentes da área fez com que Silva (2010) assumisse que o respectivo conjunto se definiria como uma zona dúctil de empurrão e transcorrências dextrais que estariam diretamente ligadas à evolução e consolidação da Serra do Brigadeiro. O perfil em varredura **B-B'** (Figura 16) ilustra o comportamento da topografia a esse processo de soerguimento do segmento escarpado analisado, que se

comporta como pilar tectônico (*horst*), cerca de 20 km de largura e de amplitude superior a 300 metros - medida inferida pela posição atual dos depósitos de bauxita, em altitude superior a 700 metros e que estão em franco processo de retrabalhamento erosivo (NOCE *et al.* 2003). Segundo Noce *et al.* (2003), os depósitos de bauxita possivelmente correspondem ao antigo nível de base regional alçado ao nível atual por atuação desta tectônica. O segmento SE do perfil em varredura **B-B'**, no qual se aloja o rio Glória marca o comportamento topográfica inerente a Depressão Escalonada dos Rios Pomba e Muriaé, que reúne um relevo escalonado, com cotas altimétricas que oscilam entre 200 m a aproximadamente 700 m, à medida que se aproxima da serra da Mantiqueira.

A tectônica distensiva mesozoica-cenozoica em consequência ao reajustamento isostático da margem continental gerou diversos lineamentos visíveis em várias porções do território brasileiro. A direção preferencial desses lineamentos é NE-SW, com uma família secundária de direção NW-SE (NOVO *et al.*, 2010). A orientação principal NE-SW da área é verossímil nos diagramas de roseta para frequência de lineamentos e extensão dos lineamentos nessa direção. Sendo também evidente lineamentos numa orientação NW-SE, seguido por W-E de forma realçada. Os principais traços da trama estrutural remontam a investigação feita por Oliveira (2018) que identificou falhas correlatas à compressão NE-SW, responsável por promover transcorrência dextral NW-SE. Foram mapeados aproximadamente 3000 lineamentos na área selecionada na Mantiqueira Setentrional, sendo catalogados lineamentos tanto para o relevo e drenagem de extensões variando de 300 m até 20 km (Figura 18). Gerou-se rosetas de frequência e comprimento acumulados para o setor, separando os lineamentos de relevo e drenagem (Figuras 19A a 19F).

Figura 18 – Mapa de lineamentos de relevo e drenagem para o setor da Mantiqueira Setentrional.

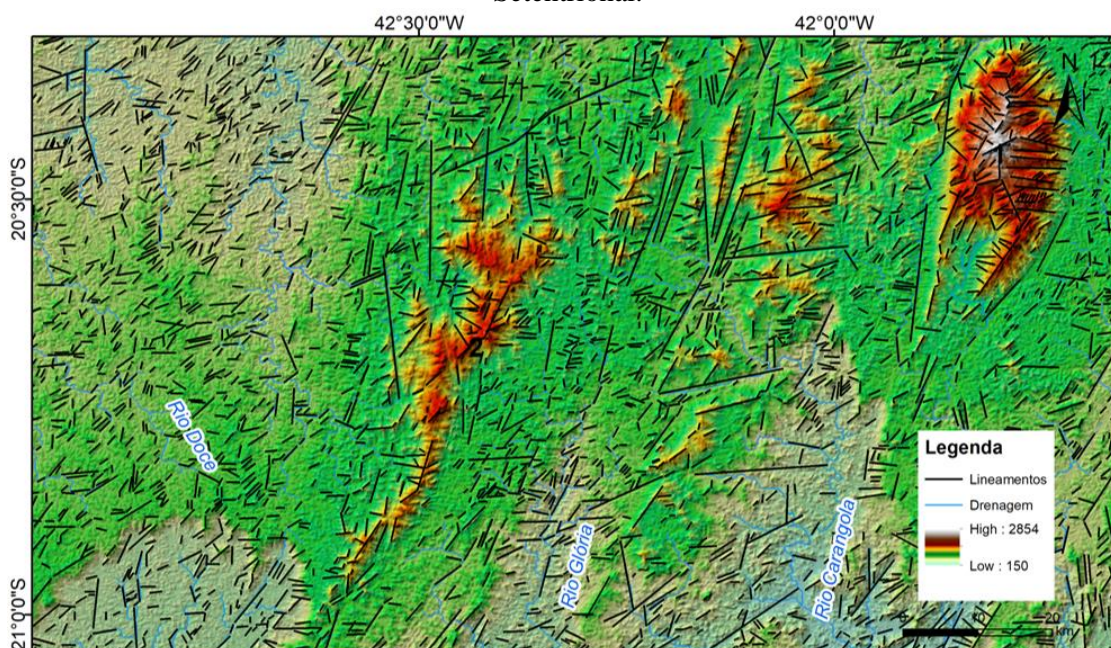
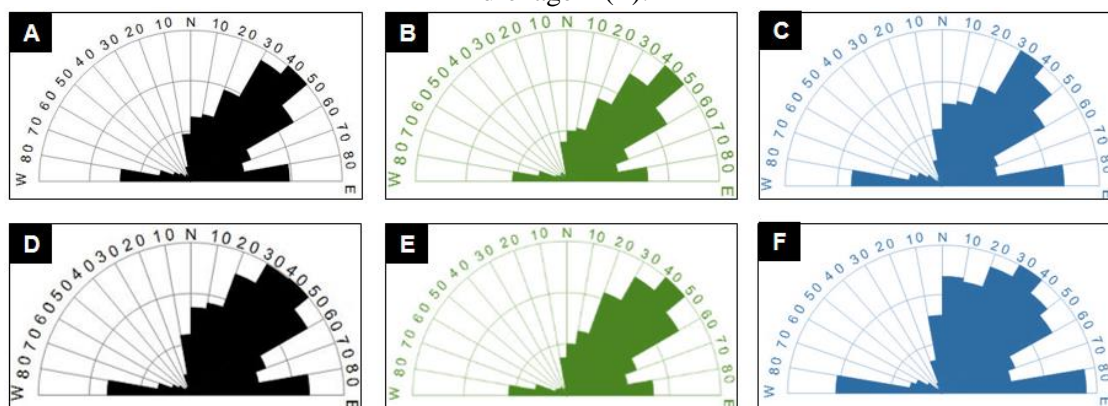


Figura 19 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Setentrional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total dos lineamentos de relevo (B); Frequência total de lineamentos de Drenagem (C); Comprimento total acumulado (D); Comprimento acumulado para os lineamentos de relevo (E); Comprimento acumulado para os lineamentos de drenagem (F).

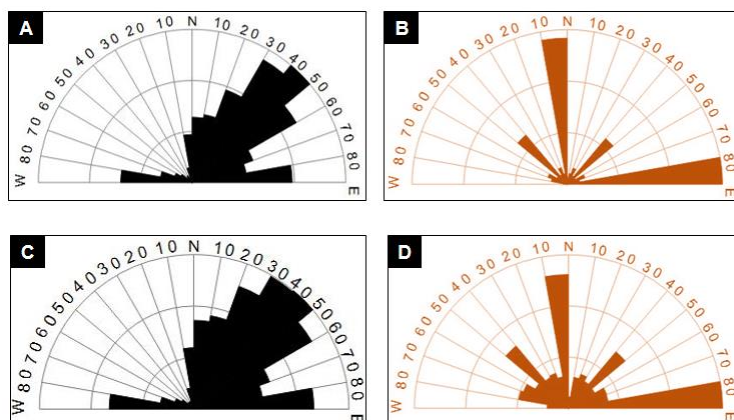


Os lineamentos de direção NE-SW e NNE-SSW são os mais frequentes e de maior comprimento, seguido por um conjunto de lineamentos de direção W-E (Figura 19A e 19D). Estes seguem o *trend* estrutural de direção NE-SW (WIEDEMANN *et al.*, 2002), que também é a direção preferencial de nucleação de falhas da tectônica distensiva que gerou, por exemplo, o *Horst* da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003). Outra tendência observada é o aumento da direção W-E nos lineamentos de drenagem (Figuras 19C e 19F), sugerindo que as deformações tectônicas do terreno possam estar aproveitando essa orientação principal, dado que a rede de drenagem é um dos elementos mais sensíveis às

modificações tectônicas, sendo o primeiro elemento a adaptar-se a quaisquer deformações tectônicas do terreno (VOLKOV *et al.*, 1967; BURNETT e SCHUMM, 1983).

A roseta das drenagens de primeira ordem mostra quatro direções principais: NW-SE, NE-SW, W-E e, preferencialmente, N-S (Figura 20). As orientações das zonas de cabeceiras possibilitam explicar parte das relações estruturais mais recentes para área alvo.

Figura 20 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Setentrional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total para direção dos canais de primeira ordem (B); Comprimento total para os lineamentos (C); Comprimento total para os canais de primeira ordem (D).



A direção N-S pode ser relacionada a fase tectônica distensiva ENE-WSW responsável por gerar falhas normais em sedimentos quaternários e vales N-S; esta fase evolutiva foi proposta por Oliveira (2018). Por sua vez, a fase compressiva de idade pleistocênica NW-SE (MELLO *et al.*, 2002; OLIVEIRA, 2018), promoveu a transcorrência dextral W-E, e pode estar controlando a evolução das zonas de cabeceiras e as drenagens de primeira ordem na área.

Observa-se forte correlação visual entre os lineamentos de drenagem (Figuras 19C e 19F) e a orientação dos canais de primeira ordem (Figuras 20B e 20D), a correlação é marcada sobretudo pela orientação W-E, predominante nos canais de primeira e segunda ordens. A respectiva configuração demonstra que o controle tectônico desta direção afeta tanto drenagens bem desenvolvidas, como as cabeceiras dos principais canais da área. O aumento da direção W-E reforça a interpretação do tectonismo ativo bem marcado em falhas transcorrentes, correlata ao regime de esforços compressivos NW-SE neotectônicos identificados para a plataforma brasileira (MELLO *et al.*, 2002; HEILDBACH e HÖHNE, 2008).

4.4 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL MANTIQUEIRA MERIDIONAL

Foram mapeados para área cerca de 2700 lineamentos de relevo e drenagem (Figura 21), estes revelam uma íntima relação com a orientação principal da Faixa Ribeira, NE-SW, assim como a influência do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. (RICCOMINI, 1989). Ressaltam-se ainda, a importância da direção NNW-SSE nos processos de capturas de drenagem e de adernamentos de blocos que, em alguns casos, controlam os processos de erosão e sedimentação fluvial e coluvial, como ocorre no controle do ribeirão Lacerda, afluente do rio Bananal e cuja orientação NNW-SSE pode ser averiguado em planta como na paisagem (Figura 22). A análise estatística de direções e comprimento acumulado dos lineamentos foi realizado através de diagramas de rosetas (Figura 23).

Figura 21 – Mapa de lineamentos de relevo e drenagem para o setor da Mantiqueira Meridional. Zona de controle tectônico do ribeirão Lacerda (A).

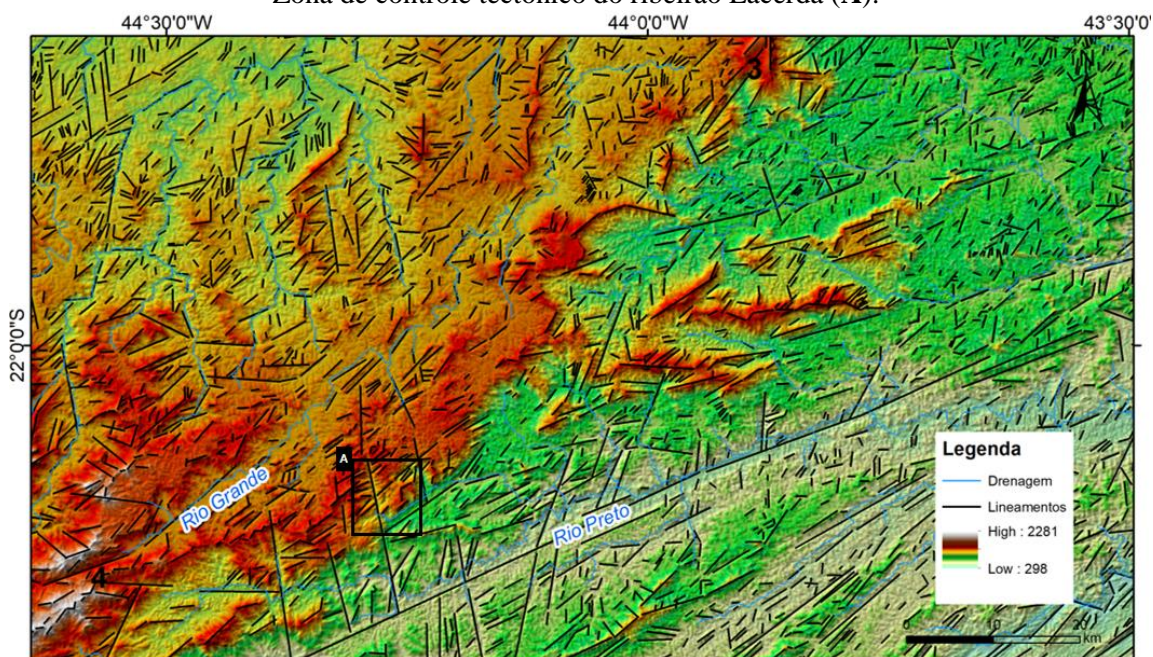
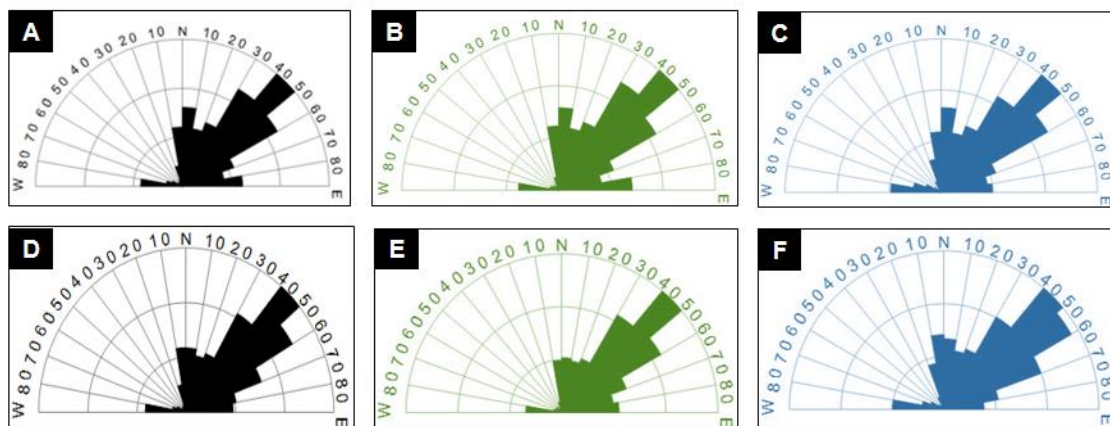


Figura 22 – Registro fotográfico de um trecho do fundo de vale do ribeirão Lacerda, cuja sedimentação quaternária está retida sob um padrão de orientação NW-SE.



Figura 23 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Meridional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total dos lineamentos de relevo (B); Frequência total de lineamentos de Drenagem (C); Comprimento total acumulado (D); Comprimento acumulado para os lineamentos de relevo (E); Comprimento acumulado para os lineamentos de drenagem (F).



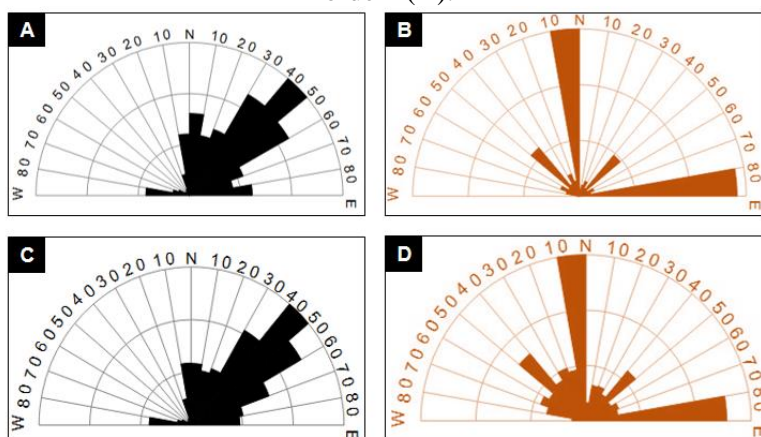
Os diagramas de rosetas confirmam que os lineamentos de direção NE-SW e NNE-SSW são os mais frequentes e de maior comprimento. O lineamento de maior projeção na área corresponde justamente ao local no qual está instalado o coletor principal que se refere ao vale do rio Preto. O lineamento se projeta em uma direção NE-SW com uma extensão de aproximadamente 50 km, o mesmo corresponde a uma das projeções laterais da Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul (CAMPANHA e FERRARI, 1984; CHRISPIM e TUPINAMBÁ, 1989). Este lineamento é marcado por uma área rebaixada e que estabelece conexões com a rede de afluentes do rio Preto; essas zonas de confluência dos tributários do rio Preto estão controladas por lineamentos preferencialmente nas direções NNE-SSW e NNW-SSE.

Diante desse quadro, observa-se forte correlação no estabelecimento do coletor principal do rio Preto com a fase extensional NNW-SSE, que reativou uma antiga zona de cisalhamento brasileira, com formação da depressão original na forma de hemigrábens basculados para NW e a deposição das Formações Paleogênicas de Resende, Taubaté e São Paulo (RICCOMINI, 1989).

A determinação das direções e comprimentos preferenciais dos segmentos de drenagem de primeira ordem são apresentados através de diagrama de roseta (Figura 24). Esta permite compreender o predomínio da orientação N-S, seguido pela direção W-E, NW-SE e NE-SW tanto para frequência como para o comprimento acumulado. Observa-se que as orientações relacionam-se com as fases tectônicas encontradas por Mello *et al.* (2002) e Oliveira (2018). A orientação principal está vinculada à fase de reativação tectônica mais recente, a qual estabelece vales tectônicos N-S por reflexo de esforços

distensivos ENE-WSW que promovem falhas normais em sedimentos quaternários (OLIVEIRA, 2018). Interpreta-se uma possível reativação da Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (ALMEIDA *et al.*, 1999) ou Zona de Falhas de Passa Vinte (SAADI, 1991), uma vez que essas zonas de fraqueza de direção N-S influenciam fortemente a dissecação do relevo, estando expressas no controle dos canais de primeira ordem indicando a forte conexão dessa orientação com a evolução e dissecação da área a partir desse eixo. A orientação W-E dos canais de primeira ordem, segunda de maior projeção na área, vincula-se aos processos compressivos NW-SE que promoveram diversas transcorrências dextrais W-E (MELLO *et al.*, 2002).

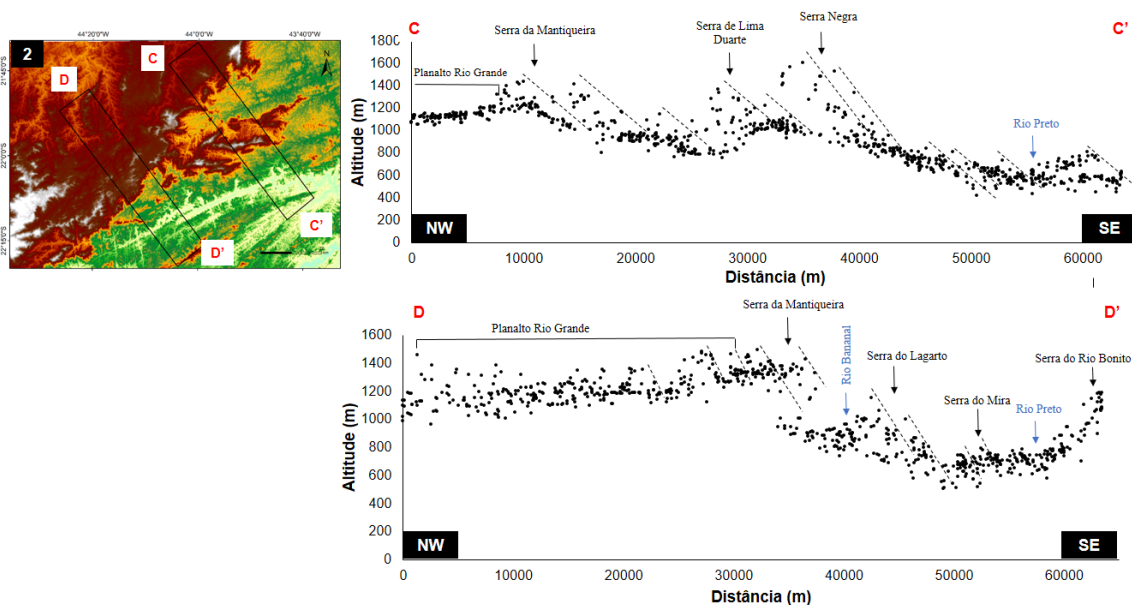
Figura 24 – Diagramas de Rosetas para o setor da Mantiqueira Meridional. Frequência total para os lineamentos mapeados (A); Frequência total para direção dos canais de primeira ordem (B); Comprimento total para os lineamentos (C); Comprimento total para os canais de primeira ordem (D).



A paisagem da área é marcada por um relevo montanhoso com escarpas íngremes e vales encaixados, apresentando cristas e picos elevados que ultrapassam 1.400 m de altitude. À medida que se segue o rumo leste, em direção à Zona da Mata, a Serra da Mantiqueira torna-se mais dissecada e com a escarpa frontal (sul) mais recuada pela dissecação operada pelos rios do Peixe, Paraibuna, entre outros.

As orientações NE-SW e NW-SE destacam-se marcando morfologias estruturais e tectônicas da região e adjacências bem como controlam preferencialmente as direções de dissecação e níveis distintos de superfícies que podem corresponder a aplainamentos sucessivos ou embutimentos. A respectiva organização é apresentada nos perfis de relevo em varredura (Figura 25).

Figura 25 – Perfis de relevo em varredura do setor da Mantiqueira Meridional, exibindo o padrão do relevo e caimento de blocos sob forte influência do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.



Os principais blocos tectônicos marcam o escalonamento da paisagem e controle da dissecação. Com relação aos processos de dissecação do relevo destaca-se que as direções NE, preferencialmente, e NE-SW controlando os canais principais e, NW-SE, os canais das primeiras ordens, evidenciando a direção preferencial do remodelamento do relevo atual, como é visto pela disposição dos rios Bananal, Pirapetinga, Jacutinga, entre outros afluentes do rio Preto.

Os perfis de relevo em varredura interceptam a Mantiqueira Meridional em dois setores. O setor mais a norte da área selecionada é marcado por escarpas e cristas quartzíticas, reunindo uma morfologia marcada pelo escalonamento de blocos orientados para NE-SW, como as Serras Negra e Lima Duarte representadas no perfil de relevo em varredura C-C' (Figura 25). O setor sul da Mantiqueira Meridional selecionado reúne vertentes íngremes e vales encaixados que mostram os maiores desnivelamentos topográficos no contexto escarpado, com altitudes variando de 400 até cerca de 1.800 m, como pode ser averiguado no perfil de relevo em varredura D-D' (Figura 24). De forma geral, as formas de relevo neste domínio apresentam-se fortemente controladas pelo substrato geológico, as encostas reúnem forte declividade, algumas compostas por paredões rochosos, sendo comum a presença de cicatrizes de escorregamento. A vertente escarpada preserva uma orientação NE-SW, sendo drenada por canais como o Peixe, Bananal, Jacutinga, entre outros que convergem para o Rio Preto. Segmentos das serras, como a Serra do Lagarto, Negra e Lima Duarte são sustentados por quartzitos de

granulometria grossa, intercalados com paragnaisse e xistos do subgrupo Carrancas no âmbito da Megassequência Andrelândia.

Os perfis de relevo em varredura (Figura 25) também sugerem forte significado erosivo para evolução do relevo, uma vez que quanto mais próximo ao rio Preto, mais rebaixado é o relevo, o qual guarda junto ao leito a jusante do canal principal as cotas mais baixas da região, entre 500-400 m de altitude. A Serra da Mantiqueira abrange, principalmente, a porção SW da área, possuindo uma altitude média em torno de 1.200 m. Este extenso domínio é constituído de morros e escarpas serranas, além de porções de baixa amplitude altimétrica, caracterizadas por relevo de colinas.

A principal bacia que drena este segmento do Planalto da Mantiqueira é representada pelo Rio Grande e canais tributários no reverso da escarpa. A configuração do *front* escarpado reforça o recuo da Serra da Mantiqueira e avanço sob as áreas da bacia do rio Grande, evidenciando a captura dessas bacias pelo rio Preto, denotando o ímpeto erosivo maior das bacias conectadas a drenagem do rio Paraíba do Sul. Interpreta-se que o significado erosivo para a área mescla-se com as deformações tectônicas e facetamentos conspícuos a diversas morfologias mapeadas e catalogadas nessa pesquisa.

Rezende e Salgado (2020) associam a gênese de vales suspensos na área primordialmente a causas erosivas e não a um escalonamento de origem tectônica. Segundo os autores, o alto curso do rio Preto pertencia a bacia do rio Paraná e foi capturado pela bacia do rio Paraíba do Sul a partir de um rearranjo da drenagem. As principais evidências dessa configuração seriam a diferença altimétrica da ordem de 100/200 m do alto vale do rio Preto e o vale do alto rio Grande, enquanto o desnível em relação ao rio Paraíba do Sul chega a 600 m. A segunda evidência aborda a presença de rupturas de declive que marcam a transição do alto curso para o médio curso, sugerindo que a área teria sido acometida de uma captura fluvial.

Os indícios trazidos nessa pesquisa corroboram com a análise apresentada anteriormente, uma vez que o desmantelamento erosivo das escarpas da Serra da Mantiqueira aproveita sobretudo das direções NW-SE a NNW-SSE, conformando vales tectônicos em diversos trechos, nos quais se instalou afluentes do rio Preto. Logo, esses rearranjos hidrográficos podem ser associados ao controle tectônico dessas zonas principais.

4.5 SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DO QUADRO MORFOESTRUTURAL

As características principais do quadro morfoestrutural das áreas selecionadas permitem compreender os vínculos do relevo atual com o arcabouço litoestrutural. A influência das grandes orogenias na morfologia é um aspecto determinante e expresso no relevo e na drenagem. A Faixa Ribeira, definida por Almeida *et al.* (1973), corresponde a uma faixa de dobramentos, cavalgamentos e transcorrências de direção NNE. Esta orientação marca o conjunto de feições estudadas, em especial, os terrenos do setor estudado Meridional da Serra da Mantiqueira, que guardam o controle e orientação NE-SW. Enquanto à porção Setentrional esse padrão começa a migrar para uma orientação N-S a NNE-SSW correspondendo o começo da influência dos terrenos do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001).

A influência das orientações principais foi captada na análise dos diagramas de rosetas. Identifica-se uma correlação de ambas áreas ao contexto da Faixa Ribeira, enquanto na porção Setentrional da Serra da Mantiqueira a influência do Orógeno Araçuaí é sublinhada de forma mais contundente no diagrama de roseta para drenagem (Figuras 19C e 19F).

De forma geral, o controle estrutural no relevo pode ser averiguado a partir dos perfis de relevo em varredura, que demonstraram o predomínio dos blocos controlados segundo a herança estrutural e da tectônica cenozoica. Enquanto os lineamentos demonstraram uma significativa correlação com o *trend* principal NE-SW. Contudo, a Serra do Brigadeiro e a Serra do Ibitipoca não estão preservadas unicamente por controle estrutural dada a maior resistência litológica, uma vez que uma vez que diversos setores gnáissicos e graníticos são sustentados junto com quartzitos, o que sugere um controle tectônico desses segmentos.

O controle estrutural na drenagem é mais tênue que no relevo, o que sugere um maior êxito do controle tectono-erosivo na reconfiguração desse componente. A presença de vales controlados sob uma orientação NW-SE, está ligada a um campo de esforços distensivo paleogênico de direção NNW-SSE. Segundo Riccomini (1989) este campo está vinculado a formação da depressão original do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, o que demonstram os vínculos da área com aos processos tectônicos que se seguiram à reativação Mesozoica-Cenozoica e a abertura do Oceano Atlântico (MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2002).

De forma complementar à discussão, a direção dos canais de primeira ordem permite avançar na compreensão da influência da tectônica ressurgente e moderna para a área. Os canais se mostram orientados segundo sistemas de falhas e fases tectônicas já reconhecidas para ambas áreas: E-W (80-90°) e N-S (0-10°). No setor meridional interpreta-se para a área alvo a reativação da Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (ALMEIDA *et al.*, 1999) ou Zona de Falhas de Passa Vinte (SAADI, 1991) como determinante na configuração das cabeceiras segundo uma orientação N-S. Hasui (1990) reconhece que a neotectônica atuante no domínio intraplaca é cenozoica, e, a partir do Neógeno, apresenta eixos de máxima tensão com direções gerais E-W a NNW-SSE. Logo, as drenagens de primeira ordem respondem muito claramente aos movimentos E-W de expansão do Oceano Atlântico Sul e os movimentos N-S de compressão entre a Placa Sul Americana e de Nazca (JACQUES *et al.*, 2014). Assumpção (1992) mostra que os eventos sísmicos na região sub-andina têm compressão máxima próximo a E-W.

Portanto, a configuração morfoestrutural se mostra envolvida pela emolduração litoestrutural, mas a dinâmica erosiva apresenta vínculos importantes com a dinâmica neotectônica intraplaca conspícua à região, especialmente na reativação de antigas zonas de cisalhamento. Entretanto, a vinculação de ambas áreas a uma dinâmica erosiva, introduzindo um expressivo recuo da Serra da Mantiqueira de forma geral é a tônica das áreas selecionadas. Este recuo é bem marcado no segmento setentrional dada a significativa retração processada pela rede de drenagem ligadas aos rios Pomba e Muriaé, os quais abriram uma vasta depressão que extrapola os limites do Rife do Paraíba do Sul (REZENDE e SALGADO, 2020). O setor meridional guarda um maior número de controles locais, estes expressos no relevo dada a manutenção de soleiras, litologias mais resistentes e fatos morfotectônicos mais contundentes, como descrito anteriormente. O controle exercido pelas soleiras fica nas taxas de denudação cenozoicas que demonstraram valores crescentes de montante para jusante no âmbito da bacia do rio Paraíba do Sul. Oliveira *et al.* (2016) mensurou que o total denudado varia cerca de 2000 m (30 m/Ma) no médio curso até 3000 m (45 m/Ma) no baixo curso.

A discussão dessas hipóteses relacionadas ao rearranjo da drenagem também são objeto de análise no capítulo seguinte, o qual abordará a dinâmica paleotopográfica conectando os aspectos erosivos e tectônicos para discussão de aspectos evolutivos para as áreas de análise estudadas.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE PALEOTOPOGRÁFICA E ASPECTOS TECTONO-EROSIVOS

Motoki *et al.* (2008) desenvolveu uma técnica que permite operar a reconstituição paleotopografia de uma área específica. O autor aponta que o termo em japonês *seppômen* significa “plano formado pelos contatos com os pontos culminantes”, sendo o mapa resultante desse procedimento metodológico a representação do paleorrelevo. Esta metodologia auxilia no reconhecimento de fatores litoestruturais a partir da análise da topografia em regiões com expressiva heterogeneidade geológica.

Os mapas paleotopográficos oriundos da técnica *seppômen* não envolvem a compreensão cronológica, mas permitem, pela análise em plano cartográfico, fornecer elementos relativos à evolução do relevo. De acordo com Motoki *et al.* (2008), mapas de reconstrução da paleogeomorfologia, a partir da topografia atual, representam o paleorrelevo maior ou menor dependendo da equidistância da malha quadrática adotada. Sendo assim, quanto menor for a malha quadrática mais recente é o paleorrelevo representado por ela, pois a malha fina preenche seletivamente as drenagens pequenas, simulando a paleogeomorfologia do passado recente. A malha maior, por sua vez, simula a paleogeomorfologia do passado mais remoto, podendo reproduzir a topografia mais antiga, porém de uma forma mais ambígua ao preencher as drenagens grandes. Aires *et al.* (2012) discutiu a importância da aplicação da técnica de *seppômen* para delimitação dos movimentos verticais provenientes de falhas antigas e para avaliação da resistência erosiva de maciços; além de auxiliar na diferenciação dos controles passivos e ativos de uma dada região, favorecendo uma interpretação mais coerente dos mecanismos evolutivos em tempo longo.

Segundo Van der Beek *et al.* (2002), os processos de desmantelamento de uma escarpa podem se dar por dois processos: por incisão vertical (*downwearing*) da rede de drenagem com manutenção da posição inicial do divisor de drenagem; ou por retração lateral (*backwearing*) da escarpa, contribuindo para o recuo do divisor. Van der Beek *et al.* (2002) apontam que as escarpas erosivas seriam fruto da erosão diferencial de rochas ou da existência de diferenças de níveis de base, estas que seriam, por sua vez, respostas à elevação regional decorrente de processo de rifteamento.

Segundo Marques Neto *et al.* (2019), a reconstituição paleotopográfica, mesmo não tendo uma dimensão geocronológica, introduz um significado temporal à análise geomorfológica; sobretudo por permitir averiguar a influência tectônica a partir da

persistência de feições escarpadas ao longo do tempo; além de permitir avaliar o mecanismo erosivo em função do entalhe fluvial. Com isso, o conjunto de interpretações oriundos da análise paleotopográfica assume um significado importante em relevos montanhosos, em especial em domínios de grandes escarpamentos da faixa atlântica brasileira.

Nesse sentido, a proposta foi avaliar a atuação da atividade tectônica sustentando as feições escarpadas estudadas na Serra da Mantiqueira, diferenciado os aspectos morfológicos do setor Meridional e Setentrional. A estratégia permitiu avançar na compreensão das reorganizações impressas pelo componente neotectônico nos setores escarpados da área de estudo.

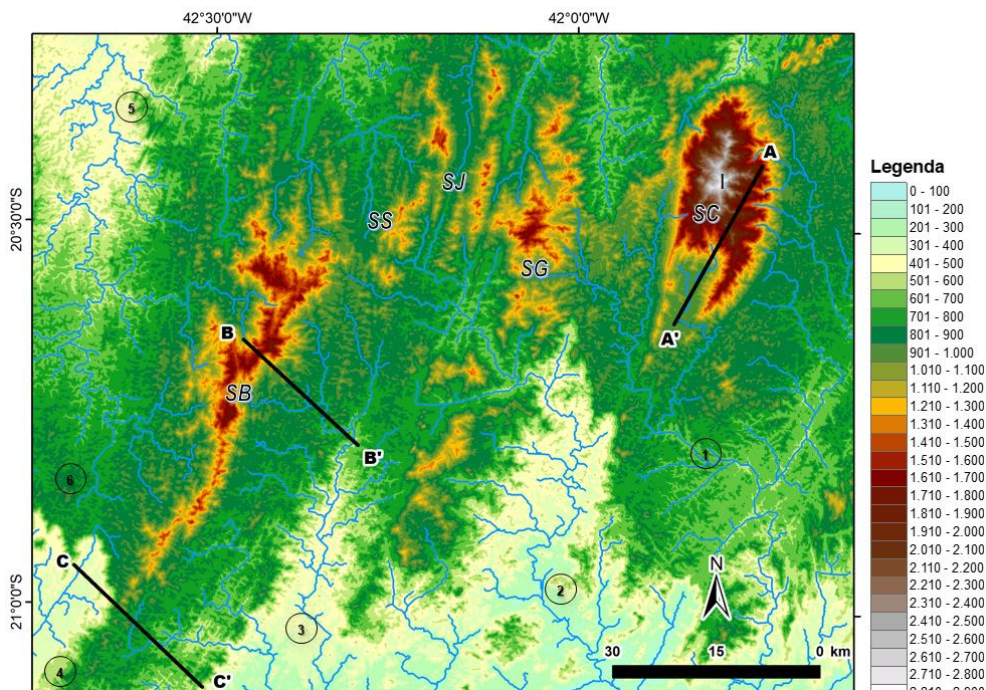
5.1 PALEORRELEVO E AVALIAÇÃO TECTÔNICA DAS ESCARPAS DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL

A avaliação do contexto paleotopográfico do setor da Mantiqueira Setentrional foi processada para um contexto geomorfológico marcado sobretudo por altimetrias que ultrapassam os 800 metros, podendo alcançar até aproximadamente 2900 metros, como é o caso do Pico da Bandeira, cuja altimetria chega a 2.891,32 metros (Figura 26).

Foram elaborados cartogramas paleotopográficos em três malhas quadráticas: 0,5 km (Figura 27), 1 km (Figura 28) 2km (Figura 29). Na sequência são apresentados os perfis topográficos sobrepostos a perfis paleotopográficos das três malhas (Figura 29).

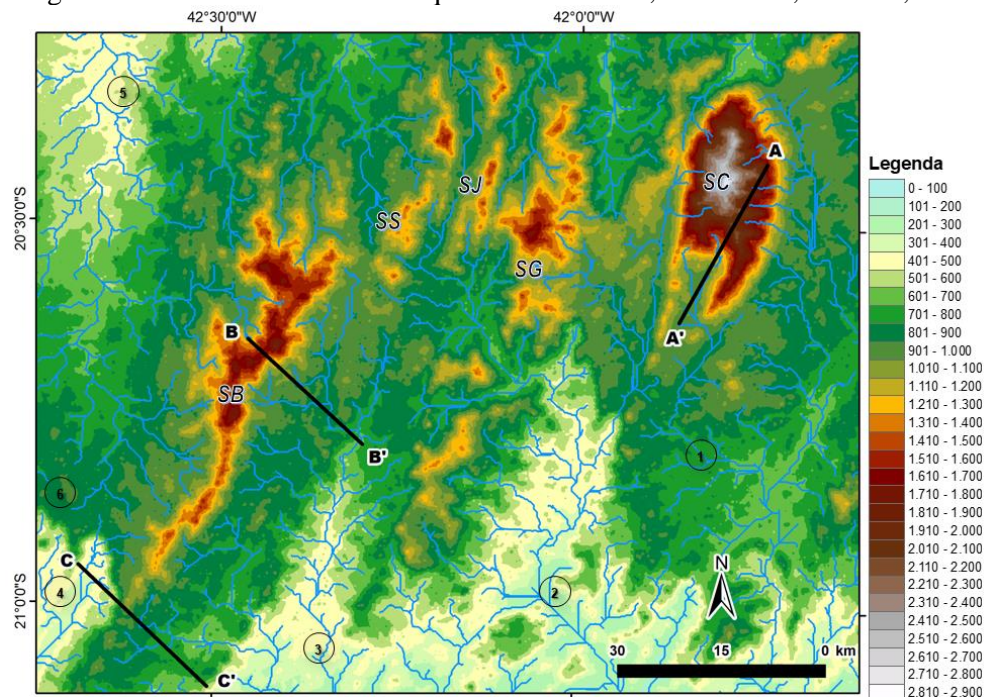
Em termos gerais, a comparação do relevo atual com os mapas paleotopográficos permitem notar maior continuidade nos segmentos altimontanos, menor profundidade de dissecação e maiores dimensões interfluviais no paleorrelevo, especialmente nas malhas mais grosseiras. Notou-se nas escarpas do paleorrelevo de 2 x 2 km (Figura 29) o menor dismantelamento das frentes escarpadas por incisão vertical (*downwearing*) da rede de drenagem e preservação da posição inicial do interflúvio, conjuntamente com uma menor retração lateral (*backwearing*) da escarpa, contribuindo assim para menor recuo do divisor de drenagem.

Figura 26 – Mapa hipsométrico do setor Setentrional da Serra da Mantiqueira.



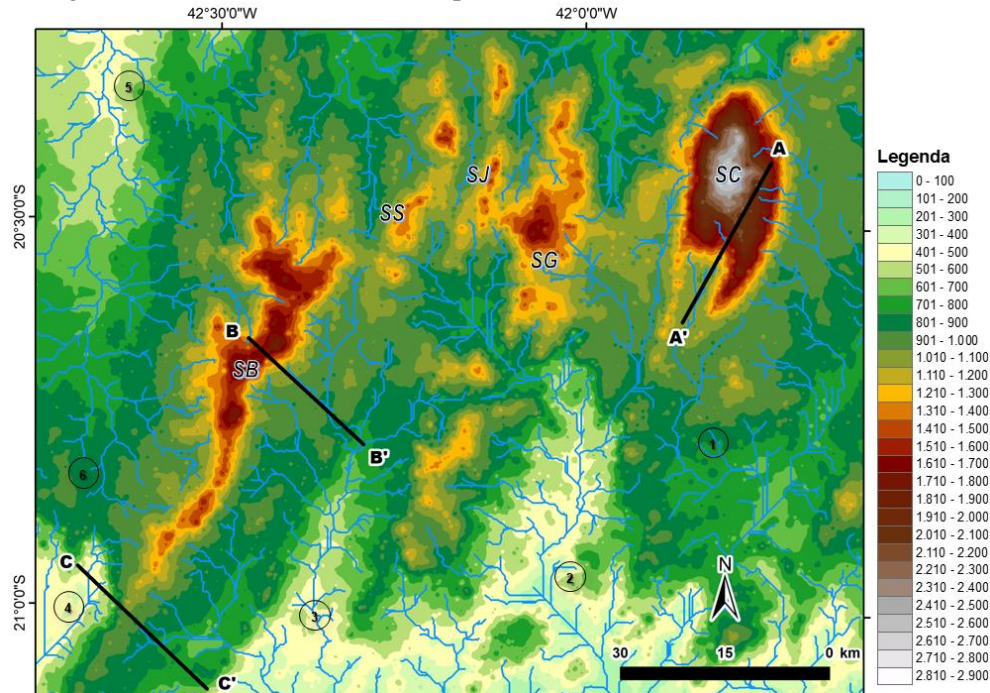
Serras: SC - Serra do Caparaó; SB - Serra do Brigadeiro; SG - Serra do Grumarim; SS - Serra de Siritinga; SJ - Serra de São João. **Drenagens:** 1 - rio São João (afluente do rio Itabapoana); 2 - rio Carangola (Bacia do rio Paraíba do Sul); 3 - rio Glória (Bacia do rio Paraíba do Sul); 4 - rio dos Bagres (Bacia do rio Paraíba do Sul); 5 - rio Doce; 6 - córrego Táboas (Bacia do rio Doce). I - Pico da Bandeira; A-A', B-B', C-C' - localização dos perfis topográficos.

Figura 27 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 0,5 km x 0,5 km.



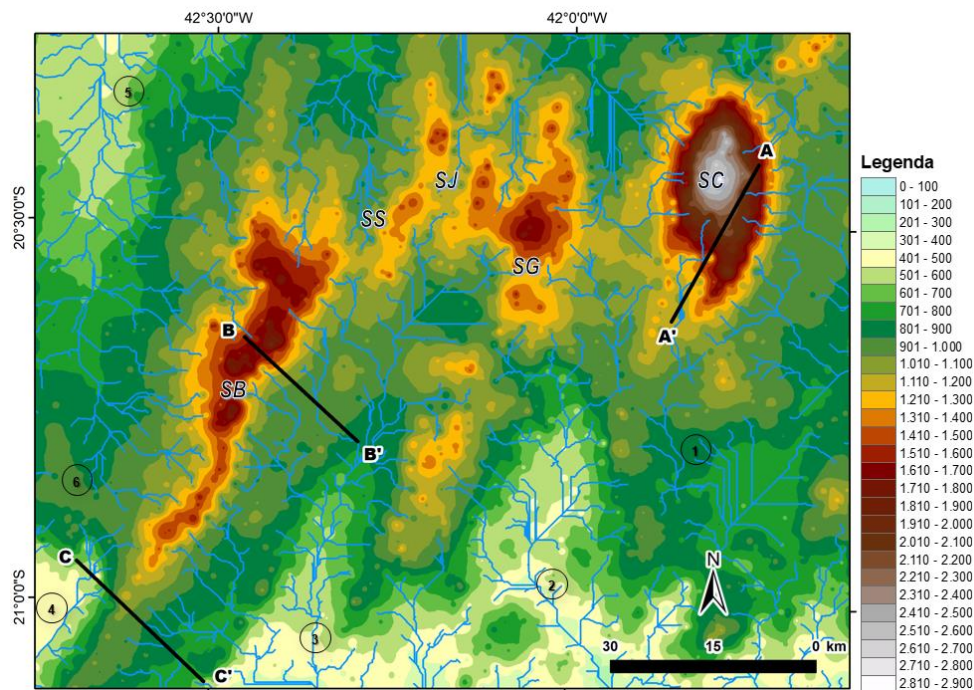
Serras: SC - Serra do Caparaó; SB - Serra do Brigadeiro; SG - Serra do Grumarim; SS - Serra de Siritinga; SJ - Serra de São João. **Drenagens:** 1 - rio São João (afluente do rio Itabapoana); 2 - rio Carangola (Bacia do rio Paraíba do Sul); 3 - rio Glória (Bacia do rio Paraíba do Sul); 4 - rio dos Bagres (Bacia do rio Paraíba do Sul); 5 - rio Doce; 6 - córrego Táboas (Bacia do rio Doce). A-A', B-B', C-C' - localização dos perfis topográficos.

Figura 28 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 1 km x 1 km.



Serras: SC - Serra do Caparaó; SB. Serra do Brigadeiro; SG - Serra do Grumarim; SS - Serra de Siringtinga; SJ - Serra de São João. **Drenagens:** 1 - rio São João (afluente do rio Itabapoana); 2 - rio Carangola (Bacia do rio Paraíba do Sul); 3 - rio Glória (Bacia do rio Paraíba do Sul); 4 - rio dos Bagres (Bacia do rio Paraíba do Sul); 5 - rio Doce; 6 - córrego Táboas (Bacia do rio Doce). A-A', B-B', C-C' - localização dos perfis topográficos.

Figura 29 – Paleorrelevo da Mantiqueira Setentrional, malha de 2 km x 2 km.



Serras: SC - Serra do Caparaó; SB - Serra do Brigadeiro; SG - Serra do Grumarim; SS - Serra de Siringtinga; SJ - Serra de São João. **Drenagens:** 1 - rio São João (afluente do rio Itabapoana); 2 - rio Carangola (Bacia do rio Paraíba do Sul); 3 - rio Glória (Bacia do rio Paraíba do Sul); 4 - rio dos Bagres (Bacia do rio Paraíba do Sul); 5 - rio Doce; 6 - córrego Táboas (Bacia do rio Doce). A-A', B-B', C-C' - localização dos perfis topográficos.

Observando-se a organização da drenagem atual e da paleodrenagem é possível mensurar a maior agressividade das bacias costeiras na captura dos setores altimontanos, em especial dos rios Carangola e Glória, afluentes do rio Muriaé e que deságuam no rio Paraíba do Sul. O potencial erosivo das bacias mencionadas somente é superado pela bacia do rio São João, afluente do rio Itabapoana, que dada a proximidade com nível de base geral apresenta uma erosão remontante mais eficaz.

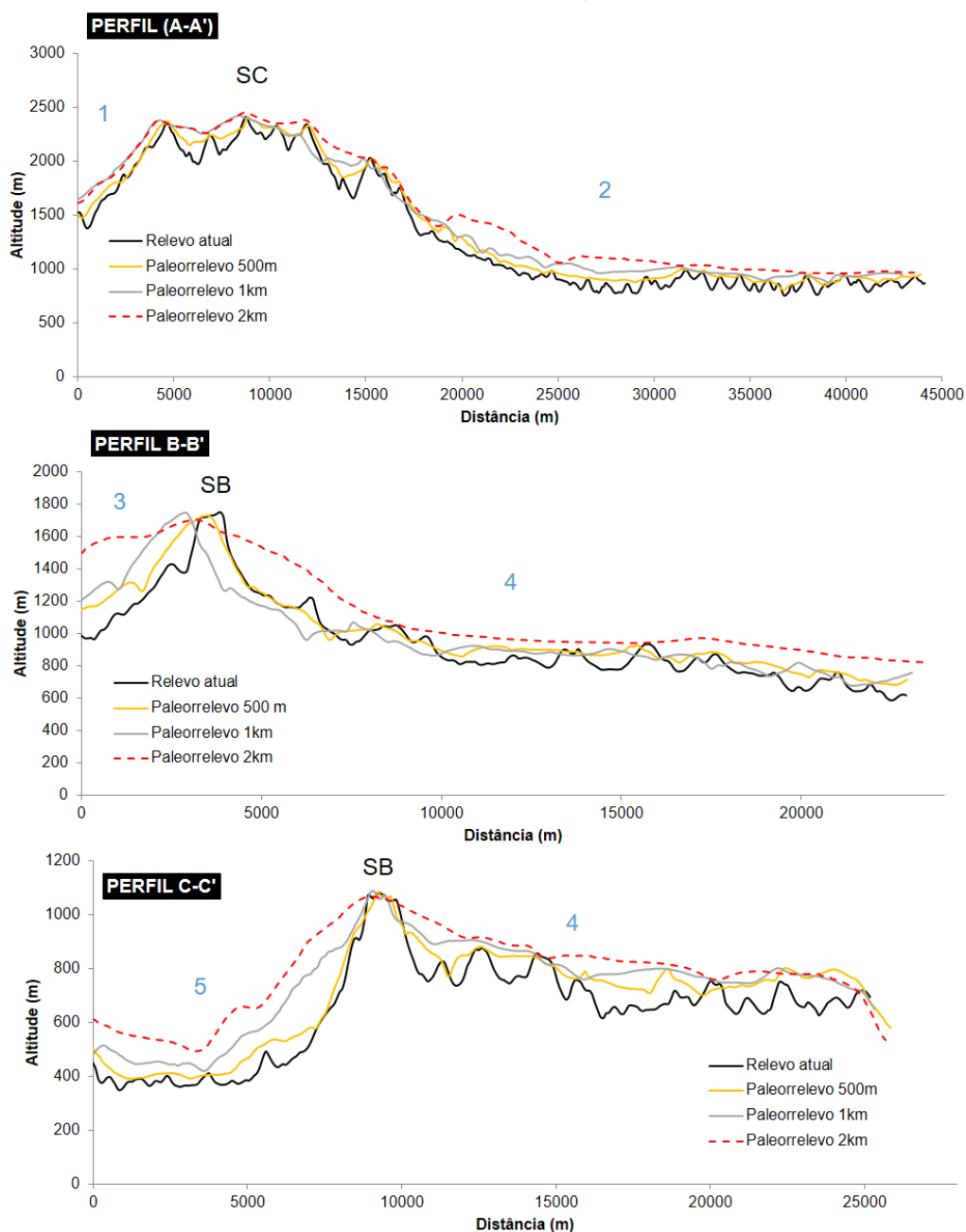
O maior potencial erosivo dos canais conectados à bacia do rio Itabapoana pode ser averiguado a partir da comparação do relevo atual com mapas paleotopográficos. A captura das porções serranas pela bacia do rio Itabapoana é recente, não sendo apreendida por nenhuma reconstituição paleotopográfica (Figuras 27, 28 e 29), o que demonstra a jovialidade do processo de incorporação dessas áreas à bacia do rio Itabapoana. Desse modo, o rearranjo promovido pelo rio Itabapoana, capturou o rio Caparaó e todo o relevo do flanco oeste da Serra do Caparaó e serras circunvizinhas, como a Serra de Grumarim.

Diante disso, cabe afirmar que a paleodrenagem que conduziu a maior parcela do entalhe e reafeiçoamento do Maciço do Caparaó foi promovida por afluentes do rio Paraíba do Sul, sendo, portanto, recente a conexão com o rio Itabapoana.

O Maciço do Caparaó manteve as maiores altimetrias para área na malha topográfica de 2km (Figura 29), tendo na faixa acima de 1100 metros uma conexão com todos os terrenos mais elevados da área de estudo. As ligações da Serra do Caparaó entre os outros alinhamentos serranos foram diminuindo gradativamente dada a demanda erosiva das drenagens das bacias costeiras que festonaram os escarpamentos (Figuras 28 e 29).

A respectiva continuidade e menor entalhe da drenagem é notória nos patamares mais elevados do Maciço do Caparaó, sendo o entalhe fluvial pouco pronunciado nas reconstituições de 2 x 2 km e 1 x 1 km. A possível captura desse setor por afluentes do rio Itabapoana inaugura uma fase de maior dissecação dos setores altimontanos que é apresentada nos perfis comparativos para o setor (A-A') – Figura 30.

Figura 30 – Perfis topográficos e paleotopográficos da área de estudo obtidos em três transectos (A-A'; B-B'; C-C').



Serras: SC - Serra do Caparaó; SB - Serra do Brigadeiro. **Rios principais:** 1 - rio Santa Clara (Bacia do rio Itapemirim); 2 - rio Caparaó (Bacia do rio Itabapoana); 3 - rio Doce; 4 - rio Glória (Bacia do rio Paraíba do Sul); 5 - rio dos Bagres (Bacia do rio Paraíba do Sul).

A Serra do Brigadeiro, como um conjunto serrano com uma orientação predominante NNE-SSW tinha uma projeção altimétrica com predomínio de altitudes entre 1500 a 1600 metros e contrafortes com declividade suave, dada a menor profundidade de dissecação nos flancos laterais desse conjunto serrano, conforme é revelado na malha de 2 x 2 km (Figura 29) e perfil B-B' (Figura 30). Os perfis comparativos revelam o desmonte das escarpas de ambos lados: no flanco leste o desgaste

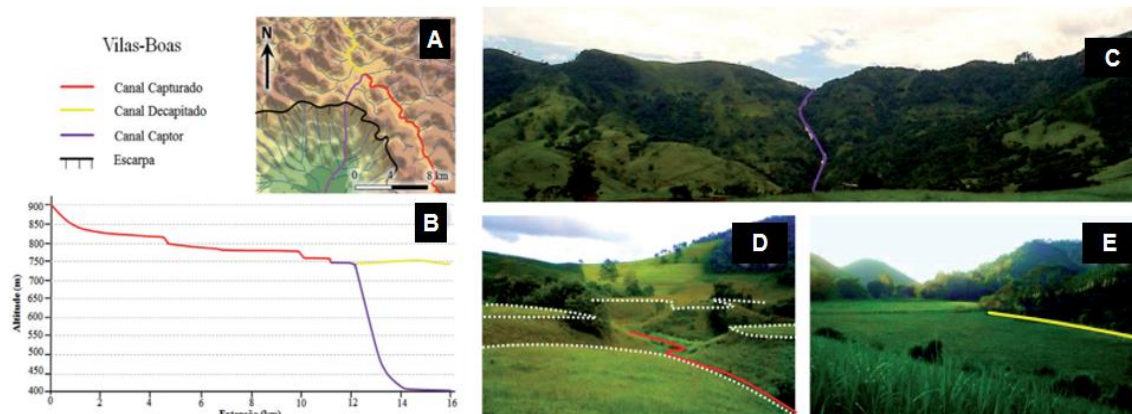
é promovido por afluentes da bacia do rio Paraíba do Sul e no flanco oeste a erosão é capitaneada por afluentes do rio Doce. O fato das malhas menores (1 x 1 km e 0,5 e 0,5 km) apresentarem semelhanças entre si revela que o processo de dissecação desse bloco é recente.

O segmento mais ao sul da Serra do Brigadeiro, situado na localidade de Vilas Boas, apresenta as menores altimetrias para a região compreendendo até aqui os maiores desníveis altimétricos, dada a profundidade de dissecação sempre superior a 400 metros. Entretanto, nota-se uma significativa diferença na malha de 2 x 2 km (Figura 29) das demais (Figuras 27 e 28) em relação ao ângulo e formato da escarpa leste desse setor, que está passando por um recente processo de retração lateral (*backwearing*), conforme pode ser observado no perfil C-C' (Figura 30). A configuração desse setor exhibe uma proeminência da retração lateral no segmento oeste, enquanto que na faixa leste observa-se o predomínio da incisão vertical na evolução da escarpa. Silva (2019) apontou a atuação conjunta de processos de retração e incisão vertical na evolução das escarpas da área em estudo. Corroborando com esta observação, Marent (2016) sugere uma morfogênese vinculada a capturas fluviais a partir do recuo lateral e incisão vertical na zona de *knickpoints*, com efeito sinérgico ao longo do canal principal e tributários.

Cherem *et al.* (2013) documentam uma importante captura na região, na qual o rio dos Bagres (bacia do rio Paraíba do Sul) captura uma área de aproximadamente 55 km² do córrego Taboas (bacia do rio Doce) (Figura 31). O canal capturador tem um curso encachoeirado de aproximadamente 350 metros de desnível entre a crista e a base da escarpa. O córrego capturado guarda suas cotas altimétricas originais (750 metros), sendo contínuo ao trecho não capturado com uma incisão fluvial 1 km à montante do ponto de captura, estando encaixado cerca de 2,5 metros em relação a calha fluvial atual.

Em suma, a partir dessas evidências é possível constatar uma evolução recente para a área, na qual processos difusos estariam comandando a evolução morfológica do setor, em especial aqueles associados à bacia do rio Paraíba do Sul. Assim, observa-se a existência de processos retrativos das escarpas de forma diferencial, mas uma ação conjunta de recuo lateral e incisão vertical nos vales. Os processos de capturas fluviais reportados pelas variações das malhas paleotopográficas revelam que esses arranjos são provavelmente de idade oligocênica, dado a manutenção desses padrões até nas malhas mais finas.

Figura 31 – Captura fluvial do rio dos Bagres: **A** - representação do relevo em perspectiva tridimensional; **B** - perfil longitudinal da captura de Vilas Boas entre as bacias do rio Doce (planalto superior) e do rio Paraíba do Sul (planalto inferior); **C** - canal encaixado ao setor escarpado (superimposição da drenagem); **D** - canal à montante da captura, evidenciando o ímpeto dos processos de incisão fluvial promovendo seu encaixamento e **E** - vale seco do córrego Táboas que foi capturado pelo rio dos Bagres.



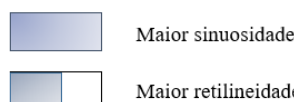
Fonte: Adaptado de Cherem *et al.* (2013).

Nesse sentido, o processo de festonamento das escarpas, capturas fluviais e incisão vertical nos principais setores altimontanos da área foi relativamente rápido, promovendo uma intensa dissecação e reafeiçoamento das morfologias, sobretudo as morfologias sobre litologias anfibolíticas e ortognáissicas dos complexos paragnáissicos neoproterozoicos, denotando um certo êxito da erosão diferencial na área. Contudo, a correlação mais contundente associa-se à trama estrutural, com falhas e zonas de cisalhamento presentes na bacia. O rio Glória, por exemplo, está situado em um contexto de falhas NE-SW, atravessadas por lineamentos NW-SE, ou seja, as falhas estão perpendiculares aos lineamentos e proporcionaram a evolução morfológica na qual a drenagem aproveita desses segmentos de maior fragilidade tectono-erosiva para formação e localização das principais planícies fluviais da área; essas marcadas ainda por feições morfotectônicas de desvios abruptos no canal de drenagem, junções angulosas e/ou padrões retilíneos.

Com o propósito de avaliar a influência tectônica e erosiva nas escarpas foi aplicado o índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf). Este índice subsidia a mensuração do recuo das escarpas pela análise do aprofundamento dos vales ou manutenção das mesmas, seja pela atuação da erosão diferencial ou pela ação tectônica, marcando a ocorrência dessas formas mais alçadas na paisagem. Os resultados da Smf para Mantiqueira Setentrional são apresentados no Quadro 5.

Quadro 5 – Valores do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) obtidos no contexto da Mantiqueira Setentrional.

Setor	Relevo atual			Paleorrelevo 0,5 km			Paleorrelevo 1 km			Paleorrelevo 2 km		
	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf
SB	95,89	54,00	1,78	69,00	53,22	1,30	61,90	53,70	1,15	65,73	54,13	1,21
SG	33,21	14,00	2,37	25,00	14,79	1,69	16,90	14,70	1,15	17,20	15,02	1,15
SS	9,20	8,00	1,15	8,00	7,73	1,03	9,30	8,20	1,13	8,83	8,44	1,05
SJ	15,10	11,00	1,37	15,00	12,62	1,19	14,43	12,96	1,11	19,58	16,92	1,16
SCW	36,02	27,00	1,33	30,00	27,03	1,11	32,00	26,64	1,20	35,71	27,46	1,30
SCE	65,48	37,00	1,77	45,00	37,91	1,19	40,82	38,01	1,07	43,87	38,04	1,15



SB - Serra do Brigadeiro; **SG** - Serra do Grumarim; **SS** - Serra de Siritinga; **SJ** - Serra de São João; **SCW** - Serra do Caparaó flanco oeste; **SCE** - Serra do Caparaó flanco leste.

O índice Smf foi mensurado para seis setores escarpados e os resultados apontaram que nos cenários analisados (da malha de 2 x 2 km até o relevo atual) os valores revelaram um aumento, sugerindo elevação da sinuosidade da escarpa decorrente do retrabalhamento erosivo das mesmas. O valor mais elevado de sinuosidade foi constatado na Serra do Grumarim, que apresentou um maior festonamento de suas frentes escarpadas, enquanto o menor valor foi encontrado para a Serra do Brigadeiro.

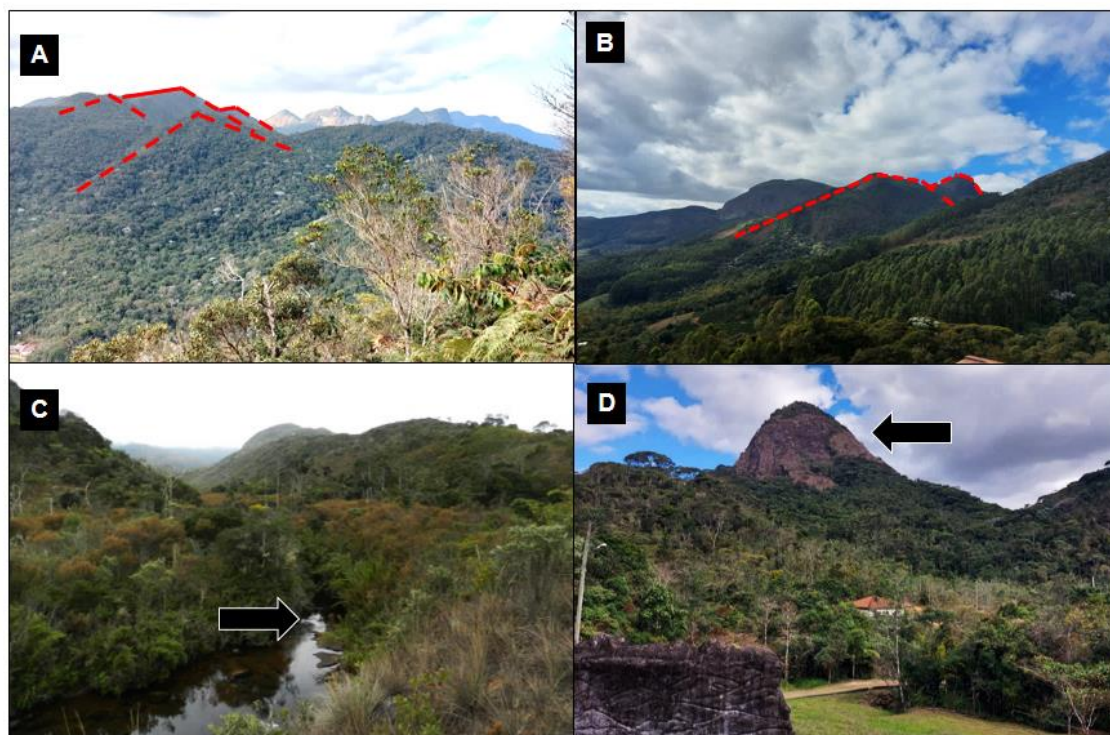
O controle da Serra do Brigadeiro também é evidente comparado a retilinearidade desse setor com os demais, uma vez que o mesmo apresenta a menor variação de sinuosidade (1,03 a 1,15) (Quadro 5). Esse maior controle está relacionado a resistência das estruturas quartzíticas do corpo de granitóides sinorogênicos e a resistência litológica pode ser correlacionada às baixas taxas de desnudação por isótopos cosmogênicos (^{10}Be), como as encontradas na área por Oliveira (2018), inclusive sendo uma das mais baixas para a Serra da Mantiqueira, variando de 5,2 a 13,3 m/Ma.

O controle morfotectônico também é importante na manutenção dos pontos culminantes, sendo expressivo em diversos pontos da Serra do Brigadeiro e que não pode ser associado unicamente a resistência dos quartzitos na sustentação de blocos, uma vez que esses segmentos mais elevados também são sustentados por litotipos gnáissicos. Uma outra tendência observada foi a diminuição da sinuosidade em dois setores na malha de 0,5 x 0,5 km, demonstrando que os dois setores escarpados foram retrabalhados recentemente.

Os processos de retração e incisão fluvial na área se apresentam associados a um controle tectônico significativo e que projetou na área um conjunto de evidências como facetas trapezoidais e triangulares, afloramentos rochosos em terraços fluviais, níveis de

base locais (*knickpoints*) e vales suspensos. A Figura 32 exemplifica feições mapeadas que evidenciam o controle morfotectônico vigente na área.

Figura 32 – Índícios morfológicos de controle tectônico na Mantiqueira Setentrional. **A** - Cristas em *hogback* em um relevo escarpado com facetas triangulares da Serra do Brigadeiro; **B** - Relevo escarpado e facetas trapezoidais do flanco oeste da Serra do Brigadeiro; **C** - *knickpoints* nos setores altimontanos do rio Caparaó; **D** - Estruturas de pães de açúcar evidenciando os patamares reafeiçoados da Serra do Brigadeiro. Fotos: F.S. Pacheco (set./2022). Linha tracejada em vermelho indicando as facetas triangulares e trapezoidais.



A reconstrução paleotopográfica permite tecer relações importantes sobre a configuração morfológica da área, assim como reconstituir de forma hipotética modificações na paisagem. Usualmente valores de nuclídeos cosmogênicos superiores a 20 m/Ma estão sendo associados à reativação tectônica, o que permite enquadrar a área dentro desse cenário, dado que as taxas denudacionais apresentam valores variando entre 5 a 28 m/Ma desde o Carbonífero (CHEREM *et al.*, 2012; GONZALEZ *et al.*, 2016; OLIVEIRA, 2018).

Oliveira (2018) faz um apontamento de que esta área vem sendo acometida por reativações tectônicas intraplaca desde o Mioceno, com taxas denudacionais variáveis e correlatas a uma evolução heterogênea dos escarpamentos interioranos, o que está relacionado a sinuosidade da crista. Outro aspecto importante destacado pelo autor, diz respeito a reativação de estruturas NE-SW, como o lineamento Cabeça Preta na bacia do rio dos Bagres enquanto frente principal de incisão e desmonte da paisagem

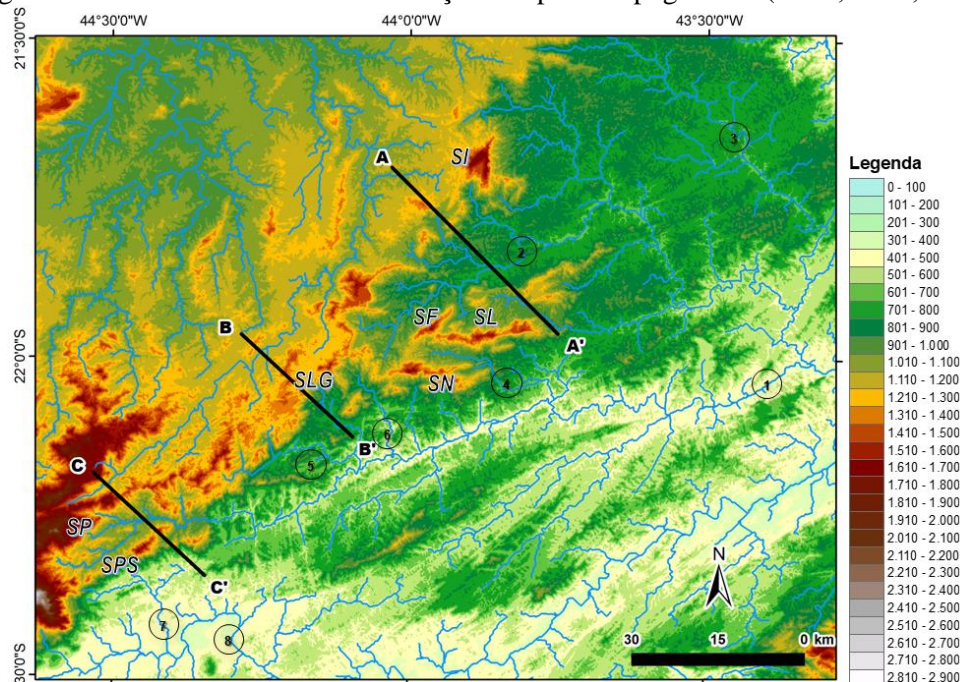
orientação NE-SW do rio Preto é influenciada pela própria orientação do sistema rifte, mas controlada pelo alinhamento do *front* da Serra da Mantiqueira.

A organização da drenagem do rio Preto criou uma frente de dissecação que foi aproveitada, sobretudo, por seus afluentes da margem esquerda e que se organizaram a partir do nível de base regional, destacam-se o rio do Peixe, rio Bananal, rio Pirapetinga, entre outros. Os conjuntos escarpados são sustentados por litologias gnáissicas, graníticas e quartzíticas metassedimentares da Megassequência Andrelândia, enquanto os setores mais rebaixados reúnem litologias gnáissicas, ortognáissicas e ortogranulíticas do Complexo Juiz de Fora, que orientaram a instalação dos principais rios (Peixe, Preto e das Flores) da área.

Foram elaborados cartogramas paleotopográficos em três malhas quadráticas: 0,5 km (Figura 35), 1 km (Figura 36); 2 km (Figura 37). Em seguida são apresentados perfis topográficos sobrepostos a perfis paleotopográfico das três malhas (Figura 38). Em uma análise geral as reconstituições paleotopográficas demonstram um intenso retrabalhamento da frente escarpada e seccionamento de blocos, anteriormente contínuos, evoluindo para um relevo festonado como é a configuração do relevo atual, especialmente nos setores das cristas quartzíticas. A reconstituição paleotopográfica para a malha de 2 x 2 km (Figura 37) demonstra um conjunto serrano contínuo e de elevada dimensão interfluvial, servindo como divisor hidrográfico das bacias mais interioranas. O desmonte dessa paleotopografia foi operado pelos processos de retração erosiva e incisão fluvial, sobretudo das bacias que drenam para o rio Paraíba do Sul, alocadas no *front* das escarpas conectadas à drenagem.

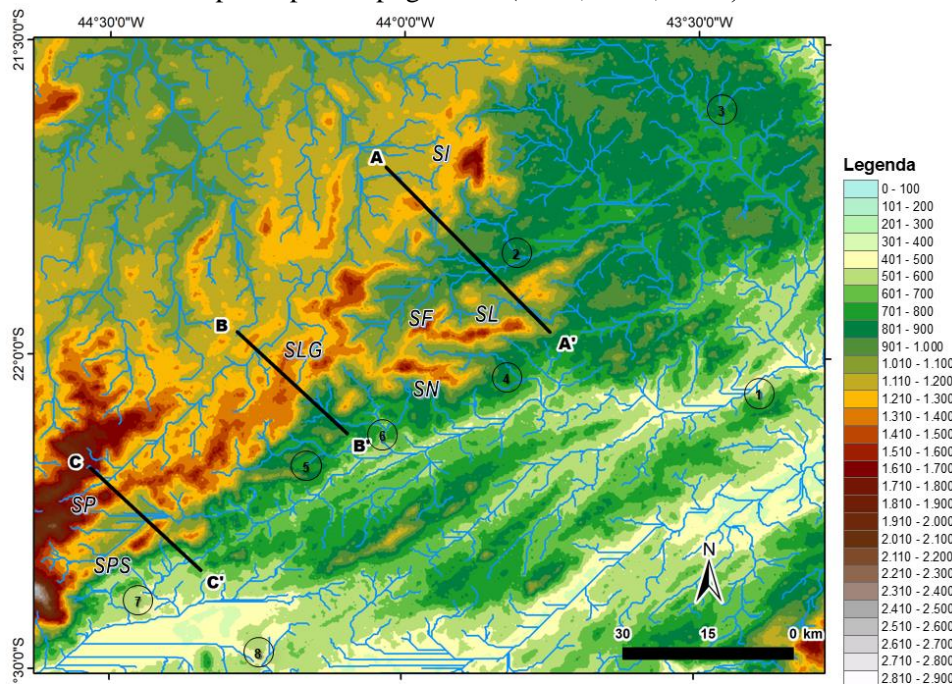
A primeira e mais significativa descontinuidade dos conjuntos serranos é operada por afluentes do rio do Peixe, o que resultou no isolamento da Serra do Ibitipoca e ampliação da retração erosiva do Planalto do Alto Rio Grande, conforme pode ser averiguado no paleorrelevo da malha 1 x 1 km (Figura 36). A continuidade desse desmantelamento e seccionamento das escarpas é aprofundado na malha mais fina de 0,5 x 0,5 km (Figura 35) resultando no festonamento das frentes escarpadas e aprofundamento da separação das serras de Lima Duarte e Negra que só é efetivamente registrado no relevo atual (Figura 34), demonstrando que essa é uma configuração recente que tende a evolução, com prelúdios de uma possível captura de bacias do rio do Peixe pelo ribeirão Monte Verde.

Figura 34 – Relevo atual com a localização dos perfis topográficos (A-A'; B-B'; C-C').



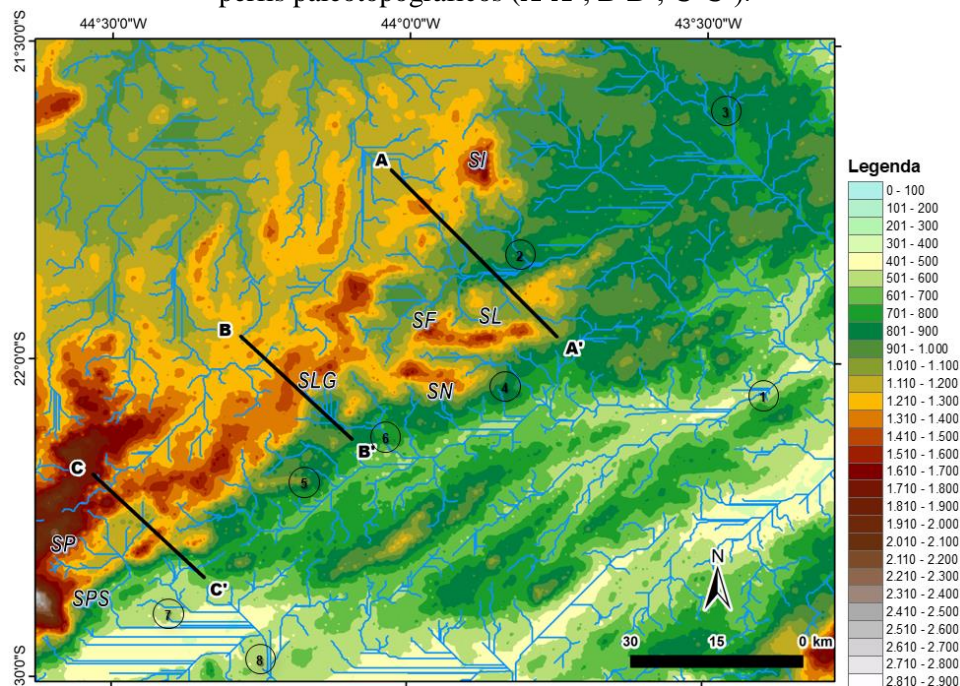
Serras: SI - Serra do Ibitipoca; SL - Serra de Lima Duarte; SN - Serra Negra; SF - Serra da Fumaça; SLG - Serra do Lagarto; SPS - Serra da Pedra Selada; SP – Serra do Palmital. **Rios principais:** 1 - rio Preto; 2 - rio do Peixe; 3 - rio Paraíba; 4 - ribeirão Monte Verde; 5 - rio Bananal; 6 - rio Pirapetinga; 7 - rio Pedra Preta; 8 - rio Paraíba do Sul.

Figura 35 – Paleotopografia com equidistância de 0,5 x 0,5 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A'; B-B'; C-C').



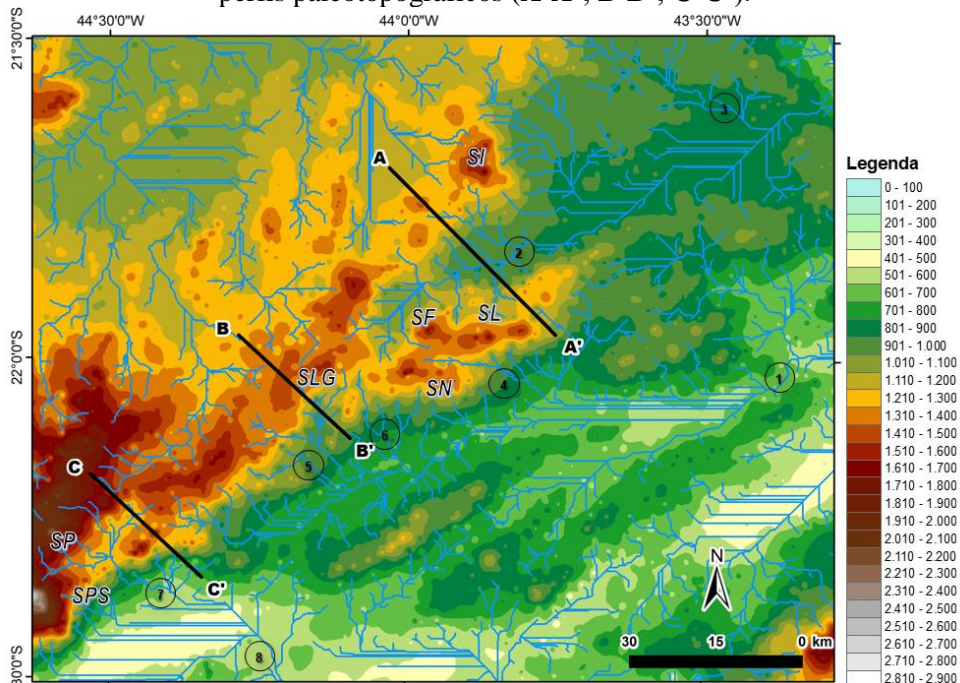
Serras: SI - Serra do Ibitipoca; SL - Serra de Lima Duarte; SN - Serra Negra; SF - Serra da Fumaça; SLG - Serra do Lagarto; SPS - Serra da Pedra Selada, SP – Serra do Palmital. **Rios principais:** 1 - rio Preto; 2 - rio do Peixe; 3 - rio Paraíba; 4 - ribeirão Monte Verde; 5 - rio Bananal; 6 - rio Pirapetinga; 7 - rio Pedra Preta; 8 - rio Paraíba do Sul.

Figura 36 – Paleotopografia com equidistância de 1 x 1 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A'; B-B'; C-C').



Serras: SI - Serra do Ibitipoca; SL - Serra de Lima Duarte; SN - Serra Negra; SF - Serra da Fumaça; SLG - Serra do Lagarto; SPS - Serra da Pedra Selada, SP – Serra do Palmital. **Rios principais:** 1 - rio Preto; 2 - rio do Peixe; 3 - rio Paraíba; 4 - ribeirão Monte Verde; 5 - rio Bananal; 6 - rio Pirapetinga; 7 - rio Pedra Preta; 8 - rio Paraíba do Sul.

Figura 37 – Paleotopografia com equidistância de 2 x 2 km. Em destaque a localização dos perfis paleotopográficos (A-A'; B-B'; C-C').



Serras: SI - Serra do Ibitipoca; SL - Serra de Lima Duarte; SN - Serra Negra; SF - Serra da Fumaça; SLG - Serra do Lagarto; SPS - Serra da Pedra Selada, SP – Serra do Palmital. **Rios principais:** 1 - rio Preto; 2 - rio do Peixe; 3 - rio Paraíba; 4 - ribeirão Monte Verde; 5 - rio Bananal; 6 - rio Pirapetinga; 7 - rio Pedra Preta; 8 - rio Paraíba do Sul.

A atuação conjunta de incisão fluvial e retração erosiva das escarpas parece configurar uma dinâmica homogênea para os terrenos estudados. A intensidade do desmonte do relevo dessa faixa estudada da Mantiqueira Meridional sugere uma maior competência desses processos na reconfiguração do relevo. Essa interpretação é coerente com as taxas denudacionais (^{10}Be) mais elevadas catalogados para área que apresentam uma variação de 7 a 47 m/Ma segundo Rezende (2013) e Gonzalez *et al.* (2016).

Rezende (2013) identificou taxas de desnudação com uma variação de 7 a 28 m/Ma, essas taxas segundo o autor, poderiam estar relacionadas à resistência do granito Maromba e do leucogranito Capivara, bem como ter relações com o componente tectônico, mais especificamente com o último evento tectônico mais significativo de soerguimento generalizado ocorrido entre o Plioceno Superior (VALADÃO, 2009) e no Pleistoceno Inferior a Médio (SAADI, 1993).

Gonzalez *et al.* (2016) apontam valores ainda mais agudos com uma variabilidade de 17 a 47 m/Ma, evidenciando o maior potencial erosivo desse trecho comparado as bacias dos segmentos serranos mais ao norte que a autora identificou taxas de no máximo 17 m/Ma no âmbito da Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé. Nesse contexto, interpreta-se que as taxas denudacionais estão muito mais relacionadas à inclinação média da bacia e menos influenciadas por condições climáticas e litológicas (GONZALEZ *et al.*, 2016). Dito isto, cabe reiterar a interpretação de maior celeridade nas deformações das morfologias por retração lateral e incisão vertical neste segmento.

A Serra do Ibitipoca estava conectada com os demais setores escarpados em faixas contínuas acima de 1200 m podendo atingir em determinados setores até 1800 m. Dada a configuração aguçada dos pontos culminantes das cristas nas reconstituições paleotopográficas esses segmentos mais elevados podem ser interpretados como paleocristas em formato de *hogback*. A configuração dos setores escarpados sempre marcados por uma orientação NE-SW e W-E demonstra forte relação com o processo de tafrogenia que organizou as drenagens da área. A análise da paleodrenagem permite interpretar que a configuração do rio Preto como coletor principal na área é recente, dado que o rio do Peixe, por exemplo, se conectava a bacia do rio Paraibuna tendo uma orientação NE-SW, sendo que a orientação atual é predominantemente NW-SE. A paleodrenagem também auxilia no registro da instalação do grábens entre a Serra Negra e a Serra de Lima Duarte, a partir de um abatimento tectônico, em seguida a incisão fluvial comandada pelo ribeirão Santa Bárbara ou Monte Verde foi responsável pela dinâmica

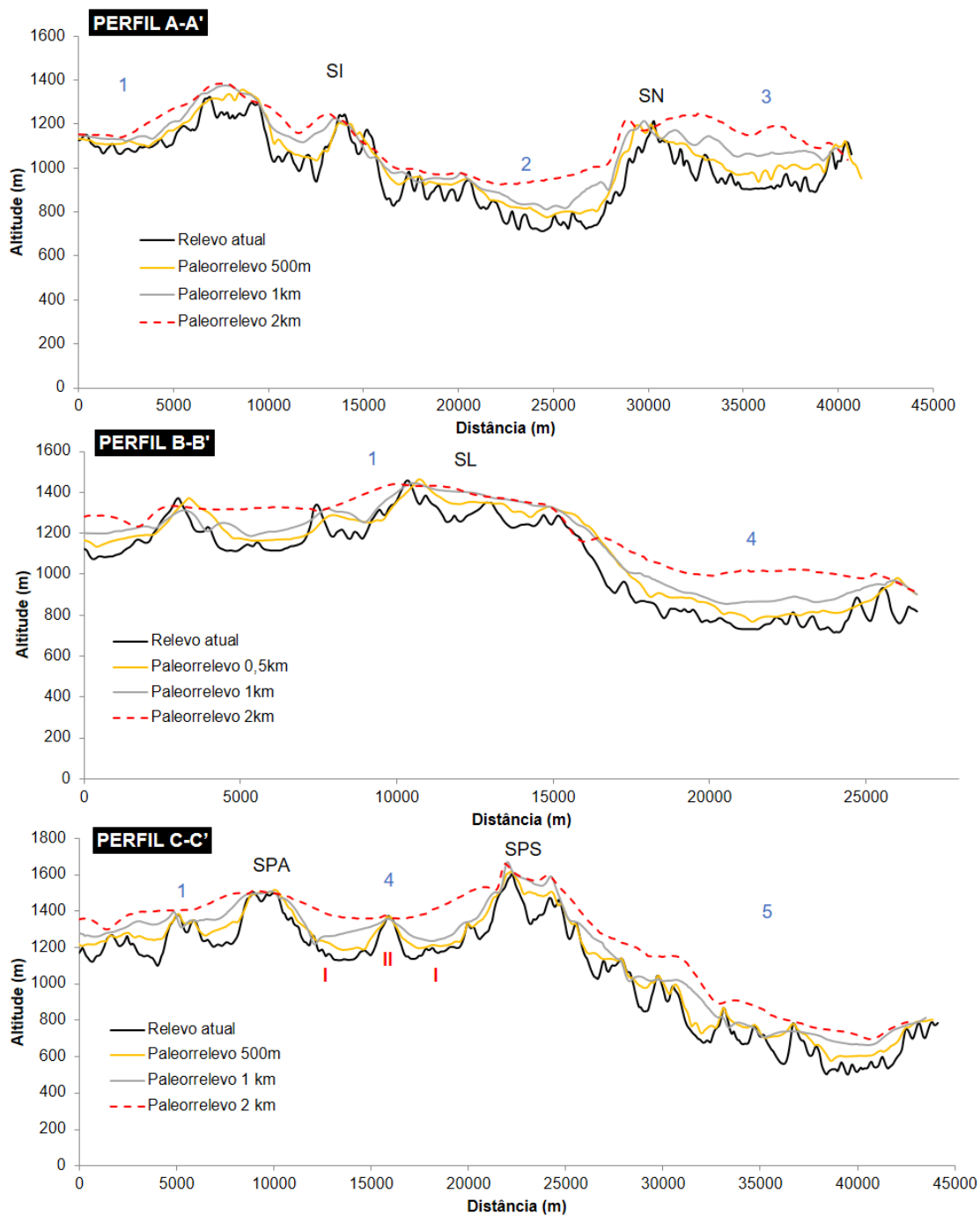
evolutiva da área que tende a capturar cabeceiras do rio do Peixe. A ligação pretérita entre as serras de Lima Duarte, Negra e Fumaça foi documentada por Marques Neto *et al.* (2019).

O perfil **A-A'** (Figura 38) mostra que as altitudes máximas foram preservadas nos cumes, enquanto as vertentes e flancos escarpados foram gradativamente rebaixados, promovendo desníveis de até 300 metros devido ao entalhe fluvial e reafeiçoamento do relevo marcado pelo aumento do declive e ampliação do gradiente de canais fluviais. A maior elevação do relevo atual em determinados setores nas adjacências da Serra do Ibitipoca sugere uma forte resistência geológica desses segmentos aos processos de retração e incisão fluvial.

A Serra do Lagarto se articula com as demais áreas a partir de uma altitude de 1300 metros, alcançando em setores ao sul picos de até 2300 metros. A serra é cortada perpendicularmente pelo perfil **B-B'** (Figura 38) demonstrando o caráter recente dos processos incisivos nos cumes e retrativos nas escarpas, conforme pode-se verificar nos cartogramas paleotopográficos, sendo que apenas na malha mais fina de 0,5 x 0,5 km que a crista superior começa a ser dissecada. A interpretação das correlações das malhas paleotopográficas mais finas de 1 x 1 km e 0,5 x 0,5 km permite constatar que esse setor é uma das porções cuja a erosão e o reafeiçoamento do relevo é mais recente, dado que a incisão fluvial não conseguiu desmontar completamente o relevo e formar planícies fluviais mais desenvolvidas.

A Serra da Pedra Selada também figurava com um bloco elevado e conectado aos demais setores escarpados a partir dos 1300 metros, congregando pontos culminantes dentro de até 2300 m. A partir da malha de 2 x 2 km nota-se que a drenagem do setor corria para rio Pedra Preta, afluente direto do rio Paraíba do Sul, sendo a captura dessa área pelo rio Preto identificada apenas na malha de 0,5 x 0,5 sugerindo uma configuração recente do relevo atual por esforços erosivos, assim como a separação da Serra da Pedra Selada dos demais alinhamentos serranos, como a Serra do Palmital a partir da instalação de um gráben na área.

Figura 38 – Perfis topográficos e paleotopográficos da área de estudo obtidos em três transectos (A-A'; B-B'; C-C').



Serras: SI - Serra do Ibitipoca; SN - Serra Negra; SL - Serra do Lagarto; SPA - Serra do Palmital; SPS - Serra da Pedra Selada. **Rios principais:** 1 - rio Grande; 2 - rio do Peixe; 3 - ribeirão Monte Verde; 4 - rio Preto; 5 - rio Pedra Preta. **Litologia:** I - Gnaisses da Megassequência Andrelândia; II - Granito da Suíte Maromba.

A captura do alto curso do rio Preto também é documentada por Rezende e Salgado (2020) que discutem a gênese para área como fruto da retração erosiva da borda

de falha da Bacia de Resende, que teria culminado em uma captura fluvial. A hipótese apresentada pelos autores é de que o vale suspenso estaria integrando a bacia do rio Grande, sendo a área captura pelo rio Preto, o que atesta a causa erosiva para evolução desse compartimento. Interpreta-se que para a ocorrência da captura o fato de o vale ser paralelo à escarpa, assim como a existência de uma zona de falhas perpendiculares às estruturas do rifte teria corroborado para tal processo. Com base no quadro paleotopográfico discutido anteriormente, podemos estabelecer uma outra hipótese, sendo que é possível interpretar que inicialmente o primeiro canal captor pode ter sido o rio Pedra Preta que, posteriormente, teve seu alto curso capturado pelo rio Preto, dada a maior competência erosiva. O rearranjo da drenagem provocado por essa captura teria sido responsável por fazer com que a área capturada deixasse de se constituir a principal nascente do rio Paraná e passasse a constituir um afluente do rio Paraíba do Sul.

O perfil C-C' evidencia a juventude das feições erosivas na área, uma vez que somente a malha de 0,5 x 0,5 km se correlaciona com a configuração topográfica atual. O gráben formado nos setores altimontanos também marca o contato litológico de litologias gnáissicas (Megassequência Andrelândia) com graníticas (Suíte Maromba) facilmente correlacionado no perfil C-C' (Figura 38), no qual se observa que o granito se apresenta como único bloco alto entre os dois setores serranos, sugerindo uma forte atuação da erosão diferencial na formação do alto curso do rio Preto, associado a sequência de capturas fluviais reportadas anteriormente.

Com objetivo de avaliar o grau de reafeiçoamento das escarpas se operacionalizou a aplicação do índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) para seis serras da área estudada (Quadro 6). A análise da sinuosidade das escarpas para topografia e paleotopografia permitiu identificar que as escarpas da Mantiqueira Meridional são atualmente mais retilíneas que no passado, sendo a única exceção identificada para Serra do Lagarto – que apresentou um aumento do grau de sinuosidade da passagem do paleorrelevo para o relevo atual -, fato não verificado para nenhuma outra escarpa.

Quadro 6 – Valores do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) obtidos no contexto da Mantiqueira Meridional.

Setor	Relevo atual			Paleorrelevo 0,5 km			Paleorrelevo 1 km			Paleorrelevo 2 km		
	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	Lmf (km)	Ls (km)	Smf
SI	26,35	17,00	1,55	35,00	18,31	1,91	38,71	18,05	2,14	26,98	19,60	1,38
SL	8,85	8,00	1,11	9,00	8,67	1,04	9,68	9,05	1,07	12,02	9,28	1,30
SN	20,82	20,00	1,04	21,00	20,00	1,05	22,65	20,96	1,08	20,28	18,88	1,07
SF	15,76	16,00	0,99	28,00	15,56	1,80	26,64	15,47	1,72	23,03	17,27	1,33
SLG	58,18	30,00	1,94	44,00	30,03	1,47	36,79	30,89	1,19	35,02	30,24	1,16
SM	35,47	26,00	1,36	37,00	24,18	1,53	35,64	24,13	1,48	32,56	24,35	1,34
SP	22,81	21,00	1,09	24,00	22,07	1,09	24,15	21,99	1,10	26,40	24,51	1,08



Maior sinuosidade



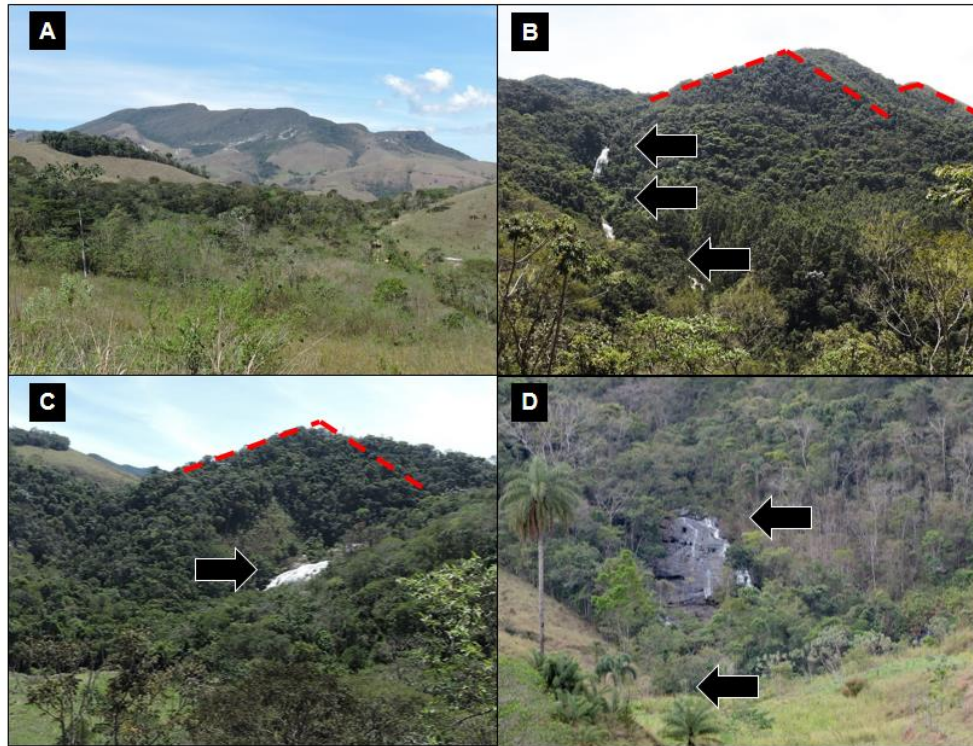
Maior retilinearidade

SI - Serra do Ibitipoca; **SL** - Serra de Lima Duarte; **SN** - Serra Negra; **SF** - Serra da Fumaça; **SLG** - Serra do Lagarto; **SM** - Serra da Mantiqueira; **SP** - Serra da Pedra Selada.

A Serra da Fumaça apresenta o comportamento mais retilíneo (Smf - 0,99), seguido pela Serra Negra (Smf - 1,04) e pela Serra da Pedra Selada (Smf - 1,09). Interpreta-se que a manutenção desses setores com o respectivo grau de retilinearidade está ligada ao controle por esforços tectônicos, associado à erosão diferencial de estruturas quartzíticas e graníticas que operam para manutenção das serras.

As serras de Lima Duarte, Fumaça, Negra e do Ibitipoca são sustentadas por quartzitos dobrados em franco contato tectônico com compartimentos intermontanos de mares de morros sustentados por gnaisses. Marques Neto *et al.* (2019) registram diversas feições que marcam o controle morfotectônico na área, como soleiras tectônicas escalonadas promovendo rupturas de declive, vales suspensos, facetas trapezoidais, terraços soerguidos com afloramentos rochosos. Nesse sentido, a área reúne diversas evidências do controle morfotectônico vigente na área (Figura 39).

Figura 39 – Evidências do controle tectônico na porção Meridional: **A** - vales suspensos em padrão paralelo dissecado as escarpas e patamares reafeiçoados da Serra da Candonga; **B** - facetas triangulares e níveis de base controlando a drenagem na cachoeira do Pacau, afluente do rio Bananal; **C** - facetas triangulares, níveis de base e minigráben nos setores intermontanos da bacia do rio Bananal, na cachoeira das Andorinhas; **D** - soleiras e níveis de base em locais escalonados na Serra do Lagarto. Fotos: F.S. Pacheco (set./2022).



A influência morfotectônica explica porque ocorreu a manutenção dos pontos culminantes em alguns setores, mesmo com uma significativa diminuição da dimensão interfluvial. A respectiva configuração pode ser percebida nas Serras de Ibitipoca, Lagarto, Pedra Selada, entre outras. Segundo Marques Neto *et al.* (2019), a resistência dos quartzitos contribuiu para a sustentação desses blocos, contudo os níveis mais elevados também avançaram sob litologias gnáissicas, sobretudo em setores da Serra da Pedra Selada e Lagarto. O rebaixamento erosivo operado pelo ribeirão Santa Bárbara ou Monte Verde entre a Serra Negra e a Serra de Lima Duarte (Figura 38) também denota um controle morfotectônico, assim como a formação de depósitos correlativos em todo compartimento ainda preservados na paisagem e identificados em campo.

5.3 PALEOTOPOGRAFIA E CONDICIONAMENTO TECTÔNICO NA SERRA DA MANTIQUEIRA

Marques Neto *et al.* (2019) reiteram que o nível planáltico da Serra da Mantiqueira é marcado por altitudes elevadas tangenciando diferentes litotipos: gnaisses, granitos, granulito, quartzitos, sienitos, entre outros. Conjugada a essa feição topograficamente elevada formam-se vales suspensos com estocagem de sedimentos desarticulados de níveis de base locais, reunindo solos hidromórficos, horizontes orgânicos, assim como depósitos formados por retração lateral e incisão vertical.

O componente neotectônico marca a morfologia e a drenagem da área, sendo encontrado nas incursões de campo uma série de traços morfológicos da tectônica cenozoica na área, sobretudo, no setor meridional. As deformações correlatas à tectônica intraplaca estão expressas em patamares reafeiçoados facetados, conjugando afloramentos na base, diques marginais expondo bacias de inundações confinadas, cristas deslocadas (*shutter ridges*) provavelmente relacionadas a falhas transcorrentes e epirogênese positiva expondo solos húmicos (Figuras 40A a 40D).

A feição morfotectônica mais expressiva das deformações tectônicas no setor meridional encontrada em campo trata-se de um nível deposicional deslocado, a qual evidencia possivelmente uma reativação de uma falha normal na área, a qual está em franco processo de reafeiçoamento por processos de encosta, típica de um baixo estrutural, a qual apresenta o registro de carga residual de um possível paleocanal do rio Preto, esta carga de leito teria sido exposta por essa reativação e deslocamento da linha de falha (Figuras 41A a 41D). A disposição do depósito no perfil ligeiramente arqueado sugere a continuidade dos esforços de deformação após a sua formação (Figura 41B). O registro é composto por cascalhos arredondados e heterogêneos, que permite descartar a hipótese de ser apenas um veio de quartzo, uma vez que tem-se fragmentos de biotita-gnaisses, micaxistos, entre outros materiais rochosos de elevado grau de arredondamento (Figura 41D).

Figura 40 – Evidências do controle tectônico no setor Meridional: **A** – patamares reafeiçoados e facetados com afloramento na base; **B** – bacia de inundação confinada; **C** – *shutter ridge* sugerindo a atuação de transcorrência na área; **D** – dique marginal exposto e desvio abrupto do ribeirão Monte Verde. Fotos: F.S. Pacheco (fev./2023).

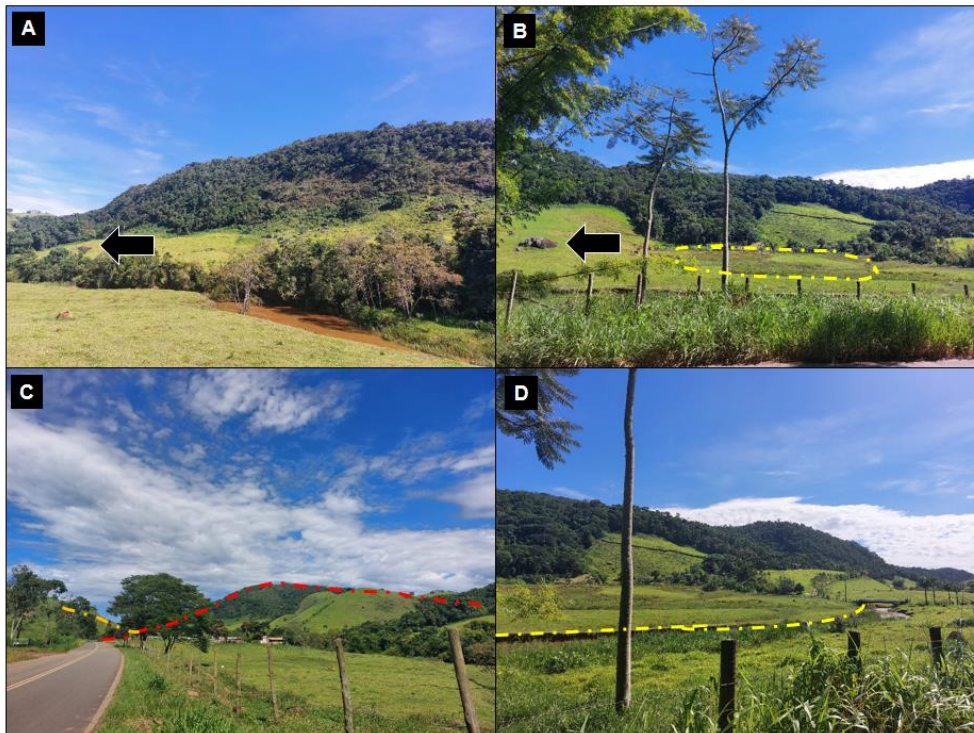
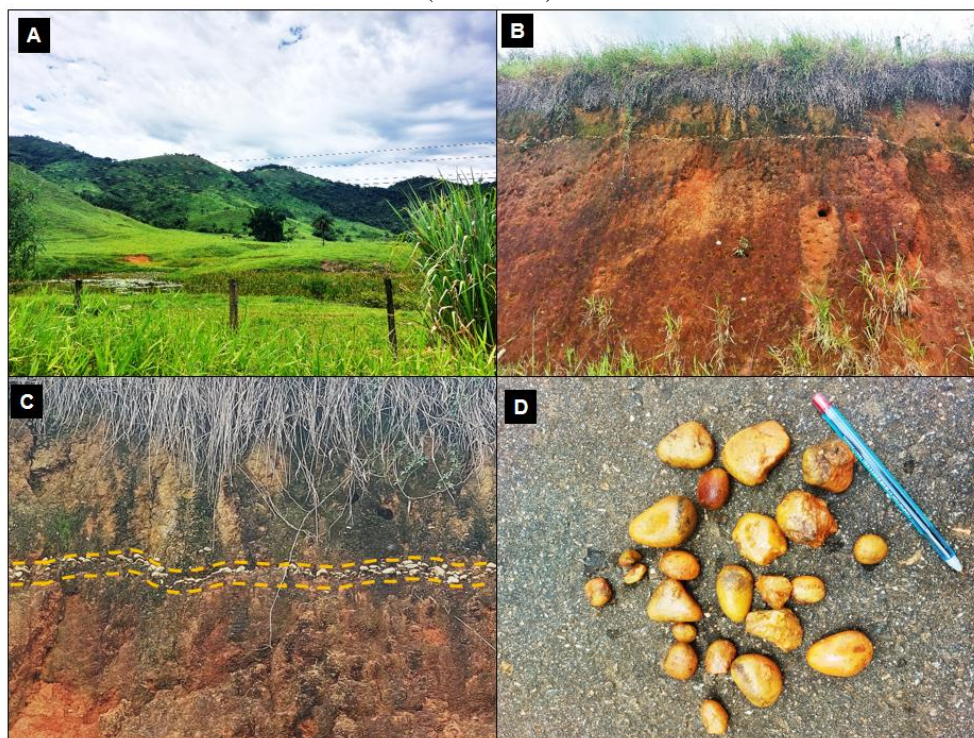


Figura 41 – Evidências de controle morfotectônico e soerguimento de um paleocanal no setor Meridional. **A** – nível deposicional correlato sugerindo incisão; **B** – registro de cascalhos do paleocanal ligeiramente arqueado; **C** – linha de cascalhos dispostos no perfil de alteração; **D** – cascalhos heterogêneos e arredondados devido ao fluxo do paleocanal. Fotos: F.S. Pacheco (fev./2023).



A estocagem de sedimentos junto com afloramentos em fundos de vales e rampas de colúvio, sugerem a manutenção dos efeitos de deformações tectônicas oriundas da fase pleistocênica superior à holocênica de transcorrência dextral de direção E-W, com compressão NW-SE e da fase extensional NW(WNW)-SE(ESE) afetando depósitos de baixos terraços, ambas vinculadas a fases de deformação do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI, 1989).

Oliveira (2018) não identificou registros contundentes do evento holocênico no âmbito da bacia do rio dos Bagres (Mantiqueira Setentrional), uma vez que registros de sedimentos paleogênicos seriam pouco expressivos na área em função da forte erosão fluvial e do rejeito de falhas com um deslocamento pouco expressivo. Esse é o primeiro ponto que nos remete a duas hipóteses: a primeira é de que o evento holocênico não repercutiu na área, a segunda hipótese é que essa deformação foi suprimida pela ação erosiva. Com base no conhecimento das taxas denudacionais mais baixas para a Mantiqueira Setentrional (5 a 29 m/Ma), em comparação a Mantiqueira Meridional (7 a 47 m/Ma) propostas em diversos trabalhos, tendemos a interpretar que esse último evento possa ter repercutido no segmento Setentrional com uma baixa intensidade na reativação de estruturas NE-SW, oriundas de estruturas preexistentes reativadas (*sensu* MELLO, 1997; SARGES, 2002; SILVA e MELLO, 2012).

A interpretação dos resultados da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) permitiu identificar, para o relevo atual, um controle morfotectônico mais efetivo das escarpas da Mantiqueira Meridional, especialmente para as Serras da Fumaça, Lima Duarte, Negra e da Pedra Selada. Enquanto, na Mantiqueira Setentrional a maior parte das escarpas apresentaram valores elevados de sinuosidade, sugerindo um maior êxito dos processos erosivos na remodelagem das frentes escarpadas, o que sugere um menor controle tectônico na área como um todo, em comparação a Mantiqueira Meridional.

Portanto, como síntese da investigação realizadas podemos sugerir alguns apontamentos:

1. A reconstituição paleotopográfica permitiu avançar na compreensão das transformações da paisagem e tecer correlações importantes com as taxas denudacionais, apesar de não ter uma dimensão geocronológica.
2. A ação conjunta da incisão vertical (*downwearing*) da rede de drenagem e retração lateral (*backwearing*) permitiu constatar que a evolução das frentes escarpadas e reafeiçoamento ocorreu em distintos patamares; sendo observado

a partir da morfometria e das taxas de dissecação um êxito maior do reafeiçoamento nas escarpas da Mantiqueira Setentrional.

3. As avaliações geomorfológica e morfológica para região sugerem um maior controle tectônico das escarpas da Mantiqueira Meridional, o que é reforçado pelo índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa, que evidenciou uma retilineidade mais significativa para a maior parte das frentes escarpadas da região.
4. A resistência litológica não é o fator preponderante para a estruturação das porções mais elevadas da região, uma vez que essas altitudes elevadas dos patamares de cimeiras e frentes escarpadas são tangenciados por diferentes litotipos, como gnaisses, granitos, granulito, quartzitos, sienitos, etc. Logo, o papel da erosão diferencial não é o principal elemento para o maior ímpeto erosivo em algumas áreas em detrimento de outras.
5. As configurações da paleodrenagem e do paleorrelevo permitem ampliar o espectro de investigações para a evolução da drenagem na área, conjuntamente com a compreensão do papel dos rearranjos da drenagem derivado de capturas fluviais na configuração do relevo atual.

CAPÍTULO 6 - INTENSIDADE DA ATIVIDADE TECTÔNICA NA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL E MERIDIONAL

Com o objetivo de aprofundar na compreensão do controle tectono-estrutural e o papel da neotectônica no âmbito da Serra da Mantiqueira busca-se neste capítulo sistematizar as reorganizações impressas pela tectônica pós-miocênica intraplaca nos sistemas fluviais da Mantiqueira Meridional e Setentrional. A escolha para a iniciativa foi a interpretação comparativa de quatro bacias hidrográficas de terceira e quarta ordem, segundo hierarquização proposta por Strahler, sendo duas bacias para o setor setentrional: rio Caparaó e rio dos Bagres; e duas bacias para o setor meridional: rio Pirapetinga e rio Bananal.

Os critérios adotados para seleção das referidas bacias foram: a) a proximidade e influência da margem rifte e da tafrogenia associada aos processos que comandam a dinâmica dessas bacias; b) serem sistemas fluviais mais desenvolvidos, preferencialmente bacias de 5ª ordem ou superior, segundo a hierarquia de Strahler (1952); c) bacias que dissecam as escarpas da Serra da Mantiqueira. Nesse contexto, a bacia do rio Caparaó, integra a bacia do rio Itabapoana, sendo assim a única não pertencente à bacia do rio Paraíba do Sul; a bacia do rio dos Bagres diseca estruturas como a serra da Boa Vista, definida por Noce *et al.* (2004) como *horst*; as bacias do rio Bananal e Pirapetinga dissecam os contrafortes da porção meridional da Serra da Mantiqueira, marcando assim, uma área de contatos tectono-erosivos da Serra da Mantiqueira com os compartimentos mamelonares.

As bacias foram avaliadas a partir de índices geomórficos que permitiram a mensuração de esforços deformacionais neotectônicos; estes índices foram combinados a partir do Índice de Atividade Tectônica – **IAT** (EL HAMDOUNI *et al.* 2008). A estratégia possibilitou a comparação entre os diferentes quadros tectônicos reportados pelas bacias analisadas. Na presente abordagem, foram estimados os seguintes índices geomórficos: Fator Assimétrico (**Af**), Fator de Simetria Topográfica Transversal (**T**), Integral Hipsométrica (**IH**), Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**S_{mf}**) e Relação Declividade x Extensão do Canal (**RDE**).

O conhecimento dos processos neotectônicos no contexto do embasamento cristalino brasileiro não é uma tarefa fácil, dado que essa porção do território brasileiro foi formada a partir de uma complexa evolução geotectônica que envolve diversos mecanismos relacionados à constituição dos orógenos proterozoicas do sudeste brasileiro. Por outro lado, as pesquisas de cunho tectônico têm obtido êxito em caracterizar os condicionamentos do relevo e da drenagem

a partir de índices geomórficos, principalmente na investigação de assimetrias e padrões anômalos nos sistemas de drenagem (ANDRADES FILHO e ROSSETTI, 2015; SILVA, 2019; MARQUES NETO, 2020; MARQUES NETO *et al.*, 2022).

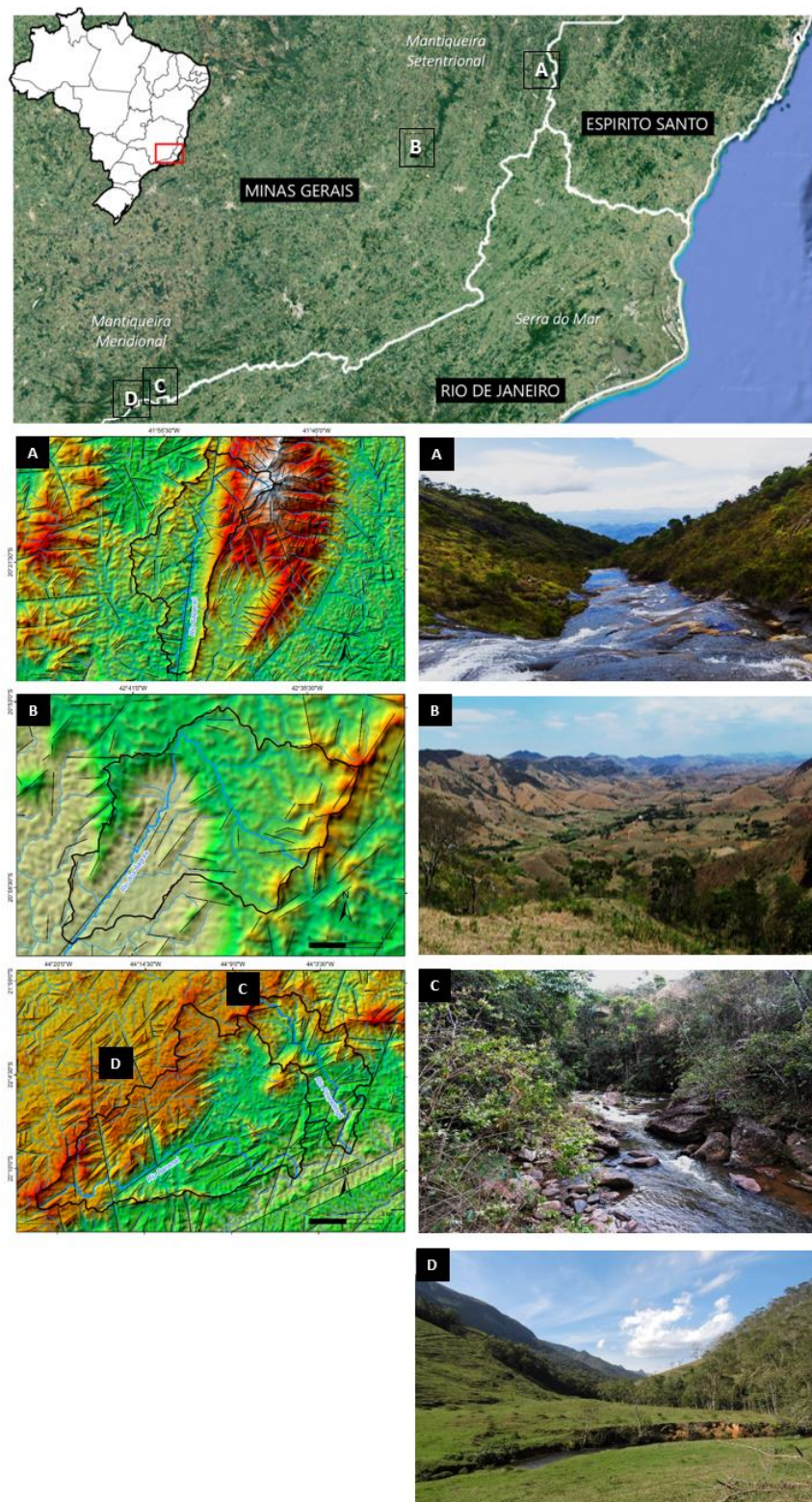
A rede de drenagem é o ente mais sensível às deformações tectônicas dos maciços, às mudanças do nível de base e aos controles litoestruturais (BURNETT e SCHUMM, 1983). Desse modo, a investigação das configurações geomorfológicas da rede de drenagem pode evidenciar aspectos importantes da dinâmica tectônica de uma determinada área.

6.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

As bacias hidrográficas do setor meridional dissecam os contrafortes da Serra da Mantiqueira, nas divisas estaduais de Minas Gerais e Rio de Janeiro. As bacias do setor setentrional estão mais no interior de Minas Gerais, especificamente na Zona da Mata Mineira, como é o caso da bacia do rio dos Bagres, situada no flanco oeste da Serra da Boa Vista, nas adjacências dos municípios de Ervália e Guiricema; enquanto a bacia hidrográfica do rio Caparaó diseca o flanco oeste do maciço homônimo, em uma região que marca as divisas estaduais de Minas Gerais e Espírito Santo (Figura 42).

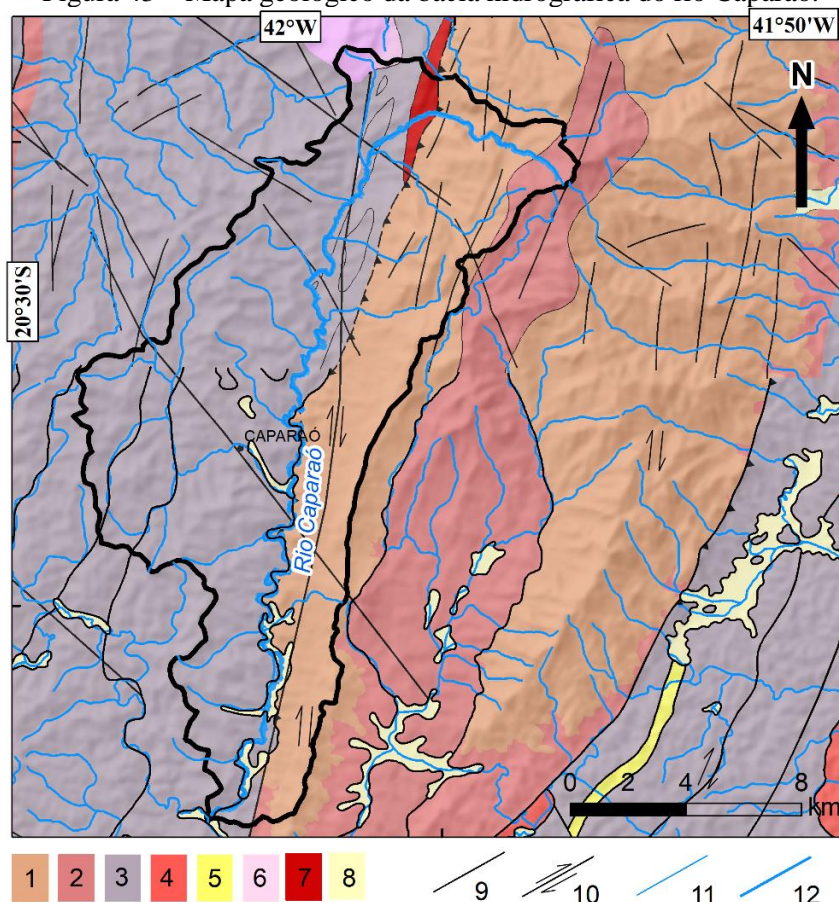
O padrão de drenagem das bacias é, em sua maior parte, dendrítico, apesar de alguns segmentos expressarem padrões radiais, como assinalado por Christofolletti (1999) em seu estudo para o Parque Nacional do Caparaó. Contudo, a bacia do Caparaó apresenta um predomínio do padrão dendrítico que migra para um padrão paralelo nos setores escarpados da vertente oeste do maciço. O rio Caparaó apresenta uma disposição NNE-SSW, mesma orientação do *front* oeste da Serra do Caparaó, e tem suas nascentes no Pico da Bandeira a uma altitude de aproximadamente 2600 m (Figura 42A). O rio dos Bagres tem suas cabeceiras a uma altitude de 1100 m e possui duas direções predominantes: NW-SE e NE-SW, a primeira bem marcada nos setores altimontanos, enquanto a segunda marca o médio vale do canal (Figura 42B). O rio Pirapetinga tem suas nascentes a uma altimetria de 1300 m, reunindo diversos desvios abruptos, mas com uma orientação marcada NNW-SSE (Figura 42C). Já o rio Bananal tem sua principal nascente alojada a aproximadamente 1400 m, estando sob um eixo principal NE-SW, e reunindo uma série de deflexões abruptas no sentido NW-SE (Figura 42D).

Figura 42 – Localização das bacias estudadas em imagem SRTM (A, B, C e D) e trechos dos mapas de lineamentos e imagem fotográfica de segmentos das bacias: **A** - Bacia do rio Caparaó - Mantiqueira Setentrional. Foto: F.S. Pacheco (fev./2022); **B** – Bacia do rio dos Bagres - Mantiqueira Setentrional. Foto: F.S. Pacheco (mar./2019); **C** – Bacia do rio Pirapetinga - Mantiqueira Meridional. Foto: F.S. Pacheco (set./2022); **D** – Bacia do rio Bananal - Mantiqueira Meridional, com destaque para controles nos canais. Foto: F.S. Pacheco (set./2022).



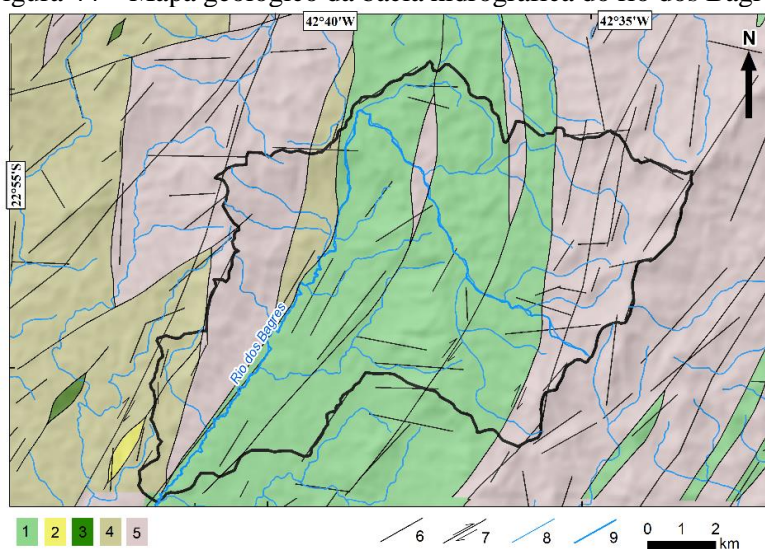
A apreensão do quadro litoestrutural é fundamental para interpretação dos aspectos tectônico-erosivo das bacias estudadas. Desse modo, segue os mapas geológicos das quatro bacias: rio Caparaó (Figura 43); rio dos Bagres (44); rio Bananal e rio Pirapetinga (45). A bacia do rio Caparaó situa-se no extremo sul do Orógeno Araçuaí e é geologicamente composta por paragneisses migmatíticas do Grupo Andrelândia, que margeiam a Serra do Caparaó, assim como por charnockitos, enderbitos, kinzigitos e noritos da Suíte Caparaó que é mais migmatizada, dobrada isoclinalmente e afetada por foliação NE-SW (NOVO *et al.*, 2012; 2014). O rio Caparaó tem suas nascentes em uma área do corpo hiperstênio ortognaisse bandado da Suíte Caparaó, outras litologias de menor projeção também estão presentes, como os granitoides da Suíte Pangarito e Leopoldina.

Figura 43 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Caparaó.



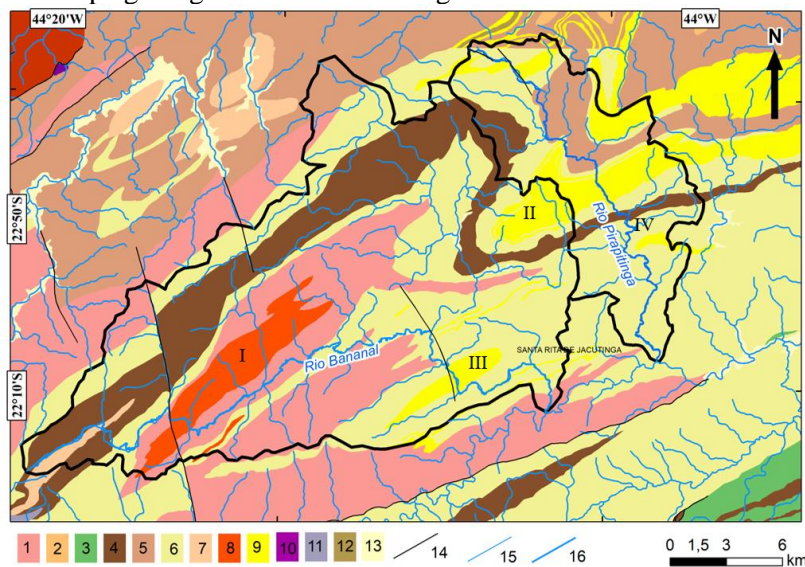
Paleoproterozoico: 1 – Suíte Caparaó, charnockito, enderbito, kinzigito, norito; 2 - Suíte Caparaó, corpo hiperstênio ortognaisse bandado. **Neoproterozoico:** 3 - Unidade Andrelândia, paragneisses migmatíticas; 4 - Corpo Manhuaçu, gnaisse tonalítico; 5 – Unidade Andrelândia, quartzitos; 6 - Suíte intrusiva Pangarito, granitoide; 7 - Suíte Leopoldina, granitoide; 8 - depósitos aluvionares e de terraços quaternários. **Estruturas:** 9 - Falhas ou fraturas; 10 - Falha ou zona de cisalhamento. **Convenções cartográficas:** 11 – Drenagem; 12 – Rio principal. Fonte: Heineck *et al.* (2003), Novo *et al.* (2004, 2012; 2013).

Figura 44 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio dos Bagres.



Paleoproterozoico: 1 - Complexo Juiz de Fora, litofácies ortognaisses granulíticas; 2 – Complexo Mantiqueira, hidrotermalito; 3 – Complexo Mantiqueira, ortoanfibolito e ortognaisses; 4 - Complexo Mantiqueira, ortognaisse tipo TTG. **Neoproterozoico:** 5 – Complexo Andrelândia, rocha calcissilicáticas, paragnaisse. **Estruturas:** 6 - Falhas ou fraturas; 7 - Falha ou zona de cisalhamento; **Convenções cartográficas:** 8 – Drenagem; 9 – Rio principal. Fonte: Heineck *et al.* (2003), Noce *et al.* (2003), Gradim *et al.* (2014).

Figura 45 – Mapa geológico das bacias hidrográficas dos rios Bananal e Pirapetinga.



Paleoproterozoico: 1- Complexo Mantiqueira, anfibolito, hornblenda-biotita gnaisse; 2 – Complexo Juiz de Fora, litofácies ortognaisse migmatítico, 3 - Complexo Juiz de Fora, ortogranulitos. **Neoproterozoico:** 4 - Unidade Andrelândia, silimanita gnaisse bandado; 5 - Unidade Andrelândia, granada-biotita gnaisse; 6 - Unidade Andrelândia, biotita gnaisse bandado; 7 - Unidade Leucogranitos; 8 - Suíte Serra do Lagarto - biotita granito porfirítico, granito pórfiro; 9 – Grupo Andrelândia, quartzito; 10 - Corpo de rochas metaltramáficas; 11 - Corpo Pedra Selada, granito, quartzio diorito; 12 - Grupo Andrelândia, Subgrupo Carrancas, Formação Campestre, filito e xisto cinzentos com intercalações de quartzito; 13 - Depósitos aluvionares e de terraços quaternários. **Estruturas:** 14 - Falhas ou fraturas; **Convenções cartográficas:** 15 – Drenagem; 16 – Rio principal. I – Serra do Lagarto; II – Serra da Candonga; III - Serrote da Lagoa; IV – Boqueirão da Mira. Fonte: Heineck *et al.* (2003), Noce *et al.* (2004), Heilbron *et al.* (2007).

Na serra do Caparaó a sustentação dos flancos escarpados é dada por litologias charnockíticas da Suíte Caparaó. Os depósitos aluvionares e de terraços quaternários se projetam a partir do médio-baixo curso do rio, demarcando uma zona com menor influência litoestrutural na configuração do canal.

Na bacia hidrográfica do rio dos Bagres ocorrem unidades do embasamento paleoproterozoico – Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora -, e sua cobertura neoproterozoica – Grupo Andrelândia (Figura 43). O embasamento é composto sobretudo, por litofácies ortognáissicas e granulíticas do Complexo Juiz de Fora e paragnaisses e rochas calcissilicáticas do Grupo Andrelândia. Ocorrem também ortognaisses do tipo TTG (FIGUEIREDO e BARBOSA, 1993), que são gnaisses bandados e foliados, de composição granítica, mais raramente tonalítica. Hidrotermalitos ferruginosos marcam a influência da zona de cisalhamento de Ponte Nova na área (GRADIM *et al.* 2014).

No contexto meridional da Serra da Mantiqueira, onde se instala as bacias dos rios Bananal e Pirapetinga, o embasamento paleoproterozoico inclui ortognaisses e metabasitos. O metamorfismo regional neoproterozoico é de fácies anfíbolito a granulito, e os corpos graníticos gerados por anatexia durante a orogenia brasileira aparecem encaixados nas rochas do embasamento e da Megassequência Andrelândia.

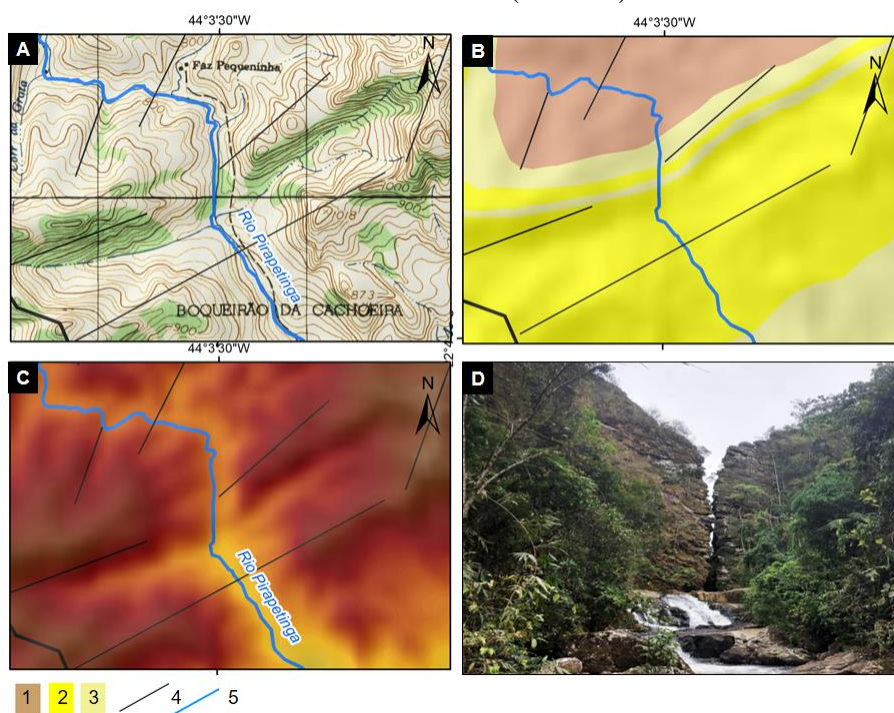
O litotipo predominante é um (hornblenda)biotita gnaisse, tonalítico a granítico, homogêneo. Em síntese ocorrem unidades do embasamento paleoproterozoico – Complexo Mantiqueira -, e sua cobertura neoproterozoica – Grupo Andrelândia. Além disso, ocorrem nas adjacências rochas quartzíticas a graníticas (Corpo Pedra Selada), graníticas (Serra do Lagarto), ortogranulíticas e ortognáissicas (Complexo Juiz de Fora) e metaultramáficas. A maior porção areal das bacias é perpassada por litologias gnáissicas do Grupo Andrelândia que marcam, em sua maioria, os fundos de vale e morfologias mais mamelonizadas, assim como, anfíbolitos e hornblenda-biotita gnaisses do Complexo Mantiqueira, que se projetam, sobretudo em setores intermontanos e no médio curso do rio Bananal.

A geologia da bacia do rio Bananal associa-se a três domínios tectônicos distintos: *klippe* de Carvalhos e os domínios Andrelândia e Mantiqueira. O domínio Andrelândia ocupa grande parte da folha. Ocupando pequena parcela do norte da bacia ocorre a *klippe* de Carvalhos, gerado por transporte tectônico de topo para leste. Este transporte está relacionado à evolução da Faixa Brasília (HEILBRON *et al.*, 2000). Os terrenos mais elevados da bacia do rio Bananal são sustentados por intercalações de anfíbolitos do Complexo Mantiqueira, biotita

gnaisse bandado e silimanita-granada gnaisses do Complexo Andrelândia, além de biotita granito da Suíte Serra Lagarto. Entretanto, os litotipos associados à cobertura neoproterozoica se projetam por toda bacia, sendo interrompidos apenas por intrusões quartzíticas que sustentam a Serra da Candonga e Serrote da Lagoa. Os domínios Mantiqueira e Andrelândia se intercalam ao longo da bacia, dispostos em NE-SW, evidenciando o vínculo desses setores à evolução da Faixa Ribeira.

Geologicamente a bacia hidrográfica do rio Pirapetinga apresenta um predomínio de coberturas neoproterozoicas do Grupo Andrelândia, sobretudo, litotipos de biotita gnaisse bandado que se projetam da cabeceira até o exutório, sendo interceptados por quartzitos, do *klippe* de Carvalhos que sustentam a Serra da Candonga, assim como por silimanita-granada gnaisses. O setor quartzítico marca a passagem do médio/baixo curso Pirapetinga, associado a formação de uma garganta epigênica formada pelo canal principal permitindo a captura dos setores altimontanos (Figura 46). O rio Pirapetinga possui um curso no sentido NNW-SSE e provavelmente ajusta o seu curso sob uma falha de mesmo sentido, que por reativação tectônica tenha promovido a epigenia e superimposição do canal na área.

Figura 46 – Garganta epigênica do rio Pirapetinga, localmente conhecida como cachoeira do Boqueirão do Mira. **A** – Carta topográfica de Santa Rita do Jacutinga (Folha SF-23-Z-A-II-2); **B** – Litologia da área; **C** – Hipsometria da área afetada; **D** – Garganta epigênica e *knickpoints* associados. Foto: F.S. Pacheco (set/2022).



1 - Unidade Andrelândia, granada-biotita gnaisse; **2** – Grupo Andrelândia, quartzito; **3** - Unidade Andrelândia, biotita gnaisse bandado; **4**- falhas ou fraturas; **5** – rio principal. Fonte: Heilbron *et al.* (2007).

Heilbron *et al.* (2000) relacionou a presença de diques de diabásio cretáceos e do conjunto de falhas NNW, que marcam compartimentos intermontanos das bacias selecionadas do setor meridional, à reativação tectônica de idade mesozoica-cenozoica. Sedimentos fluviais quaternários são pouco expressivos nos vales dos rios Bananal e Pirapetinga, estando em geral estocados à montante de falhas NNW. Estas falhas marcam zonas de transição entre o alto e o médio curso, bem como zonas de transição entre o médio e baixo curso do rio Bananal, promovendo deflexões abruptas em um contexto de predomínio de ortognaisses e rochas anfíbolíticas.

Diante desse quadro de bacias com claros vínculos tectônicos, já reportados na literatura, e bacias com poucos registros propomos avaliar a intensidade da atividade tectônica de forma comparativa para as respectivas áreas da Serra da Mantiqueira.

6.2 ANÁLISE GEOMORFOMÉTRICA DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL

O primeiro índice calculado para as bacias foi a Assimetria da Bacia de Drenagem (**AF**). O índice apontou moderada assimetria para a bacia do rio dos Bagres e baixa assimetria para a bacia do rio Caparaó, o que sugere um fraco a moderado basculamento de ambas bacias. Logo, para este atributo as bacias receberam a classificação apresentada no Quadro 7. O índice não capta influência de estruturas e falhas no interior da bacia, o que é melhor averiguado através do Fator de Simetria Transverso (**T**). O rio dos Bagres, por exemplo, apesar de exibir baixa assimetria, ostenta um relevo marcado pela presença de feições que denotam uma dinâmica morfológica associada a capturas fluviais e vales controlados, sendo pertinente a avaliação dos controles tectônicos internos (Figura 47).

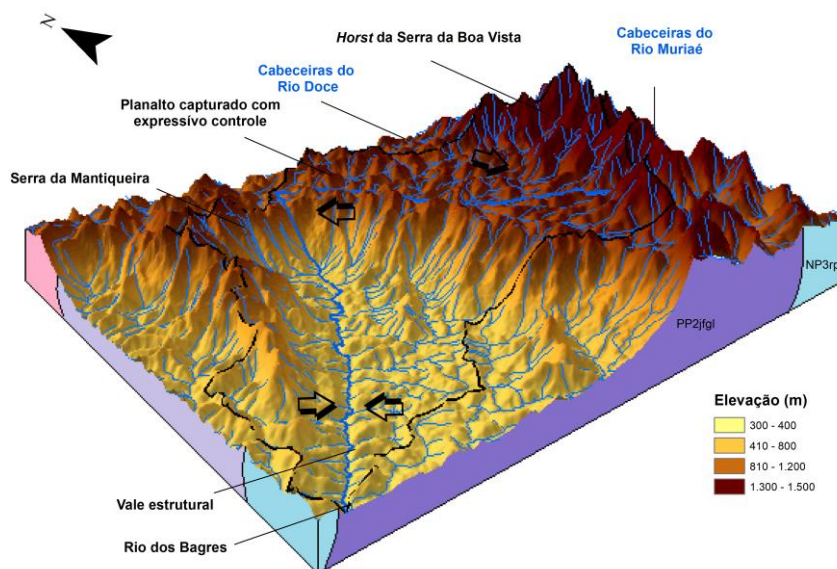
Quadro 7 – Dados da área do lado direito da bacia (**Ar**), área total (**At**), Assimetria da Bacia de Drenagem (**AF**) e de Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) das bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres.

	Ar (km²)	At (km²)	AF-50	CIT
rio Caparaó	84,77	195,78	6,70	3
rio Bagres	47,88	114,19	8,07	2

Com o objetivo de avaliar os controles internos na bacia se executou a mensuração do Fator de Simetria Transverso (**T**). O cálculo foi realizado para 17 (dezessete) pontos no rio Caparaó que possui uma extensão de 49 km. Os resultados apontaram, em geral, uma moderada atividade tectônica, com quatro pontos de fraca anomalia tectônica, e treze pontos com uma

moderada anomalia na drenagem (Quadro 8). Os pontos com moderada anomalia tectônica no canal principal são áreas de interesse para avaliação de processos de reativação tectônica no local.

Figura 47 – Bloco diagrama da bacia do rio dos Bagres ilustrando a organização morfológica. Unidades geológicas: **NP3pp** – Grupo Andrelândia, paragneisses e rochas calcissilicáticas, litofácies paragneisse; **PP2jfgl** – Complexo Juiz de Fora, ortogneisses e granulitos.



Quadro 8 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (**Dd**), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (**Da**), Fator de Simetria Transverso (**T**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio Caparaó.

Ponto	Dd (km)	Da (km)	T	CIT
1	1,1	2,1	0,52	2
2	0,4	3,0	0,13	3
3	0,6	3,6	0,16	3
4	1,5	4,0	0,37	2
5	1,7	5,3	0,32	2
6	1,1	3,9	0,28	2
7	1,8	3,6	0,50	2
8	2,2	3,3	0,66	2
9	1,7	3,1	0,54	2
10	0,9	2,5	0,36	2
11	0,7	2,6	0,26	2
12	0,2	1,8	0,11	3
13	0,1	1,4	0,07	3
14	0,1	1,5	0,06	3
15	0,8	1,2	0,66	2
16	0,6	1,0	0,60	2
17	0,2	0,5	0,40	2
Média			0,35	2

A análise do Fator de Simetria Transverso (**T**) para o rio dos Bagres também evidencia moderada assimetria, dos 15 (quinze) pontos analisados ao longo do canal, sete apresentaram baixa assimetria, cinco moderada assimetria e três alta assimetria (Quadro 9). Os setores com alta assimetria estão situados na nascente e exutório da bacia e marcam segmentos com controles NNW-SSE e NE-SW, respectivamente; enquanto setores de alta assimetria localizados no médio curso estão associados a captura fluvial reportada por Cherem *et al.* (2013). Estes setores são os segmentos preferenciais para investigação morfotectônica na drenagem da área.

Quadro 9 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (**Dd**), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (**Da**), Fator de Simetria Transverso (**T**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio dos Bagres. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.

Ponto	Dd	Da	T	CIT
1	0,3	0,3	1,00	1
2	0,2	0,7	0,26	2
3	0,2	1,9	0,13	3
4	0,5	2,3	0,20	3
5	0,3	2,5	0,11	3
6	0,7	2,8	0,26	2
7	0,4	3,7	0,10	3
8	1,9	3,5	0,55	2
9	3,1	3,5	0,89	1
10	2,8	3,9	0,73	2
11	1,3	4,7	0,27	2
12	0,6	3,9	0,16	3
13	0,5	3,9	0,14	3
14	1,0	4,6	0,22	3
15	2,3	2,3	1,00	1
Média			0,40	2

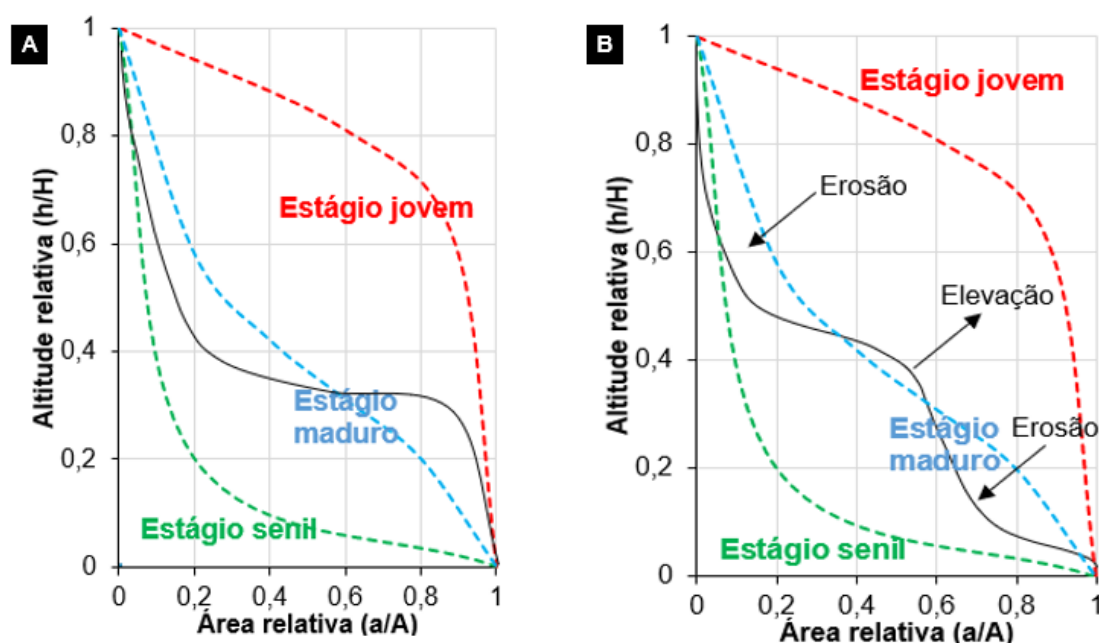
A Integral Hipsométrica (**IH**) das bacias atua como indicador do estágio evolutivo do relevo e apresentou valores moderados a baixos para o controle tectônico, conforme apresentado no Quadro 10.

Quadro 10 – Dados de altitude máxima (**H_{máx}**), média (**H_{mín}**) e média (**H_{média}**), Integral Hipsométrica (**IH**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) das bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres.

	H _{máx} (m)	H _{mín} (m)	H _{média} (m)	IH	CIT
rio Caparaó	2825	747	1745	0,48	2
rio dos Bagres	1516	316	709	0,33	3

Com os dados da topografia temos a formação das curvas hipsométricas (Figura 48), que são a representação gráfica do relevo médio de uma bacia ao reunir a variação da elevação dos vários terrenos. Desse modo, a bacia do rio Caparaó apresenta um formato côncavo-convexo (Figura 48A) e demonstra a variabilidade dos estágios evolutivos presentes na área estudada, exibindo uma migração de uma tendência de um estágio senil para um estágio jovem. Enquanto, a bacia do rio dos Bagres (Figura 48B) apresenta uma maior variabilidade topográfica e variações de padrões côncavo-convexo-côncavo, o que denota uma bacia anômala com uma intercalação de setores de erosão e uma recente migração do divisor de drenagem por captura fluvial.

Figura 48 – Curvas Hipsométricas das bacias da Mantiqueira Setentrional. **A** - bacia do rio Caparaó; **B** - bacia do rio dos Bagres.



Compondo o conjunto de índices geomórficos, a Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**S_{mf}**) para a bacia do rio Caparaó foi mensurada para dois segmentos escarpados da mesma, e quatro segmentos para bacia do rio dos Bagres. Os resultados estão reunidos nos Quadros 11 e 12.

Quadro 11 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (**L_{mf}**); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (**L_s**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**S_{mf}**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio Caparaó.

SETORES	L _{mf} (m)	L _s (m)	S _{mf}	CIT
Vertente W da Serra do Caparaó	28875,8	21751,3	1,32	2
Vertente L da Serra do Caparaó	4428,8	3325,3	1,33	2
Média			1,32	2

Quadro 12 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (**Lmf**); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (**Ls**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio dos Bagres.

SETORES	Lmf (m)	Ls (m)	Smf	CIT
Serra da Boa Vista	14652,30	9037,95	1,62	3
Serra da Boa Vista	11752,00	9664,14	1,22	2
Serra da Mantiqueira	3250,37	2930,92	1,11	2
Serra do Pai Inácio	4562,70	3834,15	1,19	2
Média			1,28	2

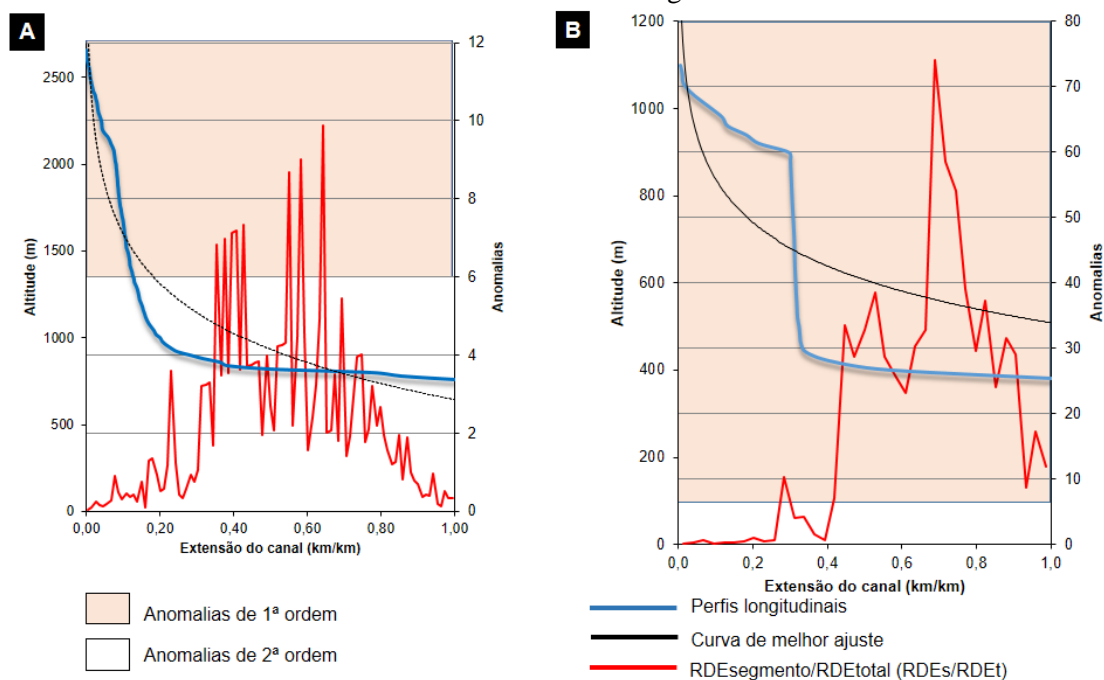
Com este índice foi possível identificar o balanço de forças erosivas e tectônicas, sendo que ambas bacias foram classificadas com uma moderada atividade tectônica para as frentes escarpadas estudadas, uma vez que não exibiram de modo geral escarpas retilíneas.

A Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**) para as bacias foi interpretada em associação ao quadro geológico. Obteve-se valores de **RDE_{total}** elevados para a bacia do rio Caparaó (**RDE_t** = 415) e moderados para a bacia do rio dos Bagres (**RDE_t** = 177). Interpreta-se que a bacia do rio Caparaó apresenta valores elevados por ter a maior parte de sua extensão controlada pelo antiformal que estrutura o maciço, sendo assim as escarpas da área que promovem um desnível de quase 2000 metros no canal são responsáveis por elevar os valores de **RDE_t**, que reflete o arranjo natural da drenagem a essa estruturação e sugere a possibilidade de influências tectônicas na manutenção das escarpas facetadas e da taxa de incisão fluvial.

O rio dos Bagres, por sua vez, está localizado em um setor com comportamento topográfico mais moderado, tendo desnível altimétrico da ordem de 800 m; reunindo morfologias escarpadas no alto curso e morros convexos no médio e baixo curso. A análise dos perfis longitudinais normalizados, em conjunto com as anomalias de drenagem, dá suporte a compreensão do quadro morfotectônico dos canais selecionados (Figura 49).

O rio Caparaó exibe um perfil longitudinal muito próximo a uma condição de equilíbrio (Figura 48A), nos moldes apresentados por McKeown *et al.* (1988); reúne concavidade para cima, assíntotas longas e poucos setores que dissecam o maciço apresentam *knickpoints*. Etchebehere (2006) discute que os índices **RDE_s** são indicadores sensíveis de mudanças na declividade de um canal fluvial que, por sua vez, podem estar associadas a: desembocaduras de tributários de caudal expressivo; diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato lítico e/ou atividade tectônicas.

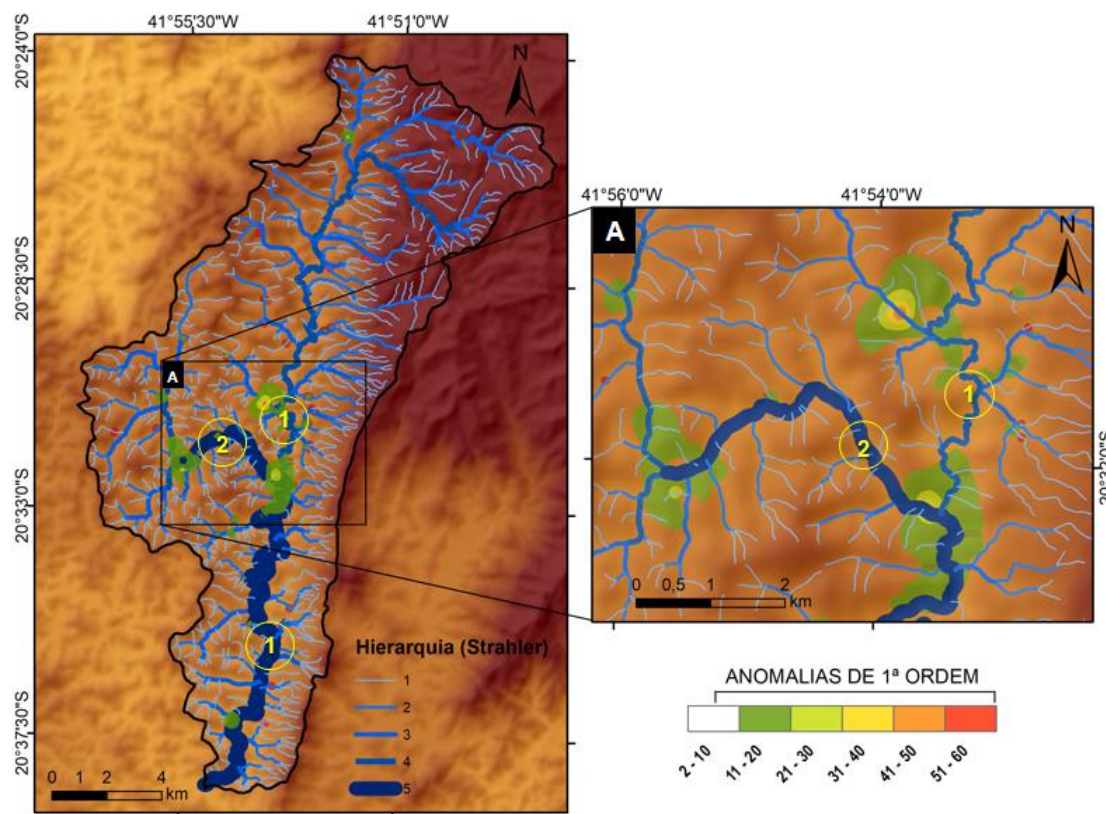
Figura 49 – Perfis longitudinais normalizados dos canais estudados no setor setentrional. **A** – Perfil longitudinal do rio Caparaó com anomalias de drenagem; **B** – Perfil longitudinal do rio dos Bagres com anomalias de drenagem.



Os segmentos anômalos ocorrem em um substrato de litologias paragnáissicas e migmatíticas, ou seja, litologias mais tenras, com isso deduz-se que esses não exercem controle significativo na promoção das mudanças de declividade na área, restando apenas as hipóteses de reativação tectônica e desembocadura de tributários de caudal expressivo. Interpreta-se a última hipótese como o fato mais provável, isto é, de as maiores anomalias concentrarem-se no médio/baixo curso do rio principal (Figura 50), em um setor no qual ocorre o entroncamento do rio Caparaó e ribeirão da Fama (Figura 50A), sugerindo que as anomalias sejam provenientes da confluência reportada.

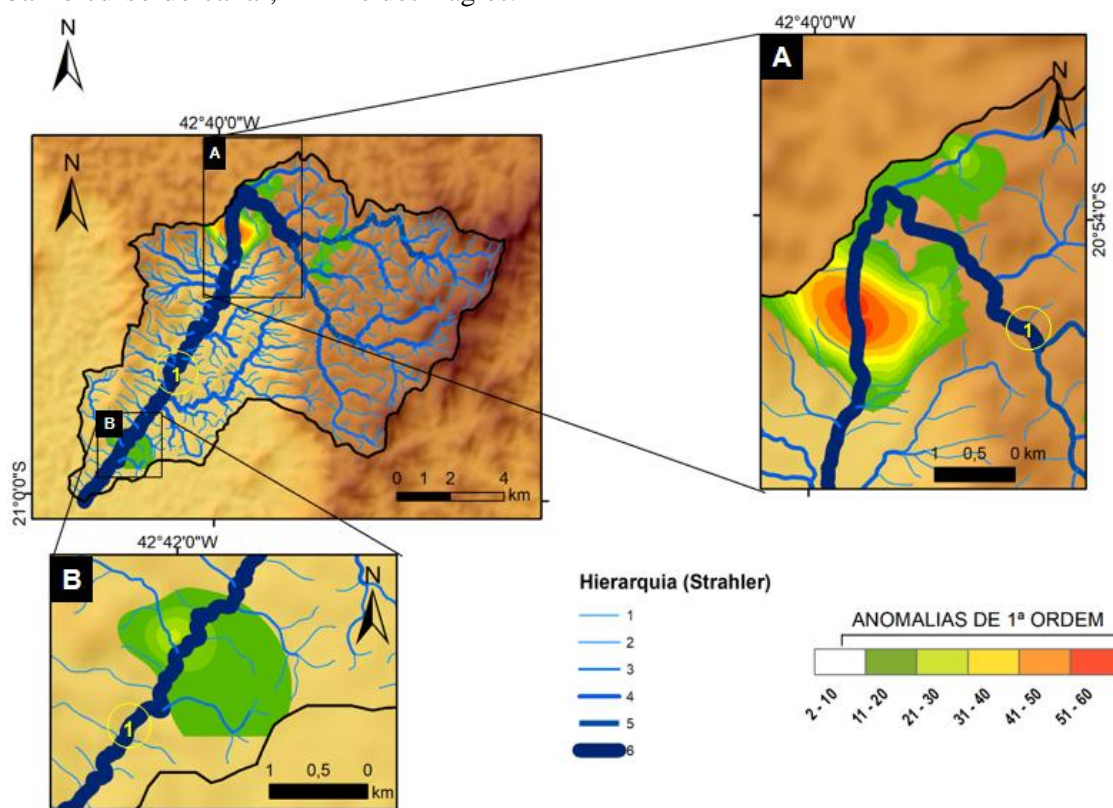
Entretanto, não se descarta totalmente a possibilidade de correlação com processos de reativação neotectônica nesse setor de rochas mais tenras. Segundo Moreira *et al.* (2022), a configuração geomorfológica do Caparaó é de um relevo tectônico, escarpado e dissecado em vales profundos mediante significativa densidade de drenagem relacionada a uma igualmente significativa densidade de falhas e juntas. Quanto à classificação da intensidade tectônica observa-se que apesar de bacia do rio Caparaó não apresentar anomalias em mais da metade de seu canal, possui setores anômalos, com valores superiores a 6, o que configura alta atividade tectônica.

Figura 50 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Caparaó; **A** – área de maior concentração de anomalias no médio-baixo curso do rio principal. **Rios principais:** 1 – Rio Caparaó; 2 - Ribeirão da Fama.



O rio dos Bagres mostra um perfil longitudinal convexo-côncavo, desajustado e desequilibrado, que leva a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja erodindo seu próprio leito, seja propiciando agradação (Figura 49B). O tempo para que a drenagem readquira o equilíbrio ou, ao menos, um estágio de *quase-equilibrium* não pode ser precisado, entretanto, alguns autores admitem-o como pequeno em termos geológicos (*e. g.* LEOPOLD e LANGBEIN, 1962). Assim, trechos de drenagem fora de equilíbrio podem sugerir atividade tectônica recente. Na bacia do rio dos Bagres a concavidade associa-se a captura fluvial que marca a passagem do alto para o médio curso do canal (CHEREM *et al.* 2013), sendo este o segmento com o maior número de anomalias e deformações tectônicas (Figura 51), que podem estar correlacionados a reativação da Zona de Cisalhamento de Abre Campo que acompanha o canal principal do rio dos Bagres (OLIVEIRA, 2018).

Figura 51 – Anomalias de drenagem na bacia do rio dos Bagres. **A** – distribuição das anomalias; **B** – maiores anomalias na porção da escarpa em um setor de capturas fluviais; **C** – anomalias no baixo curso do canal; **1** – Rio dos Bagres.



Diante do quadro reportado pelos dados de anomalias, o rio dos Bagres também foi classificado como de alta atividade tectônica, principalmente por reunir anomalias que alcançaram valores de RDE_s/RDE_t maiores que 70. O setor afetado pela captura fluvial também é o local em que a configuração do canal muda completamente por uma inflexão abrupta, adotando assim, um padrão NE-SW no médio/baixo curso ao abandonar o padrão NW-SE; este que fica restrito aos segmentos altimontanos recentemente capturados. Interpreta-se que a própria captura, oriunda de retração lateral, possa ter sido potencializada por reativações na zona de cisalhamento que controla o canal principal. Sendo assim, a hipótese de uma ação conjugada da tectônica e erosão na evolução morfológica da área mostra-se plenamente válida.

Por fim, a combinação de todas as categorias de atividade tectônica (**CIT**) permite concluir que as bacias apresentaram uma moderada atividade tectônica. O Quadro 13 apresenta a síntese de todas as combinações das **CIT**'s de cada índice para definição da intensidade da atividade tectônica (**IAT**).

Quadro 13 – Intensidade da atividade tectônica para as bacias do rio Caparaó e rio dos Bagres. Assimetria de Bacias de Drenagem (**Af**); Fator de Simetria Transverso (**T**); Integral Hipsométrica (**IH**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**); Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**); Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (**IAT**).

	Af	T	IH	Smf	RDE	ΣCIT/n	IAT
rio Caparaó	3	2	2	2	1	2,0	Moderada
rio dos Bagres	2	2	3	2	1	2,0	Moderada

6.3 ANÁLISE GEOMORFOMÉTRICA DA MANTIQUEIRA MERIDIONAL

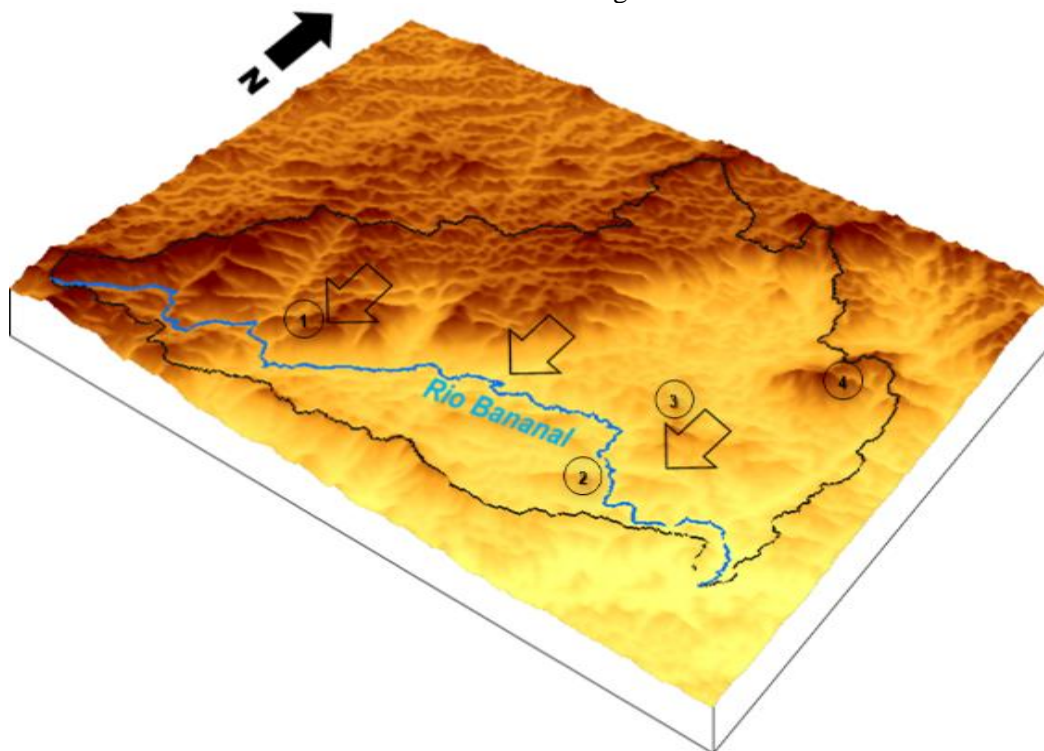
A Assimetria da Bacia de Drenagem (**AF**) foi o primeiro índice mensurado para as bacias selecionadas no setor meridional. Os resultados obtidos captaram uma alta assimetria para a bacia do rio Bananal e uma baixa assimetria para o rio Pirapetinga, sugerindo um controle mais proeminente na primeira, enquanto a segunda teria uma menor deformação tectônica em sua área de drenagem (Quadro 14). O forte basculamento da margem direita do rio Bananal, sugere um controle do canal principal por estruturas NNW-SSE e soleiras graníticas (Serra do Lagarto) e quartzíticas (Serrote da Lagoa e Serra do Pico do Papagaio) (Figura 52).

Quadro 14 – Dados da área do lado direito da bacia (**Ar**), área total (**At**), Assimetria da Bacia de Drenagem (**AF**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) das bacias do rio Bananal e rio Pirapetinga.

	Ar (km²)	At (km²)	AF-50	CIT
rio Bananal	79,60	360,22	27,90	1
rio Pirapetinga	49,98	105,83	8,06	2

O Fator de Simetria Transverso (**T**) médio encontrado para bacia do rio Bananal permitiu classificar a mesma com uma moderada atividade tectônica. Foram extraídos dados de 17 (dezesete) pontos no canal principal: dois pontos reportaram alta atividade tectônica; treze atividade moderada; e dois baixa atividade tectônica (Quadro 15). Os dois pontos de maior assimetria correspondem a setores de deflexões abruptas promovidos por NNW-SSE, nos quais o canal adapta seu curso a controles promovidos por soleiras.

Figura 52 – Basculamento da margem direita do rio Bananal. O basculamento é promovido pela interceptação do canal por falhas NNW e soleiras graníticas na passagem entre o alto e o médio e, soleiras quartzíticas entre o médio e baixo curso do rio Bananal. **1** – soleira granítica da Serra do Lagarto; **2** – soleira quartzíticas do Serrote da Lagoa; **3** – soleira quartzíticas do Pico do Papagaio; **4** – Serra da Candonga.



Quadro 15 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (**Dd**), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (**Da**), Fator de Simetria Transverso (**T**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio Bananal. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.

Ponto	Dd	Da	T	CIT
1	0,16	0,39	0,41	2
2	0,35	1,00	0,35	2
3	0,26	1,62	0,16	3
4	3,28	3,73	0,88	1
5	2,19	4,78	0,46	2
6	3,47	4,87	0,71	2
7	3,67	6,12	0,60	2
8	2,66	6,01	0,44	2
9	2,44	6,55	0,37	2
10	2,88	7,65	0,38	2
11	3,20	8,94	0,36	2
12	2,84	8,56	0,33	2
13	2,08	6,62	0,32	2
14	2,70	4,89	0,55	2
15	2,25	3,32	0,68	2
16	4,02	5,11	0,79	1
17	0,31	1,75	0,18	3

Média	0,47	2
-------	------	---

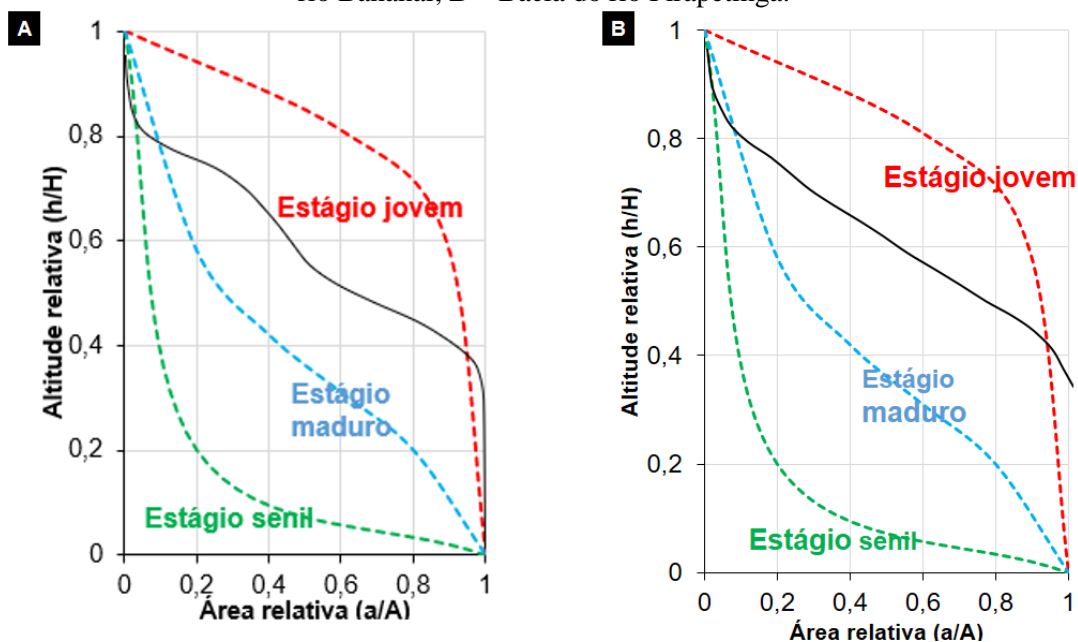
O Fator de Simetria Transverso (**T**) da bacia do rio Pirapetinga evidenciou dois pontos com alta assimetria, sete com moderada assimetria e seis com baixa assimetria, revelando um quadro mediano de moderada assimetria (Quadro 16).

Quadro 16 – Dados da distância entre a linha média da bacia e o divisor (**Dd**), distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (**Da**), Fator de Simetria Transverso (**T**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio Pirapetinga. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.

Ponto	Dd	Da	T	CIT
1	1,44	1,01	0,70	2
2	2,17	0,35	0,16	3
3	2,92	0,71	0,24	3
4	3,82	0,46	0,12	3
5	2,88	0,11	0,04	3
6	2,23	0,67	0,30	2
7	2,55	0,79	0,31	2
8	3,30	1,18	0,36	2
9	2,04	0,53	0,26	2
10	2,56	0,31	0,12	3
11	2,62	1,10	0,42	2
12	0,91	1,29	1,42	1
13	1,36	0,24	0,18	3
14	0,90	0,22	0,24	3
15	0,04	0,06	1,50	1
Média			0,42	2

As curvas hipsométricas sugerem que as bacias estão evoluindo de um estágio jovem para maduro, reunindo curvas côncavo-convexa reportando distintos estágios evolutivos do relevo na bacia (Figura 53). A Integral Hipsométrica (**IH**) apresentou uma moderada atividade tectônica para a bacia do rio Bananal (Figura 53A), já a bacia do Pirapetinga demonstra um relevo menos acidentado, estruturado por um padrão suavemente convexo (Figura 53B), sendo também classificada como uma moderada atividade tectônica, porém com uma maior uniformidade. Os dados altimétricos que resultaram no cálculo do **IH** estão apresentados no Quadro 17.

Figura 53 – Curva Hipsométrica das bacias hidrográficas estudadas no setor meridional. **A** – Bacia do rio Bananal; **B** – Bacia do rio Pirapetinga.



Quadro 17 – Dados de altitude máxima ($H_{\text{máx}}$), média ($H_{\text{mín}}$) e média ($H_{\text{média}}$), Integral Hipsométrica (IH) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) para as bacias hidrográficas dos rios Bananal e Pirapetinga.

	$H_{\text{máx}}$ (m)	$H_{\text{mín}}$ (m)	$H_{\text{média}}$ (m)	IH	CIT
rio Bananal	1671	454	1003	0,45	2
rio Pirapetinga	1589	440	891	0,40	2

A Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (S_{mf}) foi mensurada para seis segmentos escarpados da bacia do Bananal, sendo identificada uma moderada atividade tectônica no quadro geral; apesar de alguns segmentos como a serra da Bocaina e serra do Mira reunirem valores que demonstraram uma alta atividade tectônica, conforme é apresentado no Quadro 18.

Quadro 18 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (L_{mf}); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (L_s); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (S_{mf}) e Classificação da Atividade Tectônica (CIT) da bacia do rio Bananal. Destacou-se em vermelho os setores com valores mais elevados.

SETORES	L_{mf} (km)	L_s (km)	S_{mf}	CIT
Serra do Lagarto	39,62	22,94	1,73	3
Serra da Bocaina	7,72	7,29	1,06	1
Serra do Mira 1	10,50	9,32	1,13	2
Serra do Mira 2	18,77	13,67	1,37	2
Serra do Mira 3	6,74	5,55	1,22	2
Serra do Mira 4	6,61	6,26	1,06	1
Média			1,26	2

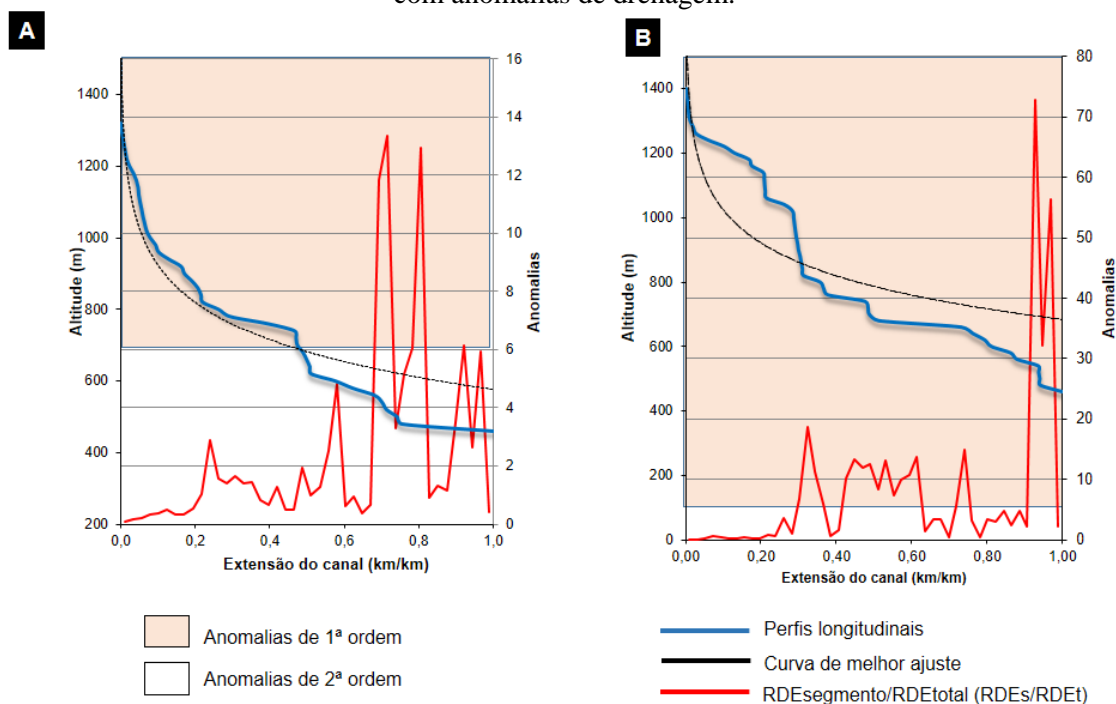
O índice também foi calculado para dois setores na bacia do rio Pirapetinga revelando uma moderada atividade tectônica, conforme apresentado no Quadro 19.

Quadro 19 – Dados de comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive (**Lmf**); Distância em linha reta da escarpa montanhosa (**Ls**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**) e Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**) da bacia do rio Pirapetinga.

SETOR	Lmf (km)	Ls (km)	Smf	CIT
Serra da Fumaça	3,30	2,76	1,19	2
Serra Boa Esperança	3,79	3,25	1,37	2
Média			1,28	2

A Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**) para o setor meridional revelou uma organização dos canais com diversas anomalias, estas concentradas nos setores do médio/baixo curso para ambas bacias (Figura 54). Em uma análise preliminar dos aspectos gerais, observa-se valores próximos para **RDE_{total}** para ambas bacias (**RDE_t** Bananal = 205; **RDE_t** Pirapetinga = 198), o que pode representar uma dinâmica tectono-erosiva similar para os dois sistemas fluviais.

Figura 54 – Perfis longitudinais normalizados dos canais estudados no setor meridional. **A** – Perfil longitudinal do rio Pirapetinga com anomalias de drenagem; **B** – Perfil longitudinal do rio Bananal com anomalias de drenagem.

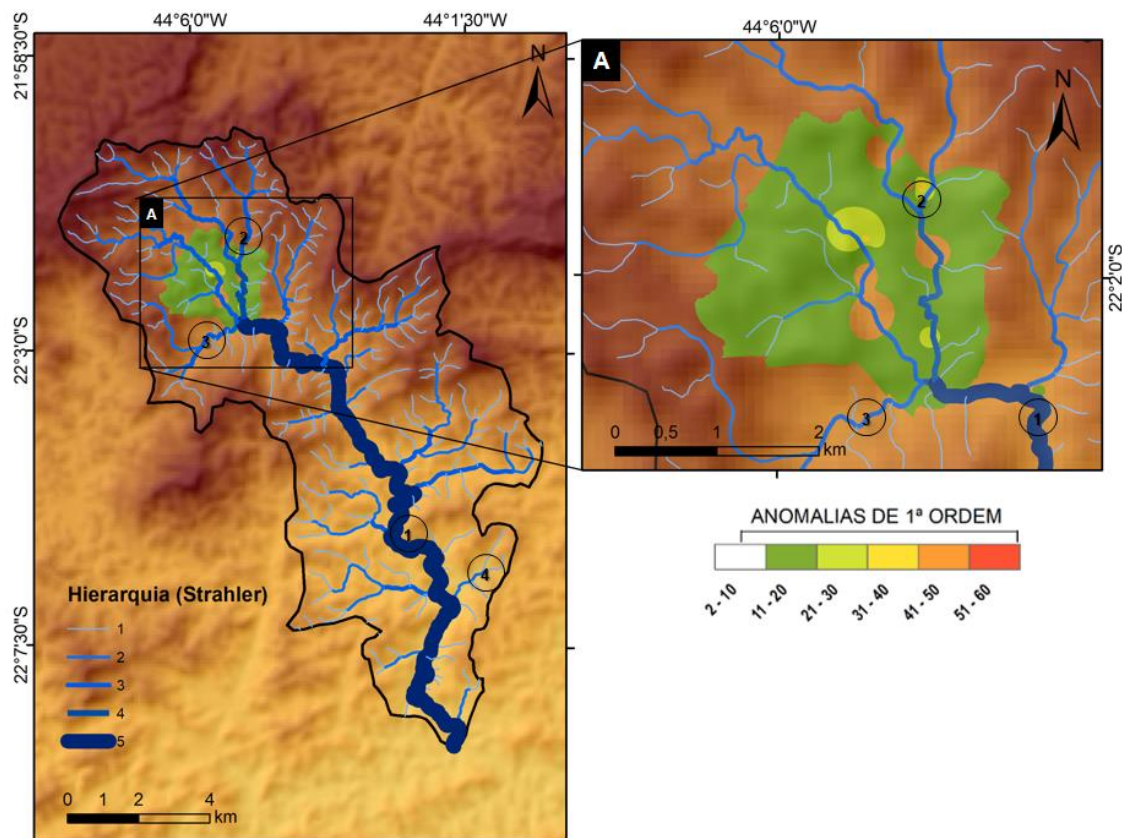


Todavia, a análise da proporção de anomalias de drenagem para os canais encontrou padrões distintos. O rio Pirapetinga congrega apenas 16% dos segmentos com anomalias de primeira ($RDE_s/RDE_t > 6$) ordem e 18% dos segmentos com anomalias de segunda ordem (2

$< \mathbf{RDE}_s/\mathbf{RDE}_t < 6$), os valores médios de anomalias estão em 2,5 e máximos chegam a 13 (Figura 53A). O rio Bananal, por sua vez, possui mais de 40% dos trechos com anomalias de primeira ordem e 23% dos trechos com anomalias de segunda ordem, valores médios de anomalias em torno de 8 e máximos alcançando valores de $\mathbf{RDE}_s/\mathbf{RDE}_t$ próximos a 73 em alguns trechos no exutório (Figura 54B). Diante desse quadro, apesar de ambas bacias apresentar atributos correlatos à alta atividade tectônica, a bacia do rio Bananal reúne uma dinâmica tectônica mais acentuada.

O perfil longitudinal do rio Pirapetinga possui uma disposição logarítmica do talvegue e alguns significativos afastamentos da curva de melhor ajuste, marcando *knickpoints*, sobretudo nos setores de interações de contato de litotipos quartzíticos e gnaisses bandados na passagem do médio para o baixo curso. A curva de valores $\mathbf{RDE}_s/\mathbf{RDE}_t$ demonstra que as maiores anomalias de drenagem para o canal principal concentram-se nos segmentos próximos ao exutório, na qual o canal deságua no rio Preto (Figura 54A). No setor próximo ao exutório a litologia é pouco variável, sendo constituída por biotita gnaisse bandado. Contudo, para a análise de todas anomalias da bacia como um todo, o alto curso do rio Pirapetinga reuniu a maior concentração de anomalias de primeira ordem em um setor de confluência dos córregos Itaboca e Três Barras com o rio Pirapetinga, sugerindo que a elevação dos valores de \mathbf{RDE} deve-se a confluência tríplice desses dois afluentes no canal principal (Figura 55A). No baixo curso o canal principal e o afluente do córrego da Boa Esperança são controlados por estruturas NE-SW e NW-SE, sugerindo influências de falhas na conformação da drenagem do baixo curso que dialogam com a tendência apontada pela curva de $\mathbf{RDE}_s/\mathbf{RDE}_t$.

Figura 55 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Pirapetinga. **A** - maior concentração de anomalias de primeira ordem estão no alto curso do canal destacado. **Rios principais:** 1 – rio Pirapetinga; 2 – córrego Três Barras; 3 – córrego Itaboca; 4 – córrego da Boa Esperança.



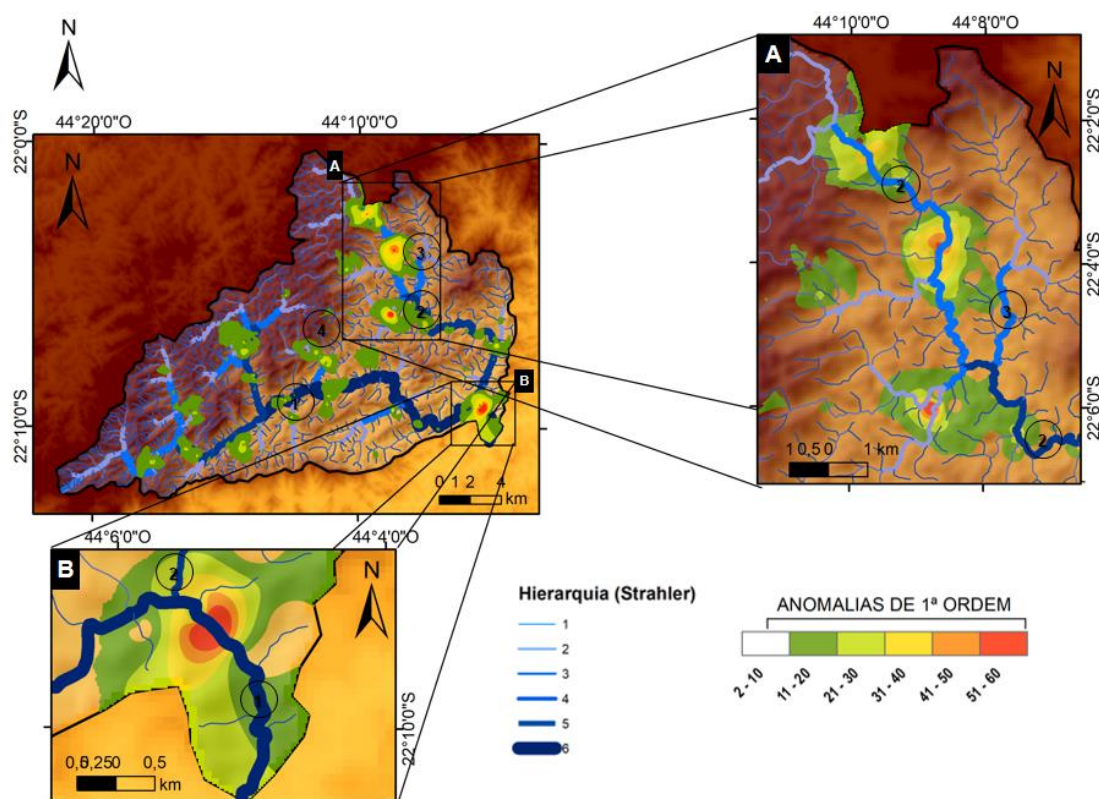
O perfil longitudinal do rio Bananal tem uma disposição logarítmica do talvegue, porém com diversos segmentos com afastamentos da linha de melhor ajuste marcando *knickzonas*, provavelmente relacionada a anomalias tectônicas (Figura 53B). As principais zonas anômalas concentram-se em segmentos no qual o curso d'água apresenta um aumento do seu gradiente, especialmente em seu baixo curso, sugerindo uma reativação desses segmentos que reúnem um aumento significativo dos valores da curva RDE_s/RDE_t . O canal ajusta-se a compartimentos com altimetria de 1400 m a 500 m, interceptando pelo menos seis litotipos principais: silimanita gnaisse bandado e leucogranitos em terrenos acima de 1100 m; granito da Serra do Lagarto a uma altimetria de 800 m; embasamento anfíbolito e gnáissico no médio curso em um segmento de aumento de gradiente do canal, no qual o mesmo varia de 1000 a 800 m e no baixo curso em um segmento de altitudes médias de 400 m; a ocorrência de biotita gnaisse bandado é recorrente na bacia, estando associado a segmentos de aumento de gradiente do canal dada a maior incisão vertical nesses terrenos de substrato mais friável; camadas quartzíticas sustentam soleiras da

zona de transição do médio e o baixo e confluência entre os rios Bananal e Jacutinga, promovendo um obstáculo a erosão remontante do baixo curso em direção aos terrenos do médio curso dos canais analisados.

A análise da distribuição de anomalias de primeira ordem em planta na bacia evidencia anomalias em inúmeros compartimentos, não se constatando trechos anômalos na área de abrangência de afloramentos de quartzitos, o que reforça a possibilidade dos altos índices de **RDE_s** detectados refletirem a atuação de processos neotectônicos e não somente fácies mais resistentes à erosão. As anomalias estão concentradas no curso principal em distintos setores, alcançando até os segmentos finais da bacia, assim como setores intermontanos no alto e médio curso dos principais afluentes (Figura 54B e 56). O ribeirão Jacutinga, por exemplo, reúne significativas anomalias de primeira ordem nas zonas de transição entre o alto e o médio curso do canal (Figura 56A), demarcando uma área que permite ser interpretada como tectonicamente ativa dada a ausência de condicionantes hidrológicos e/ou líticos na conformação das anomalias. Os condicionantes líticos são estabelecidos por coberturas neoproterozoicas de silimanitas e gnaisses bandados, ou seja, rochas mais tenras que sozinhas não explicam a elevação dos valores de **RDE_s**. Os condicionantes hidrológicos também não explicam a elevação dos valores de **RDE_s**, dado a ausência de relação das *knickzonas* com as confluências identificadas como, por exemplo, do ribeirão dos Coelhoos com o ribeirão Jacutinga.

O baixo curso do rio Bananal congrega as maiores anomalias para a área, alcançando valores de **RDE_s/RDE_t** superiores a 60 (Figura 56B). Geologicamente, o baixo curso é constituído pelo embasamento paleoproterozoico dado, sobretudo, por anfíbolito e coberturas neoproterozoicas de gnaisses bandados e quartzitos. Estes últimos poderiam explicar o aumento do índice por figurarem como rochas mais resistentes, porém ainda assim, um motivo de ordem tectônica não pode ser desconsiderado no nível de análise aqui efetuado, ante o pequeno conhecimento sobre a distribuição dessas intrusões quartzíticas no baixo curso, que tornaram as verificações de campo imprescindíveis.

Figura 56 – Distribuição das principais anomalias na bacia do rio Bananal. **A** – Concentração de anomalias no alto-médio curso do ribeirão Jacutinga; **B** – Anomalias no baixo curso do rio Bananal, próximo a sua confluência com o rio Preto. **Rios principais:** 1 – Rio Bananal; 2 – Ribeirão Jacutinga; 3 – Ribeirão dos Coelho; 4 – Córrego do Fubá.



A combinação de todas as categorias de atividade tectônica (**CIT**) permitiram concluir que as bacias estudadas no setor meridional apresentaram uma alta atividade tectônica. O Quadro 20 apresenta a síntese de todas as combinações das **CIT**'s de cada índice para definição da intensidade da atividade tectônica (**IAT**).

Quadro 20 – Intensidade da atividade tectônica para bacia do rio Bananal e Pirapetinga. Assimetria de Bacias de Drenagem (**Af**); Fator de Simetria Transverso (**T**); Integral Hipsométrica (**IH**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**); Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**); Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (**IAT**).

	Af	T	IH	Smf	RDE	ΣCIT/n	IAT
rio Bananal	1	2	2	2	1	1,6	Alta
rio Pirapetinga	2	2	2	2	1	1,8	Alta

6.4 DISCUSSÃO COMPARATIVA DA INTENSIDADE DA ATIVIDADE TECTÔNICA

O índice de atividade tectônica relativa proporcionou a combinação das categorias de intensidade tectônica atribuídas às bacias hidrográficas obtidas por cada índice geomorfométrico. Segundo El Hamdouni *et al.* (2008), os valores de 2,5 a 2,0 indicam

moderada intensidade tectônica (classe 3), e valores entre 1,50 a 2,0 alta intensidade tectônica (classe 2). Os resultados obtidos para as bacias selecionadas revelaram um quadro de moderada a alta atividade tectônica para os sistemas fluviais selecionados.

As bacias do setor setentrional reportaram uma moderada atividade tectônica, enquanto as bacias hidrográficas do setor setentrional exibiram uma alta atividade tectônica (Quadro 21). Os valores obtidos são compatíveis com outros resultados encontrados em aplicações empreendidas no contexto da margem rifte sudeste (SILVA, 2019; MARQUES NETO, 2020, MOREIRA *et al.*, 2022) e nordeste (ANDRADES FILHO e ROSSETI, 2015).

Quadro 21 – Intensidade da atividade tectônica para as quatro bacias estudadas. Assimetria de Bacias de Drenagem (**Af**); Fator de Simetria Transverso (**T**); Integral Hipsométrica (**IH**); Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**); Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**); Classificação da Atividade Tectônica (**CIT**); e Índice de Atividade Tectônica Relativa (**IAT**).

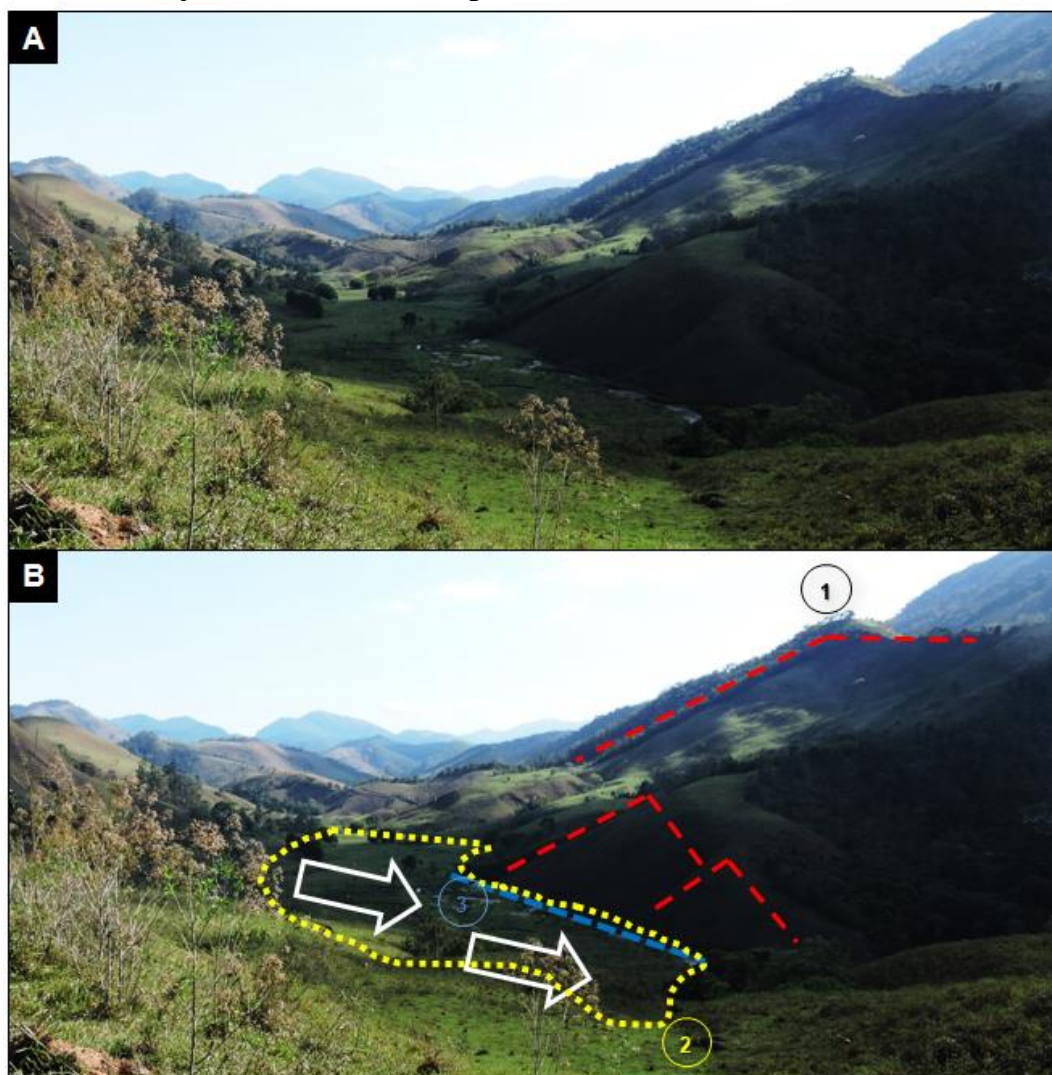
Setor	Bacias	Af	T	IH	Smf	RDE	Σ CIT/n	IAT
MS	rio Caparaó	3	2	2	2	1	2,0	Moderada
	rio dos Bagres	3	2	3	2	1	2,0	Moderada
MM	rio Pirapetinga	2	2	2	2	1	1,8	Alta
	rio Bananal	1	2	2	2	1	1,6	Alta

MS – Mantiqueira Setentrional; MM – Mantiqueira Meridional.

Segundo Marques Neto e Perez Filho (2014), na região da Serra da Mantiqueira a neotectônica afeta sistemas de relevo cuja gênese está vinculada a efeitos tectônicos pretéritos correlatos a abertura do rifte responsável pela separação da placa Afro-brasileira. Tal fato, repercute numa elevada energia ao relevo, que sobreposto ao imperativo climático tropical, caracterizado por altos índices pluviométricos concentrados no verão, catalisa os processos de movimentos de massa e intensifica a dinâmica erosiva regional.

Os índices morfométricos individuais revelaram, em geral, fortes indicativos de influência tectônica. Contudo, cada índice reportou uma sensibilidade distinta. A Assimetria de Bacias de Drenagem (**Af**) demonstrou um controle tectônico pouco pronunciado na conformação nas duas bacias avaliadas no setor setentrional, enquanto nas bacias do setor meridional o índice constatou uma moderada atividade na bacia do rio Pirapetinga e uma alta atividade tectônica na bacia hidrográfica do rio Bananal, sugerindo uma maior natureza deformacional para esse quesito nos sistemas hidrográficos do setor meridional. A maior deformação de **Af** para a bacia do rio Bananal, destacada nos itens precedentes, também se projeta nos afluentes do canal principal, sendo constatado basculamentos e facetamentos em distintos segmentos da bacia (Figura 57).

Figura 57 – Médio curso do córrego do Fubá. **A** – Feições morfotectônicas do médio curso do canal; **B** – Interpretação morfológica dos compartimentos morfotectônicos identificados em campo, destaque para o basculamento NNW da planície e facetamentos do relevo. As setas evidenciam o basculamento identificado pelo deslocamento do segmento do canal. Foto: F.P. Pacheco (set/2022).



1 – Linha tracejada em vermelho exibindo facetas triangulares e trapezoidais dando enfoque nos reafeiçoamentos e facetamentos em rampas de colúvio e morros; **2** – Linha tracejada em amarelo marcado a planície basculada com significativo acúmulo sedimentar; **3** – córrego do Fubá exibindo um padrão retilíneo entalhando seus sedimentos aluvionares.

A análise dos controles internos aos sistemas fluviais foi executada a partir da aplicação do Fator de Simetria Transverso (**T**), que permitiu uma avaliação em planta dos comportamentos dos canais principais. O índice acusou uma moderada atividade tectônica no controle dos canais principais para todas as bacias, sugerindo controles internos em sistemas hidrográficos anteriormente classificados como de baixa atividade tectônica pelo índice da **Af**. A técnica permitiu identificar diversos setores nos quais o canal sofreu alterações em

decorrência de um abatimento ou basculamento do bloco, deflagrando inflexão ou migração lateral do canal.

A Integral Hipsométrica (**IH**) revelou uma moderada atividade tectônica para a maioria das bacias, sugerindo moderado controle no relevo das bacias, reduzindo a propagação dos processos denudacionais, o rebaixamento do relevo e a atenuação de suas amplitudes. A única exceção a esse padrão foi identificada para a bacia do rio dos Bagres, que apresentou um menor controle do relevo, sugerindo um maior ímpeto erosivo na área.

Os valores encontrados para Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (**Smf**), assim como os índices precedentes, destacam no quadro geral uma moderada atividade tectônica no controle tectônico das escarpas selecionadas para a análise da área. Entretanto, o grau de sinuosidade médio para as escarpas do setor meridional (**Smf_{médio}** Bananal = 1,26 e **Smf_{médio}** Pirapetinga = 1,28) reuniu valores menores em comparação as escarpas do setor setentrional (**Smf_{médio}** Bagres = 1,29 e **Smf_{médio}** Caparaó = 1,32); além disso, nenhuma escarpa do setor setentrional foi classificada como uma área tectonicamente mais ativa, enquanto no setor meridional a Serra da Bocaina e setores da Serra do Mira exibiram uma escarpa retilínea (**Smf** = 1,06), sugerindo um controle tectônico muito ativo na conformação desses segmentos que são sustentados por litologias gnáissicas e graníticas. Diante disto, observa-se que mesmo o quadro geral reportando uma moderada atividade tectônica para ambos segmentos, o setor meridional em uma análise mais individualizada congrega maiores controles tectônicos.

Por fim, a Relação Declividade-Extensão do Canal (**RDE**) demonstrou que dada a existência de valores de **RDE_s/RDE_t** superior a seis, todas bacias hidrográficas reúnem anomalias de primeira ordem e, portanto, podem ser classificadas como bacias de alta atividade tectônica. O maior valor de **RDE_t** foi obtido para a bacia do rio Caparaó (**RDE_t** = 415), e o menor para a bacia do rio dos Bagres (**RDE_t** = 177), ambos no segmento setentrional da Serra da Mantiqueira. No setor meridional o maior valor foi constatado para a bacia do rio Bananal (**RDE_t** = 205), enquanto a bacia do rio Pirapetinga apresentou um valor próximo a este (**RDE_t** = 198).

Embora o **RDE_{total}** expresse o quadro mais geral da bacia, a análise das anomalias para os segmentos também permite uma compreensão da intensidade de deformação na escala do canal, especificamente nos segmentos dos canais analisados. Os dados foram reunidos no Quadro 22.

Quadro 22 – Proporção de anomalias de 1ª e 2ª ordem para as bacias analisadas nos setores da Mantiqueira Setentrional e Meridional.

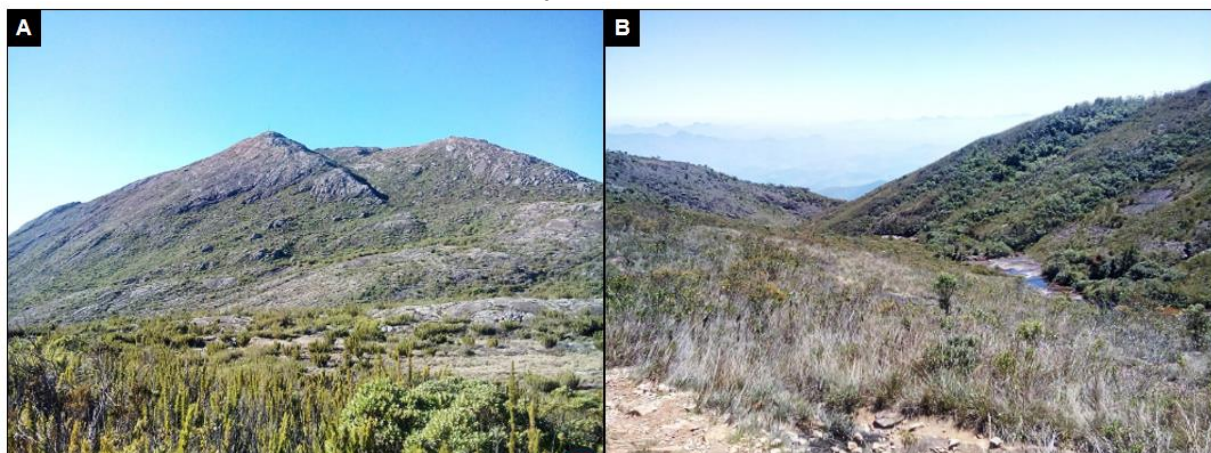
SETORES	Bacias	1ª ordem	2ª ordem	Somatório
MS	rio Caparaó	08 %	45 %	53 %
	rio dos Bagres	84 %	05 %	89 %
MM	rio Pirapetinga	20 %	23 %	43 %
	rio Bananal	40 %	23 %	63 %

MS – Mantiqueira Setentrional; MM – Mantiqueira Meridional.

Com base nos dados apresentados anteriormente, observou-se um quadro distinto do que vinha se desenhando até aqui, dado ao fato da bacia do rio dos Bagres reunir o maior número de segmentos anômalos no canal principal, que reportam a reativação tectônica da Zona de Cisalhamento de Abre Campo (HARALYI e HASUI, 1982), que não refletiu no aumento do RDE_t , dado que a área apresentou o menor valor. A reativação da zona de cisalhamento evidencia os vínculos da bacia com a dinâmica da tectônica ressurgente, dado que a zona de cisalhamento de Abre Campo é interpretada como a zona de sutura do orógeno Araçuai (NOCE *et al.* 2007, ALKMIM *et al.* 2007) e apresenta uma série de fases deformacionais que podem estar contribuindo para o entalhe do canal e, conseqüentemente, o maior gradiente do mesmo em distintos segmentos.

O rio Caparaó também reuniu expressivas anomalias, sobretudo, as de 2ª ordem que compõem mais de 45% dos segmentos analisados, enquanto as anomalias de primeira ordem representam apenas 8% dos trechos analisados. Os valores mais elevados de RDE_t e RDE_s para a bacia hidrográfica do Caparaó se devem aos controles impostos pelo antiformal que estrutura o maciço, divisor da margem esquerda do canal, definindo uma bacia hidrográfica fisiograficamente contrastante, escarpada e profundamente dissecada na margem esquerda e tipificada em morros convexos de dissecação mais homogênea na margem direita. A configuração escarpada eleva sobremaneira os valores das anomalias no alto curso, o que reflete o arranjo natural da drenagem a essa estruturação geomorfológica, sugerindo a participação de mecanismos tectônicos na manutenção das escarpas facetadas (Figura 58A), e conjuntamente, o aumento do entalhe fluvial (Figura 58B) (MOREIRA *et al.*, 2022).

Figura 58 – Setores altimontanos do Parque Nacional da Serra do Caparaó. **A** – Escarpas facetadas nas adjacências do Pico da Bandeira; **B** – Entalhe fluvial de afluentes do rio Caparaó. Fotos: V.J. Barreto (jun./2022).



O rio Pirapetinga reuniu, em geral, o menor número de anomalias, apesar de somar segmentos com mais anomalias de primeira ordem que o rio Caparaó. O canal apresenta-se ajustado sob uma orientação NNW-SSE e as anomalias mais expressivas estão posicionadas entre o médio e o baixo curso do canal em um segmento de litologia composta predominantemente gnáissica. Sendo assim, não se considerou que as anomalias identificadas pelos índices tenham relação com contraste litológicos, dada a invariabilidade do substrato, o que posiciona tais deformações como provavelmente fruto de reativações neotectônicas.

O rio Bananal, por sua vez, apresenta o segundo maior percentual de anomalias, tanto no quadro geral como de anomalias de primeira e segunda ordem, indicando se tratar de um canal com padrões significativamente anômalos. As principais anomalias de RDE_s/RDE_t concentram-se no exutório do canal principal em um segmento com pouca variabilidade geológica, no qual tem-se o predomínio de litologias gnáissicas. Os segmentos do médio e baixo curso também apresentam anomalias em terrenos com uma maior variabilidade lítica e associações quartzíticas, apesar do contraste litológico, a influência de falhas NNW mostraram-se fator preponderante para o aumento do gradiente do canal nesse segmento.

Os padrões observados pela combinação dos valores dos índices morfométricos revela que as bacias do setor meridional apresentam uma alta atividade tectônica ($IAT_{Bananal} = 1,6$; $IAT_{Pirapetinga} = 1,8$), enquanto as bacias hidrográficas do setor setentrional uma moderada atividade tectônica ($IAT_{Bagres} = 2,0$; $IAT_{Caparaó} = 2,0$). Os resultados dos índices geomórficos sugerem a diminuição dos controles morfotectônicos nos sistemas hidrográficos das bacias mais setentrionais, indicando uma redução dos controles tectônicos ou que esses controles tectônicos estão subordinados à dinâmica erosiva.

A maior atividade tectônica identificada para bacia do rio Bananal está coerente com os resultados obtidos por Heilbron *et al.* (2000) que identificaram zonas de reativação da tectônica de idade mesozoico-cenozoica no conjunto de falhas NNW que marcam compartimentos intermontanos da bacia. As falhas presentes no contexto do rio Bananal teriam sido reativadas a partir do Mesozoico, quando a tectônica divergente do cretáceo inferior separou a América do Sul e África, no âmbito dos processos relacionados à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967). As tensões intraplaca resultante da migração da placa para leste são em sua maioria tensões compressivas, geradas pela expansão do assoalho oceânico na cadeia meso-atlântica e cadeia andina, o que resultou na instauração de um regime compressivo de direção E-W (ALMEIDA, 1967).

As bruscas alterações na geometria do canal e morfologia da planície do rio Bananal se somam como evidências de atividade tectônica recente na área. A presença de *shutter ridges*, terraços descontínuos e deformados com contato abrupto como processos de reativação tectônica no contexto da bacia rio Bananal. Além disso, afluentes do rio Bananal, como o córrego São Bento reúne evidências de reativação tectônica, no setor pode se observar morros facetados, canal retilíneo e contatos abruptos. O conjunto de morros facetados são interpretados como rejeitos de falhas normais em contato abrupto com o fundo de vale, no qual se instalou um canal retilíneo, alocado no piso inferior de terraços reafeiçoados e descontínuos que marcam a paisagem intermontana da bacia (Figura 59).

A bacia do rio Bananal reúne uma configuração morfológica na qual as movimentações mais antigas estão registradas na configuração morfológica mais regional, enquanto as reativações mais recentes marcam os reafeiçoamento e patamares, que guardam contatos abruptos com compartimentos agradacionais. Além disso, diversas áreas como a configuração apresentada para o córrego São Bento (Figura 59) não apresentam uma perda altimétrica com relação aos terrenos pertencentes à bacia do rio Grande, evidenciando como é recente o remodelamento do divisor em recuo, dado a captura dessa área pelas bacias oceânicas, como a do rio Bananal. Observa-se que o próprio canal não teria capacidade erosiva para incidir verticalmente, conformando esses diferentes níveis de terraço, como o mesmo apresenta atualmente, sugerindo a atuação de mecanismos tectônicos na conformação do relevo.

Figura 59 – Planície do córrego São Bento, afluente do rio Bananal, exibindo um forte controle morfotectônico no relevo e drenagem. **A** – Terraços e morfologias facetadas em contato abrupto; **B** – Interpretação morfológica dos compartimentos morfotectônicos identificados em campo. Foto: F. Pacheco (fev./2023).



1 – córrego São Bento exibindo um padrão retilíneo entalhando seus sedimentos aluvionares; **2** – terraços marcando limite com terraços “rampeados”; **3** – facetas triangulares marcando os reafeiçoamentos e facetamentos em rampas de colúvio e morros.

Os dados reunidos apontam uma atuação de mecanismos tectônicos nas bacias elegidas para este estudo, indicando uma tendência geral de redução dos fatos morfotectônicos à medida que se migra dos terrenos da Faixa Ribeira para o arco magmático Brasileiro do Orógeno Araçuaí. Desse modo, os dados sugerem variações na intensidade do tectonismo mesozoico-cenozoico no âmbito da Província Mantiqueira. A influência no segmento meridional da Zona Sismogênica de Cunha (HASUI *et al.*, 1982; MIOTO, 1993), que apresenta os maiores índices de sismicidade do Sudeste do Brasil, provavelmente repercutiu na ampliação da intensidade das assimetrias catalogadas no relevo e drenagem do segmento.

Em termos geomorfológicos e comparativos, os terrenos meridionais apresentam uma maior intensidade tectônica em comparação com o segmento setentrional. Ainda assim, considerar uma atividade tectônica categorizada segundo uma intensidade moderada significa

reconhecer o controle tectônico ativo vigente na região, tanto no setor setentrional como em outros contextos da margem rifte brasileira. Tais resultados são compatíveis com a ideia de uma atividade tectônica cenozoica prevalente em contextos de margem passiva, com serras e cristas sustentadas por soerguimento isostático termal e flexural (SUMMERFIELD, 1991; GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1994) e atuação de campos de tensão recentes.

A avaliação empreendida para as bacias do rio Caparaó e Bananal dá base para se avançar no estudo das diferentes deformações tectônicas presentes no âmbito do domínio tropical atlântico do Sudeste do Brasil. Entretanto, pode-se balizar melhor esses resultados com dados geocronológicos disponíveis para os terrenos em investigação. A estratégia metodológica de integração dos índices geomórficos se mostrou uma técnica viável para caracterizar comportamentos anômalos das bacias. O conjunto de índices permitiu avaliar em um contexto de embasamento uma série de deformações na crosta rasa de forma resolva. Com objetivo de sofisticar a análise morfotectônica é possível ampliar o número de índices geomórficos e empregar o índice para outras escalas, o que pode permitir uma análise mais regional, ou mesmo, uma análise mais pontual das implicações morfotectônicas no âmbito dos sistemas de drenagem.

6.5 SÍNTESE DAS PRINCIPAIS RELAÇÕES MORFOTECTÔNICAS DAS BACIAS SELECIONADAS

A opção por analisar bacias hidrográficas relativamente próximas ao nível de base, como as selecionadas nessa pesquisa, excluindo-se assim, bacias interioranas tal como ocorre no reverso da Serra da Mantiqueira, permitem compreender os controles tectônicos nesses sistemas fluviais com organização hidrográfica marcados por depressões interplanálticas bastante expressivas e seccionadas por cristas estruturais de orientação NE-SW. No setor meridional, o controle litoestrutural é marcado pela presença dos quartzitos, que perfazem importantes interflúvios regionais como na Serra da Candonga, Negra e Lima Duarte.

Paixão *et al.* (2020) demonstraram que, no contexto das bacias afluentes do rio Paraíba do Sul, a altitude menor na parte nordeste assinalaria uma diferenciação regional da agressividade erosiva da bacia. Dessa forma, a maior agressividade erosiva é mais expressiva na bacia do rio dos Bagres em comparação à bacia do rio Bananal e Pirapetinga. Fica à parte dessa lógica a bacia do rio Caparaó, pertencente à bacia do Itabapoana e submetida a outro nível de base regional.

A influência neotectônica na evolução das bacias é evidente nos rios analisados, seja por influências dos controles regionais, mas também submetido ao controle de outras estruturas vinculadas as fases de deformação do rifte. Influências de outras estruturas também marcam inflexões e desvios anômalos dos canais sugerindo a interceptação de estruturas ativas, como pequenos segmentos de orientação E-W, como o que ocorre nos canais de primeira ordem, sugerindo rearranjos por falhas transcorrentes, desvios anômalos, entre outras feições. A seguir são apresentados os principais resultados para a análise geomorfométrica e morfotectônica apreendida para as bacias hidrográficas e setores estudados:

1. Os índices geomorfométricos confirmaram a maior intensidade da reativação tectônica no setor meridional, em detrimento do setor setentrional. Esta maior intensidade tectônica é delineada sobretudo, na forma das bacias e disposição dos canais que reportaram um alto controle tectônico, basculamentos e desvios abruptos, especialmente no setor meridional comandado por falhas NNW-SSE relacionadas por Heilbron *et al.* (2000) como falhas oriundas de reativação tectônica de idade mesozoica-cenozoica controlando sedimentos fluviais quaternários.
2. A Mantiqueira Meridional apresenta um controle morfotectônico mais contundente vigente nos patamares superiores e escalonados da Serra da Mantiqueira (SAADI, 1991; GONTIJO, 1999; MORALES, 2005; MARQUES NETO, 2012). Contudo, os controles e reativações mais recentes também podem ser registrados nos reafeiçoamento dos morros, patamares e padrões anômalos da drenagem, como os identificados através dos valores de **RDE_s** e **RDE_t**, que destacaram bacias hidrográficas com significativos segmentos anômalos com pouca ou nenhuma influência do substrato lítico e/ou arranjo hidrográfico.
3. As bacias hidrográficas do setor meridional, como afirmado nos itens precedentes, reportaram uma alta atividade tectônica, enquanto as bacias do setor setentrional uma moderada atividade tectônica. Todavia, o respectivo dado não permite interpretar a ausência de mecanismos neotectônicos no setor setentrional, uma vez que apesar da menor intensidade significa reconhecer o controle tectônico ativo vigente na região, em contexto de margem passiva, com serras e cristas sustentadas por soerguimentos isostático termais e reativações de zonas de cisalhamento, como a Zona de Cisalhamento de Abre Campo que intercepta o rio dos Bagres, deixando como registro o maior número de anomalias de **RDE_s** de primeira ordem identificados para as áreas

- estudadas. Além disso, a partir da análise da drenagem também foi possível identificar a atuação de campos de tensões neotectônicos E-W, NW-SE e NE-SW no setor setentrional, atestando a atuação da tectônica no relevo e drenagem das áreas estudadas.
4. A influência litoestrutural e erosiva nas áreas ficam marcadas na perda altimétrica em relação aos setores pertencentes ao reverso da Serra da Mantiqueira, o respectivo fato é claro na zona de transição entre a bacia do rio Grande e a bacia do rio Bananal. A respectiva configuração exemplifica o ímpeto erosivo das bacias vinculadas à sistemas de exorreísmo imediato, como as bacias hidrográficas do rio Bananal, Pirapetinga e Bagres, vinculadas ao rio Paraíba do Sul, assim como a bacia do rio Caparaó, vinculada ao rio Itabapoana. Paixão *et al.* (2019) demonstraram o papel das capturas nesses setores dos divisores regionais, atribuindo um comportamento semelhante àqueles observados por Cherem *et al.* (2013) mais ao norte, promovendo assim o recuo do escarpamento por essas capturas que desnudaram e rebaixaram bacias de drenagem planálticas.
 5. O controle das soleiras quartzíticas é verificado no médio baixo curso da bacia do rio Bananal, associado a falhas de direção NNW-SSE. Nesses segmentos tem-se o represamento de sedimentos fluviais e a imposição de um nível de base local impedindo o rebaixamento generalizado de compartimentos intermontanos na bacia. O controle tectônico também nessa bacia é marcado pelos índices geomorfométricos, uma vez que a mesma apresentou o maior valor de atividade tectônica ($IAT_{\text{Bananal}} = 1,6$) para as bacias estudadas.
 6. Apesar da influência da Zona Sismogênica de Cunha (HASUI *et al.*, 1982; MIOTO, 1993), a principal influência para maior intensidade das atividades tectônicas nas bacias hidrográficas estudadas no setor meridional, deve-se significativamente ao campo de esforços distensivos de direção NNW-SSE. Estes processos provocaram a reativação, como falhas normais de antigas zonas de cisalhamento proterozoicas de direção NE a ENE, e deram margem para atuação de quatro fases tectônicas deformadoras que envolveram novas reativações ao longo das falhas preexistentes e, em menor escala, a geração de novas estruturas (RICCOMINI *et al.*, 2004), que estão representadas nas quatro bacias hidrográficas estudadas, apesar da projeção mais efetiva no segmento meridional como foi apontado pelos índices geomorfométricos.

7. Com base nos resultados obtidos de intensidade tectônica, interpreta-se que, além do rebaixamento e seccionamento do relevo na porção setentrional, a área selecionada apresenta-se mais dissecada e úmida o que promove uma destruição mais acelerada das feições morfotectônicas.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

O ambiente geotectônico da Serra da Mantiqueira foi formado a partir da dinâmica das faixas móveis do Sudeste do Brasil, especialmente pela Província Mantiqueira, desenvolvida durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana, que resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON *et al.*, 2004). Este setor reúne importantes zonas de cisalhamento de idade Proterozoica remobilizadas pela tectônica distensiva e esforços neotectônicos sobrepostos.

7.1 CONCLUSÕES GERAIS

A diversidade litoestrutural das áreas selecionadas não é o único fator responsável pela configuração do relevo de anisotropias contrastantes e que denotam diferentes morfogêneses atuantes na evolução cenozoica das escarpas dos setores meridionais e setentrionais, uma vez que o controle estrutural mesozoico-cenozoico é refletido na organização da drenagem e do relevo regional. A influência do arcabouço litoestrutural permanece registrada na configuração geomorfológica regional. Estruturas de direção NE-SW marcam o conjunto do relevo do segmento meridional que é profundamente influenciado pela Faixa Ribeira (ALMEIDA *et al.*, 1973). A mudança desse padrão é verificada apenas nos setores setentrionais, os quais pelas interferências do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001) passam a reunir um padrão de relevo influenciado por estruturas de direção NNW-SSW a N-S.

A drenagem dos terrenos estudados exibiu um controle tectônico promovido por campos de esforços diversos, geralmente vales sob uma orientação NW-SE vinculam-se ao campo distensivo paleogênico de direção NNW-SSE. Desse modo, o conjunto de vales sob essa orientação revelam as relações da área com a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989). Com o conjunto de dados de direções de canais de primeira ordem e da própria rede de drenagem foi possível identificar áreas de possíveis reativações de zonas de cisalhamento e fraqueza para ambos contextos geomorfológicos estudados. No segmento meridional a orientação dos canais de primeira ordem, especialmente sob direções E-W e N-S apresentam conexões com à reativação das Zonas de Fraquezas Crustais de Barra Mansa (ALMEIDA *et al.*, 1999) e Passa Vinte (SAADI, 1991). A orientação E-W reflete os esforços distensivos de expansão do assoalho oceânico, enquanto os movimentos N-S esforços de compressão entre a Placa Andina e de Nazca. No setor setentrional, valores de **RDE_s/RDE_t**

marcam anomalias e reativações da Zona de Cisalhamento de Abre Campo (HARALYI e HASUI, 1982) que acompanham o vale do rio dos Bagres.

Os grandes compartimentos serranos, patamares e níveis planálticos da Serra da Mantiqueira dispostos em altitudes elevadas tangenciam diferentes litotipos, como gnaisses, granitos, granulito, quartzitos, sienitos, entre outros. Conjugada a essa feição topograficamente elevada formam-se vales suspensos com estocagem de sedimentos desarticulados de níveis de base locais, reunindo solos hidromórficos, horizontes orgânicos, assim como depósitos formados por retração lateral e incisão vertical. Sendo assim, interpreta-se que a manutenção dessas porções escarpadas mais alçadas não se deve apenas por resistência litológica ou erosão diferencial, dada a diversidade de litologias que compõem esses conjuntos escarpados.

Deformações neotectônicas foram registradas e mapeadas nos patamares reafeiçoados e facetados que marcam uma série de compartimentos de relevo na área estudada. No segmento setentrional, o rio Caparaó é controlado pelo antiformal que estrutura o maciço, divisor da margem esquerda do canal, definindo uma bacia hidrográfica fisiograficamente contrastante, escarpada e profundamente dissecada em sua margem esquerda; enquanto a margem direita é marcada por morros convexos de dissecação homogênea. A combinação desses dois ambientes confere à área os maiores valores de RDE_t , além de diversas anomalias de primeira ordem concentradas entre o médio e baixo curso. O setor meridional, por sua vez, reúne como expressões da tectônica deformações em níveis agradacionais soerguidos com um vasto registro de carga residual de paleocanal, sugerindo a reativação do setor a partir de falhas normais de antigas zonas de cisalhamento proterozoicas de direção NE a ENE, que atualmente acomodam o curso principal do rio Preto.

A organização morfoestrutural do relevo demonstrou um marcante controle estrutural mesozoico-cenozoico e, subordinadamente, litológico, na evolução do relevo. A tectônica associa-se a dinâmica erosiva, ajustando-se a dinâmica das áreas estudadas, sendo corresponsável pelo rebaixamento generalizado do relevo. O rebaixamento tectono-erosivo é assinalado nas bacias hidrográficas que drenam para o rio Paraíba do Sul. Estas bacias são marcadas pela diminuição da altitude média e agressividade erosiva conferida pela proximidade com nível de base.

A análise geomorfométrica de bacias mostrou-se eficaz para evidenciar as anisotropias dos dois segmentos estudados. A integração dos índices geomorfométricos (RDE , Af , T , HI , S_{mf} e IAT) permitiu uma análise quantitativa da influência tectônica no relevo e drenagem em

áreas de ocorrência de rochas pré-cambrianas. Os índices da **Af** e **RDE** foram os que demonstraram uma maior sensibilidade a tectônica e revelaram uma maior quantidade de bacias sob alta influência tectônica. Os índices **T** e **Smf** apresentaram uma moderada influência tectônica.

Os índices selecionados nesta pesquisa sugerem a influência da atividade tectônica recente na evolução do relevo das bacias estudadas. Os valores indicativos de maior atividade tectônica foram documentados nas bacias hidrográficas do setor meridional, no qual ambas bacias foram classificadas como sistemas que congregam alta atividade tectônica (**IAT**_{Bananal} = 1,6 e **IAT**_{Pirapetinga} = 1,8), respondendo mais efetivamente às influências das reativações do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI, 1989) e a Zona Sismogênica de Cunha (HASUI *et al.*, 1982; MIOTO, 1993). O setor setentrional reúne bacias com uma moderada atividade tectônica (**IAT**_{Bagres} = 2,2 e **IAT**_{Caparaó} = 2,0) sugerindo uma diminuição dos controles tectônicos no relevo e na drenagem dos sistemas fluviais situados nas porções mais setentrionais da Serra da Mantiqueira. Esta constatação leva a interpretar que bacias hidrográficas situados em setores com maiores taxas denudacionais tendem a reunir menores controles e deformações tectônicas na paisagem.

O papel da tectônica mesozoica-cenozoica é documentado nos padrões de topografia, da drenagem e zonas de cisalhamento até mesmo em setores classificados como de uma moderada atividade tectônica. Calegari (2021) aponta que o rejuvenescimento topográfico na terminação norte da Serra da Mantiqueira ocorreu provavelmente após o Mioceno, reunindo distribuições significativas de *knickpoints*, perfis de canais em formas retilíneas e padrões de orientação das estruturas rúpteis estão correlacionados a *knickzonas* orientada NE-SW e em limites estruturais reativados.

A interpretação morfológica em campo e extração de métricas do relevo e da drenagem permitiu avançar no entendimento da tectônica no âmbito da Serra da Mantiqueira. A compreensão da tectônica foi verticalizada nos sistemas fluviais selecionados, nos quais verificou-se como distintas fases de reativação da margem continental do Brasil Sudeste afetam sistemas fluviais, em maior ou menor medida, controlando à incisão fluvial, sedimentação e processos erosivos nos distintos segmentos.

7.2 PERSPECTIVAS DE INVESTIGAÇÕES FUTURAS

Existem muitas lacunas no conhecimento do papel da tectônica na evolução geológica-geomorfológica da fachada atlântica brasileira, sendo fundamental ressaltar a necessidade de frentes de trabalhos em escalas mais detalhadas nessas distintas unidades paisagísticas procurando relevar o vínculo genético dos escalonamentos e remobilizações que ocorrem circunscritos aos blocos regionais. Diante desse quadro, reúne-se abaixo um conjunto de iniciativas que podem complementar os estudos nessas regiões:

1. Com intuito de avançar na compreensão da morfogênese da área, em especial, dos interflúvios, é importante aprofundar o estudo dos depósitos correlativos e sua geocronologia, que mostra-se fundamental para ampliação do entendimento acerca dos vínculos genéticos da área com as fases de reativação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989).
2. Identificar, de modo mais efetivo, o papel das soleiras, investigando as influências litoestruturais e mineralógicas no condicionamento do relevo regional em uma escala de maior detalhe para as bacias selecionadas, sobretudo, na bacia do rio Bananal que mostra uma organização geomorfológica condicionada a estas feições.
3. Catalogar e relacionar um maior número de registros de cargas residuais de paleocanais nos setores meridionais e setentrionais. E, deste modo, pode-se efetivamente avançar na compreensão do papel das possíveis capturas fluviais e reorganizações da drenagem reportadas na análise paleotopográfica.
4. Incorporar dados de nuclídeos cosmogênicos para um melhor detalhamento das taxas de erosão em diferentes porções da paisagem regional podem ampliar o conhecimento de locais de ajuste na paisagem.
5. Investigar minuciosamente o papel dos *knickpoints* na organização interna das bacias para se ter uma maior compreensão dos processos morfogenéticos que comandaram e/ou comandam a ampliação dos divisores de drenagem e a captura em áreas planálticas de bacias mais interioranas, como as bacias hidrográficas dos rios Doce e Grande.
6. Com o propósito de aprofundar a compreensão da neotectônica em escalas de maior detalhe sugere-se uma análise geomorfométrica das bacias de terceira ordem, visto que estas são as menores unidades para análise geomorfométricas (DOORNKAMP e KING, 1971), dessa forma, a partir da integração de índices geomorfométricos

consagrados na literatura geomorfológica é possível avançar no detalhamento da natureza das deformações da área em uma escala de maior detalhe;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, 1969.
- AIRES, J. R.; MOTOKI, A.; MOTOKI, K. F.; MOTOKI, D. F.; RODRIGUES, J. G. 2012. Análises geomorfológicas do Plato de Teresópolis e da Serra do Mar, RJ, com o auxílio de seppomen e ASTER GDEM e sua relação aos tectonismos cenozóicos. **Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro**. v. 35, n. 2, p. 105-123, 2012.
- ALKMIM, F. F., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M; CRUZ, S.C.P. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, 15, p. 1-16, 2007.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DNPM-DGM**, Rio de Janeiro, v. 241, 36p. 1967.
- ALMEIDA, F. F. M., AMARAL, G., CORDANI, U. G., E KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. **The South Atlantic**, p. 411-446, 1973.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, Ed. Campina Grande, **Anais**. p. 363-391.1977.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., Fuck R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**. v. 17, n 1, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. D.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e Evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 28, n. 2, p. 135–150, 1998
- ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G.; DIOS, F. R. B.; GONTIJO, A. H. F.; HEILBRON M.; VALERIANO, C. M. A Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro-SP. **Boletim de Resumos**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 96.
- ANDRADES FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**. v. 42, n. 2, p. 113-130, 2015.
- ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozoico na região sudeste do Brasil. (**Série Projeto REMAC**, 4) Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 75-88, 1978.
- ASSUMPCÃO, M. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. **Bulletin of Seismology of America**. v, 88, n.1, p.160-169,1998.

ASSUMPCAO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 97, n. 8, p. 11889-11903, 1992.

BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. Hillslope. In: **Key Concepts in Geomorphology**. New York: W.H. Freeman and Company Publishers. p.145-178, 2014.

BIGARELLA, J. J; MOUSINHO, J. X; SILVA. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim paranaense de Geografia**. n.16, p. 85-116, 1965.

BIGARELLA, J., PASSOS, E., HERRMANN, M., SANTOS, G., MENDONÇA, M., SALAMUNI, E., & SUGUIO, K. Estruturas e origens das paisagens tropicais e subtropicais: processos erosivos, vertentes, movimentos de massa, atividade endógena, superfície de erosão, compartimentação do relevo, depósitos correlativos e ambientes fluviais. **Florianópolis**: Ed. UFSC, 3, 1436, 2003.

BLUE MARBLE GEOGRAPHICS. **Global Mapper's**. 2015.

BRAGANÇA, M. T. R. **Morfotestrutura e Morfotectônica no Nordeste de Minas Gerais: o grabén holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional**. 2022. 251 f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

BRANNER, J.C.Recent earthquakes in Brazil. **Buli. Seism. Soe. Am.**, n. 10: p. 90-104,1920.

BRASIL. Lei nº 9.985, de 18 de julho de 2000. Regulamenta o art. 225, § 1o, incisos I, II, III e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza e dá outras providências. Disponível em: <<http://www.planalto.gov.br>>. Acesso: 11.jul.2022.

BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Espaço Aberto – PPGG/UFRJ**, v. 6, n. 1, p. 75-110, 2016.

BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, 1985.

BULL, W. B. **Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology**. Oxford: Wiley-Blackwell, 2007.

BULL, W. B.; MCFADDEN, L. D. Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D.O. (ed.). **Geomorphology in Arid Regions: A Proceedings Volume of the 8th Annual Geomorphology Symposium**. State University of New York, Binghamton. v. 23-24, p. 115-138, 1977.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. Nova York: John Wiley & Sons, 2001.

BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.

CALEGARI, S. S. **Estruturas Rúpteis e Expressão Topográfica na Terminação Norte da Serra da Mantiqueira, Sudeste do Brasil**. 2021. 124f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2021.

CAMARA, G; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**. v.20, n.3, p.395-403, 1996.

CAMPANHA, G. A da C.; FERRARI, A. L. Lineamento Além Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 5425-5432, 1984.

CAPANEMA, G. S. Quais as tradições ou vestígios geológicos que nos levem a certeza de ter havido terremotos no Brasil. **Revista do IHGB**, v. 22, p. 135-159, 1859.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.

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**. v.173-174, p. 118-127, 2012.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F. D.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, p. 299-308, 2013.

CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozóica no Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 2004, 137f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004.

CHRISPIM, S.; TUPINAMBÁ, M. A. Observações sobre o caráter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalhamento do Paraíba do Sul (RJ) e Guaçuí (ES). **Simpósio de Geologia do Sudeste**, v. 1, p. 120-121, 1989.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher. 1999.

CHRISTOFOLETTI, A. Some recent Brazilian studies in fluvial geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 4, n. 3, p. 414-420, 1980.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**. v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994.

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

CUÉLLAR-CÁRDENAS, M. A.; LÓPEZ-ISAZA, J. A.; CARRILLO-LOMBANA, E. J.; IBÁÑEZ-ALMEIDA, D. G.; SANDOVAL-RAMÍREZ, J. H. Y OSORIO-NARANJO, J. A.

Control de la actividad tectónica sobre los procesos de erosión remontante: el caso de la cuenca del río Combeima, Cordillera Central, Colombia. **Boletín de Geología**, v. 36, n.1, p. 37-56, 2014.

CUNHA, S. B. **Geomorfologia Fluvial**. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B (orgs.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

DAMASCENO, M. **Obra de Spix e Martius serve de alerta 200 anos depois**. 2019. Disponível em: <https://www.dw.com/pt-br/obra-de-spix-e-martius-serve-de-alerta-200-anos-depois/a-49867472>. Acesso em: 18 set. 2022.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, 1899.

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

DOORNKAMP, J. C; KING, C. A. M. **Numerical analysis in geomorphology: an introduction**. Hodder Education, 1971.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

ESRI. ArcGIS Desktop: Release 10.8.1. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute, 2019.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. D. C., SAAD, A. R., SANTONI, G., DA COSTA CASADO, F., FULFARO, V. J. (2006). Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geosciences**, v. 25, n.3, p. 271-287, 2006.

FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da depressão periférica paulista e cuesta basáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP**. 2000. 222f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2000.

FIGUEIREDO, M. C. H.; BARBOSA, J. S. F. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: **Craton do São Francisco**: Trabalhos apresentados na reunião preparatória do segundo Simposio Sobre o Craton do São Francisco, 1993.

FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de Perfis de Varredura na Análise Geomorfológica do Relevo de Borda Planáltica e Mapeamento de Superfícies Estruturais. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 19, p. 41-47, 2014.

FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Geologia**, n. 6, p. 119, 1951.

GAMA, A. Tremor de terra no Brasil e sua origem provável. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Geografia**. p. 153-178, 1910.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; COX, R. T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130-144, 2008.

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. Folha SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

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

GOLDEN, Llc. **Surfer®** 14. 2017.

GOMEZ, B.; JONES, J. P. **Research Methods in Geography**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2010.

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**. Rio Claro, 1999, 259f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1999.

GONZALEZ, V. S.; BIERMAN, P. R.; FERNANDES, N. F.; ROOD, D. H. Geomorphology Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic ¹⁰Be. **Geomorphology**. v. 268, p. 54-63, 2016.

GORCEIX, H. **Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto** (Ganderela e Fonseca): Minas-Geraes-Brazil. 1884.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. London and New York: Routledge. v. 1, 2004.

GRADIM, D. T., NOCE, C. M., NOVO, T. A., QUEIROGA, G. N., SOARES, A. C. P.; OLIVEIRA, M. A. S. D. **Geologia e recursos minerais da folha Viçosa: estado de Minas Gerais**. CPRM, 2014.

GREGORY, J. W. Contributions to the physical geography of British East Africa. **The Geographical Journal**, v. 4, n. 4, p. 289-315, 1894.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 9ª edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.

GUIMARÃES, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Bol. D.F.P.M./DNPM**, Rio de Janeiro, v.88.p. 1-341, 1951.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, v. 1, n.4, p. 421-429, 1973.

HARALYI, N. L E.; HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1-3, p. 160-166, 1982.

HARE, P. W.; GARDNER, T. W. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula Costa Rica. In: Morisawa, M. and Hack, J.T., Eds., **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen and Unwin, Boston, p.123-134, 1985.

HARTT, C. F. **Expedição Thayer: Resultados Científicos de uma Viagem no Brasil**. Campos, Osgood & Company, 1870.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: 1º Workshop De Neotectônica E Sedimentação Continental Cenozóica No Sudeste Do Brasil, 11, 1990, Belo Horizonte. Minas Gerais: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, p. 1-31, 1990.

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

HEILBRON M; PEDROSA-SOARES A. C; CAMPOS NETO M. C; SILVA L. C; TROUW R. A. J; JANASI V. A. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. Dal Ré; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 203-234. 2004.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. G.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A., TOLEDO, C. **Geologia das folhas Santa Rita do Jacutinga e Rio Preto**. Rio de Janeiro: COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ, 2000.

HEILDBACH, O; HÖHNE, J. CASMI - A visualization tool for the Word Stress Map database. **Computers e Geosciences**. v. 34, p. 783-791, 2008.

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

HIRUMA, S. T. **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina**. 2007, 214f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007.

HIRUMA, S. T; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do planalto de Campos de Jordão, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 20, n. 1-2, p. 5-19, 1999.

- HOLBROOK, J; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, n. 1-3, p. 287-306, 1999.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.56, n. 2, p. 75-370, 1945.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C. O uso da assimetria de bacias para o estudo neotectônico na Amazônia Central. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, INPE, **Anais**. p. 3467-3474, 2011.
- JACQUES, P. D., SALVADOR, E. D., MACHADO, R., GROHMANN, C. H., NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.
- JAIN, V. E. **Geotectónica general** (parte I). Moscú: Editorial Mir, 1973.
- KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. Upper Saddle River, NJ, USA: Prentice Hall, 1996.
- KOHLER, H. C. A. A Escala na Análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.21-23, 2001.
- LEEDER, M. R. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. **Sedimentology**, v. 58, n. 1, p. 2-56, 2011.
- LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. The concept of entropy in landscape evolution. U. S. **Geological Survey Professional Paper**, n. 500-A, p. 1-20, 1962.
- LOPES, A. P. G; BRICALLI, L. L. Aplicação da técnica de perfil em varredura para análise neotectônica da Bacia do Rio Juara (Serra-ES-Sudeste do Brasil). In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. XI, Maringá, **Anais**. 2016.
- MACHADO, P. J. O.; TORRES, F. T. P. **Introdução à hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.
- MAHMOOD, S. A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. **Geoscience Frontiers**, v.3, n. 4, p.407-428, 2012.
- MAIA, R. P. **Geomorfologia e neotectônica no vale do rio Apodi-Mossoró (RN)**. 2012. 218f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.

MALAMPHY K. C. E ODDONE, D. S. Movimentos sísmicos. In: Geologia e movimentos sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais; de MORAES, L. J. e MALAMPHY, M. C., **Bol. do D.F.P.M./DNPM**, Rio de Janeiro, n. 917, p.24-62, 1937.

MARENT, B. R. **Geomorfogênese dos Degraus Escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. 2016. 189f. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com Grande Escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 235-240, 2013.

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.

MARQUES NETO, R. **Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil**. 2012, 429f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 119-135, 2014.

MARQUES NETO, R. O *horst* da Mantiqueira meridional: proposta de compartimentação morfoestrutural para sua porção mineira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, n. 3, p. 561-577, 2017.

MARQUES NETO, R. Intensidade da Atividade Tectônica e sua Espacialidade na Bacia do Rio Verde, Sul de Minas Gerais: Contribuições para regionalização da tectônica pós-miocênica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.21, n 3, p. 493-511, 2020.

MARQUES NETO, R.; ZAIDAN, R. T., MENOR JUNIOR, W. Mapeamento Geomorfológico do Município de Lima Duarte (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, p.123-136, 2015.

MARQUES NETO, R.; MOREIRA, J. A.; SILVA, F. P. Evolução de escarpamentos em margens rifte: uma discussão sobre soerguimento e desnudação na mantiqueira meridional a partir de mapas paleotopográficos e parâmetros geomorfométricos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.20, n.4, p.877-890, 2019.

MCKEOWN, F. A.; JONES-CECIL M.; ASKEW. B. L.; MCGRATH M. B. Analysis of streamprofile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, v. 1807, p. 1-39, 1988.

MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. M. G.; FERNANDES, N. F. Desnívelamento de Altitude com Parâmetro para a Compartimentação do Relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. In: XXXII Congr. Brasileiro de Geologia. Salvador, BA, **Anais**. v.4, p. 1489-1503, 1982.

MELELLI, L.; PUCCI, S.; SACCUCCI, L.; MIRABELLA, F.; PAZZAGLIA, F.; BARCHI, M. Morphotectonics of the Upper Tiber Valley (Northern Apennines, Italy) through quantitative analysis of drainage and landforms. **Rendiconti Lincei**. v. 25, p.129-138, 2014.

MELLO C. L. **Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos**. 1997. 275p, Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MELLO, C. L.; TOMAZ, E. A.; SILVA, R. C. B.; RODRIGUES, H. B. Condicionamento tectônico Cenozoico na evolução da depressão topográfica dos rios Pomba e Muriaé (MG, RJ). In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 2005, Curitiba (PR). **Boletim de resumos** expandidos... Curitiba: [s.n.], v. 1, p. 192-194, 2005.

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

MENDES, L. D. **Termocronologia (U-Th)/He e reativação da margem continental do sudeste do Brasil: seção Serra da Mantiqueira - Gráben da Guanabara**. 2013. 214 f. Tese (Doutorado em Geologia). Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2013.

MERCIER, J. C. Geotermometria e geobarometria de piroxênio único. **Mineralogista Americano**, v. 61, n. 7-8, pág. 603-615, 1976.

MIOTO, J. A. **Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil**. 1993. 558 p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Rio Claro, 1993.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C., HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, n. 3-4, p. 257-271, 2022.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, 2005. 201f. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2005.

MOREIRA, A. A. N.; CAMELIER, C. Relevô. In: **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. v.3, p.1-150, 1977.

MOREIRA, J. A.; SILVA, F. P.; MARQUES NETO, R.; SILVA, T. M. **Morfogênese na Zona da Mata Mineira: uma visa a partir de aspectos tectônicos e estruturais**. In: Roberto Marques Neto; Wagner Barbosa Batella; Bruno Milanez. (Org.). Dinâmicas Geográficas na Zona da Mata Mineira. 1ed. Curitiba: Editora CRV, v. 1, p. 27-56, 2022.

MÖRNER, N. A., SOMI, E., ZUCHIEWICZ, W. Neotectonics and paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region in Sweden. **Tectonophysics**, v. 163, p. 289-303, 1989.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos do maciço sienítico do Medanha RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.

NOCE C. M., ROMANO A. W., PINHEIRO C. M., MOL V. S., PEDROSA-SOARES A. C. **Geologia das Folhas Ubá e Muriaé**. In: Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, cap. 12, p. 623-659, 2003.

NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. **Mapa geológico - folha Santa Rita do Jacutinga (1:100.000)**. Projeto Sul de Minas-Etapa I. CODEMIG/UFMG. CD-ROM, 2004.

NOCE, C. M, PEDROSA-SOARES, A. C, SILVA, L. C, ALKMIM, F. F. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do orógeno Araçuaí. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.

NOVO, T. A. **Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do Sistema Araçuaí Ribeira, com ênfase em geocronologia U Pb (SHRIMP e LA ICP MS)**. 2013. 211f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

NOVO, T. A; NOCE, C. M.; BATISTA, G. A. P; QUÉMÉNEUR, J. J G; MARTINS, B. S; SANTOS, S. W. M; CARNEIRO, G. A; HORN, A. H. **Mapa Geológico - Folha de Manhumirim SF.24-V-A-I** Escala 1:100.000. CPRM/UFMG, 2010.

NOVO T. A; PEDROSA-SOARES A.C; NOCE C.M; ALKMIM F.F; DUSSIN I. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. **Revista Brasileira de Geociências**, v.40, n.4, p.573-592, 2010.

NOVO T. A., NOCE, C.M., FIGUEIREDO, C., PEDROSA-SOARES, A. C. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI)**. 1. ed. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 2012. v. 1000. 72p, 2012.

NUNES, E. P; CÔRTEZ, S. C, BIVAR, W. S. B, SIMÕES, P. C. M. **Manual técnico de geomorfologia** / IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, v.5. p. 182, 2009.

OBRUCHEV, V. A. **Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki**. Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya, 1948.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D., POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bull.** p. 1463-1469. 1976.

OLIVEIRA, C. H. E.; JLINEK, A. R.; CHEMALE, F.; CUPERTINO, J. A. Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement. **Tectonophysics**, v. 685, p. 21–34, 2016.

OLIVEIRA, L. D. **Reativações intraplaca no Gráben do rio dos Bagres, Serra da Mantiqueira Setentrional: análise integrada de morfotectônica, termocronologia (U-Th-Sm)/He e isótopos cosmogênicos**. 2018. 182 f. Tese (Doutorado em Geologia). Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

PAES, T. V.; SILVA, T. M. Indicadores Geomorfológicos de Controles Litológicos e/ou estruturais - bacia do rio Guapi-Açu, Cachoeiras de Macacu (RJ). **Revista de Geografia - PPGeo - UFJF**. Juiz de Fora, v.7, n.2, p.107-123, 2017.

PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M. Morfogênese do divisor hidrográfico Parará\Paraíba do Sul: o caso da sub-bacia do Paraíbuna. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n.1, p. 119-136, 2019.

PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M.; ALMEIDA, J. C. H. Possibilidade de endorreísmo e capturas fluviais na morfogênese da bacia do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 821-834, 2020.

PANIZZA, M.; CASTALDINI, D. Neotectonic research in applied geomorphologic studies. **Zeitschrift fur Geomorphologie**. Suppl-Bd, n. 63, p. 173-211, 1987.

PAVLIDES, L. Early Paleozoic composite mélangé terrane, central Appalachian Piedmont, Virginia and Maryland; **Its origin and tectonic history**. 1989.

PEDROSA-SOARES A. C., NOCE C. M., WIEDEMANN C. M., PINTO C. P. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. **Precambrian Res.**, v.110, p. 307-323, 2001.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZAÑÓN, J. M.; AZOR, A. CALHYPSO: Na ArcGis extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v.35, p. 1214-1223, 2009.

POPPER, K. R. **A lógica da pesquisa científica**. São Paulo: Editora Cultrix, 1975.

RANA, N.; SINGH, S.; SUNDRIYAL, Y.P.; RAWAT, G.S.; JUYAL, N. Interpreting the geomorphometric indices for neotectonic implications: An example of Alaknanda valley, Garhwal Himalaya, India. **Journal of Earth System Science**. v.125, n. 4, p.841-854. 2016.

REZENDE, E. **A Evolução do relevo no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul: um estudo na Serra da Mantiqueira (MG/RJ)**. 2013. 189f. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

REZENDE, E. C.; SALGADO, A. A. R. Considerações sobre a gênese do vale suspenso do alto rio Preto na borda da Bacia de Rezende. **Revista do Departamento de Geografia**, v.40, p. 49-60, 2020

RHOADS B. L.; WILSON, D. **Observing our world**. In: Gomez, B.; Jones, J.P. (eds) *Research methods in Geography: a critical introduction*. Oxford: Blackwell Publishing Ltd. p.26-40, 2010.

RIBEIRO, L. F. B. **Tectônica ressurgente da borda sul da Serra da Mantiqueira: geologia estrutural e geocronologia por traços de fissão.** 1996, 121f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1996.

RIBEIRO, M. C. S. **História tectônica e exumação das serras da Bocaina e Mantiqueira (SP/RJ).** 2003, 124f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

RIBOLINI, A.; SPAGNOLO, M. Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French–Italian Alps). **Geomorphology**, v. 93, n. 3–4, p. 253-266, 2008

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil.** 1989, 256f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

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

ROY, S; SAHU, A. Morphotectonic map generation using geo-informatics technology: case study over the Ajay-Damodar Interfluve, West Bengal, INDIA. **Arabian Journal of Geosciences**. v.9, n.3, p.1-18, 2016.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese.** 1991. 286 f. Tese (Professor Titular), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1991.

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

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. *Revista Geonomos*, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1998.

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. "

SALAMUNI, E; EBERT, H. D; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

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

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.20, n.2, p.287-316, 2019.

SARGES, R. R. **Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária.** 2002. 188 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A. **A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais.** In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (Coordenadores), 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, p. 9-56., 1984.

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers.** UK: Cambridge University Press, 2000.

SEEBER, L; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 2, p. 335-367, 1983.

SILVA, C. M. T. **O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: Geometria e significado tectônico.** 2010, 249 f. Tese (Doutorado em Geologia). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2010.

SILVA, F. P. **Papel da tectônica pós-miocênica na configuração morfológica de sistemas hidrográficos – avaliação morfotectônica no contexto de margens rifte.** 2019, 195f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Rio de Janeiro, 2019.

SILVA, F. P; SILVA, T. M. da. Perfil de Relevo em Varredura: Procedimentos Automáticos Utilizando Sistemas de Informação Geográfica. **Rev. Bras. de Cartografia**, v. 70, n. 3, p. 846-866. 2018.

SILVA, T. M. **A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro.** 2002, 265 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Departamento de Geografia – IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2012.

SPIX, J. B. VON; MARTIUS, C. F. VON. **Viagem pelo Brasil 1817-1820.** v.1 e 2, München, 1823.

STERNBERG, H. O. R. **Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira.** Universidade do Brasil, 1953.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society Of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. **Prog. in Phys. Geog.** v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

USGS. Shuttle Radar Topography Mission, 1 Arc Second, Unfilled Unfinished 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.

USGS. United States Geological Survey. Landsat-8 image courtesy of the U.S. Geological Survey. 2018.

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

VALVERDE, O. Estudo regional da Zona da Mata de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geografia**.v. 20, n. 1, p. 3-82, 1958.

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. 12, p. 1-13, 2002.

VAN DER WATEREN, F. Late Neogene passive margin denudation history cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. **Global and Planetary Change** v.30, p. 271-307, 2001.

VOLKOV, N. G.; SOKOLOVSKY, I. L.; SUBBOTIN, A. I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: International Symposium on River Mechanics. Proceedings. **International Union of Geodesy and Geophysics**. p. 105-116, 1967.

WEST, D. C.; MELLO, C. L.; Distribuição da formação barreiras na região Sul do Espírito Santo e sua relação com a deformação neotectônica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, n.1, p.155-170, 2020.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annul. Rev. Earth Planet. Sci.** v.32, p. 151-185, 2004.

WIEDEMANN, C. M., DE MEDEIROS, S. R., LUDKA, I. P., MENDES, J. C.; COSTA-DE-MOURA, J. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, southeast Brazil. **Gondwana Research**, v.5, n.2, p.381-399, 2002.

WINGE, M.; CRÓSTA, A. P.; ALVARENGA, C. J. S.; DANNI, J. C. M.; BLUM, M. L. B.; SANTOS, M. D. ; BOGGIANI, P. C; D' AVILA, R. S. F. **Glossário Geológico Ilustrado**. 2001.

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

ZOBACK, M. L., ZOBACK, M. D., ADAMS, J., ASSUMPCAO, M., BELL, S., BERGMAN, E. A.; ZHIZHIN, M. Global patterns of tectonic stress. **Nature**, v. 341, n.6240, p. 291-298, 1989.