



CONTROLES ESTRUTURAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SAPUCAÍ-MIRIM (SP/MG)

Sofia Soto Bonassa¹
Rhian Silva Mendonça²
Luisa Baptistella Zanete³
Marcelo Augusto Ribeiro Pires⁴
Isabella Oliveira Carvalho⁵
Raissa Eduarda da Silva Archanjo⁶
Ronaldo Luiz Mincato⁷
Felipe Gomes Rubira⁸

RESUMO

A geomorfologia estrutural fornece subsídios para compreender os controles geológicos sobre a organização e a dinâmica de bacias hidrográficas, especialmente em ambientes intraplaca com estruturas herdadas de episódios colisionais neoproterozoicos. Neste contexto, este estudo teve como objetivo identificar e analisar os controles estruturais que influenciam a evolução do relevo e da rede de drenagem da bacia do rio Sapucaí-Mirim (SP/MG), com base em parâmetros morfológicos e morfométricos. Foram utilizados os seguintes índices: fator de assimetria da bacia de drenagem (*FABD*), fator de simetria topográfica transversa (*FSTT*), densidade e orientação dos lineamentos estruturais, índice de dissecação do relevo (*IDR*), índice de concentração de rugosidade local (*ICR*), densidade de drenagem (*Dd*), densidade hidrográfica (*Dh*) e índice de sinuosidade (*Is*). Os valores do *FABD* (24%), *FSTT* (0,14 a 0,91), *Dd* (2,17) e *Dh* (1,87 canais/km²), aliados à orientação preferencial NE-SW dos lineamentos, indicam migração do canal principal para leste, associada à atuação de falhas transcorrentes e basculamentos crustais. Setores com maior *Dh*, dissecação (*IDR*) e rugosidade (*ICR*) coincidem com litologias mais resistentes, como granitos, granodioritos e ortognaisses, além de áreas próximas a zonas de falhas normais e de empurrão. A morfologia e a dinâmica da rede hidrográfica refletem condicionamentos estruturais herdados que seguem atuando como elementos-chave na organização do relevo. O controle estrutural pós-rifte, vinculado a eventos magmáticos alcalinos, provavelmente contribuiu para a compartimentação morfoestrutural que ainda modula a dinâmica da paisagem e a estabilidade geomorfológica regional.

¹ Graduanda do Curso de Geografia Bacharelado da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, sofia.bonassa@sou.unifal-mg.edu.br;

² Graduando do Curso de Geografia Bacharelado da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, rhian.mendonca@sou.unifal-mg.edu.br;

³ Graduanda do Curso de Geografia Licenciatura da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, luisa.zanete@sou.unifal-mg.edu.br;

⁴ Graduando do Curso de Geografia Licenciatura da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, marcelo.pires@sou.unifal-mg.edu.br;

⁵ Mestranda em Geografia (PPGEO) pela Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, isabella.carvalho@sou.unifal-mg.edu.br;

⁶ Mestranda em Geografia (PPGEO) pela Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, raissa.archanjo@sou.unifal-mg.edu.br;

⁷ Docente do Instituto Ciências da Natureza (ICN) da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, ronaldo.mincato@unifal-mg.edu.br;

⁸ Professor Orientador: Doutor e Docente do Instituto Ciências da Natureza da Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL-MG, felipe.rubira@unifal-mg.edu.br.



INTRODUÇÃO

A geomorfologia tectônica investiga a influência dos processos endógenos na evolução do relevo, com ênfase nas deformações crustais ativas, como falhamentos, dobramentos e subsidências, e seus efeitos diretos sobre a organização das redes de drenagem (Burbank; Anderson, 2011; Huggett, 2012). Os sistemas fluviais respondem sensivelmente às modificações topográficas induzidas por movimentos tectônicos, manifestando-se por meio de ajustes nos perfis longitudinais, migração de divisores de drenagem e reorganização de bacias hidrográficas (Schumm, 1977; Burbank; Anderson, 2011; Huggett, 2012).

Por outro lado, a geomorfologia estrutural investiga a forma como estruturas geológicas herdadas, como falhas antigas, dobramentos inativos, contatos litológicos e intrusões, influenciam a evolução do relevo em contextos estáveis ou de tectônica ausente (Huggett, 2012; Liu et al., 2023). Nesses cenários, a morfodinâmica fluvial é fortemente condicionada pela heterogeneidade litológica e pela disposição estrutural das rochas, incluindo direção, mergulho e resistência diferencial, sobretudo em margens passivas e zonas intraplaca (Cruz et al., 2025). Assim, descontinuidades estruturais, mesmo inativas, atuam como zonas de fraqueza, facilitando a incisão fluvial e condicionando a evolução da rede hidrográfica (Gallen, 2018). A dinâmica da paisagem, nesses ambientes, é modulada predominantemente por processos denudacionais, cuja intensidade depende da resistência litológica e das condições climáticas (Biro, 1958; King, 1967).

Nesse contexto, a morfometria tem se consolidado como uma abordagem essencial na Geomorfologia Estrutural e nos estudos de evolução de paisagem em escala de longo termo, pois permite quantificar variáveis morfohidrográficas sensíveis aos controles geológicos, principalmente em áreas que preservam registros de ciclos orogênicos pretéritos (Keller; Pinter, 2002; Prince; Spotila; Henika., 2011; Liu et al., 2023; Reis et al., 2023).

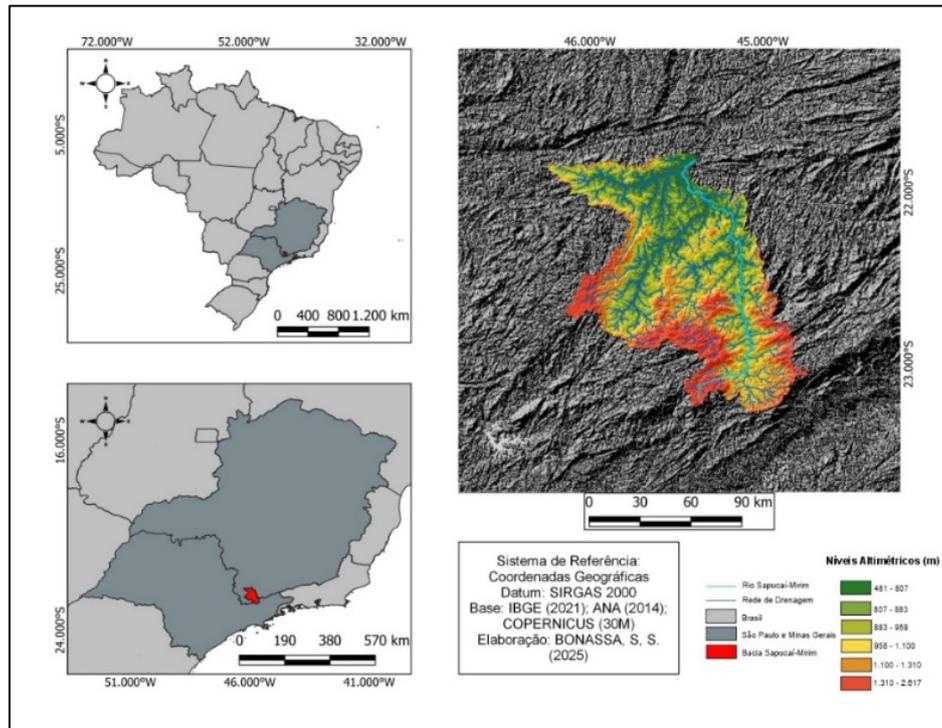
Considerando esse potencial, este estudo tem como objetivo identificar e analisar os controles estruturais que condicionam a evolução do relevo e da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Sapucaí-Mirim (SP/MG), com base em parâmetros morfológicos e morfométricos.

METODOLOGIA

ÁREA DE ESTUDO

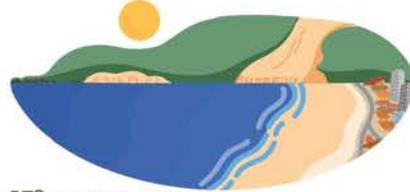
A bacia hidrográfica do rio Sapucaí-Mirim localiza-se na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, constituindo uma sub-bacia do rio Sapucaí, afluente do rio Grande. As altitudes variam de 481 m a 2.617 m (Figura 1).

Figura 1: Localização e hipsometria da bacia hidrográfica do rio Sapucaí-Mirim



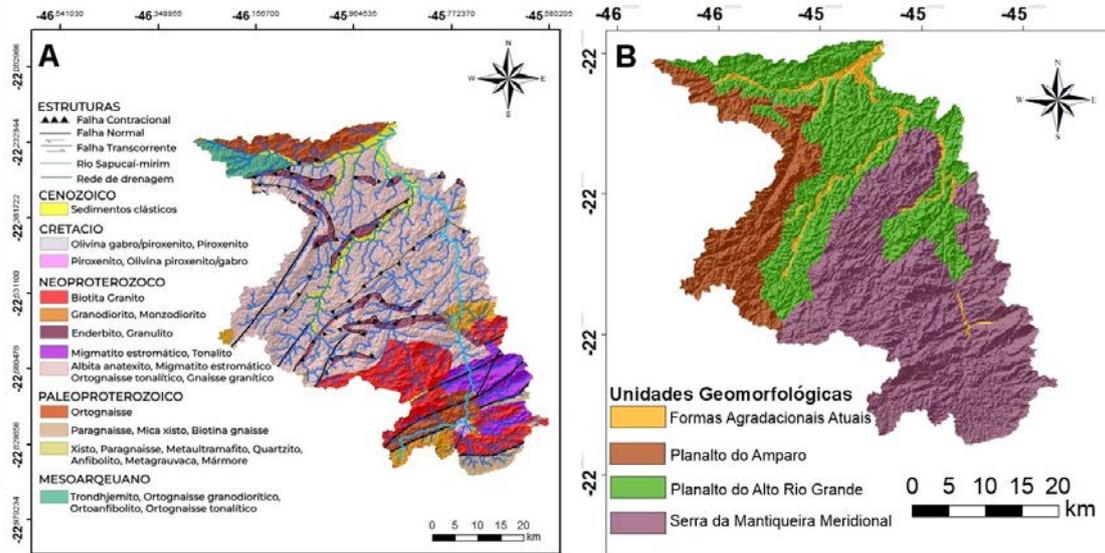
A área de estudo insere-se no domínio morfoestrutural dos cinturões móveis neoproterozoicos formados durante a Orogênese Brasileira–Pan-Africana. A consolidação do supercontinente Gondwana foi sucedida, no Cretáceo, por episódios de rifteamento relacionados à fragmentação continental, culminando na abertura do Atlântico Sul e na formação do Rift do Sudeste Brasileiro (Cogné; Gallagher; Cobbold, 2011). O embasamento geológico da bacia é predominantemente constituído por rochas metamórficas e ígneas (Silva et al., 2020), incluindo ortognaisses, paragnaisses, xistos, quartzitos, migmatitos, biotita granitos, granodioritos, enderbitos, piroxenitos e gabros com olivina (Figura 2A).

A compartimentação geomorfológica da bacia inclui quatro unidades principais (Figura 2B): Serra da Mantiqueira Meridional, Planalto de Amparo, Planalto do Alto Rio Grande e Formas Agradacionais Atuais (IBGE, 2023).



15º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA

Figura 2: (A) Mapa geológico (Silva et al., 2020); (B) Regiões Geomorfológicas (IBGE, 2023)



MATERIAIS

Foram utilizadas bases cartográficas vetoriais e matriciais obtidas em plataformas digitais de acesso gratuito, a saber: (i) Modelo Digital de Elevação Copernicus (CopDEM), com resolução espacial de 30 metros, obtido por meio da plataforma *OpenTopography*; (ii) base hidrográfica otocodificada da bacia do rio Grande, nas escalas de 1:50.000 e 1:100.000 (ANA, 2014); (iii) carta geológica do estado de Minas Gerais, na escala de 1:1.000.000 (Silva et al., 2020); (iv) compartimentação geomorfológica do Brasil, na escala de 1:250.000 (IBGE, 2023).

MÉTODOS

A assimetria da bacia foi avaliada por meio do fator de assimetria da bacia de drenagem (*FABD*), e a simetria do canal principal foi mensurada com o fator de simetria topográfica transversa (*FSTT*), conforme proposto por Hare e Gardner (1985) e Cox (1994), respectivamente.

A densidade de lineamentos foi determinada a partir da interpretação visual de imagens de radar com diferentes azimutes de iluminação (315°, 360°, 45° e 90°), seguindo a metodologia de Reis et al. (2023). A análise direcional das estruturas foi representada por meio de diagrama de roseta.

O índice de dissecação do relevo (*IDR*) seguiu a abordagem de Guimarães et al. (2017), baseada na matriz de Ross (1994), que combina o grau de entalhamento vertical

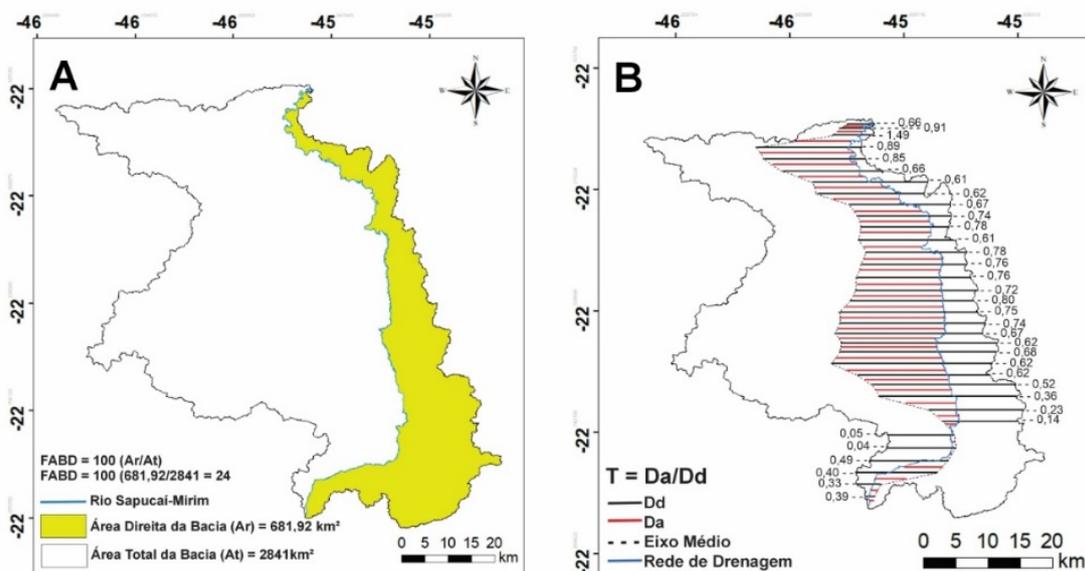
dos vales (*DV*) com a dimensão média dos interflúvios (*DH*). O índice de concentração de relevo (*ICR*) foi obtido conforme Sampaio e Augustin (2014), com base na distribuição espacial da declividade a partir do estimador de densidade por *Kernel*.

Os índices de densidade de drenagem (*Dd*), sinuosidade (*Is*) e densidade hidrográfica (*Dh*) foram calculados segundo as propostas metodológicas de Horton (1945), Schumm (1963) e Christofolletti (1969), respectivamente. A *Dd* foi determinada pela ferramenta “*Line Density*” e a *Dh*, pela função “*Kernel Density*”. Ambas as variáveis foram classificadas em cinco categorias por meio do método de quantis.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O *FABD*, com valor de 24%, indica um basculamento da bacia para a margem direita, o que influencia a direção da migração do canal principal. Esse comportamento é corroborado pelos valores do índice *FSTT*, que evidenciam uma migração preferencial do canal para leste, especialmente no médio e baixo curso (Figura 3).

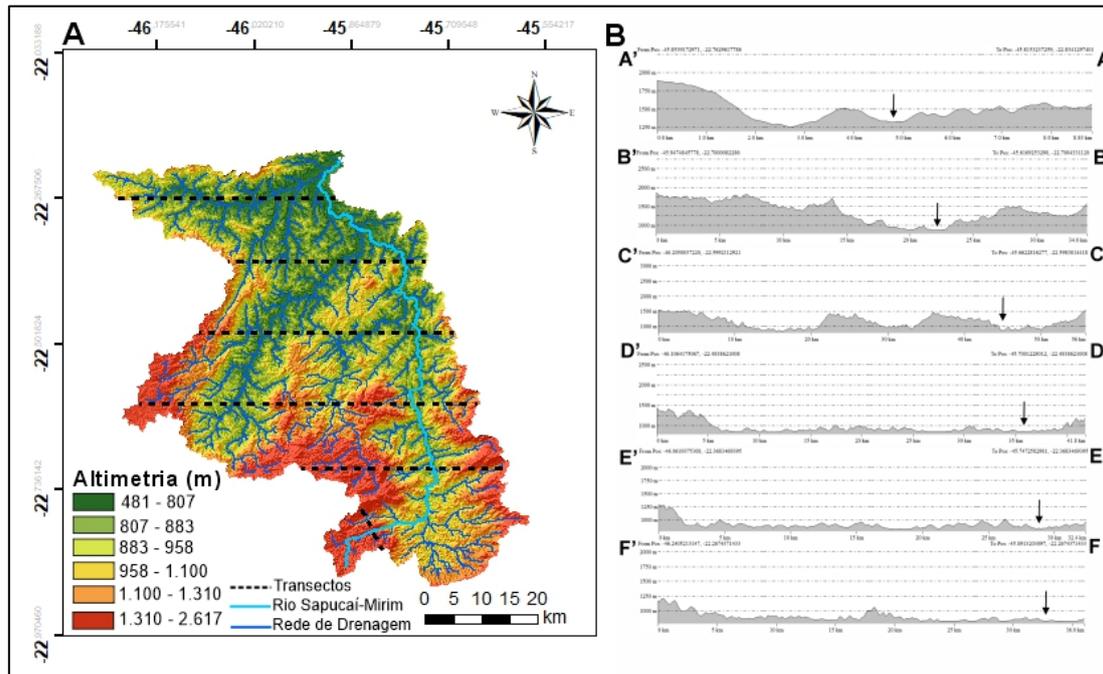
Figura 3: (A) *FABD*; (B) Fator de Simetria Topográfica Transversa (*FSTT*)



Os perfis topográficos (Figura 4), traçados ao longo de seis transectos, reforçam essas interpretações. No alto curso (A–A’), a migração do canal está associada ao encaixe do rio em uma linha de falha transcorrente situada na transição litológica entre ortognaisses e granodioritos da Serra da Mantiqueira Meridional. No médio (B–B’ e C–C’) e baixo curso (D–D’, E–E’ e F–F’), a migração lateral do canal torna-se mais acentuada, possivelmente relacionada a eventos magmáticos pós-rifte do Cretáceo

Superior, vinculados ao Lineamento Poços de Caldas–Cabo Frio. Conforme proposto por Cruz et al. (2025), tais eventos podem ter induzido basculamentos regionais que redirecionaram o canal principal da bacia do Alto e Médio rio Grande.

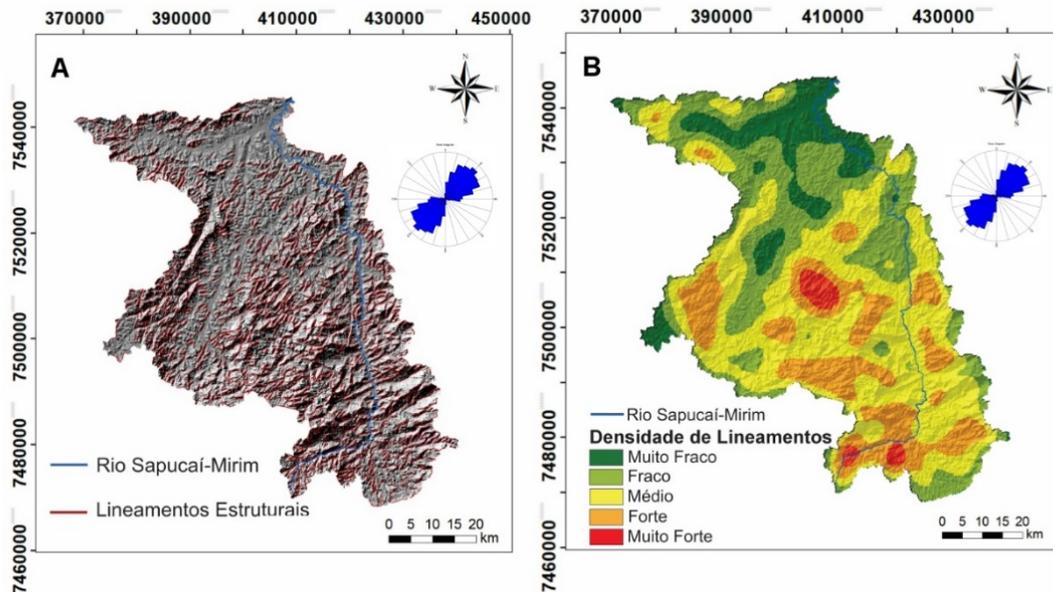
Figura 4: (A) Transectos dos perfis topográficos; (B) Cortes esquemáticos transversais entre os interflúvios em relação ao canal principal (A' - A, B' - B, C' - C, D' - D, E' - E, F' - F).



A distribuição, a densidade de lineamentos e orientação preferencial NE–SW ($45^\circ/225^\circ$), evidenciada pelo diagrama de roseta, revela o controle estrutural sobre o encaixe dos canais e o direcionamento lateral do escoamento superficial (Figura 5A e 5B). Verifica-se predominância de densidade média a elevada no alto curso, especialmente na Serra da Mantiqueira Meridional e no Planalto de Amparo, coincidente com zonas de falhas e fraturamentos em rochas como granitos, ortognaisses, granodioritos e migmatitos. Em contraste, no Planalto do Alto Rio Grande, a densidade de lineamentos é predominantemente baixa.

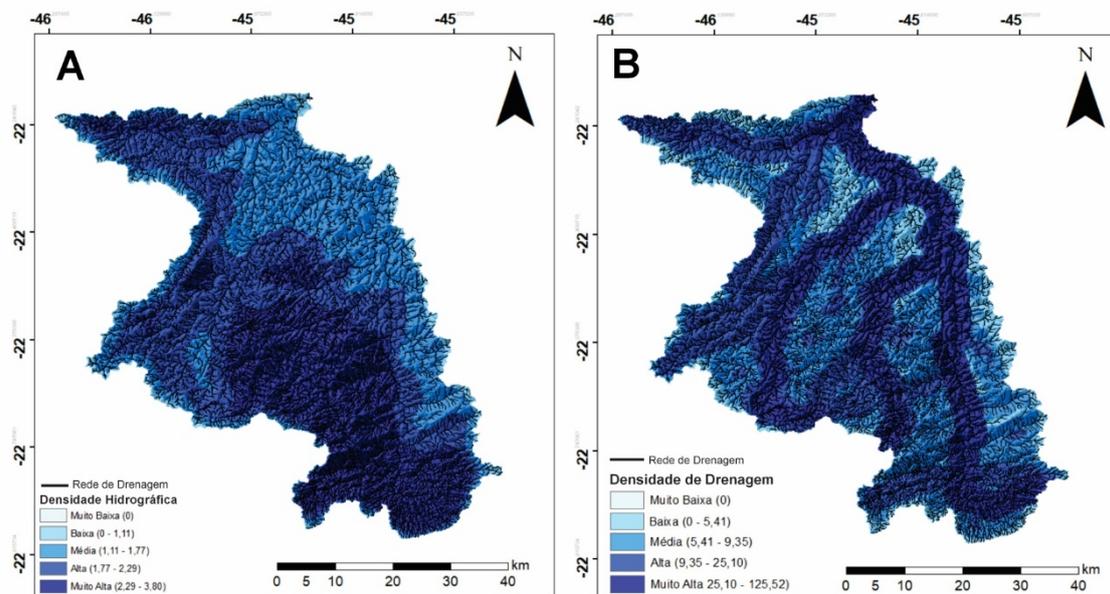
A interação entre os parâmetros morfométricos e o substrato geológico revela um sistema fluvial condicionado pela estrutura e pela litologia. A bacia apresenta baixa densidade hidrográfica ($Dh = 1,87$ canais/ km^2), alta densidade de drenagem ($Dd = 2,17$) e índice de sinuosidade elevado ($Is = 51,63\%$). A alta sinuosidade dos canais, sobretudo em trechos com menor declividade, indica uma atenuação da energia do fluxo e favorece a formação de planícies de inundação e processos deposicionais a jusante.

Figura 5: (A) Distribuição e orientação dos lineamentos estruturais da bacia; (B) Densidade de Lineamentos Estruturais



A densidade hidrográfica (Figura 6A) é mais elevada nos setores sul, sudeste e centro-leste da bacia, onde predominam rochas resistentes e pouco porosas, como granitos, granodioritos, migmatitos e ortognaisses.

Figura 6: (A) Densidade hidrográfica; (B) Densidade de drenagem

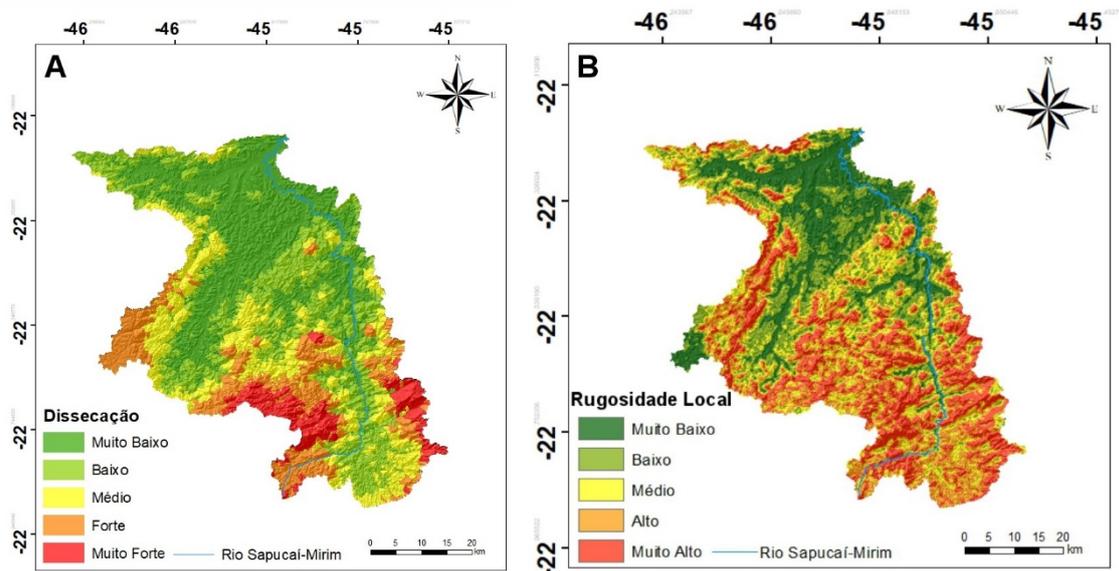


Tais litologias apresentam baixa permeabilidade, favorecendo o escoamento superficial concentrado e, conseqüentemente, a maior densidade de canais. Em contrapartida, os setores norte e noroeste, onde ocorrem coberturas sedimentares cenozoicas e litologias mais fraturadas, apresentam menor densidade hidrográfica (Figura

6A). O escoamento superficial na bacia ocorre de forma relativamente rápida, favorecido pelo elevado número de tributários com alta capacidade de descarga (Figura 6B). Observa-se, ainda, assimetria entre os tributários das margens direita e esquerda do curso principal, conforme também indicado pelos valores do *FSTT* (Figura 6B).

O *IDR* e o *ICR* refletem o contraste entre os setores mais elevados da bacia e as áreas rebaixadas, especialmente no Planalto do Alto Rio Grande (Figuras 7A e 7B). As maiores taxas de dissecação e rugosidade concentram-se nas vertentes da Serra da Mantiqueira, onde predominam litologias mais resistentes.

Figura 7: (A) Índice de dissecação do relevo; (B) Índice de concentração de rugosidade



Setores próximos a zonas de falha também apresentam elevados valores de dissecação, o que indica que essas áreas ainda se encontram em estado de transiência, ajustando-se às deformações estruturais pretéritas por meio de processos erosivos vigentes.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise integrada da bacia hidrográfica do rio Sapucaí-Mirim (SP/MG) evidencia que a organização da rede de drenagem e a evolução do relevo estão fortemente condicionadas por controles tectônicos e litoestruturais. Os resultados obtidos por meio de ferramentas de geoprocessamento e métricas morfométricas indicam a influência direta de falhas, zonas de cisalhamento e litologias resistentes na compartimentação topográfica, no entalhamento dos vales e na orientação dos canais fluviais.



Acredita-se que o controle estrutural pós-rifte, vinculado a episódios de magmatismo alcalino, tenha contribuído para a reativação da energia do relevo e da rede de drenagem, desenvolvendo morfoestruturas que ainda influenciam a dinâmica da paisagem e a estabilidade geomorfológica regional.

Palavras-chave: Tectônica; Geomorfologia estrutural; Morfometria; Erosão diferencial.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio concedido por meio da Chamada 016/2024, destinada à participação coletiva em eventos técnico-científicos, e pelo financiamento da pesquisa de iniciação científica da primeira autora.

REFERÊNCIAS

ANA. **Base Hidrográfica Ottocodificada da Bacia do Rio Grande**. Brasília: ANA, 2014. Escala 1:50.000.

BIROT, P. **Morphologie structurale**. Presses Univ. de France, Paris, 1958.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. 2. ed. Hoboken: **Wiley-Blackwell**, 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 18, n. 9, p. 35-64, 1969.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 309 n. 1-2, p.118-130, 2011.

COX, R. T. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **GSA Bull**, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994.

CRUZ, B. L. et al. Reorganization of the drainage network based on morphostructural controls in passive margins. **Geomorphology**, v.477, 109693, 2025.

GALLEN, S. F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v.493, p. 150-160, 2018.



GUIMARÃES, F. S.; CORDEIRO, C. M.; BUENO, G. T.; CARVALHO, V. L. M.; NERO, M. A. Uma proposta para automatização do índice de dissecação do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, p. 155-167, 2017.

HARE P. W; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T., (Eds). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen and Unwin, Boston, p.123-134, 1985.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society Of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275, 1945.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Routledge, 3º Ed. p, 533, 2011.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geomorfologia 1:250.000**. Rio de Janeiro: IBGE, 2023. Escala 1:50.000.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. 2. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002.

KING, L. C. **Geomorfologia da Terra**. Rio de Janeiro: Zahar Editores, 1967.

LIU, et al. GIS Approach for Expressing Structural Landforms: Forms, Elements, and Relationships. **Appl. Sci.** **2023**, v.13, 12872.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, n. 9, p. 823–826, 2011.

REIS, I. L., et al. Morphometric parameters of the relief and drainage network of the 45 Formiga River subbasin, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 2, 2023.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 8, p. 63-74, 1994.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio à cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 2014.

SCHUMM, S. A. The fluvial system. **New York: Wiley-Interscience**, 1977.

SCHUMM, S. A. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, n. 9, p. 1089–1100, 1963.

SILVA, M. A. et al. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais**. CPRM, 2020. Escala 1:1.000.000.