

## CONTROLE MORFOESTRUTURAL E VARIAÇÕES DOS PADRÕES DE DRENAGEM NA SUB-BACIA DO RIO ARAGUARI

Raissa Eduarda da Silva Archanjo<sup>1</sup>, [raissaarchanjo@sou.unifal.edu.br](mailto:raissaarchanjo@sou.unifal.edu.br);

Felipe Gomes Rubira<sup>2</sup>, [feliperubira@sou.unifal.edu.br](mailto:feliperubira@sou.unifal.edu.br);

### RESUMO

Este estudo analisou o controle morfoestrutural e as variações dos padrões de drenagem na sub-bacia do rio Araguari, em Minas Gerais. A pesquisa utilizou o Modelo Digital de Elevação (MDE) Copernicus (30m), além de bases cartográficas de geologia e geomorfologia. A metodologia envolveu o processamento de dados com softwares como ArcGIS 10.8.1, Global Mapper 18, RockWorks e Geomática para calcular índices morfométricos de relevo e drenagem. Os principais resultados obtidos demonstraram que a configuração da rede de drenagem é um reflexo direto da interação entre a litologia, a estrutura e os processos de superfície da bacia hidrográfica. O estudo mostrou que os setores centrais, próximos a zonas de falhas, possuem valores altos do índice de concentração de rugosidade (*Icr*) e uma relação de relevo (*Rr*) de 1,07, indicando áreas de maior energia com vertentes íngremes e forte entalhamento da rede de drenagem. Nessas regiões, a drenagem apresenta forte controle estrutural, com canais alinhados a falhas e fraturas. Por outro lado, em áreas com rochas menos resistentes, como filito e metassiltito, os padrões de drenagem são mais dendríticos, com vales encaixados e encostas íngremes. A análise dos perfis topográficos e dos dados morfoestruturais e morfotectônicos confirma que a morfologia da superfície é condicionada pela geologia da área.

**Palavras-chave:** Controle Morfoestrutural; Padrões de Drenagem; Rio Araguari

### 1. INTRODUÇÃO

A configuração de uma rede de drenagem é um reflexo direto da complexa interação entre a litologia, a estrutura e os processos superficiais de uma bacia hidrográfica. A resistência das rochas, por exemplo, condiciona o comportamento dos canais, enquanto a influência conjunta de fatores tectônicos e climáticos molda a diversidade das formas do relevo e a organização da rede de drenagem (Schumm; 1977; Montgomery; Dietrich, 1992). Nesse caso, a dissecação do relevo, não é resultado apenas da resistência litológica, mas também da influência de falhas e fraturas que controlam o fluxo da água, intensificando a erosão em determinadas direções.

Essa complexidade justifica a análise dos padrões de drenagem, que são a expressão visível entre esses processos. Padrões como o dendrítico, que indica a ausência de controle estrutural, são comuns em áreas com rochas menos resistentes (Howard, 1967; Twidale, 2004).

<sup>1</sup> Mestranda (o) do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Alfenas;

<sup>2</sup> Orientador: Doutor em Geografia pela Universidade Estadual de Campinas;

Os padrões radiais se formam em estruturas dômicas, enquanto os padrões retangulares e de treliça refletem um forte controle estrutural. (Lattman, 1968; Moore, 2002) Essa variação de padrões de drenagem em terrenos com diferentes características litoestruturais permite compreender a evolução geomorfológica de uma região.

Nesse contexto, este estudo tem como objetivo analisar as variações dos padrões de drenagem na sub-bacia do rio Araguari, localizada no sudoeste de Minas Gerais. A área é caracterizada por um contexto geológico diversificado, com rochas que variam desde o Ciclo Brasileiro-Pan-Africano até formações magmáticas e sedimentares mais recentes. Ao analisar como a litologia e as estruturas geológicas interagem com os processos fluviais, este trabalho busca aprofundar o conhecimento sobre a evolução geomorfológica da sub-bacia.

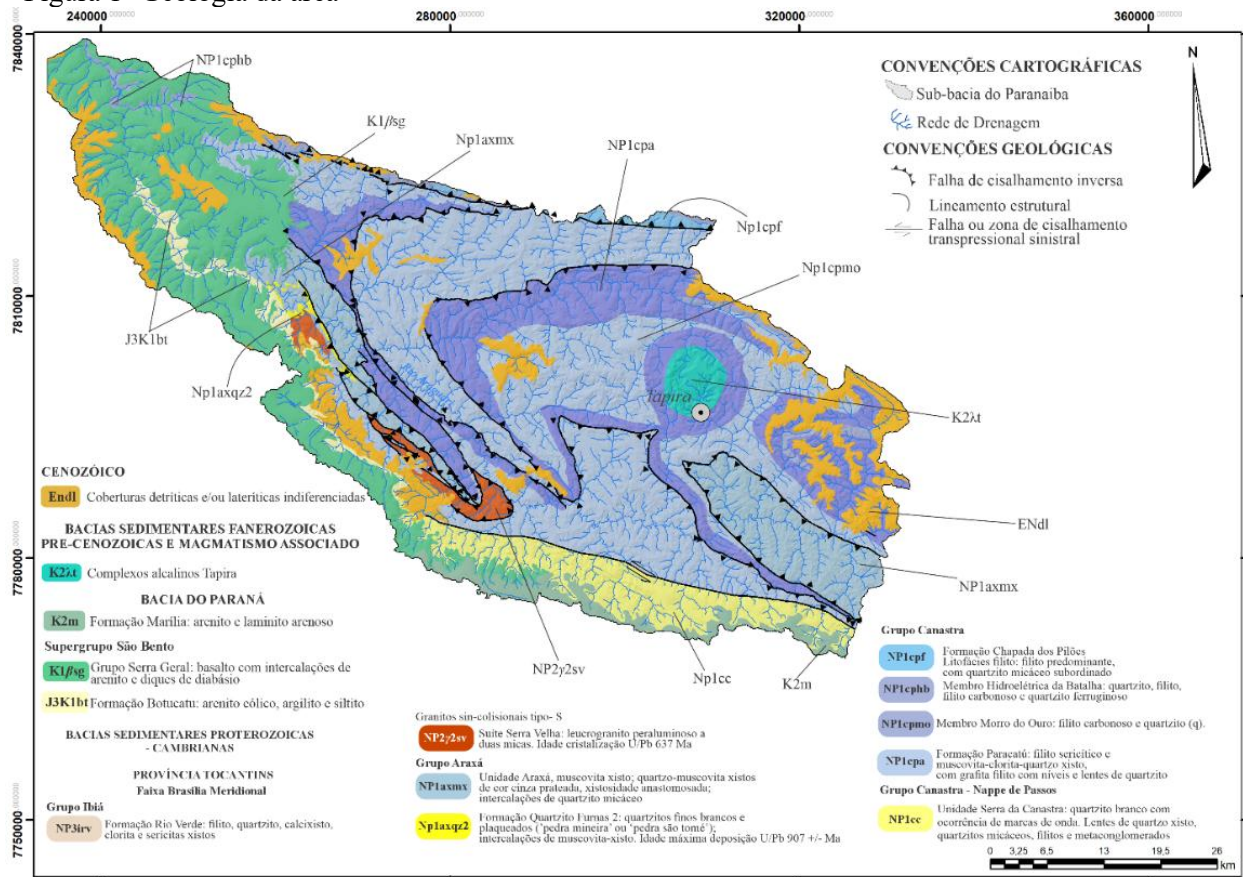
## **2. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **2.1 ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo localiza-se no sudoeste de Minas Gerais, próxima à Serra da Canastra, onde se encontram as nascentes do rio Araguari, importante afluente do rio Paranaíba. Trata-se de um ambiente marcado pelo predomínio do bioma Cerrado, com remanescentes de Mata Atlântica, além de apresentar clima Cwa segundo a classificação de Köppen (Alvares et., al 2013), caracterizado por verões chuvosos e invernos secos.

Do ponto de vista geológico, a região insere-se em um contexto diversificado, cuja formação remonta ao Ciclo Brasileiro- Pan- Africano, no Neoproterozoico, vinculado à consolidação do supercontinente Gondwana. Nesses processos, formaram-se e deformaram-se rochas metassedimentares dos Grupos Canastra e Araxá, além de ocorrências de granitos sincollisionais e rochas do Grupo Ibiá. Associadas à Faixa Brasília Meridional e à Província Tocantins. Em períodos posteriores, já no Fanerozoico, a fragmentação de Gondwana e a instalação da Bacia do Paraná resultaram na deposição de formações sedimentares e no magmatismo mesozoico, exemplificado pelo Complexo Alcalino de Tapira, pela Formação Marília e pelo Grupo Serra Geral, com intercalações de basaltos, arenitos e diques de diabásio, além da Formação Botucatu. (Figura 1).

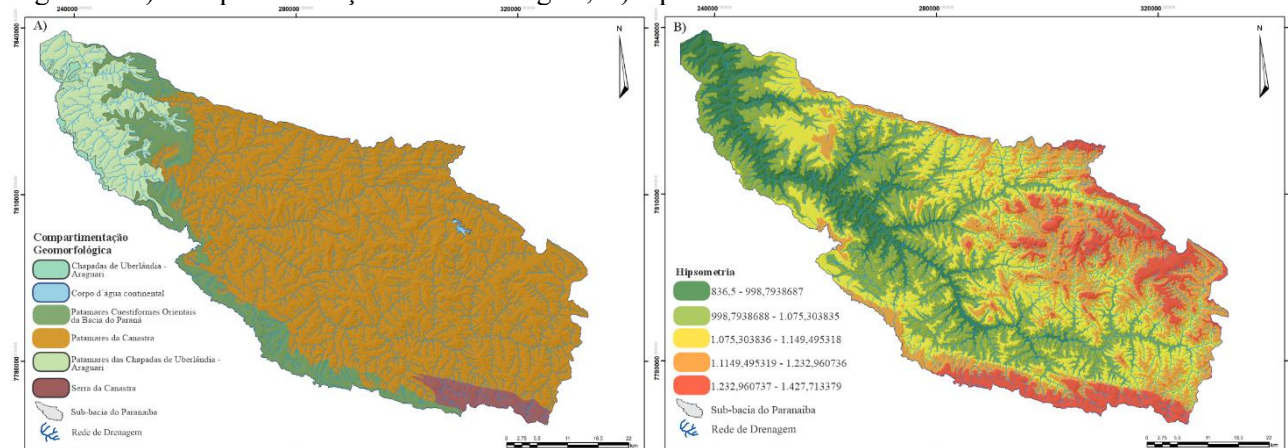
Figura 1- Geologia da área



Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

Em termos geomorfológicos, a área apresenta altitudes que variam entre 836,5 m e 1.427,71 m. Sua compartimentação inclui as Chapadas de Uberlândia–Araguari, os Patamares Cuestiformes Orientais da Bacia do Paraná, os Patamares da Canastra, o Planalto Rebaixado do Paranaíba/Quebra-Anzol e a própria Serra da Canastra (Figura 2). A interação entre litologia, as estruturas herdadas os e processos superficiais explica a diversidade de formas do relevo, bem como a organização da rede de drenagem que se desenvolve na região.

Figura 2- A) Compartimentação Geomorfológica; B) Hipsometria



Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

## 2.2 MATERIAS

A geração dos parâmetros morfométricos foram obtidos através do MDE Copernicus (30m) extraído da plataforma digital Open Topography (<https://portal.opentopography.org/raster?opentopoID=OTSDEM.032021.4326.3>). Posteriormente, os dados foram processados utilizando os softwares, como ArcGIS 10.8.1 Global mapper 18, RockWorks 17 e Geomática 2016.

Em relação a geologia, foi utilizada a base do mapeamento geológico de Integração Geológica Regional do Estado de Minas Gerais, com escala de 1:1.000.000, elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB) em parceria com a CODEMIG/CPRM (2020). Com acesso gratuito em: (<https://geosgb.sgb.gov.br/downloads/>).

Sobre a compartimentação geomorfológica, utilizamos o shapefile da compartimentação do relevo disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2021; 2023) na escala de 1:2.500.000, disponibilizados em (<https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>).

## 2.3 MÉTODOS

### 2.3.1 Parâmetros morfométricos do relevo

Foram utilizados os índices de *relação de relevo (Rr)*, *rugosidade (Ir)* e *concentração de rugosidade (Icr)* (Tabela 1). A *relação de relevo (Rr)* determina a razão entre a amplitude altimétrica da bacia e o comprimento do canal principal (Schumm, 1956). O *índice de rugosidade (Ir)* avalia a relação entre a amplitude altimétrica da bacia e a densidade de



drenagem (Schumm, 1956). Valores mais elevados indicam maior ocorrência de relevos amplamente dissecados na bacia.

Tabela 1- Parâmetros morfométricos de avaliação do relevo

| Índice                    | Equação              | Variáveis                                                                                    | Indicativos                                                                                    | Referência    |
|---------------------------|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| Relação do Relevo (Rr)    | $Rr = \frac{Hm}{Lc}$ | Hm = amplitude altimétrica da bacia em m<br>Lc = comprimento do canal principal em km        | (i) baixa (>1.0)<br>(ii) média (1.0 – 2.0)<br>(iii) alta (>2.0)                                | Schumm (1956) |
| Índice de Rugosidade (Ir) | $Ir = Hm \cdot Dd$   | Hm = amplitude altimétrica da bacia em m<br>Dd = Densidade de Drenagem em km/km <sup>2</sup> | (i) baixo (< 150)<br>(ii) médio (150 – 550)<br>(iii) alto (550- 950)<br>(iv) muito alto (>950) | Melton (1967) |

Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

Para analisar a distribuição e os padrões de rugosidade da bacia, utilizamos o *índice de concentração de rugosidade (Icr)*, desenvolvido por Sampaio e Augustin (2014). Sua aplicação varia de valores próximos a zero, indicando áreas predominantemente planas com maior dimensão interfluvial e menor entalhe vertical, a valores próximos ao infinito, que caracteriza áreas com relevo acidentado e com baixa dimensão interfluvial e alto entalhe vertical.

Os seguintes procedimentos foram realizados no ArcGIS 10.8.1: medição da inclinação de matriz obtida do MDE (*Spatial Analyst > Surface > Slope*), posteriormente, convertemos o produto matricial para vetorial (*Conversion tools > from raster > raster to point*), depois aplicamos a álgebra de densidade de kernel com 1 km<sup>2</sup> (*Spatial Analyst Tools > Density > Kernel Density*), por último, normalizamos os dados por meio da divisão dos valores obtidos equivalente ao número de pixels computados e categorizamos as classes em cinco.

## 2.2.2 Parâmetros morfométricos da Rede de Drenagem

Para analisar a rede de drenagem, utilizamos os seguintes índices: (i) *densidade de drenagem (Dd)*; (ii) *densidade hidrográfica (Dh)*; (iii) *Índice de sinuosidade (Is)* (Tabela 1).

Tabela 1- Parâmetros clássicos da Rede de Drenagem

| Parâmetros                         | Equação                       | Variáveis                                                                                          | Indicativos                                                                                                                                          | Referências            |
|------------------------------------|-------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| <i>Densidade Hidrográfica (Dh)</i> | $Dh = \frac{N}{A}$            | $N$ = número total de canais<br>$A$ = área da bacia em $km^2$                                      | (i) baixa (<3)<br>(ii) média (3-7)<br>(iii) alta (7-15)<br>(iv) muito alta (>15)                                                                     | Christofolletti (1969) |
| <i>Densidade de Drenagem (Dd)</i>  | $Dd = \frac{Lt}{A}$           | $Lt$ = comprimento total dos canais em $km^2$<br>$A$ = área da bacia em $km^2$                     | (i) muito baixa (<0,5)<br>(ii) baixa (0,5 – 1,5)<br>(iii) média (1,5 – 2,5)<br>(iv) alta (2,5 – 3,5)<br>(v) muito alta (>3,5)                        | Horton (1945)          |
| <i>Índice de Sinuosidade (Is)</i>  | $Is = \frac{100 (L - Lt)}{L}$ | $L$ = comprimento do canal principal em km<br>$Lt$ = comprimento vetorial do canal principal em km | (i) muito retilíneo (<20%)<br>(ii) retilíneo (20 – 29,9%)<br>(iii) divagante (30,0 – 39,9%)<br>(iv) sinuoso (40 – 49,9%)<br>(v) muito sinuoso (>50%) | Schumm (1963)          |

Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

A *densidade de drenagem* corresponde à razão entre o comprimento total dos canais e a área da bacia, sendo indicativa do fluxo e da distribuição hídrica. Valores elevados refletem maior dissecação fluvial e terrenos mais acidentados. A densidade hidrográfica, por sua vez, relaciona o número de canais com a área da bacia, expressando o grau de dissecação do relevo e a influência litológica. Rochas fraturadas tendem a favorecer infiltração e menor escoamento superficial, enquanto rochas maciças promovem maior escoamento e intensificação da dissecação (Horton, 1945). O *índice de sinuosidade (Is)* relaciona o comprimento do canal principal à distância vetorial entre nascente e foz, refletindo o grau de curvatura e a velocidade de escoamento. Todos os cálculos foram realizados no software ArcGIS 10.8.1, a partir dos shapefiles do canal principal e da distância vetorial.

### 2.2.3 Parâmetros morfoestruturais e morfotectônicos

Para a análise dos parâmetros morfoestruturais e morfotectônicos, utilizaram-se a densidade de lineamento e o diagrama de rosetas (Tabela 3).

Tabela 3- Parâmetro morfoestrutural e morfotectônico

| Índice                     | Equação | Variáveis                                                                   | Indicativos                                                                                                                                 | Referências            |
|----------------------------|---------|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| lineamentos<br>Estruturais | -       | <i>Hillshades</i> com<br>Azimutes de<br>iluminação 360°,<br>315°, 90° e 45° | Densidades elevadas<br>revelam áreas com<br>maior atividade<br>tectônica e os<br>setores mais<br>suscetíveis a<br>reativações<br>tectônicas | Cruz et al.,<br>(2025) |

Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

O processamento para gerar os lineamentos e a construção do diagrama de rosetas envolveram diferentes softwares. Inicialmente, no ArcGIS 10.8.1, aplicaram-se diferentes azimutes de iluminação (360°, 315°, 90° e 45°) sobre o MDE, gerando quatro *hillshades*. Esses arquivos foram unificados em raster multidirecional, realçando as estruturas lineares.

Posteriormente, o raster foi exportado para o software PCI Geomática 2016, onde os lineamentos estruturais foram extraídos automaticamente. O shapefile resultante foi reimportado para o ArcGIS 10.8.1, permitindo visualizar a espacialização dos lineamentos.

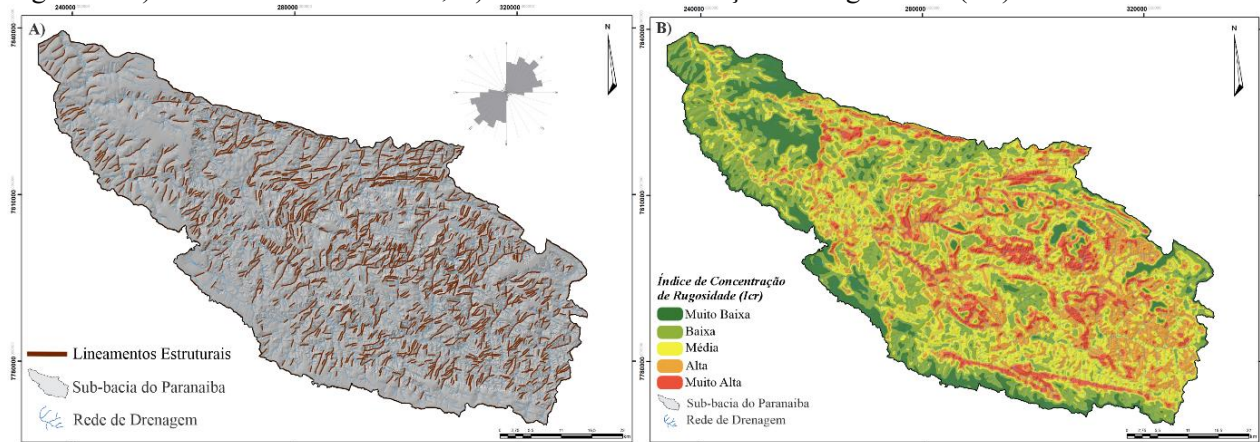
Para construção do diagrama de rosetas, acrescentamos quatro colunas para identificar as coordenadas geográficas das extremidades dos lineamentos. Após esse processo, exportamos os dados em formato CAD e os importamos no software RockWorks16, onde criamos o diagrama de rosetas exibindo as direções e frequências preferenciais dos lineamentos estruturais.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A análise conjunta dos lineamentos estruturais e do *índice de concentração de rugosidade (Icr)* evidencia uma compartimentação bem definida da sub-bacia. Essa distinção se expressa nos altos valores de *Icr* (875) e a razão relevo (1,07), que apontam os setores centrais, próximos às zonas de falhas como áreas de maior energia, caracterizadas por vertentes íngremes, interflúvios estreitos e forte entalhamento da rede de drenagem. Nessas regiões predominam superfícies de alta e muito alta rugosidade (Figura 3b), em contraste com as áreas baixas a média rugosidade observada no norte e sudoeste. A diferenciação entre esses compartimentos é reforçada pela distribuição de lineamentos, que se concentra nas zonas mais elevadas e dissecadas.

A associação entre compartimentos e lineamentos mostra que a dissecação do relevo não resulta apenas da resistência litológica, mas também da influência de falhas inversas que estruturam a área. O diagrama de rosetas (Figura 3a) indica predominância de direções NW-SE e NE-SW, compatíveis com estruturas brasileiras reativadas ao longo do Cenozóico. Em oposição, as áreas de menor rugosidade apresentam vertentes mais suavizadas, interflúvios mais largos e baixa densidade de lineamentos, que se sugere um controle estrutural menos expressivo.

Figura 3- A) Lineamentos estruturais; B) Índice de Concentração de Rugosidade (Icr).

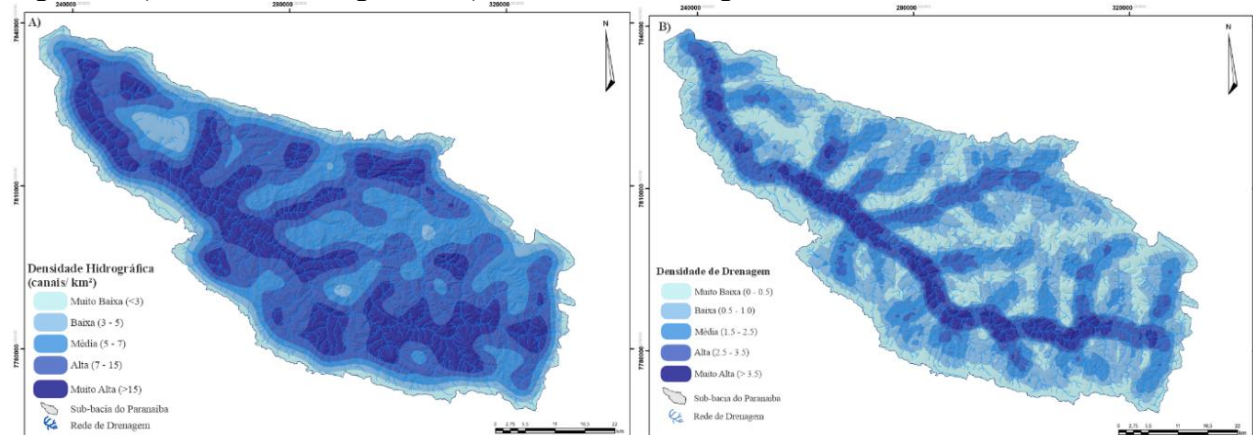


Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

Essas diferenças se articulam com os resultados morfométricos da drenagem, apresentando uma rede de baixa eficiência na formação de canais principais, com  $Dd = 1,4$ ,  $Dh = 0,002$  canais/km<sup>2</sup> e  $Is = 48,22\%$ . Essa configuração está associada ao fluxo preferencial do escoamento por estruturas e unidades litológicas resistentes, o que restringe a dispersão da rede (Figura 4).



Figura 4- A)Densidade Hidrográfica; B)Densidade de Drenagem



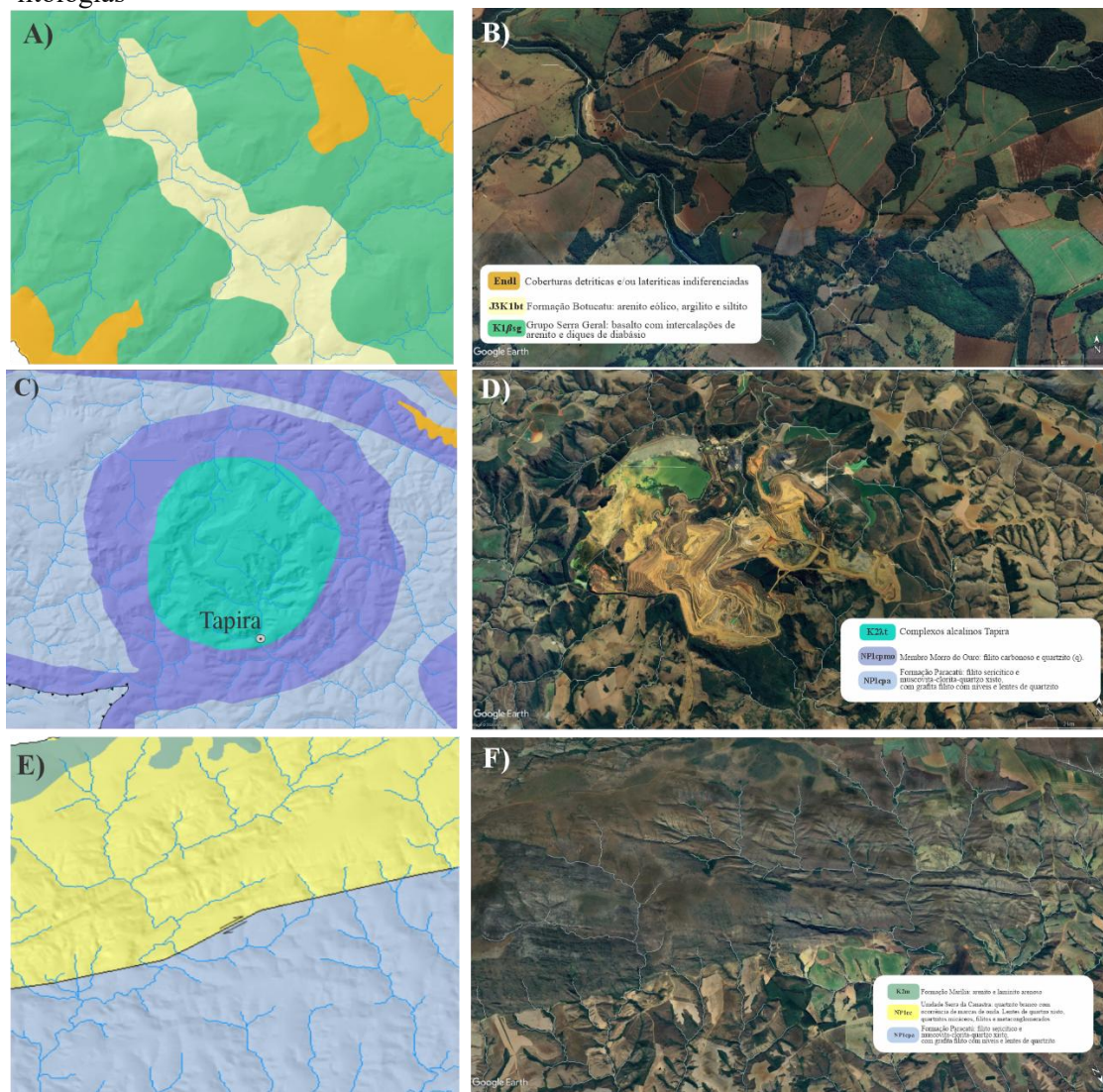
Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

Ao norte da Serra da Canastra, os quartzitos do Grupo Canastra (Figura 5e), sustentam cristas elevadas e divisores bem marcados. Nesses trechos, a rede de drenagem apresenta forte controle estrutural, com canais alinhados a falhas e fraturas, evidenciando a restrição imposta pela alta resistência da rocha. Nos setores de menor altitude, onde afloram filito e metassiltito, a menor resistência litológica favorece dissecação diferencial, resultando em padrões dendríticos expressivos, com vales encaixados e encostas íngremes.

No Noroeste, a presença de basaltos mantém a densidade de drenagem reduzida e baixo grau de dissecação (Figura 5b), enquanto no Sul há maior concentração de canais. Essa variação demonstra que a rede de drenagem responde de forma diferenciada, ora em relação pela resistência das rochas e ora nas áreas com resistências mais friáveis.

No Complexo Alcalino de Tapira (*K2lt*) (Figura 5c), observa-se padrão radial condicionado à morfologia dômica e à baixa erodibilidade das rochas intrusivas. O corpo alcalino sustenta relevo elevado, com canais curtos e pouco ramificados. Nas bordas, compostas por filitos sericíticos e quartzo-xistos da Formação Paracatu, a dissecação é mais acentuada, permitindo o aprofundamento e a ramificação da drenagem. Esse contraste mostra o papel do corpo alcalino como núcleo de escoamento, enquanto as rochas circundantes, mais erodíveis, condicionam a densidade e a integração da rede hidrográfica.

Figura 5- Modelo esquemático das variações dos padrões de drenagem, vinculados a diferentes litologias



Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

Além das diferenças litológicas e estruturais, observa-se que a sub-bacia apresenta variações na conectividade e na eficiência do escoamento ao longo dos setores. Áreas dominadas por rochas mais resistentes e corpos intrusivos concentram os fluxos em canais mais curtos, enquanto os trechos de menor resistência favorecem uma maior integração da rede de drenagem, permitindo que os cursos d'água se conectem de forma mais contínua. Essa distribuição evidencia que a organização da drenagem não é uniforme, refletindo uma combinação de controles morfodinâmico e estruturais.

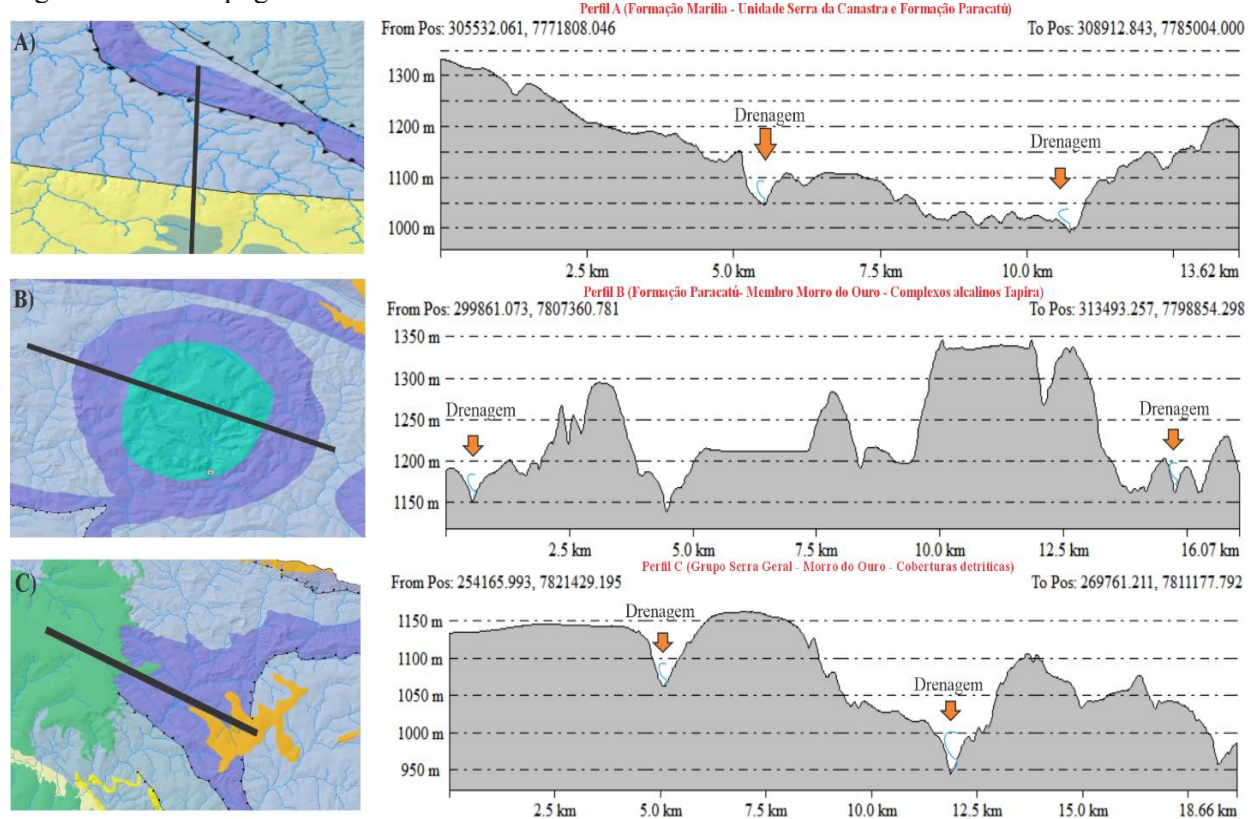
Por fim, a análise dos perfis topográficos A, B e C (Figura 6), em conjunto com os respectivos dados geológicos, revelou uma relação entre a complexidade estrutural da área,



evidenciado pela altitude dos perfis. O Perfil A mostrou uma topografia que varia entre 1.300 e 1.000 metros de altitude, com vales de drenagem marcando a transição entre duas formações geológicas distintas. Em contraste, o Perfil B, que atravessa o complexo alcalino de Tapira (K22t), apresentou o maior relevo, superando 1.350 metros, indicando que essa área possui maior resistência à erosão.

Por fim, o Perfil C exibiu uma topografia acentuada, com altitudes que variam entre 1.150 e 950 metros, na transição entre o Grupo Serra Geral, coberturas detríticas e os vales fluviais, que confirmam a influência das características geológicas na morfologia do relevo.

Figura 6- Perfis topográficos transversais aos vales fluviais



Fonte: Elaborado pelos autores, 2025.

#### 4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A morfologia da sub-bacia do Rio Araguari reflete a interação entre litologia e estrutura geológica, expressa em feições típicas de relevo estrutural. A análise dos parâmetros morfométricos, morfoestruturais e morfotectônicos indica que a litologia controla a resistência diferencial das formações, resultando na preservação de relevos residuais e interflúvios

elevados em unidades mais competentes, como os quartzitos e o complexo alcalino de Tapira, enquanto litologias menos resistentes favorecem a instalação de padrões de drenagem dendríticos. A estrutura geológica, caracterizada por falhas, fraturas e lineamentos, condiciona a orientação e a compartimentação da rede hidrográfica, sobretudo nos domínios quartzíticos, onde se observam padrões anômalos de drenagem associados ao controle tectônico. Nesse contexto, a evolução geomorfológica da sub-bacia deve ser compreendida como resultado da atuação integrada entre a herança litológica e os condicionantes estruturais, que modulam a organização espacial da drenagem e a compartimentação do relevo.

## 5. AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de pós-graduação ao primeiro autor.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARES, Clayton Alcarde *et al.* Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, p. 711–728, 1 dez. 2013.

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

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

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

HOWARD, Alan. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation1. **AAPG Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1 nov. 1967.

LATTMAN, L. Structural control in geomorphology. In: **Geomorphology. Encyclopedia of Earth Science**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1968. Disponível em: [https://doi.org/10.1007/3-540-31060-6\\_359](https://doi.org/10.1007/3-540-31060-6_359). Acesso em: 21 nov. 2024.

MELTON, Mark A. **An Analysis of the Relations Among Elements of Climate, Surface Properties, and Geomorphology**. [S.l.]: Department of Geology, Columbia University, 1957.

MONTGOMERY, David. R.; DIETRICH, W. E. Channel initiation and the problem of landscape scale. **Science (New York, N.Y.)**, v. 255, n. 5046, p. 826–830, 14 fev. 1992.



MOORE, A. E. The role of mantle plumes in the development of continental-scale drainage patterns: The southern African example revisited. **South African Journal of Geology**, v. 105, n. 4, p. 353–360, 2002. DOI: 10.2113/1050353. Disponível em: <https://doi.org/10.2113/1050353>. Acesso em: 21 nov. 2024.

SCHUMM, S A. Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. Geological Society of America Bulletin. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597–646, 1956.

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

SCHUMM, Stanley. **The Fluvial System**. Wiley. 1977.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159-218, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.03.001>. Acesso em: 21 nov. 2024.