

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS - MG

Instituto de Ciências da Natureza

Curso de Geografia – Bacharelado ou Licenciatura

GABRIELLA BRANDINO DE CAMPOS

**A INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL DA SERRA DA MANTIQUEIRA E DO
PLANALTO DO ALTO RIO GRANDE NA EVOLUÇÃO DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO VERDE (MG)**



Alfenas - MG

2023

GABRIELLA BRANDINO DE CAMPOS

**A INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL DA SERRA DA MANTIQUEIRA E DO
PLANALTO DO ALTO RIO GRANDE NA EVOLUÇÃO DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO VERDE (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado como parte dos requisitos para
obtenção do título de Bacharel em
Geografia pelo Instituto de Ciências da
Natureza da Universidade Federal de
Alfenas- MG, sob orientação do(a) Prof. Dr.
Felipe Gomes Rubira.

Alfenas – MG
2023

BANCA EXAMINADORA

Titulação, nome completo e instituição do Orientador

Titulação, nome completo e instituição do Avaliador 01

Titulação, nome completo e instituição do Avaliador 02

Alfenas (MG), __/__/____

Resultado

EPÍGRAFE

“Praticamente, a totalidade dos sistemas que interessam o geomorfólogo não atua de modo isolado, mas funciona dentro de um ambiente e faz parte de um conjunto maior.” Antônio Christofolletti, p. 2, 1974.

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha pessoa, por todo esforço realizado para que esse momento se tornasse realidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus por me guiar e orientar por toda a minha caminhada, me dando força, coragem e vontade para superar todos os desafios.

Agradeço aos meus pais, Rosana e Amarildo, e minha irmã Rafaella, pelo apoio prestado em toda minha graduação, pois sem vocês não teria sido possível chegar até onde cheguei. A vocês minha eterna gratidão.

Aos amigos que fiz em Alfenas, Mariana, Gustavo e Matheus por toda trajetória e apoio prestado durante esses anos.

Ao meu professor orientador Dr. Felipe Gomes Rubira, o qual tive oportunidade de trabalhar em conjunto nos últimos anos da minha graduação e esteve presente me orientando em pesquisa e contribuindo com meu fascínio pelo estudo da geografia física, em específico à geomorfologia.

Ademais, agradeço a todos da Unifal que de certa forma se fizeram presentes ao longo desses anos e contribuíram com meu desenvolvimento pessoal e acadêmico.

A todos muitíssimo obrigada!

RESUMO

Esta pesquisa analisou a bacia hidrográfica do rio Verde (MG) utilizando geotecnologias e índices morfométricos para identificar influências nos controles estruturais, tectônicos, esculturais e antrópicos no relevo e na rede de drenagem. Para tanto, utilizamos os seguintes índices/parâmetros: (1) *Stream Length-Gradient Index (SL)*; (2) *normalized channel steepness index* (k_{sn}); (3) densidade de lineamentos estruturais e diagrama de roseta; (4) índice de rugosidade; (5) índice de concentração de rugosidade; (6) relação de relevo; (7) *geomorphons*; (8) orientação das vertentes; (9) perfis topográficos transversais aos vales fluviais; (10) fator de simetria topográfica transversa; (11) fator de assimetria da bacia de drenagem; (12) hierarquia fluvial; (13) índice de sinuosidade; (14) densidade hidrográfica; (15) densidade de drenagem; (16) coeficiente de Compacidade; (17) índice de circularidade; (18) fator forma; e (19) curva hipsométrica. Nossos resultados destacam o papel crucial das morfoestruturas associadas à Serra da Mantiqueira Meridional (SM), Planalto do Alto Rio Grande (PA) e Planalto de Poços de Caldas na evolução da bacia. A SM, com topografia íngreme, apresentou recorrência elevada de knickpoints, indicando rupturas na rede de drenagem. O PA, com menor concentração de knickpoints, revelou dinâmica erosiva menos intensa, refletida em perfis longitudinais suavizados. Os perfis longitudinais, com declividades moderadas, refletem uma topografia mais suavizada, enquanto a potência fluvial menos acentuada sugere uma resposta hidrogeomorfológica mais equilibrada nesse compartimento. O PC, apesar de menos knickpoints, destacou-se por anomalias associadas a falhas contracionais, indicando influência morfoestrutural persistente. A generalizada presença de knickpoints e lineamentos estruturais, especialmente nas áreas mais altas da SM e PA, junto à assimetria do canal, confirmou a influência das falhas tectônicas na dinâmica fluvial. Esses resultados ampliam estudos anteriores sobre a morfoestrutura em bacias hidrográficas, fornecendo *insights* para entender mudanças de longo prazo nas paisagens fluviais. A interação entre características geológicas, tectônicas e processos erosivos moldou cada compartimento de forma única. *Knickpoints* identificados ao longo do sistema fluvial indicaram rupturas na morfologia do canal, com maior concentração nas áreas associadas à SM e PA. Essa conjuntura indica ajustes contínuos e sugere que a bacia ainda está em um estado de evolução, sob a influência morfoestrutural.

Palavras-chave: Estrutura geológica; Evolução da paisagem; Drenagem; Relevo.

ABSTRACT

This research analyzed the hydrographic basin of the Verde River (MG) using geotechnologies and morphometric indices to identify influences on structural, tectonic, sculptural, and anthropic controls on relief and drainage network. The following indices/parameters were employed: (1) Stream Length-Gradient Index (SL); (2) normalized channel steepness index (ksn); (3) density of structural lineaments and rose diagram; (4) roughness index; (5) roughness concentration index; (6) relief ratio; (7) geomorphons; (8) slope aspect; (9) topographic profiles transverse to river valleys; (10) transverse topographic symmetry factor; (11) drainage basin asymmetry factor; (12) fluvial hierarchy; (13) sinuosity index; (14) hydrographic density; (15) drainage density; (16) Compactness coefficient; (17) circularity index; (18) shape factor; and (19) hypsometric curve. Our results highlight the crucial role of morphostructures associated with the Southern Mantiqueira Range (SM), Upper Rio Grande Plateau (PA), and Poços de Caldas Plateau in the basin's evolution. The SM, with steep topography, exhibited a high recurrence of knickpoints, indicating disruptions in the drainage network. The PA, with a lower concentration of knickpoints, revealed less intense erosive dynamics, reflected in smoothed longitudinal profiles. The longitudinal profiles, with moderate slopes, reflect a more subdued topography, while the less pronounced fluvial power suggests a more balanced hydrogeomorphological response in this compartment. The PC, despite fewer knickpoints, stood out for anomalies associated with contractional faults, indicating persistent morphostructural influence. The widespread presence of knickpoints and structural lineaments, especially in the higher areas of the SM and PA, along with channel asymmetry, confirmed the influence of tectonic faults on fluvial dynamics. These results expand on previous studies of morphostructure in hydrographic basins, providing insights into understanding long-term changes in river landscapes. The interaction between geological, tectonic, and erosive processes shaped each compartment uniquely. Knickpoints identified along the river system indicated disruptions in channel morphology, with a higher concentration in areas associated with the SM and PA. This situation suggests ongoing adjustments and implies that the basin is still in a state of evolution under morphostructural influence.

Keywords: Geological structure; Landscape evolution; Drainage; Relief.

Lista de ilustrações

- Figura 1** - Exemplo de declividade da vertente e processo morfo genético e pedogenético **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 2** - Curvas de nível digitalizadas e seu respectivo MDT **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 3** - Localização e Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 4** - Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Verde (MG) **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 5** - Características ambientais da bacia hidrográfica do rio Verde. A) classificação climática de Köppen (1936). B) declividade do relevo. C) classes de solos. D) rede de drenagem **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 6** - Compartimentação da superfície da bacia do rio Verde seus principais rios ... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 7** - Modelo tridimensional em bloco diagrama da cabeceira de drenagem do rio Verde **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 8** – Representação gráfica dos elementos geomorphons..... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 9** – Definição dos geomorphons. A) representação do MDE em torno da célula central; B) as células vizinhas, representadas por diferentes cores indicando seus valores de elevação (vermelho = altas, azul = baixas, verde = mesmo valor); C e D) duas maneiras de demonstrar o padrão estudado **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 10** – Representação dos ângulos de direção de vertentes dispostos na camada..... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 11** – Knickpoints da bacia hidrográfica do rio Verde. A) knickpoints > 5 m; B) knickpoints > 10m; C) knickpoints > 15m; e D) knickpoints > 20m..... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 12** – Magnitude dos padrões de pontos em redes (PPS) da bacia do rio Verde. A) knickpoints > 5 m; B) knickpoints > 10m; C) knickpoints > 15m; e D) knickpoints > 20m **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 13** – A) Influência morfoestrutural dos compartimentos perante a distribuição dos knickpoints e associação com os principais subsistemas de drenagem dos rios Capivari,

Baependi, Peixe e Lambari. B) Mapa de densidade dos knickpoints superiores a 20 m ... **Erro! Indicador não definido.**

Figura 14 – A e B) Influencia morfoestrutural dos compartimentos geomorfológicos, zonas de cisalhamento regionais e contatos litológicos perante a distribuição dos principais knickpoints e subsistemas de drenagem dos rios Capivari, Baependi, Peixe e Lambari ... **Erro! Indicador não definido.**

Figura 15 – Associação dos knickpoints com os compartimentos SM, PA e PC. (A, B, C, D) Perfis compostos e knickpoints maiores que 5 m, 10 m, 15 m e 20 m da drenagem da bacia do rio Verde. (E, F, G, H) Magnitude dos knickpoints maiores que 5 m, 10 m, 15 m e 20 m da drenagem da bacia do rio Verde. **Erro! Indicador não definido.**

Figura 16 – Perfis longitudinais e knickpoints maiores que 20 metros dos rios Capivari, Baependi, Lambari e Verde **Erro! Indicador não definido.**

Figura 17 – Perfil Longitudinal do rio Verde evidenciando as 27 anomalias, substrato geológico, curva de melhor ajuste e valores do Stream Length-Gradient. **Erro! Indicador não definido.**

Figura 18 – Perfil Longitudinal do rio Verde evidenciando as anomalias do alto curso .. **Erro! Indicador não definido.**

Figura 19 – Gradiente de encostas adjacentes ao rio Pouso Verde **Erro! Indicador não definido.**

Figura 20 – K_{sn} da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Verde **Erro! Indicador não definido.**

Figura 21 – k_{sn} médio por comprimento de fluxo da rede de drenagem (A) e dos rios Capivari (B), Peixe (C), Verde (D), Baependi (E) e Lambari (F) **Erro! Indicador não definido.**

Figura 22 – Anomalias k_{sn} do rio Verde com intervalo de confiança de 90% **Erro! Indicador não definido.**

Figura 23 – A) Lineamentos estruturais da bacia hidrográfica do rio Verde. B) Densidade de lineamentos. C) Diagrama de roseta evidenciando a direção preferencial e frequência dos lineamentos. **Erro! Indicador não definido.**

Figura 24 – A) Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT). B) Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD) **Erro! Indicador não definido.**

Figura 25 – A) Índice de concentração de rugosidade; B) Declividade... **Erro! Indicador não definido.**

Figura 26 – Perfis topográficos transversais aos interflúvios da bacia. Os cortes esquemáticos AA', B-B', C-C', D-D', E-E' e F-F' podem ser visualizados na figura do índice de concentração de rugosidade. Estrelas na figura indicam a localização atual do rio Verde **Erro!**

Indicador não definido.

Figura 27 – Mapa geomorphons apresentando as formas dos elementos do relevo. **Erro!**

Indicador não definido.

Figura 28 – Quantidade de pixels de cada feição mapeada pelo geomorphons **Erro!**

Indicador não definido.

Figura 29 – Orientação das vertentes da bacia hidrográfica do rio Verde incluindo o seu curso d'água principal **Erro! Indicador não definido.**

Figura 30 – A) hierarquia fluvial. B) densidade de drenagem. C) densidade hidrográfica **Erro!**

Indicador não definido.

Figura 31 – Curva Hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Verde **Erro! Indicador não definido.**

Figura 32 – Coeficiente de compactidade, índice de circularidade e fator forma da bacia hidrográfica do rio Verde (MG) **Erro! Indicador não definido.**

Lista de tabelas

- Tabela 1** – *Stream Length-Gradient Index (SL) e normalized channel steepness index (ksn)* **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 2** – Parâmetros do relevo **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 3** – Parâmetros para avaliação da simetria e assimetria fluvial **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 4** – Parâmetros da rede de drenagem **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 5** – Parâmetros da forma da bacia **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 6** – Anomalias de drenagem da bacia do rio Verde (MG) **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 7** – Anomalias de drenagem da bacia do rio Verde (MG) **Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 8** – Quantificação em km² e porcentagem da orientação das vertentes na bacia hidrográfica do rio Verde **Erro! Indicador não definido.**

Lista de Abreviaturas e Siglas

SIGs – Sistemas de Informações Geográficas

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDT – Modelo Digital do Terreno

MDS – Modelo Digital de Superfície

SM – Serra da Mantiqueira Meridional

PA – Planalto Alto do Rio Grande

PC – Planalto de Poços de Caldas

k_{sn} - *Normalized Steepness Index*

SL - *Stream Length-Gradient Index*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS	14
2.1 OBJETIVO GERAL	14
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	14
3. JUSTIFICATIVA	15
4. REFERENCIAL TEÓRICO	15
4.1 EPISTEMOLOGIA DA GEOMORFOLOGIA E A QUANTIFICAÇÃO.....	15
4.2 FORÇAS QUE FORMAM E TRANSFORMAM OS RELEVOS	16
4.3 A RELEVÂNCIA DAS VERTENTES PARA A PESQUISA GEOMÓRFICA.....	17
4.4 GEOTECNOLOGIAS, MAPEAMENTO DO RELEVO E ANÁLISE AMBIENTAL	19
5. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	21
6. METODOLOGIA.....	26
6.1 MATERIAIS.....	26
6.2 MÉTODOS	27
6.2.1 Perfis longitudinais	27
6.2.2 Stream Length-Gradient Index e Normalized Steepness Index (k_{sn})	27
6.2.3 Densidade de lineamentos estruturais e diagrama de rosetas	29
6.2.4 Índices de rugosidade, concentração de rugosidade e relação de relevo.....	30
6.2.5 Compartimentação do relevo e orientação das vertentes.....	30
6.2.6 Simetria e assimetria da drenagem	32
6.2.7 Hierarquia, sinuosidade, densidade hidrográfica e densidade de drenagem	33
6.2.8 Compacidade, Circularidade, Forma e curva hipsométrica da bacia	34
7. RESULTADOS	35
7.1 PERFIS LONGITUDINAIS, KNICKPOINTS E POTÊNCIA FLUVIAL	35
7.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E ASSIMETRIA DO CANAL	47
7.3 PADRÕES MORFOLÓGICOS.....	49
7.4 PADRÕES DE DRENAGEM E FORMA DA BACIA	55
8. DISCUSSÃO	57
8.1 INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL NA BACIA DO RIO VERDE	57
8.2 CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO FLUVIAL	60
8.3 REFLEXOS NA HIDROGEOMORFOLOGIA LOCAL.....	60
9. CONCLUSÃO.....	61
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

1. INTRODUÇÃO

A geografia física estuda a organização espacial dos geossistemas, examinando a estrutura conferida pela distribuição e arranjo espacial dos elementos que compõem o sistema natural (NASCIMENTO; SAMPAIO, 2005). Os geossistemas representam unidades naturais que demonstram a organização e o funcionamento de paisagens específicas. O mosaico de geossistemas resulta a combinação de elementos físico-naturais, incluindo clima, geologia, vegetação, hidrografia, topografia e solo, além das alterações resultantes das atividades humanas (SOTCHAVA, 1977; CHRISTOFOLETTI, 1999).

Diversos estudos apresentam evidências qualitativas dos aspectos físicos-naturais das bacias hidrográficas, mas essas evidências são insuficientes para identificar e avaliar os mecanismos de controle das anomalias da rede de drenagem e seu impacto na morfologia do relevo (LIMA; SILVA, 2015). Portanto, é fundamental incluir aspectos e atributos quantitativos que permitam análises mais complexas, objetivas e científicas (CASTANHEIRA et al, 2006; RIBEIRO; ARRUDA, 2017). O uso de técnicas de geoprocessamento de dados e sensoriamento remoto em Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) é crucial para gerar dados quantitativos que representem a dinâmica ambiental em ambiente computacional (MATIAS; MARTINELLI, 2001). Essas técnicas são frequentemente aplicadas na espacialização de informações por meio da utilização de índices morfométricos (SALLES, 2010; SCHNORR *et al*, 2021).

Neste contexto, pesquisas que analisam a evolução do relevo e da rede de drenagem de bacias hidrográficas a partir de uma perspectiva sistêmica e com o uso de técnicas morfométricas quantitativas fornecem compreensão da dinâmica geológica litoestrutural e tectônica em uma determinada área (RIBEIRO e ARRUDA, 2017). Esses conhecimentos essenciais sobre os processos e formas são cruciais para estudos aplicados voltados à resolução de problemas ambientais e socioespaciais (LEANDRO, 2020; SOARES; LEAL, 2011).

Nesta perspectiva, é relevante destacar a importância da literatura anglo-saxônica geomorfológica na criação de índices para avaliar conjuntamente o sistema geológico, geomorfológico e hidrológico (CASSETI, 2005). Esses índices fortalecem as análises do meio físico, possibilitando investigações mais sólidas em comparação com abordagens qualitativas (VERDUM et al., 2004; MINELLA; MERTEN, 2011). Além disso, permitem a combinação de dados e a identificação de áreas-chave para interpretações evolutivas relacionadas à rede de drenagem e ao relevo (HORTON, 1932; HORTON, 1945; STRAHLER, 1952, 1954; MORISAWA, 1962).

Destacam-se índices como densidade hidrográfica, densidade de drenagem, coeficiente de manutenção, índice de sinuosidade, hierarquia fluvial, perfis longitudinais, índice SL de Hack, steepness index (k_{sn}), densidade de lineamentos, coeficiente de compactidade, perfis topográficos transversais, fator de simetria topográfica transversal (FSST), fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD), índice de circularidade, fator de forma, índice de rugosidade, *geomorphons*, orientação das vertentes, curva hipsométrica, entre outros (HORTON, 1945; SCHUM, 1945, 1956; STRAHLER, 1952; HACK, 1973; VILLELA; MATTOS, 1975; HARE; GARDNER, 1985).

Dessa forma, os resultados provenientes da aplicação da análise morfométrica em bacias hidrográficas, sob a perspectiva sistêmica, permitem identificar áreas que apresentam anomalias em relação às características típicas de uma determinada região e, assim, orientam os pesquisadores na análise de fenômenos espaço-temporais (LANA et al., 2001; ALVES; CASTRO, 2003; NETO; FERREIRA, 2003; BRITO NEVES et al., 2008; CASTRO; CARVALHO, 2011; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012; PINTO JUNIOR; ROSSETE, 2013; LEITE; ROCHA, 2016). Com base nesses pressupostos teóricos, esta pesquisa objetiva analisar os parâmetros morfológicos e morfométricos da bacia hidrográfica do rio Verde (MG), visando identificar as influências dos controles estruturais, tectônicos, esculturais e antrópicos no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar parâmetros do relevo e da drenagem da bacia hidrográfica do rio Verde para avaliar influências estruturais, tectônicas, esculturais e antrópicas sobre o desenvolvimento das atuais configurações.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar os fatores condicionantes da gênese e evolução do relevo local;
- Identificar setores anômalos ao longo dos perfis longitudinais;
- Avaliar o controle exercido pelas estruturas geológicas e reativações tectônicas;
- Determinar a preferência do deslocamento lateral do canal principal;
- Mensurar o grau de dissecação e entalhamento da drenagem;
- Identificar setores com maior capacidade de infiltração e escoamento superficial;
- Determinar a tendência de suscetibilidade a enchentes e cheias na bacia hidrográfica;

3. JUSTIFICATIVA

A caracterização dos atrativos geológicos, geomorfológicos e hídricos em bacias hidrográficas representa uma abordagem estratégica para identificar áreas propícias ao desenvolvimento do geoturismo sustentável, diagnosticar setores degradados e indicar ambientes prioritários à preservação. Adicionalmente, essa caracterização contribui para a proposição de medidas que visam aprimorar a gestão ambiental.

Nesse contexto, sobressaem-se as pesquisas geoespaciais, que empregam técnicas avançadas de sensoriamento remoto e geoprocessamento de dados para analisar a dinâmica e representar o estado dos sistemas físico-ambientais. Parâmetros como densidade de drenagem, relação de relevo, índice de rugosidade, formato e capacidade de escoamento, entre outros, são investigados nessas pesquisas, gerando dados fundamentais para planos de gestão e ordenamento territorial. Os setores públicos municipais podem utilizar os dados produzidos por essas pesquisas para embasar tomadas de decisões que contribuam tanto para o crescimento econômico regional quanto para uma gestão ambiental adequada dos recursos naturais.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 EPISTEMOLOGIA DA GEOMORFOLOGIA E A QUANTIFICAÇÃO

A geomorfologia, ciência que investiga mudanças nos processos e formas ao longo do tempo, tem sido abordada por diversos autores desde a sua fundação. Eles buscaram explicar a modificação da paisagem com base em fundamentos científicos e desenvolveram teorias para compreender o concreto e o abstrato (PEIFER; AUGUSTIN, 2021). Autores como Davis (1899) e Penck (1894) desempenharam papéis cruciais nos estágios iniciais dos estudos geomorfológicos.

Inicialmente, os estudos enfocaram a evolução do relevo ao longo do tempo, com ênfase nos efeitos da tectônica na formação das montanhas, alternando períodos de estabilidade com movimentos tectônicos. Isso implicava longos períodos de estabilidade tectônica e eustática, interrompidos por movimentos ascensionais de curta duração, considerados quase instantâneos em relação aos períodos de estabilidade (PEIFER; AUGUSTIN, 2021; CHRISTOFOLETTI, 1973). Posteriormente, novas teorias, como a teoria do equilíbrio dinâmico de Hack (1960), foram incorporadas, preconizando que o relevo resulta do equilíbrio entre processos endógenos e exógenos que atuam sobre a superfície terrestre ao longo do tempo geológico. Nesse equilíbrio dinâmico, onde as taxas de criação e destruição de formas são balanceadas, eventos geológicos podem perturbá-lo e iniciar um novo ciclo de ajuste geomorfológico (HACK, 1960).

Neste contexto, Caseti (1994) destaca o desenvolvimento da geomorfologia em duas correntes epistemológicas distintas: a anglo-americana e a germânica. A corrente anglo-americana, que predominou até a Segunda Guerra Mundial, foi influenciada pelas ideias de Davis (1899). Ele definiu o relevo considerando a estrutura geológica, os processos operantes e o tempo, desenvolvendo a teoria denominada *Geographical Cycle* (CASSETI, 1994). No final da década de 1930, emergiu a corrente germânica, representada por Penck (1894) e Richthofen (1886), que criticaram a abordagem dedutivista-historicista de Davis e enfatizaram a importância do estudo dos processos. Eles propuseram uma ascensão lenta de massas terrestres para evitar a elevação real do relevo e exploraram a relação entre as taxas de incisão da drenagem e a evolução do terreno (CASSETI, 1994; SILVA, 2008).

Entre 1940 e 1960, a geomorfologia testemunhou um aumento na importância dos estudos quantitativos, da teoria dos sistemas e da análise de fluxos, incluindo o uso da cibernética (geografia quantitativa). Essas abordagens se destacaram na pesquisa geomorfológica, envolvendo a análise espacial e o estudo das bacias de drenagem (STRAHLER, 1954; WOOD, 2007), bem como a teoria do equilíbrio dinâmico de Hack (1960). Após essa fase, autores soviéticos e franceses buscaram integrar a paisagem, adotando a perspectiva da teoria geral dos sistemas de Bertalanffy (1942, 1965). Assim, surgiram a abordagem ecodinâmica de Tricart (1977) e a geossistêmica de Sotchava (1977, 1978) e Bertrand (1972) (ABREU, 2003; RODRIGUES, 2011).

Portanto, os estudos quantitativos na geomorfologia surgiram da contribuição dos estudos qualitativos questionados por Penck (1824) e da adoção do princípio do atualismo de Hutton (1726-1797). Isso gerou uma contradição ou uma situação dialética para atender às novas exigências científicas (FOURNIER, 2003; SILVA, 2008; LIMA; SILVA, 2015; SOUZA et al., 2018; FARIA, 2021).

4.2 FORÇAS QUE FORMAM E TRANSFORMAM OS RELEVOS

O relevo resulta da interação entre as forças tectônicas e esculturais ao longo do tempo, que atuam de forma sequencial e simultânea. É essencial compreender que essas ações não representam produtos finais, mas sim processos em constante evolução, devido à interação contínua entre matéria e energia nos componentes naturais. As ações endógenas e exógenas desempenham um papel crucial nesse processo (TRENTIN et al., 2015; MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

As ações endógenas, sejam elas ativas ou passivas, são responsáveis pelos dobramentos tectônicos, vulcões e falhamentos. Isso ocorre devido ao condicionamento estrutural causado pela movimentação da energia no interior da Terra, resultando no soerguimento dos continentes (epirogenia) e na formação de dobramentos nas bordas dos continentes (orogenia) (TRENTIN *et al.*, 2015; ROSS, 1996).

As ações exógenas, influenciadas por fatores climáticos, como chuva, vento, gelo, temperatura e cobertura vegetal desgastam a crosta terrestre e moldam a paisagem (SANTOS, 1997; MARTINS-FERREIRA *et al.*, 2017). As bacias hidrográficas são um exemplo dessa modelagem, uma vez que os cursos de água desempenham um papel crucial no processo morfogenético, contribuindo para a esculturação da topografia (CHRISTOFOLETTI, 1980; BERNER; BERNER, 1996; PRESS *et al.*, 2006; JUNIOR *et al.*, 2014; MORTATTI; PROBST, 2003; SARDINHA, 2011; BURGOS *et al.*, 2006).

O homem também desempenha um papel crucial na transformação da paisagem ao ocupar o território e degradar sistemas naturais, tornando-os economicamente produtivos (PENTEADO, 1980; CASSETI, 1991, FRECHIANI; MARCHIORO, 2017). A ação antrópica se materializa na exploração da vegetação, solo, clima, relevo, hidrografia e fauna por meio da construção de cidades, barragens, estradas entre outras atividades socioeconômicas (MICHELON; WERLANG, 2004; MAGALHÃES, 2014; SOUZA, 2002; RODRIGUES; LIMA, 2004).

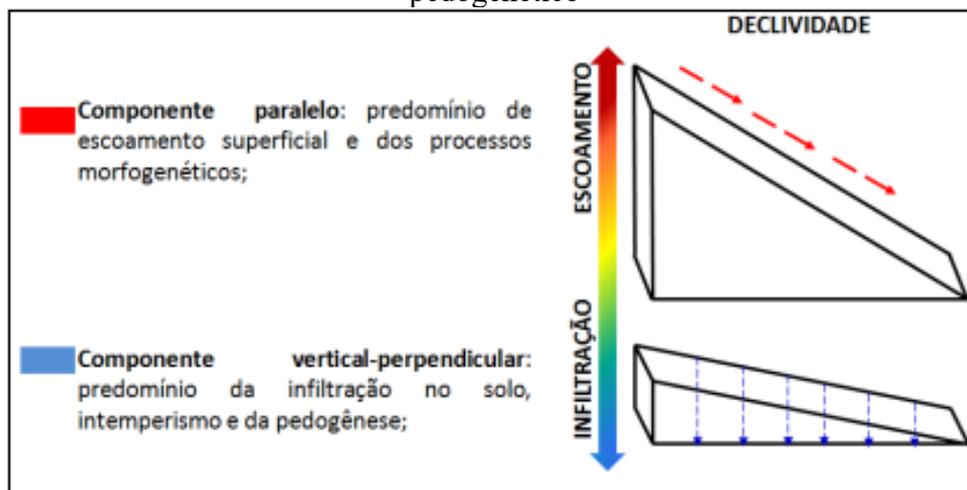
4.3 A RELEVÂNCIA DAS VERTENTES PARA A PESQUISA GEOMÓRFICA

Segundo Zêzere (2005), a definição geométrica da vertente vincula-se a uma superfície inclinada, cuja declividade reflete a inclinação em relação ao plano horizontal, sendo que o comprimento da vertente corresponde à distância entre o topo e a base. Através dessa definição, constata-se que as vertentes representam formas de relevo originadas primariamente de alterações nos níveis de base, sejam eles locais, regionais ou globais. Os níveis de base, por sua vez, sofrem modificações devido a processos tectônicos de soerguimento e subsidência, mudanças paleoclimáticas que provocam variações significativas no nível relativo do mar, bem como intervenções antrópicas, como a criação de reservatórios para usinas hidrelétricas. Estes cenários resultam no ajuste da rede de drenagem por meio de processos erosivos que dissecam as topografias, contribuindo para o desenvolvimento de encostas com distintas rugosidades e declividades.

Bigarella (2021) respalda essas considerações ao afirmar que as vertentes resultam da interação entre mudanças climáticas, variações nos níveis de base locais e movimentos crustais. Nesse contexto, fatores endógenos, como deformações provocadas por falhas e dobras, e fatores exógenos relacionados aos processos de abrasão, transporte e deposição, deixam registros evidentes nas formas e materiais que compõem as vertentes, configurando-se como testemunhos decisivos para interpretações evolutivas das paisagens. Bigarella (2021) destaca a viabilidade de estabelecer cronologias locais por meio das formas e materiais presentes nas vertentes, possibilitando uma compreensão mais aprofundada da morfologia em diversas áreas de interesse.

Nesse contexto, Queiroz Neto (2012) destaca que os materiais estão sujeitos às condições climáticas vigentes e à ação geoquímica decorrente da infiltração e escoamento da água nas vertentes. Essa dinâmica hídrica influencia a intensidade dos processos pedogenéticos, os quais, em ambientes tropicais, podem originar espessos mantos de alteração sobre a rocha. A atividade geoquímica, por sua vez, mantém uma relação interdependente com a vertente, pois, assim como é influenciada pela inclinação, também pode alterar sua forma por meio de processos como hidrólise, lixiviação de bases, oxirredução de ferro, entre outros. Dessa forma, é possível considerar a curvatura horizontal das vertentes como o fator determinante para a orientação dos fluxos d'água, vinculando a forma da vertente à capacidade de escoamento e infiltração da água (Figura 1) (SILVA NETO, 2014).

Figura 1 – Exemplo de declividade da vertente e processos morfogenético e pedogenético



Fonte: Silva Neto (2014)

Além disso, como mencionado anteriormente, o homem emerge como outro fator influente na modificação das formas das vertentes. Casseti (1991) destaca que, ao analisar uma vertente na contemporaneidade, não é estritamente necessário buscar a compreensão dos processos endógenos que deram origem a tais formações. Em muitos casos, é o homem que figura como o principal agente transformador na evolução dessa configuração paisagística, por meio do processo de apropriação e transformação da vertente (CASSETI, 1991).

Neste contexto, a partir de uma perspectiva evolutiva natural, Casseti (1991) delinea alguns fatores que regem o equilíbrio morfogenético da vertente: (i) a declividade, que exerce papel crucial na intensificação do fluxo hídrico; (ii) a geometria, que origina vertentes dispersoras e coletoras de água; (iii) a natureza da rocha, que, sob ação climática, é responsável pelo desenvolvimento de um manto de alteração; e (iv) a formação superficial, que engloba o material decomposto ou edafizado que reveste a rocha.

Em uma abordagem pedogenética, Veloso (2009) complementa as observações de Casseti (1991) ao identificar fatores correlatos como: (i) a gravidade; (ii) o processo de saturação e insaturação do solo; (iii) a contração e expansão dos grãos do solo ou dos minerais das rochas; (iv) a concentração de argila, que, ao atingir o limite de liquidez, flui pelas encostas; e (v) plantas e animais, que auxiliam na compactação do solo, provocando a formação de ravinas e voçorocas. Segundo o autor, as vertentes desempenham um papel imprescindível na compreensão da evolução da paisagem.

4.4 GEOTECNOLOGIAS, MAPEAMENTO DO RELEVO E ANÁLISE AMBIENTAL

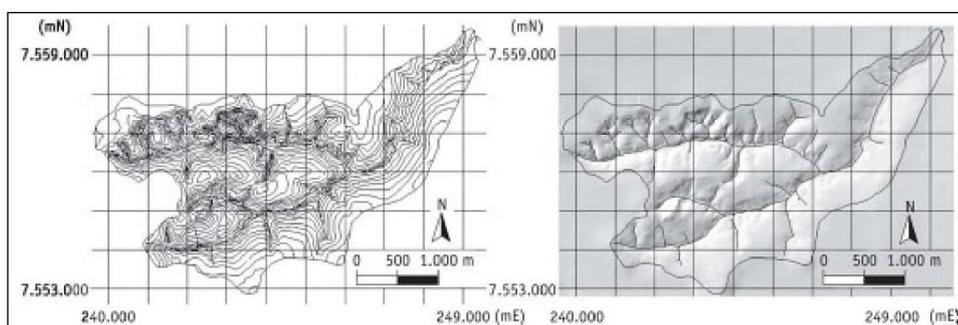
As superfícies topográficas desempenham um papel determinante na configuração dos sistemas socioeconômicos, uma vez que influencia a construção de moradias, áreas turísticas, práticas agrícolas, projetos de engenharia e estratégias de planejamento em zonas de conflito. Portanto, o mapeamento dessas características torna-se essencial para a implementação de ações eficazes de planejamento e ordenamento territorial (FLORENZANO, 2016). Nesse contexto, a geomorfologia se beneficia de tecnologias derivadas do sensoriamento remoto, possibilitando uma análise abrangente e temporal dos diversos ambientes terrestres. Destaca-se, ainda, a viabilidade econômica dessa abordagem, considerando a disponibilidade gratuita de dados hipsométricos (SEABRA; CRUZ; VICENS, 2010; FLORENZANO, 2016).

No Brasil, o Projeto RADAMBRASIL, conduzido entre as décadas de 1970 e 1980, pioneiramente empregou o sensoriamento remoto e tecnologias computacionais para mapear os recursos naturais nacionais relacionados à geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso

potencial da terra (SILVA; SANTOS, 2007). Naquela época, os Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) estavam em seus estágios iniciais de desenvolvimento, e o RADAMBRASIL desempenhou um papel significativo na introdução e promoção dessas tecnologias no contexto brasileiro.

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) representam softwares capazes de realizar o processamento computacional de dados geográficos, integrando informações matriciais e vetoriais. Essa capacidade permite a manipulação e incorporação de diversas técnicas de pesquisa (AVELINO, 2004). No que diz respeito ao mapeamento dos relevos nesse ambiente computacional, é possível manipulá-lo com base nos dados de curvas de nível. Assim, é viável gerar uma interpolação que resulte em um Modelo Digital do Terreno (MDT), a partir da formação de um plano de informação em formato de grade regular. Esse modelo é capaz de apresentar, por meio da função dos ângulos de exposição zenital e azimutal, a orientação de vertentes e as declividades (Figura 2) (FLORENZANO, 2016).

Figura 2 – Curvas de nível digitalizadas e seu respectivo MDT



Fonte: Florenzano, 2016.

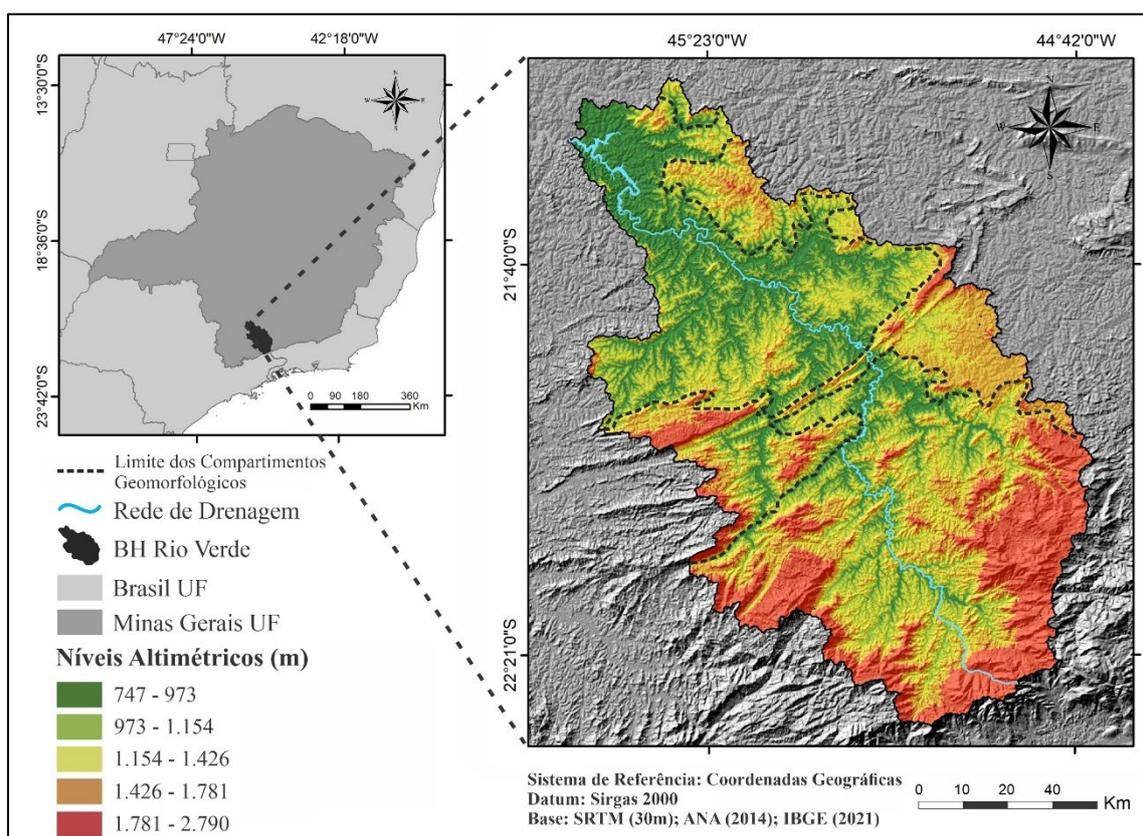
Outro método, derivado de imagens de radar capturadas por sensores ativos, como as da missão *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), resulta no Modelo Digital de Superfície (MDS). Este difere do MDT gerado por cartas, pois representa dados diversos sobre a superfície do relevo, seja relacionado a edificações ou formações vegetais. Ambos são Modelos Digitais de Elevação, cruciais para a delimitação de bacias hidrográficas, extração da rede fluvial, obtenção de dados relacionados à temperatura, concentração de umidade, entre outros (SOUZA; ALMEIDA, 2014; FLORENZANO, 2016). Essas geotecnologias, com acesso a dados gratuitos, possibilitam a condução de estudos de forma ágil e econômica, integrando-se a diversas bases cartográficas (FERLA et al, 2016).

Dessa forma, o mapeamento das características do relevo e a análise de sua distribuição espacial oferecem inúmeras abordagens e aplicabilidades para a análise e gestão ambiental, contribuindo na prevenção e redução de acontecimentos catastróficos que envolvam perdas materiais e imateriais (GUERRA, 2018).

5. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A bacia hidrográfica do rio Verde está localizada no sul do Estado de Minas Gerais e constitui uma das sub-bacias do rio Grande, abrangendo uma área de 6879,01 km² (Figura 3). Está inserida em 31 municípios do estado de Minas Gerais (23 com sede na bacia), os quais apresentam forte atração turística por conta de sua diversidade geológica além da disponibilidade hídrica e exuberantes formas de relevo altimontanas.

Figura 3 – Localização e Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo

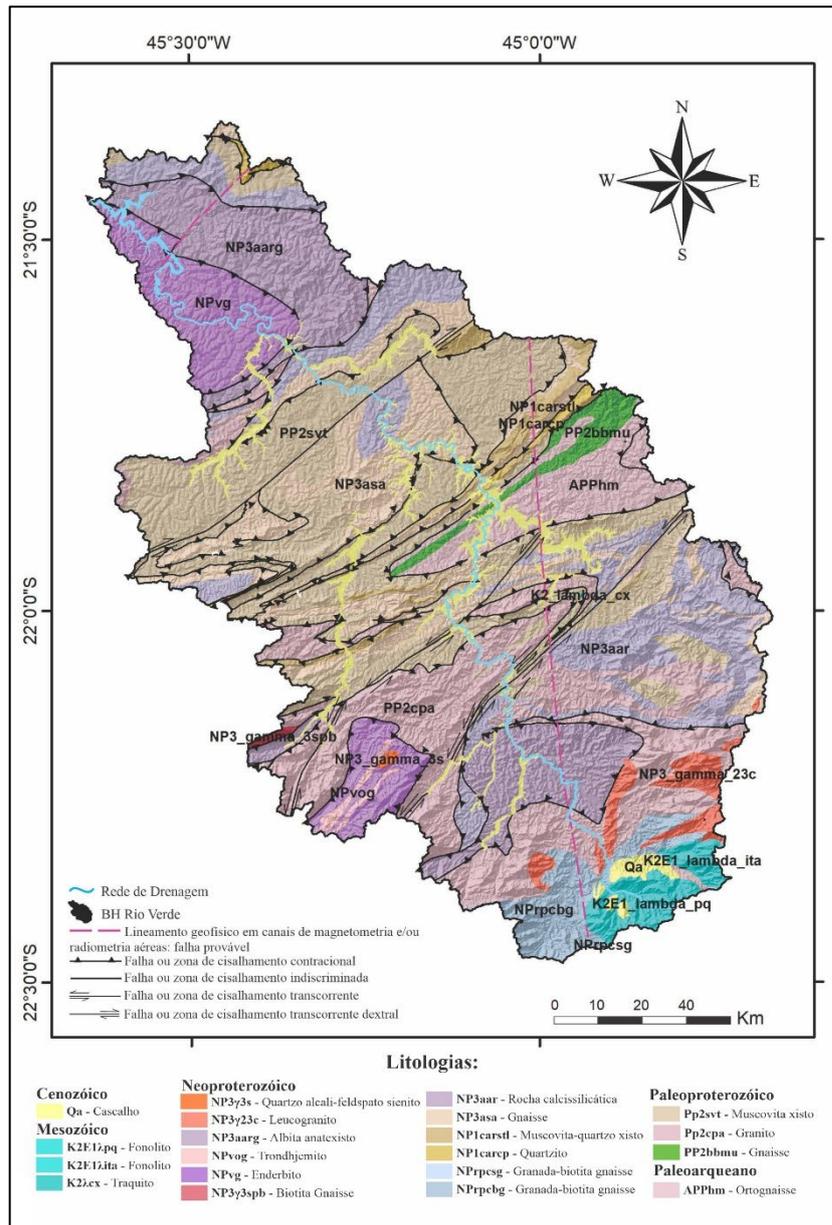


Fonte: Autora (2023)

A bacia tem sua origem associada à Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana e preserva evidências de episódios colisionais e zonas de cisalhamento compressionais. Ela é composta por terrenos de rochas cristalinas, que incluem complexos arqueanos, conjuntos supracrustais proterozóicos, intrusões alcalinas cretáceo/paleógenas e coberturas quaternárias

(MARQUES NETO, 2012). Entre os litotipos destacam-se: Ortognaisse, Fonolito, Traquito, Quartzito, Muscovita-quartzo xisto, Leucogranito, Biotita Gnaise, Rocha calcissilicática, Albita anatexisto, Granada-biotita gnaise, Enderbitito, Trondhjemitito, Granito e Muscovita xisto (Figura 4).

Figura 4 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Verde (MG)

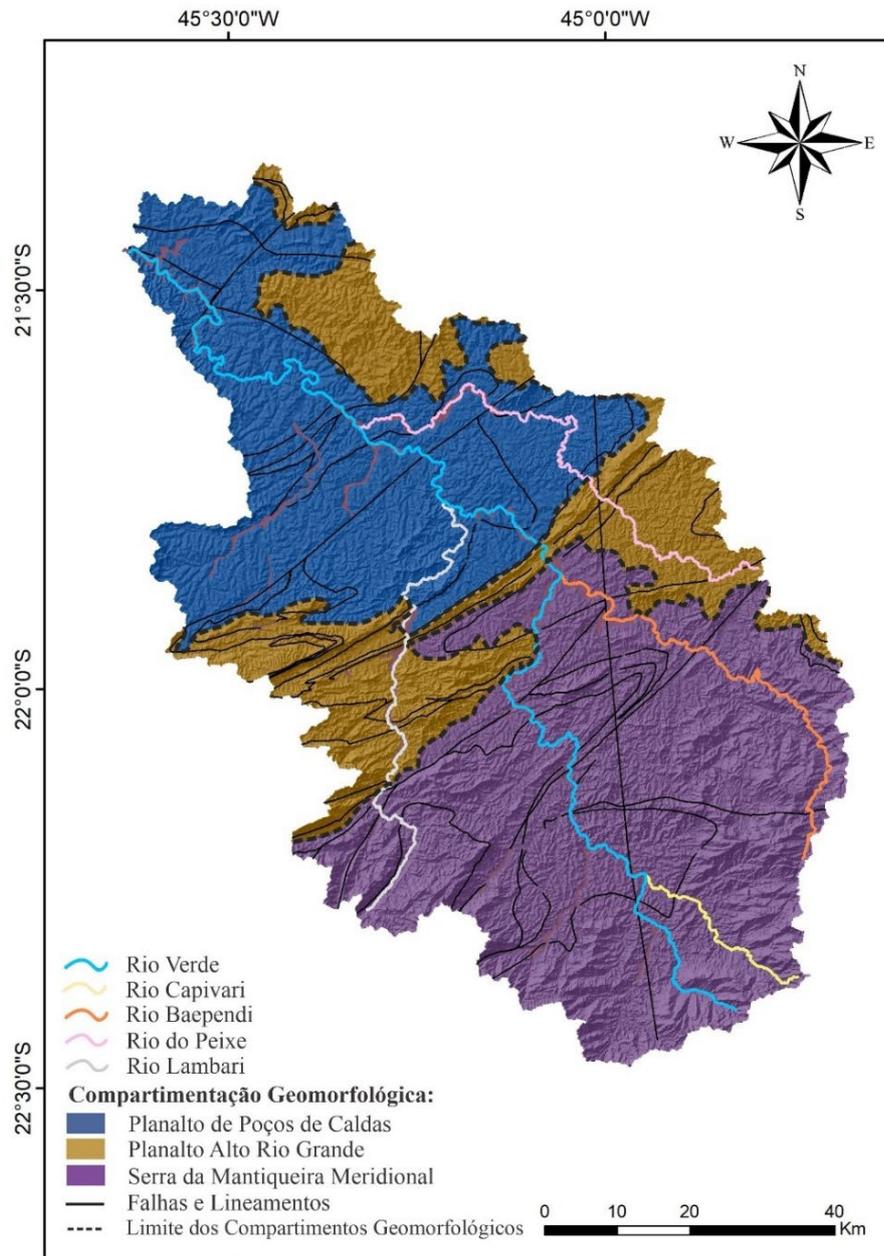


Fonte: Autora (2023)

De acordo com a classificação climática de Köppen (1936), a bacia apresenta as seguintes características climáticas (i) Cwb - subtropical úmido com inverno seco e verão temperado, em sua maior parte; e (ii) Cwa - subtropical úmido com inverno seco e verão quente, adjacente ao reservatório da UHE de Furnas (Figura 5A). A Mata Atlântica, devido às condições

à Serra da Mantiqueira Meridional (Figuras 3, 5B e 6). No entanto, a maior parte da bacia hidrográfica do rio Verde possui declividade suavemente ondulada a plana, associadas ao Planalto do Alto Rio Grande e Planalto de Poços de Caldas, respectivamente (Figuras 3, 5B e 6).

Figura 6 – Compartimentação da superfície da bacia do rio Verde seus principais rios.



Fonte: Autora (2023)

O mapa de solos (Figura 5C) da bacia revela predominância de vários tipos de solos, como: Cambissolo (pouco desenvolvido); Latossolo Vermelho e Latossolo Vermelho-Amarelo

(profundos, friáveis e bem drenados, favoráveis à mecanização); Nitossolo (argiloso com estrutura em blocos e suscetível à erosão em terrenos acidentados); Argissolo (moderadamente drenados e profundos com argila de baixa atividade); e Neossolo Litólico (pouco desenvolvido, associados a afloramentos rochosos e sem retenção de água) (UFV et al., 2010; EMBRAPA, 2022).

Em um contexto de relativa quiescência tectônica, a rede de drenagem exerce um papel crucial na modelagem do relevo devido ao seu potencial erosivo, que está ligado às características das rochas (Figura 4 e 5D). A bacia hidrográfica apresenta a maioria de suas nascentes na parte montante e central, nas direções Sul e Noroeste, devido à sua composição geológica específica vinculada aos compartimentos geomorfológicos da Serra Mantiqueira Meridional e do Planalto do Alto Rio Grande (Figura 5D). A jusante, uma pequena parte do reservatório de Furnas se integra à bacia nos terrenos atrelados ao Planalto de Poços de Caldas (Figura 5D). A nascente do rio principal se encontra no município de Passa Quatro, a uma altitude de 2422 metros, circundada por interflúvios bem definidos e afluentes que escavam leitos rochosos (Figura 7).

Figura 7 – Modelo tridimensional em bloco diagrama da cabeceira de drenagem do rio Verde



Fonte: Autora (2023)

6. METODOLOGIA

6.1 MATERIAIS

Utilizamos os seguintes materiais para processar os parâmetros morfométricos:

- Softwares Arcgis 10.8, Global Mapper 20, PCI Geomática 2016, RockWorks 16, SAGA GIS 7.8.2; MATLAB 2021a; Microsoft Excel 2021 e Corel Draw 2019;
- Cartas topográficas em escala de 1:50.000 dos municípios de Conceição, Elói Mendes, Passa Quatro, Pouso Alto, São Lourenço, Três Corações, Três Pontas e Varginha, produzidas pelo IBGE (2012) e disponibilizadas pelo Geoportail do Exército (BDGEX) (<https://bdgex.eb.mil.br/bdgexapp>);
- Modelo digital de elevação de 30m (1 arc second) da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), extraído da plataforma digital United States Geological Survey (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) (USGS, 2023);
- Modelo digital de elevação de 30 m reamostrado para 12,5 m, do radar ALOS PALSAR-FBS, extraído da plataforma online Alaska Satellite Facility (<https://asf.alaska.edu/>);
- Shapefile de Geologia com escala de 1:1.000.000, disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2020) (<https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21828>);
- Shapefile da drenagem com escala 1:100.000 e 1:50.000 disponibilizados pela Agência Nacional das Águas (2014), eferentes à base hidrográfica Ottocodificada da bacia do rio Grande, adquiridos junto ao Catálogo de Metadados da ANA (<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/home>);
- Shapefile das classes de solos na escala de 1:650.000 (UFV et al., 2010), disponibilizado na plataforma do Departamento de Solos Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal de Viçosa (<https://dps.ufv.br/software/>);
- Shapefile das classes de bioma do estado de Minas Gerais na escala de 1:250.000, disponíveis na plataforma da Infraestrutura de Dados Espaciais (IDE SISEMA) (<https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis>).
- *Shapefile* da compartimentação do relevo disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2021; 2023) na escala de 1:250.000 (<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia>);
- *Scripts* do pacote de ferramentas *topotoolbox* hospedadas no *software* MatLab 2021a para extração dos perfis longitudinais, identificação dos *knickpoints*,

mensuração das magnitudes das anomalias, obtenção dos valores de k_{sn} e determinação do gradiente de encostas (<https://topotoolbox.wordpress.com/blog-archive/>) (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014).

6.2 MÉTODOS

6.2.1 Perfis longitudinais

Elaboramos o perfil longitudinal do rio Verde a partir da extração das curvas de nível das cartas topográficas, com equidistância de 20 metros. Em seguida, unimos as curvas com a função “*merge*” e as recortamos para o limite da bacia por meio da ferramenta “*clip*”. Posteriormente, criamos um *shape* de pontos na intersecção entre o canal principal e as curvas (*Analysis Tool > Overlay > Intersect*). A partir desse *shape*, segmentamos os trechos do rio Verde (*Data management tools > features > split line at point*). Calculamos os valores de distância para cada segmento na tabela de atributos (*Calculate Geometry*) e os exportamos para uma planilha no *Excel* (*ArcToolBox > Conversion Tools > Excel > Table to Excel*). Realizamos todos os procedimentos usando o *software* ArcGIS 10.8. Tabulados os dados, desenvolvemos o perfil longitudinal no Excel, com um gráfico de dispersão suavizado. Adicionamos uma linha de tendência logarítmica para analisar tendências erosivas/deposicionais e de equilíbrio no canal.

Elaboramos os perfis longitudinais compostos a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) da bacia, utilizando scripts incorporados no pacote de ferramentas TopoToolbox 2, que está integrado ao MATLAB 2021a (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Inicialmente, corrigimos os valores espúrios associados a erros nas células utilizando a função “*fillsinks*”. Em seguida, determinamos as direções e acumulações dos fluxos utilizando as funções “*FLOWobj*” e “*flowacc*”. Posteriormente, extraímos a rede de drenagem com uma área de contribuição mínima de 1000 pixels (*STREAMobj.S*) e a modificamos, removendo todos os canais de 1ª ordem menores que 10.000 metros por meio da função “*removesshortstreams*” (*STREAMobj.S2*). Para eliminar os ruídos inerentes ao MDE, procedemos à suavização com a função “*Constrained Regularized Smoothing (CRS)*” e, por fim, desenvolvemos os perfis longitudinais utilizando a função “*plotdz (S2, DEM)*” (SCHWANGHART; SCHERLER, 2017).

6.2.2 Stream Length-Gradient Index e Normalized Steepness Index (k_{sn})

As anomalias de drenagem representam características incomuns que se manifestam nos canais fluviais e são desenvolvidas por fatores de origem estrutural, tectônica ou antrópica. Para

identificar, quantificar e avaliar a magnitude dessas anomalias na rede de drenagem, seguimos a metodologia proposta por Hack (1973), Seeber e Gornitz (1983), Kirby e Whipple (2012) e Schwanghart e Scherler (2014), conhecidas como *Stream Length-Gradient Index (SL)* e *normalized channel steepness index (k_{sn})*, respectivamente (Tabela 1).

Tabela 1 – *Stream Length-Gradient Index (SL)* e *normalized channel steepness index (k_{sn})*

Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referências
(SL)	$SL_k = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L}$	H = Amplitude entre as curvas L = distância acumulada até os pontos médios dos trechos ΔL = distância dos trechos	i) < 6 anomalias de baixa magnitude (1º ordem)	Hack (1973)
	$SL_t = \frac{\Delta Hr}{\log_e L}$	ΔHr = Amplitude total do rio $\log L$ = logaritmo natural da distância total acumulada	(ii) > 6 anomalias de alta magnitude (2º ordem)	Seeber e Gornitz (1983)
(k_{sn})	$k_{sn} = SA^{-\theta ref}$	S = é o valor gradiente A = área da bacia de drenagem a montante θref = índice de concavidade de referência	Valores elevados indicam a presença de rupturas ao longo do perfil longitudinal e elevado <i>Stream Power</i>	Kirby e Whipple (2012) Schwanghart e Scherler (2014)

Diferentemente da abordagem de Hack (1973), que se fundamenta na relação entre elevação e distância ao longo do perfil fluvial, o k_{sn} proporciona uma maior precisão na análise da potência fluvial (*stream power*), pois é determinado por uma função potencial que associa a inclinação normalizada à área de contribuição dos canais a montante (KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020). Além disso, a mensuração do k_{sn} via MDE oferece maior rapidez e eficiência, possibilitando uma análise ágil e comparativa para toda a rede hidrográfica da bacia, especialmente quando contrastada com o índice SL, desenvolvido a partir das curvas de nível das cartas topográficas (KIRBY; WHIPPLE, 2012; SOUZA; MARTINS; GOMES, 2017; COSTA, 2020; PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; LOPES, 2022; VIEIRA, 2023).

No Excel calculamos o *Stream Length-Gradient* para cada segmento fluvial e plotamos os valores como linha secundária no perfil longitudinal, juntamente com a linha de melhor ajuste. Em seguida, classificamos as anomalias em 1ª e 2ª ordem conforme a metodologia de Seeber e Gornitz (1983). Isso nos permitiu calcular o valor da coordenada horizontal em uma escala logarítmica ao longo do perfil longitudinal (Tabela 1) (HACK, 1973; MOUSSI et al., 2018; REIS et al., 2023). Posteriormente, no *software* Corel Draw 2021, incluímos uma faixa ilustrativa das litologias abaixo do gráfico do perfil para verificar a coincidência dos contatos

entre rochas de diferentes resistências à erosão com as localizações dos principais *knickpoints* do rio (REIS *et al.*, 2023).

Implementamos o k_{sn} em toda a malha hidrográfica utilizando o conjunto de ferramentas da TopoToolbox 2 no software MATLAB v.2021^a (Tabela 1). Inicialmente, calculamos o índice de concavidade comum utilizando a função “*slopearea (teta = 0,45)*”. Posteriormente, agregamos, plotamos e suavizamos os valores de k_{sn} em segmentos de fluxo através das funções k_{sn} , STREAMObj2mapstruct e STREAMObj/smooth.

Para extrair os *knickpoints*, medir as magnitudes de 5 m, 10 m, 15 m e superiores que 20 m e estabelecer o intervalo de confiança do k_{sn} médio por comprimento de fluxo, utilizamos respectivamente as funções *knickpoint finder*, *point pattern on stream networks* (PPS) e *Constrained Regularized Smoothing* (CRS) do TopoToolbox no MATLAB 2021a, respectivamente (SCHWANGHART; KUHN, 2010; SCHWANGHART; SCHERLER, 2017; SCHWANGHART; MOLKENTHIN; SCHERLER, 2021). Subseqüentemente, sobrepusemos as anomalias mapeadas aos perfis longitudinais da rede de drenagem, exportamos os dados no formato “*shapefile*” e os manipulamos no ArcGIS 10.8.1, onde elaboramos o mapa de densidade de *knickpoints* utilizando a função *Kernel Density*, e o mapa de potência fluvial por comprimento de fluxo (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014).

6.2.3 Densidade de lineamentos estruturais e diagrama de rosetas

Utilizamos os softwares ArcGIS 10.8.1, PCI Geomática 2016 e RockWorks 16 para extrair lineamentos, criar o mapa de densidade e gerar o diagrama de roseta. No ArcGIS 10.8.1, aplicamos o sombreamento ao MDE com base em simulações de posicionamento solar, considerando azimutes de 315°, 360°, 45° e 90°. Em seguida, exportamos os arquivos de *hillshades* do ArcGIS 10.8 para o PCI Geomática 2016, onde realizamos a extração automática dos lineamentos. Posteriormente, efetuamos uma validação manual para verificar duplicações ou erros nos lineamentos. Importamos o *shapefile* dos lineamentos extraídos de volta para o ArcGIS 10.8, onde criamos o mapa de densidade usando a ferramenta *Kernel Density*, com definição de 5 classes de densidade baseada em quantis. Nas tabelas de atributos, calculamos as coordenadas geográficas das extremidades de cada lineamento extraído (*Add Field > X1, Y1, X2, Y2 > Calculate Geometry > Coordinate of Line Start > Coordinate of Line End*). Em seguida, convertimos o *shapefile* dos lineamentos para o formato CAD e o importamos para o RockWorks 17, onde geramos o diagrama de rosetas para representar as frequências e direções preferenciais (*Linears > Rose Diagram > From Endpoints*).

6.2.4 Índices de rugosidade, concentração de rugosidade e relação de relevo

Utilizamos a relação de relevo (Rr) para mensurar a razão entre a amplitude altimétrica da bacia e o comprimento do canal principal (HORTON, 1945), e o índice de rugosidade (Ir) para avaliar a relação entre a amplitude altimétrica da bacia e a densidade de drenagem (SCHUMM, 1956) (Tabela 2).

Tabela 2 – Parâmetros do relevo

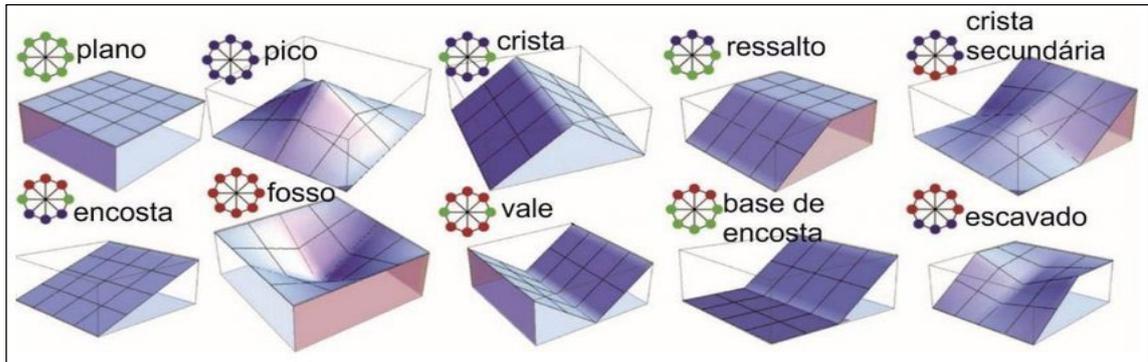
Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referência
(Ir)	$Ir = \frac{Hm}{Dd}$	Hm = é a amplitude altimétrica da bacia em m. Dd = densidade de drenagem em km/km ²	(i) < 150.00 (baixa) (ii) 150.00 – 550.00 (média) (iii) 550.00 – 950.00 (alto) (iv) > 950.00 (muito alto)	Melton (1957) Hobson (1972)
(Rr)	$Rr = \frac{Hm}{Lc}$	Hm = amplitude altimétrica da bacia em metros. Lc = comprimento do canal principal em km.	(i) < 10.00 m/km (razão baixa) (ii) 10.00–30.00 m/km (razão média) (iii) 30.00 – 60.00 m/km (razão alta) (iv) > 60.00 (razão muito alta)	Schumm (1956) Piedade (1980)

Utilizamos o índice de concentração de rugosidade (Icr), desenvolvido por Sampaio e Augustin (2014) para analisar a distribuição espacial da rugosidade na bacia (REIS et al., 2023). Isso nos permitiu avaliar as características geomorfológicas de forma mais precisa e visual. Os valores variam de próximos de zero, indicando áreas predominantemente planas com altas dimensões interfluviais e baixo grau de entalhe vertical, até valores aproximadamente infinitos, caracterizando áreas com relevo muito acidentado, baixas dimensões interfluviais e alto grau de entalhe vertical.

6.2.5 Compartimentação do relevo e orientação das vertentes

No SAGA GIS 7.8.2, empregamos o algoritmo *geomorphons* para realizar a compartimentação do relevo por meio da classificação automatizada das formas do terreno. Os *geomorphons* se caracterizam por classificar os elementos do relevo utilizando uma abordagem baseada na visão mecânica, em contraste com a geometria diferencial, proporcionando uma classificação simultânea das formas em diversas escalas espaciais (Figura 8) (ROBAINA; TRENTIN, 2018; VON AHN; FIGUEIRÓ, 2021).

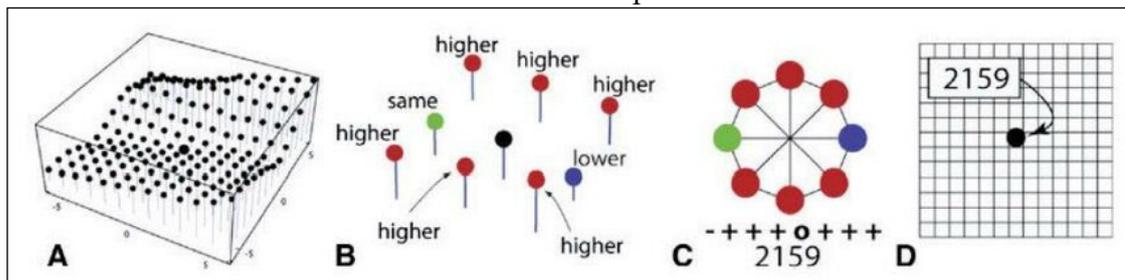
Figura 8 – Representação gráfica dos elementos *geomorphons*.



Fonte: Guadagnin e Trentin (2019), modificado de Jasiewicz e Stepinski (2013)

Adotamos a metodologia proposta Jasiewicz e Stepinski (2013), a qual avalia a similaridade textural do MDE, considerando a variação nos níveis de cinza entre uma célula central e as células vizinhas (Figura 7). No SAGA GIS 7.8.2, empregamos as funções "*terrain analysis*" e "*terrain classification*" para atribuir valores de 1, 0 e -1, indicando, respectivamente, maior, igual e menor altitude em relação à célula central (Figura 9). Na camada "*Elevation*", incluímos o MDE como parâmetro e, posteriormente, na camada "*Radial Limit*", adicionamos o valor de 2500.

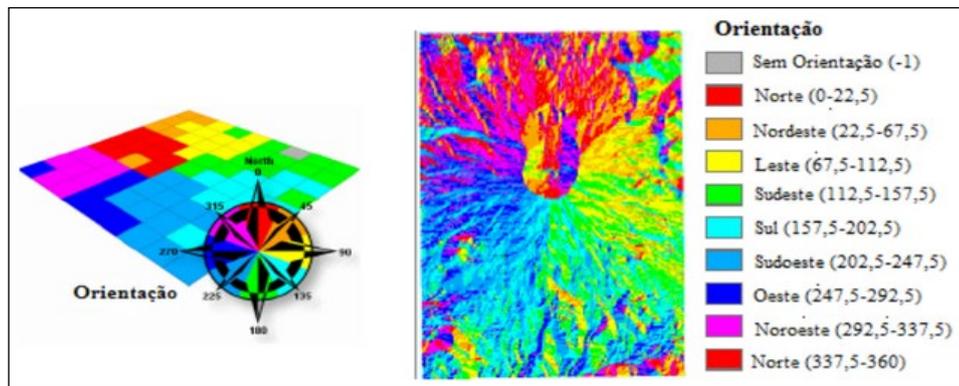
Figura 9 – Definição dos *geomorphons*. A) representação do MDE em torno da célula central; B) as células vizinhas, representadas por diferentes cores indicando seus valores de elevação (vermelho = altas, azul = baixas, verde = mesmo valor); C e D) duas maneiras diferentes de demonstrar o padrão estudado.



Fonte: Jasiewicz; Stepinski (2013).

A orientação das vertentes em relação aos fatores de incidência solar influencia a vegetação local (MACHADO et al, 2009). A variação do grau, medido em relação aos pontos cardeais, colaterais e sub-colaterais da rosa-dos-ventos (Figura 10) (IDE-SISEMA), permite avaliar áreas propícias para a regeneração natural da cobertura vegetal, considerando o grau de insolação e o nível de umidade (CORRÊA, 2008). Para obter automaticamente a orientação das vertentes, utilizamos o MDE da bacia no *software* ArcGis 10.8.1 empregando as funções *Spatial Analyst Tools, Surface e Aspect*.

Figura 10 – Representação dos ângulos de direção de vertentes dispostos na camada.



Fonte: IDE-Sisema.

6.2.6 Simetria e assimetria da drenagem

Utilizamos o fator de simetria topográfica transversa (FSTT) e o fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) para investigar a possível influência de processos de basculamento tectônico na bacia hidrográfica do rio Verde (Tabela 3). Com base nesses índices, caracterizamos a migração lateral do canal principal em relação ao eixo médio da bacia, estabelecendo associações com contatos litológicos, zonas de falhas e/ou blocos basculados (HARE; GARDNER, 1985; COX, 1994).

Tabela 3 – Parâmetros para avaliação da simetria e assimetria fluvial

Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referências
FABD	$AF = 100 \cdot \frac{Ar}{At}$	Ar = Área direita da bacia em km ² At = Área total da bacia em km ²	(i) próximos a 50 revelam pouco ou nenhum basculamento (ii) > 50 indica possível inclinação para esquerda (iii) < 50 indica possível inclinação tectônica para direita	Hare e Gardner (1985)
FSTT	$T = \frac{Da}{Dd}$	Da = distância da linha média do eixo da bacia até o canal principal em km Dd = distância entre a linha média da bacia até o divisor da bacia de drenagem mais próximo do curso atual do rio em km	(i) próximo a 0,0 refletem trechos simétricos com pouco deslocamento lateral do rio em relação ao eixo médio. (ii) próximo a 1,0 indicam maior grau de assimetria dos trechos em relação ao eixo médio, impulsionados pela ação tectônica (basculamento).	Cox (1994)

Obtivemos os valores do FSTT e FABD a partir das seguintes bases vetoriais: (i) *shape* da área da bacia (polígono); (ii) *shape* do canal principal do rio Verde (linha); (iii) *shape* das linhas transversais ao canal principal entre um interflúvio com espaçamento de 1km; (iv) *shape*

dos pontos médios das linhas transversais entre os interflúvios; (v) *shape* de linha do eixo médio da bacia, criado a partir da junção entre os pontos médios da etapa anterior; (vi) *shape* de linha da distância entre o eixo da bacia e o divisor da bacia de drenagem mais próximo do curso atual do rio (Dd); (vii) *shape* de linha da distância entre o eixo médio da bacia e o canal principal (Da); (viii) *shape* da área direita da bacia (REIS et al., 2023).

6.2.7 Hierarquia, sinuosidade, densidade hidrográfica e densidade de drenagem

A hierarquia fluvial de Strahler (1952) é uma metodologia utilizada para determinar as ordens dos canais fluviais e estabelecer relações entre as nascentes, as condições de fluxo e o tempo de escoamento após picos de cheias. Determinamos a hierarquia fluvial por meio da rede de drenagem extraída do MDE SRTM, usando a função “*hydrology*” do ArcGis 10.8.

A densidade hidrográfica é uma medida que relaciona o número total de canais por área da bacia (Tabela 4). Enquanto a densidade de drenagem é uma métrica que relaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia e auxilia na caracterização do fluxo e distribuição de água (Tabela 4). Esses índices fornecem informações sobre o grau de dissecação do relevo, a influência da geologia local na concentração dos cursos d'água e a maneira como a precipitação é distribuída na bacia por meio dos vales e interflúvios internos.

Tabela 4 – Parâmetros da rede de drenagem

Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referência
(Dh)	$Dh = \frac{n}{A}$	N = número total de canais; A = área da bacia em km ² .	(i) < 3 (baixa) (ii) entre 3 - 7 (média) (iii) entre 7 e 15 (alta) (iv) > 15 (muito alta)	Horton (1945) Lollo (1995)
(Dd)	$Dd = \frac{Lt}{A}$	Lt = comprimento total dos canais em km ² ; A = área da bacia em km ²	(i) < 0,5 (muito baixa) (ii) 0.5 - 1.5 (baixa) (iii) 1,5 e 2,5 (média) (iv) 2,5 e 3,5 (alta) (v) > 3,5 (muito alta)	Horton (1945)
(Is)	$Is = \frac{100(L - Lt)}{L}$	L = comprimento do canal principal em km; Lt = comprimento vetorial do canal principal em km	(i) < 20 % (muito reto) (ii) 20 - 29,9 % (reto) (iii) 30.0-39,9% (divagante) (iv) 40 - 49,9 % (sinuoso) (v) > 50% (muito sinuoso)	Schumm (1956)

Utilizamos a base hidrográfica ortocodificada da bacia do rio Grande da ANA (2016) para gerar os parâmetros de densidade. No ArcGis 10.8.1, empregamos a função *Kernel Density* e *Line Density* para distribuir os valores da densidade hidrográfica e de drenagem ao longo da

bacia, respectivamente. Em seguida, procedemos a classificação com 5 classes de densidade (*Symbology > Classification > Classify > Method Quantile*).

Schumm (1963) define o índice de sinuosidade (Is) como a relação entre o comprimento e a distância vetorial do canal principal (Tabela 4). O objetivo é caracterizar a morfologia do canal, que pode ser retilínea, divagante ou sinuosa, e expressar a velocidade do escoamento. Quanto maior a sinuosidade, mais difícil é para o rio escoar o volume de precipitação até o exutório (Tabela 4). Calculamos todas as distâncias no ArcGIS 10.8.1 usando a função *Calculate Geometry*.

6.2.8 Compacidade, Circularidade, Forma e curva hipsométrica da bacia

Calculamos o coeficiente de compacidade, índice de circularidade e fator de forma das bacias hidrográficas para analisar as tendências de ocorrência de cheias (VILLELA; MATTOS, 1975). Calculamos todos esses parâmetros com os *softwares* ArcGIS 10.8.1 e Excel. Posteriormente, representamos as informações em um produto cartográfico (Tabela 5).

A curva hipsométrica avalia a distribuição da superfície ou área transversal horizontal em relação à elevação. Para a representação gráfica da curva hipsométrica, seguimos a metodologia proposta por Strahler (1952) e Muñoz (2013). Os valores da integral hipsométrica (Hi), segundo os autores, representam: (i) acima de 0,6 = relevo jovem; (ii) entre 0,6 e 0,35 = dissecação madura; (iii) abaixo de 0,35 = estágio erosivo avançado (Tabela 5).

Tabela 5 – Parâmetros da forma da bacia

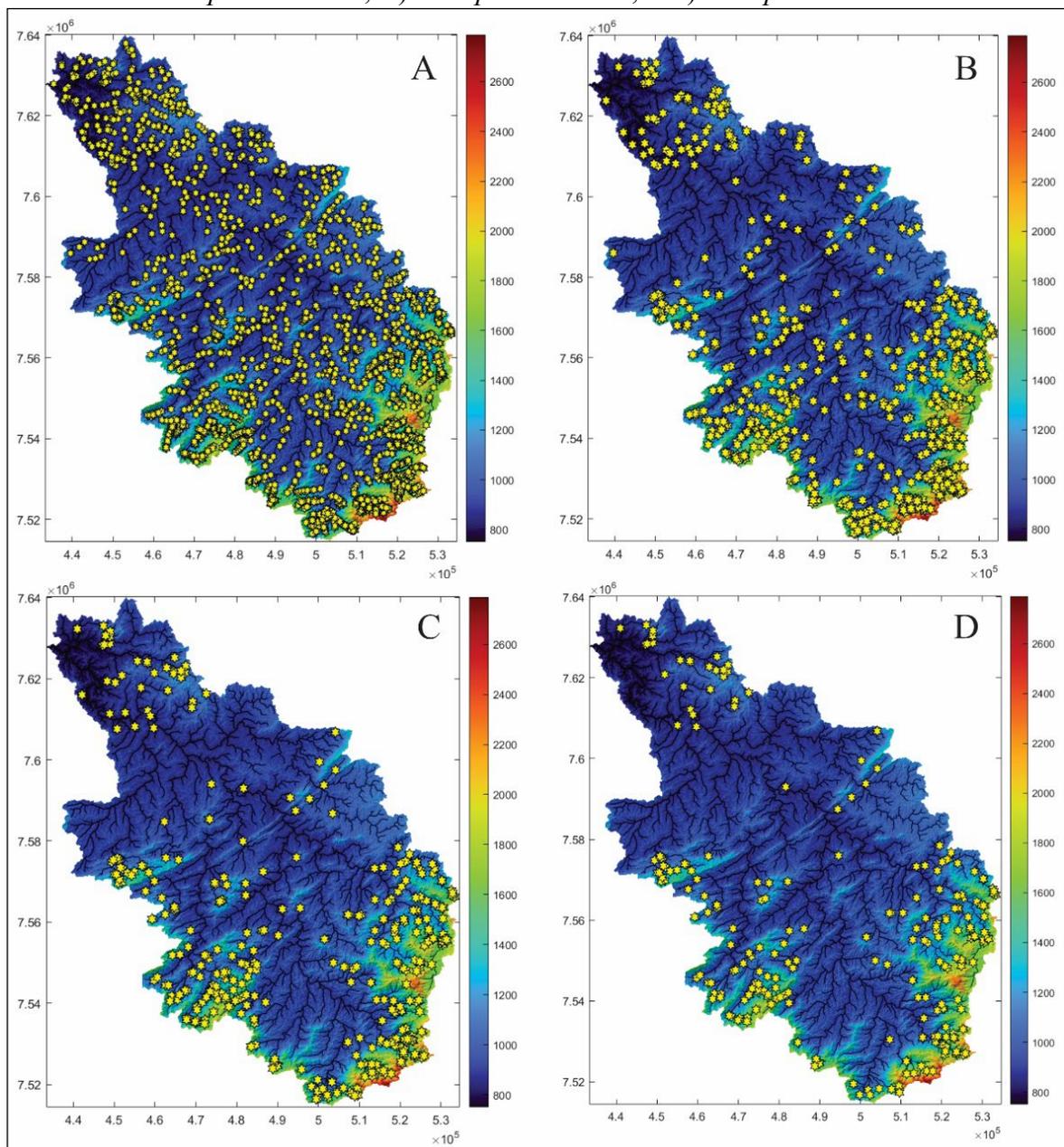
Índices	Fórmulas	Variáveis	Valores Indicativos	Referências
(Kc)	$K = 0.28 \times \frac{P}{\sqrt{A}}$	P = perímetro da bacia em km A = Área da bacia em km ²	(i) 1,0-1,25 (alta propensão) (ii) 1,25 – 1,50 (tendência média) (iii) > 1,50 (não sujeita a inundações)	Villela e Mattos (1975)
(Ic)	$IC = 12.57 \times \frac{A}{P^2}$	P = perímetro da bacia em km A = Área da bacia em km ²	(i) > 0,51 (favorece inundações) (ii) < 0,51 (favorece escoamento)	Schumm, (1956)
(Ff)	$Ff = \frac{L}{B}$	L = largura média da bacia em km B = comprimento axial da bacia em km	(i) ≥ 0,75 (sujeita a enchentes) (ii) 0,75 - 0,50 (tendência média) (iii) ≤ 0,50 (não sujeita a enchentes)	Villela e Mattos (1975)
(IH)	$\frac{V}{H \cdot A} = \int_0^1 x dx$	V = Volume do terreno H = Altitude acumulada A = Área acumulada	0 > 3 = bacia muito erodida, em estágio peneplana. 0,35 > 0,6 = bacia em estágio maduro, em equilíbrio. 0,6 > 1 = bacia em estágio de juventude, em desequilíbrio.	Strahler (1952) Muñoz (2013)

7. RESULTADOS

7.1 PERFIS LONGITUDINAIS, KNICKPOINTS E POTÊNCIA FLUVIAL

Identificamos 240 knickpoints > 20 m; 365 > 15 m; 686 > 10 m; 2070 > 5m por toda a bacia do rio Verde. Encontramos *knickpoints* maiores de 5 metros em toda a bacia, enquanto as anomalias maiores de 20 metros se concentram predominantemente em áreas de maiores altitudes associadas aos compartimentos geomorfológicos da Serra da Mantiqueira Meridional e do Planalto do Alto Rio Grande (Figuras 6 E 11).

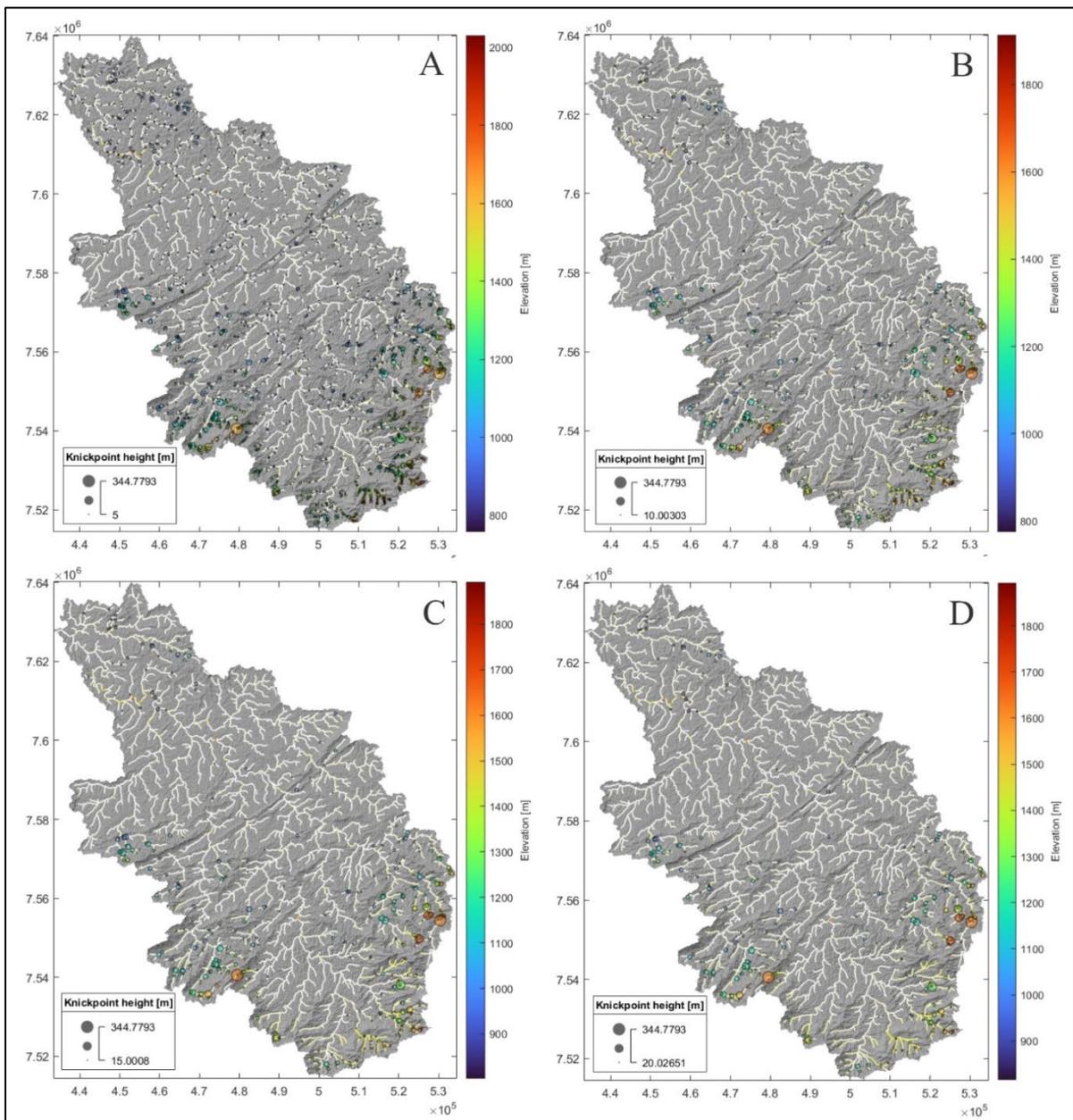
Figura 11 – *Knickpoints* da bacia hidrográfica do rio Verde. A) *knickpoints* > 5 m; B) *knickpoints* > 10m; C) *knickpoints* > 15m; e D) *knickpoints* > 20m.



Fonte: Autora (2023)

Mensuramos as magnitudes desses *knickpoints* por meio dos padrões de pontos na rede de drenagem (PPS). Os resultados revelam anomalias que indicam rupturas de até 344 metros. As maiores rupturas correlacionam-se principalmente com a zona de cabeceiras de drenagem das sub-bacias dos rios Lambari, Capivari e Baependi, associadas principalmente ao compartimento morfoestrutural da Serra da Mantiqueira Meridional (Figura 12).

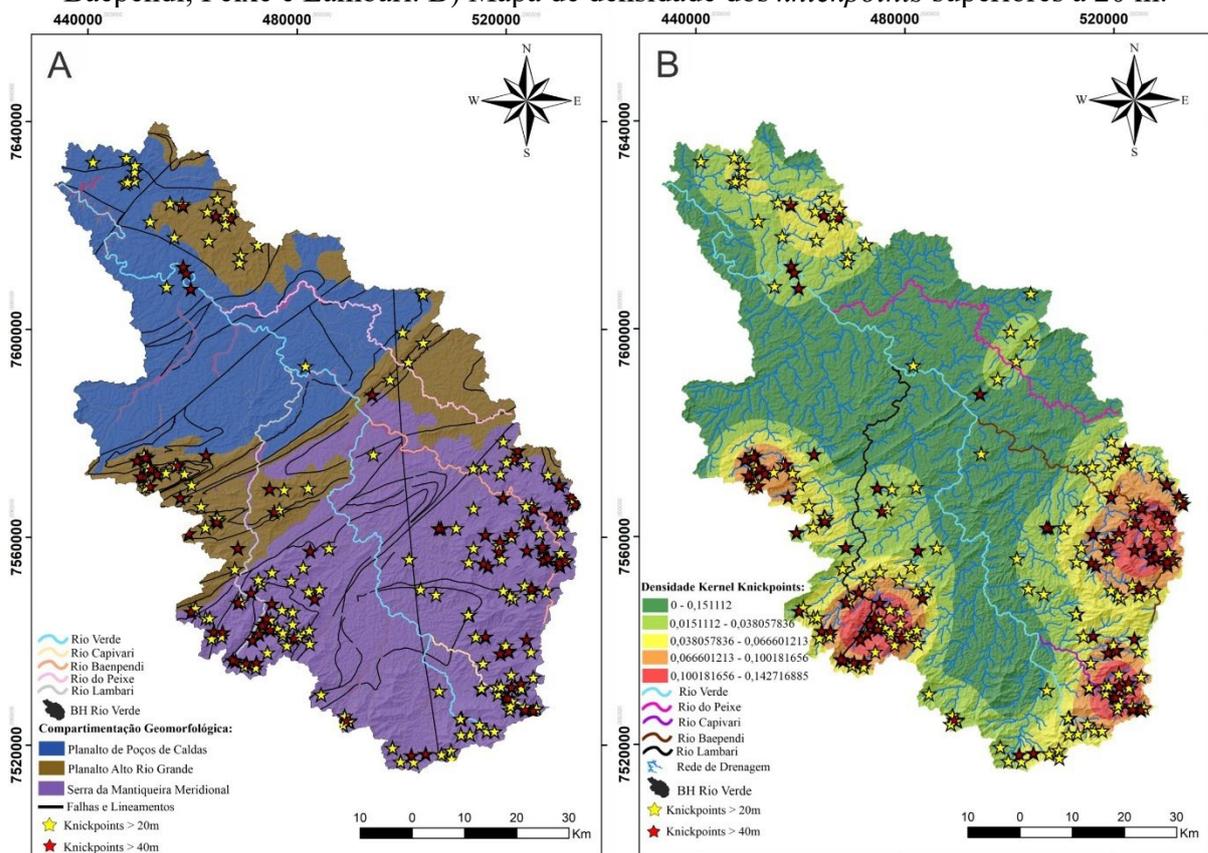
Figura 12 – Magnitude dos padrões de pontos em redes (PPS) da bacia do rio Verde. A) *knickpoints* > 5 m; B) *knickpoints* > 10m; C) *knickpoints* > 15m; e D) *knickpoints* > 20m.



Fonte: Autora (2023)

Ao distribuir os resultados entre os compartimentos geomorfológicos, observamos a relação entre a maior recorrência e densidade das anomalias superiores a 20 metros nas cabeceiras de drenagem das sub-bacias dos rios Lambari, Capivari e Baependi, associadas ao compartimento morfoestrutural da Serra da Mantiqueira Meridional (SM). Contudo, também observamos a influência morfoestrutural exercida pelo Planalto do Alto Rio Grande (PA), manifestada por concentrações a oeste e ao norte da bacia, em setores vinculados a tributários que convergem com o baixo curso do rio Verde. Em relação ao Planalto de Poços de Caldas (PC), registramos uma relação inversa, correlacionada às menores concentrações (Figura 13). Dos 85 *knickpoints* com maiores magnitudes (40-344 m), 61 estão localizados no compartimento SM; 21 no PA; e 3 no PC.

Figura 13 - A) Influência morfoestrutural dos compartimentos perante a distribuição dos *knickpoints* e associação com os principais subsistemas de drenagem dos rios Capivari, Baependi, Peixe e Lambari. B) Mapa de densidade dos *knickpoints* superiores a 20 m.

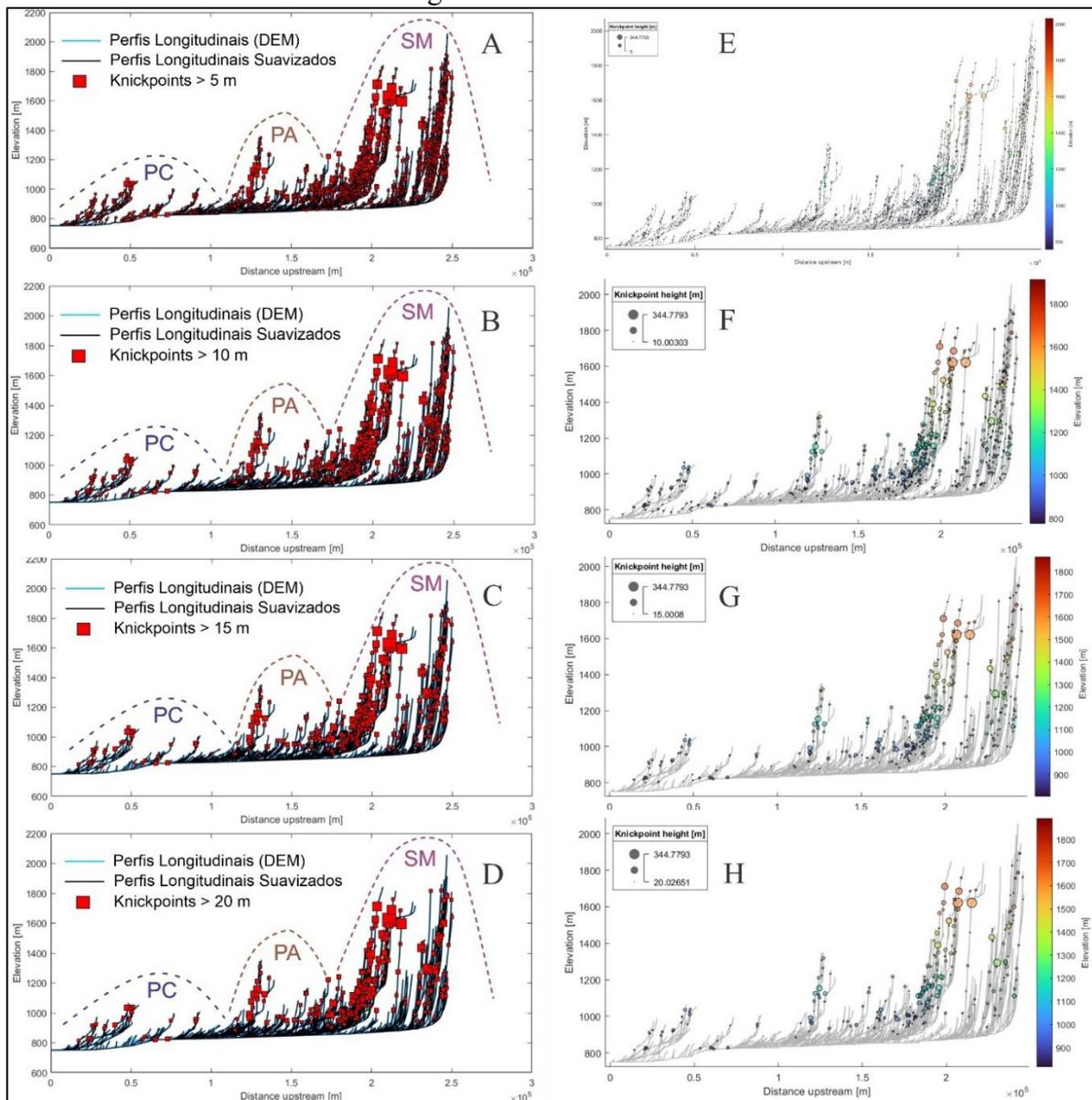


Fonte: Autora (2023)

Ao correlacionarmos o mapa geológico com a densidade de *knickpoints*, verificamos a influência exercida pelas zonas de cisalhamento e os contatos litológicos na produção, localização e distribuição das anomalias. Destaca-se a influência das falhas contracionais e

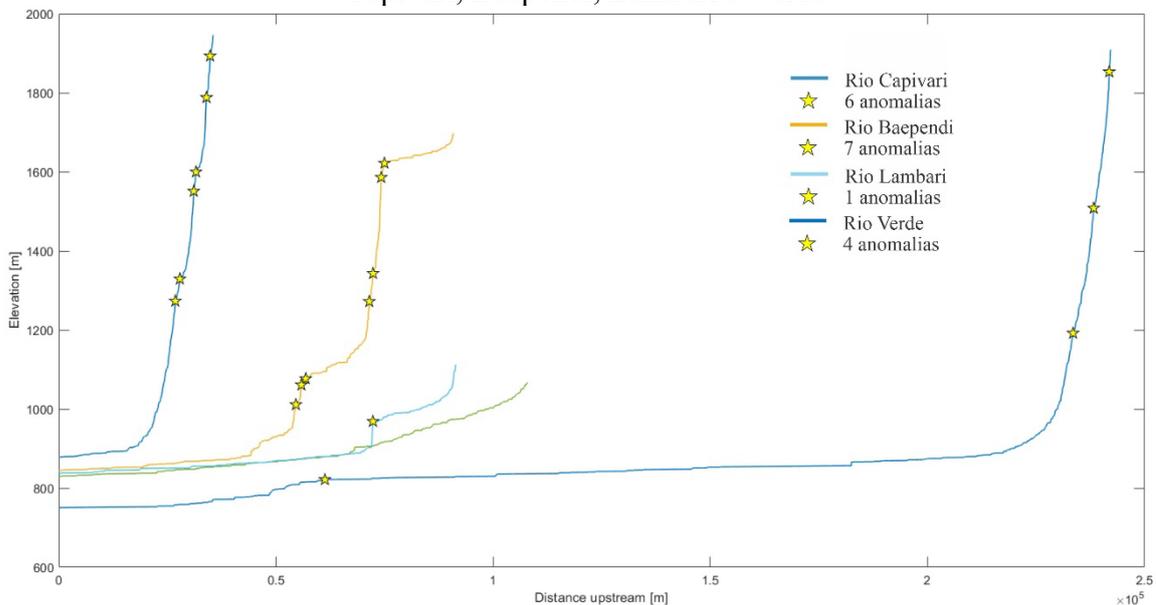
Plotamos os *knickpoints* e suas magnitudes nos perfis longitudinais compostos. Novamente, observamos as elevadas concentrações e amplitudes associadas às cabeceiras de drenagem das sub-bacias dos rios Lambari, Capivari e Baependi (Figura 14). De maneira alternativa, notamos também a redução nas concentrações e amplitudes à medida que os fluxos se dirigem a jusante e penetram no Planalto de Poços de Caldas no setor inferior da bacia. As morfologias côncavas dos rios associados ao PC evidenciam uma zona reajustada por processos erosivos (Figura 15).

Figura 15 – Associação dos *knickpoints* com os compartimentos SM, PA e PC. (A, B, C, D) Perfis compostos e *knickpoints* maiores que 5 m, 10 m, 15 m e 20 m da drenagem da bacia do rio Verde. (E, F, G, H) Magnitude dos *knickpoints* maiores que 5 m, 10 m, 15 m e 20 m da drenagem da bacia do rio Verde



Ao analisarmos os principais tributários isoladamente, em segmentos que demarcam o trajeto da sua nascente até a confluência com o rio Verde, percebemos melhor a influência morfoestrutural exercida pela SM. Identificamos 7 anomalias superiores a 20 m no rio Baependi (SM); 6 no Capivari (SM); 4 no Verde (3-SM e 1-PC); 1 no Lambari (SM); e nenhuma no Peixe (PC) (Figura 16). Isso evidencia os reajustes erosivos dos canais principais, responsáveis por suavizar pretéritas anomalias situadas no PA e PC, porém ainda não capazes eliminar as rupturas do alto estrutural da SM. Em contraste, os afluentes menos volumosos, devido aos menores gradientes erosivos, ainda não conseguiram suavizar as anomalias mapeadas no PA (Figuras 13, 14 e 15).

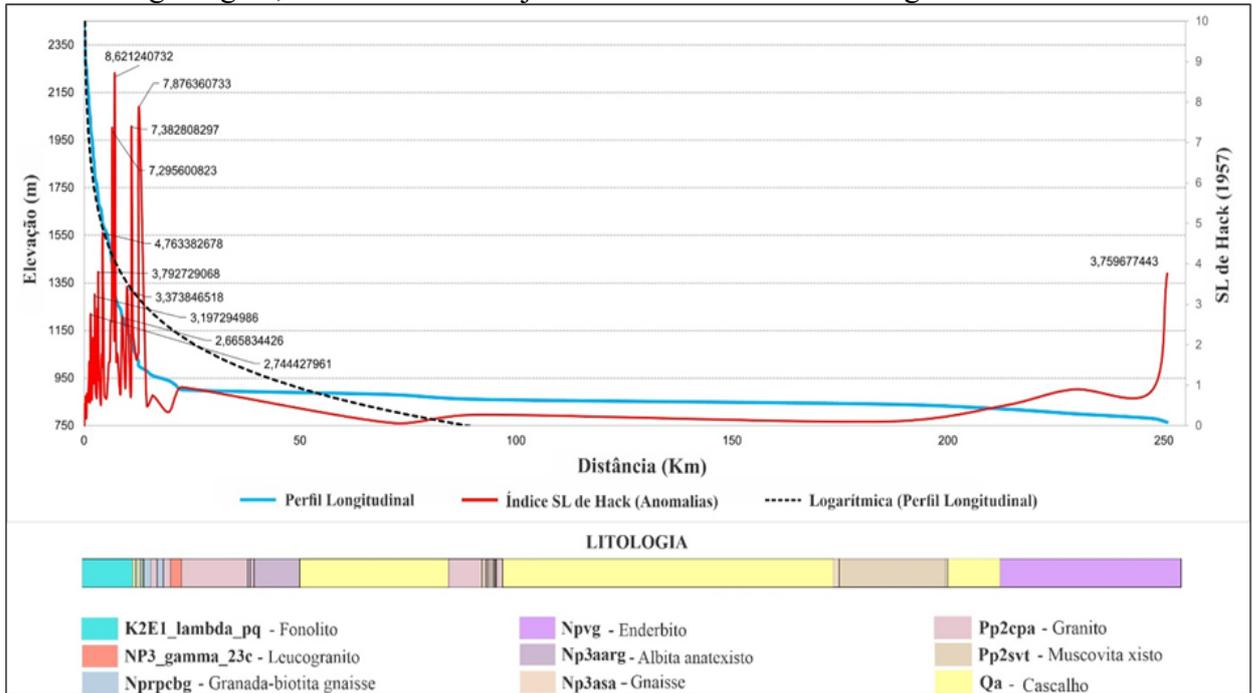
Figura 16 – Perfis longitudinais e *knickpoints* maiores que 20 metros dos rios Capivari, Baependi, Lambari e Verde



Fonte: Autora (2023)

Quanto ao perfil longitudinal do rio Verde, o índice SL revelou a presença de 27 anomalias, sendo 26 no alto curso e uma no baixo curso (Figura 17). Devido à alta densidade de anomalias na porção a montante, apenas alguns de seus valores numéricos foram destacados no gráfico.

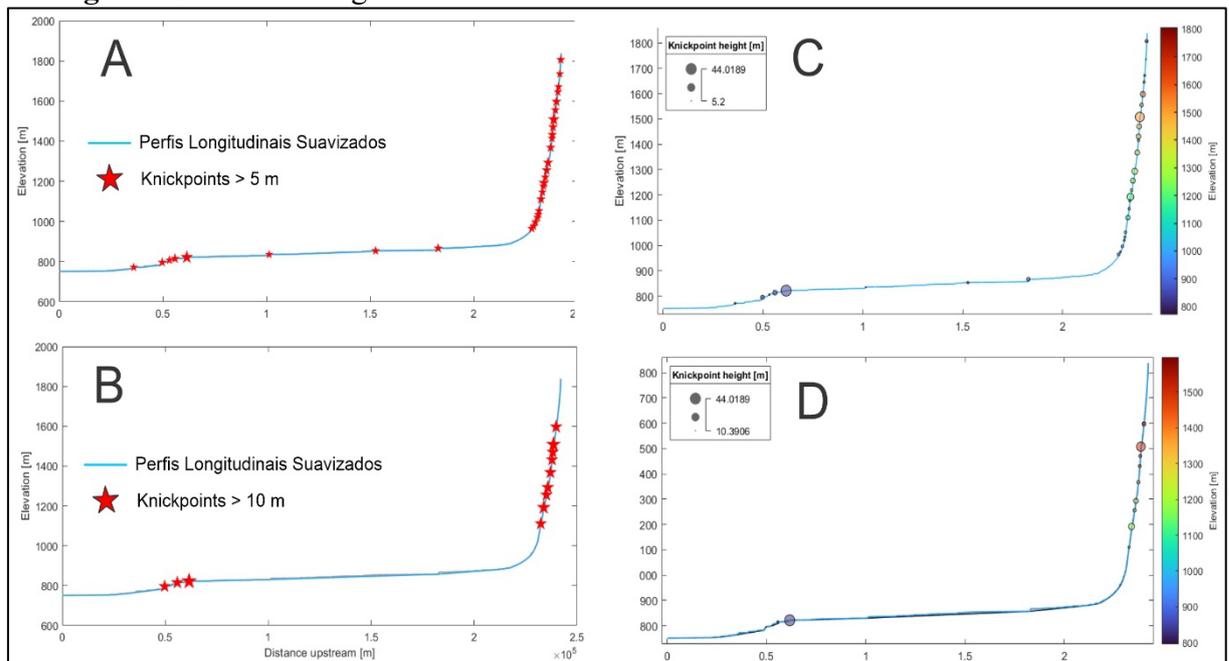
Figura 17 – Perfil Longitudinal do rio Verde evidenciando as 27 anomalias, substrato geológico, curva de melhor ajuste e valores do Stream Length-Gradient.



Fonte: Autora (2023)

No alto curso, os 26 *knickpoints* resultam da gênese estrutural do arranjo interno de fonolitos (K2E1pq) (Figura 18).

Figura 18 – Perfil Longitudinal do rio Verde evidenciando as anomalias do alto curso.



Fonte: Autora (2023)

Destes, seis são anomalias de 2ª ordem, enquanto os demais são de 1ª ordem, todos localizados a altitudes superiores a 1000 metros (Tabela 6). No baixo curso, há uma única anomalia de 1ª ordem, relacionada a uma falha contracional que causou o cavalgamento de enderbito (Npvg) sobre albita anatexisto (Np3aarg) (Figura 17).

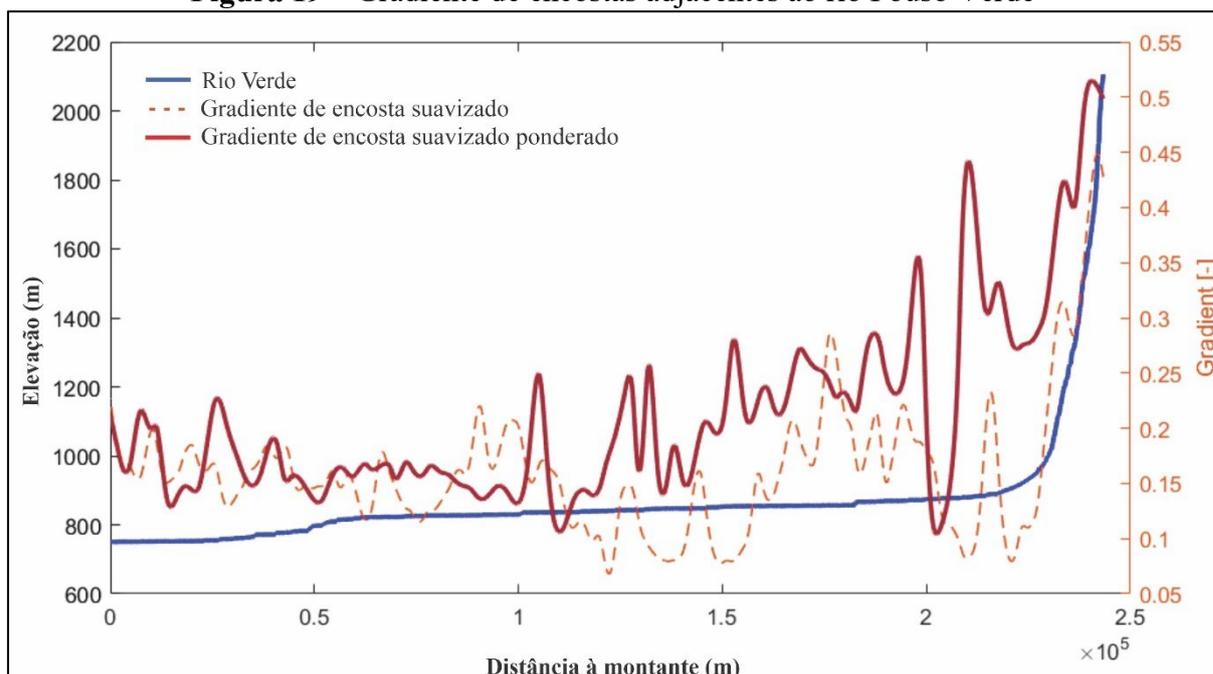
Tabela 6 – Anomalias de drenagem da bacia do rio Verde (MG)

Knickpoints	Valor SL	Ordens	Setores	Rochas
1ª Anomalia	2.52584253	1ª Ordem	2040-2020m	Fonolito
2ª Anomalia	2.744427961	1ª Ordem	2020-2000m	Fonolito
3ª Anomalia	2.165108954	1ª Ordem	1920-1900m	Fonolito
4ª Anomalia	2.162024039	1ª Ordem	1900-1880m	Fonolito
5ª Anomalia	2.372442393	1ª Ordem	1840-1820m	Fonolito
6ª Anomalia	3.197294986	1ª Ordem	1820-1800m	Fonolito
7ª Anomalia	2.890193509	1ª Ordem	1760-1740m	Fonolito
8ª Anomalia	3.792729068	1ª Ordem	1720-1700m	Fonolito
9ª Anomalia	4.763382678	1ª Ordem	1620-1600m	Fonolito
10ª Anomalia	2.578150219	1ª Ordem	1500-1480m	Fonolito
11ª Anomalia	2.556663198	1ª Ordem	1480-1460m	Fonolito
12ª Anomalia	3.583394756	1ª Ordem	1460-1440m	Fonolito
13ª Anomalia	7.295600823	2ª Ordem	1440-1420m	Fonolito
14ª Anomalia	6.306511924	2ª Ordem	1420-1400m	Fonolito
15ª Anomalia	3.179969205	1ª Ordem	1400-1380m	Fonolito
16ª Anomalia	5.303787848	1ª Ordem	1380-1360m	Fonolito
17ª Anomalia	2.128354938	1ª Ordem	1360-1340m	Fonolito
18ª Anomalia	7.910232822	2ª Ordem	1340-1320m	Fonolito
19ª Anomalia	8.621240732	2ª Ordem	1320-1300m	Fonolito
20ª Anomalia	2.133966373	1ª Ordem	1240-1220m	Fonolito
21ª Anomalia	2.665834426	1ª Ordem	1220-1200m	Fonolito
22ª Anomalia	2.712337356	1ª Ordem	1180-1160m	Fonolito
23ª Anomalia	3.373846518	1ª Ordem	1160-1140m	Fonolito
24ª Anomalia	7.382808297	2ª Ordem	1120-1100m	Fonolito
25ª Anomalia	2.492173981	1ª Ordem	1100-1080m	Fonolito
26ª Anomalia	7.876360733	2ª Ordem	1020-1000m	Fonolito
27ª Anomalia	3.759677443	1ª Ordem	780-764m	Enderbito

As variações do gradiente seguem a mesma dinâmica. A concentração mais expressiva de encostas elevadas ao longo do médio e alto curso indica uma inclinação mais pronunciada em comparação com as áreas a jusante (Figura 19). Observamos o aumento do gradiente das encostas adjacentes ao rio Verde, sobretudo no compartimento geomorfológico da SM, localizado entre 1.5×10^5 e 2.5×10^5 metros de distância à montante (Figuras 13, 14, 15 e 19). Isso indica que a SM foi mais impactada por eventos tectônicos, resultando no desenvolvimento *knickpoints* mais pronunciados. Em seguida, entre 1×10^5 e 1.5×10^5 m de distância à montante, notamos a diminuição do gradiente associada ao PA (Figura 19). Já, no PC, entre 0×10^5 e 1.0×10^5 m de distância à montante, verificamos a queda do gradiente após as encostas vinculadas

as serras quartzíticas do Grupo Andrelândia no PA (NP1carcp e NP1carstl), as quais estão situadas a 1×10^5 metros de distância à montante (Figura 17). Por fim, ainda no PC, próximo à confluência com o reservatório da UHE de Furnas, entre 0×10^5 e 1.5×10^5 metros de distância à montante, há um leve aumento associado a encostas elevadas por falhas contracionais que interceptam o rio Verde em terrenos associados aos afloramentos de enderbitos (Npvg) (Figuras 13, 14, 15, 17 e 19).

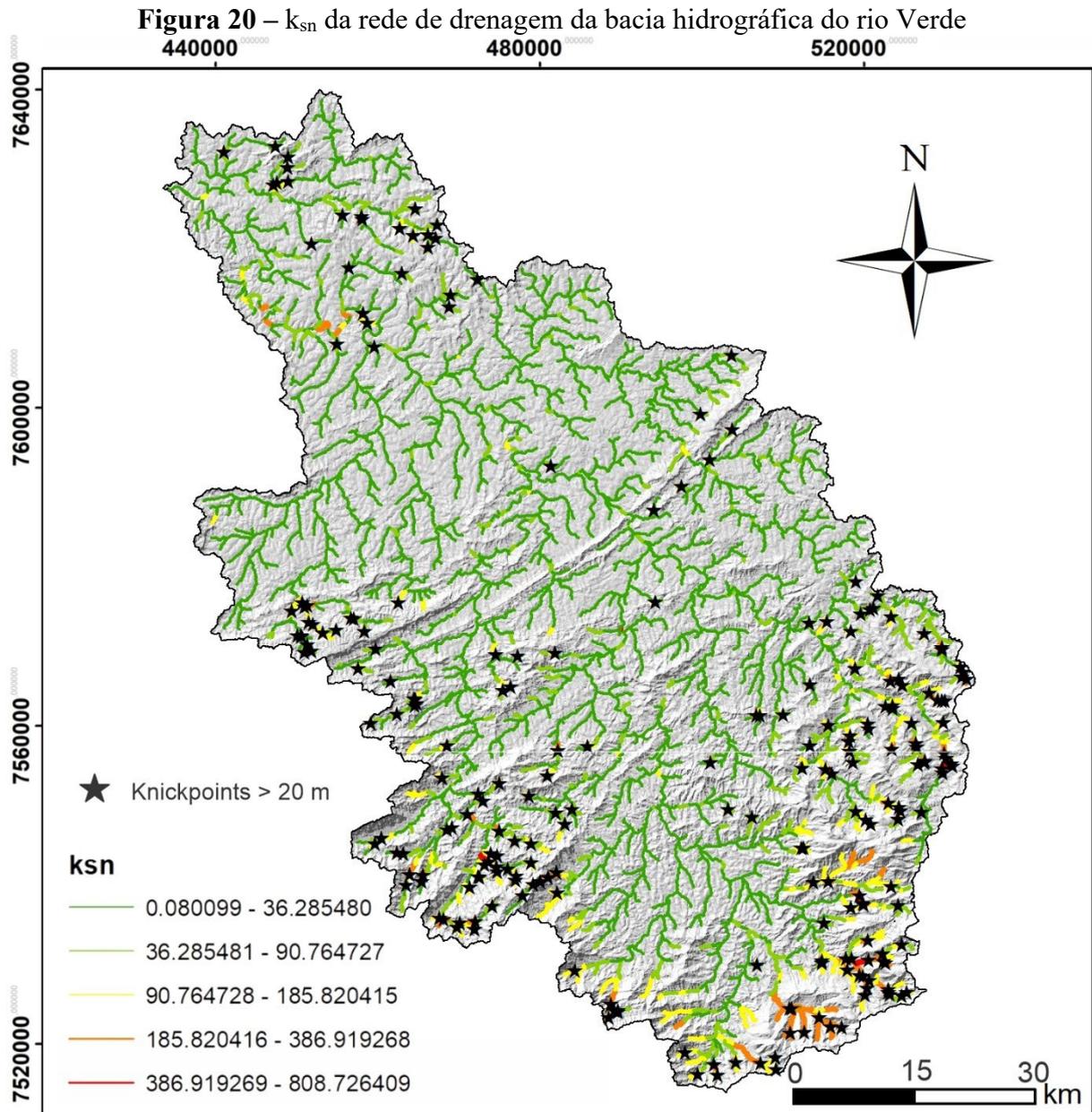
Figura 19 – Gradiente de encostas adjacentes ao rio Pouso Verde



Fonte: Autora (2023)

A configuração do gradiente das encostas exerce influência na potência do fluxo de água na região. Os knickpoints de maiores magnitudes nas cabeceiras de drenagem das sub-bacias dos rios Lambari, Capivari e Baependi, vinculadas ao compartimento morfoestrutural da SM, estão associados aos maiores valores de k_{sn} na bacia (185.82 e $808.72 \text{ m}^{0.9}$). No PA, tributários que convergem com o baixo curso do rio Verde apresentam valores médios de potência fluvial a oeste e ao norte da bacia (90.76 e $185.82 \text{ m}^{0.9}$). No PC, exceto pelas feições anômalas associadas às falhas contracionais que interceptam o rio Verde em terrenos ligados aos afloramentos de enderbitos (Npvg), próximos à confluência do rio Verde com o reservatório da UHE de Furnas, predominam os menores valores de k_{sn} (0.08 e $90.76 \text{ m}^{0.9}$) (Figuras 14, 17 e 20). Os *knickpoints* e os elevados valores de k_{sn} fornecem insights sobre os reajustes erosivos regionais e se associam a escarpas de falhas, cristas quartzíticas e contatos litológicos, enquanto

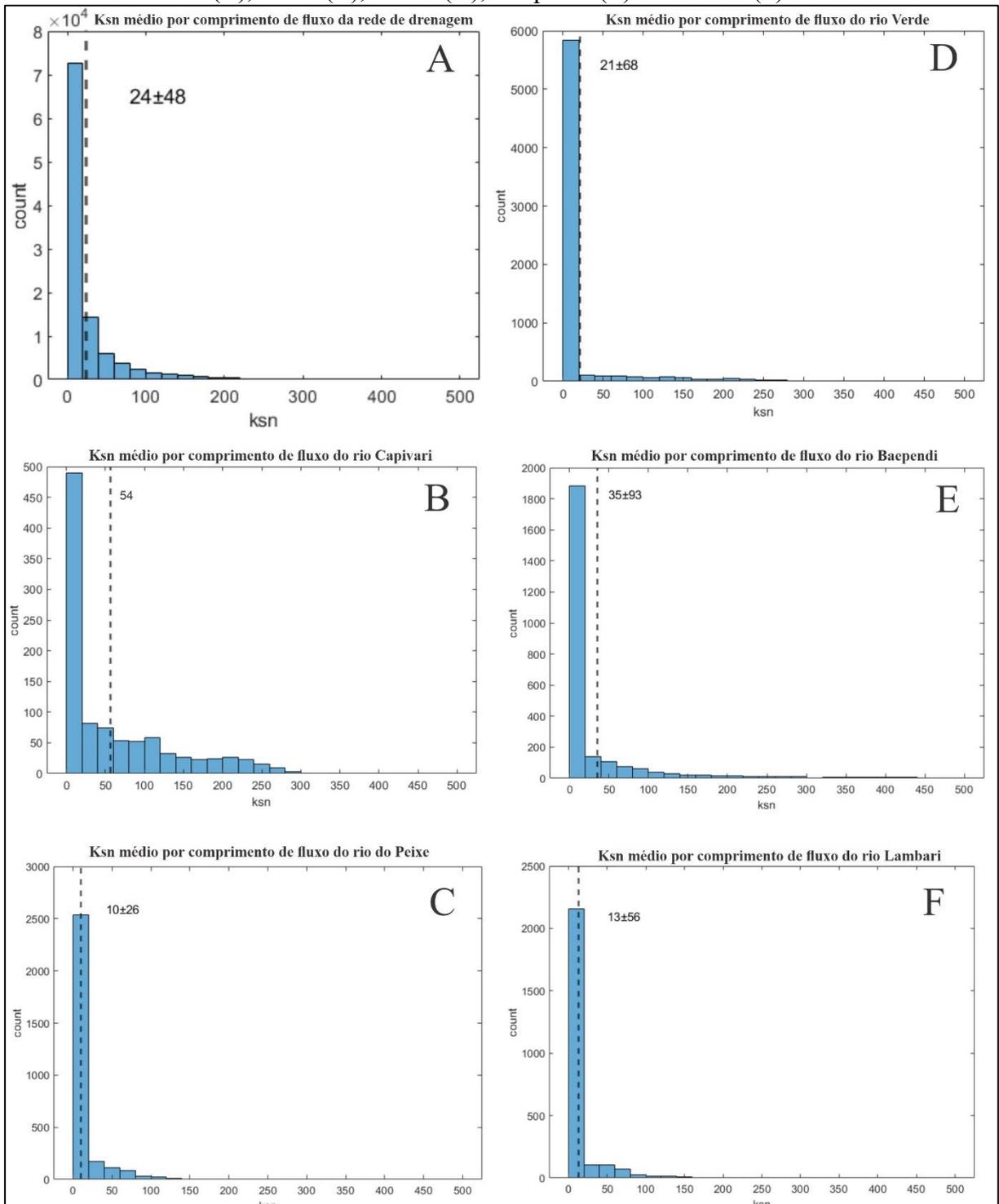
os menores valores indicam a existência de leitos aluviais que recobrem a rocha e a protegem da erosão fluvial (Figura 20).



Fonte: Autora (2023)

Apesar de alguns setores apresentarem elevados valores de k_{sn} , estes se limitam, conforme mencionado anteriormente, às adjacências das maiores rupturas mapeadas (Figura 15). No entanto, ao analisarmos a média entre todos os segmentos fluviais, observamos um baixo *stream power* por comprimento médio do fluxo da drenagem da bacia ($25 \pm 41 \text{ m}^{0.9}$), bem como de seus principais tributários, representados pelos rios Capivari ($54 \text{ m}^{0.9}$), Baependi ($35 \pm 93 \text{ m}^{0.9}$), Verde ($21 \pm 68 \text{ m}^{0.9}$), Lambari ($13 \pm 56 \text{ m}^{0.9}$) e Peixe ($10 \pm 26 \text{ m}^{0.9}$) (Figura 21).

Figura 21 – k_{sn} médio por comprimento de fluxo da rede de drenagem (A) e dos rios Capivari (B), Peixe (C), Verde (D), Baependi (E) e Lambari (F)

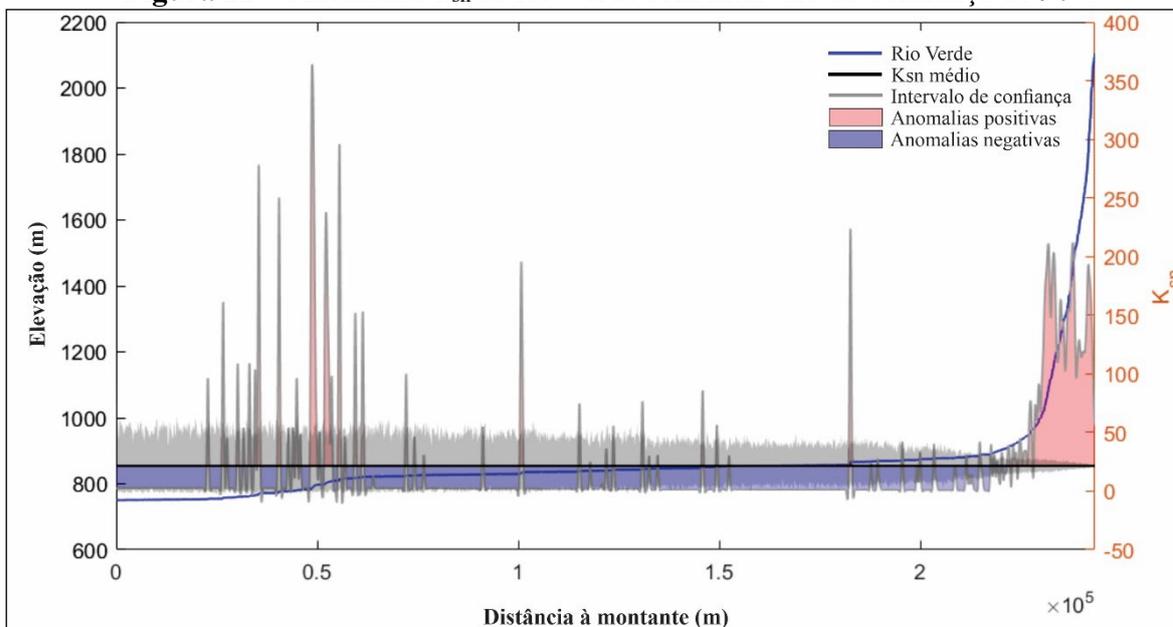


Fonte: Autora (2023)

A partir do cálculo do k_{sn} médio, elaboramos o gráfico das anomalias do rio Verde com intervalo de confiança de 90%. O gráfico identifica as anomalias positivas e negativas,

associando-as às elevações, aos picos de k_{sn} e ao erro inerente aos perfis longitudinais derivados de ruídos do MDE (Figura 22). As anomalias positivas se associam aos *knickpoints* do canal principal.

Figura 22 – Anomalias k_{sn} do rio Verde com intervalo de confiança de 90%



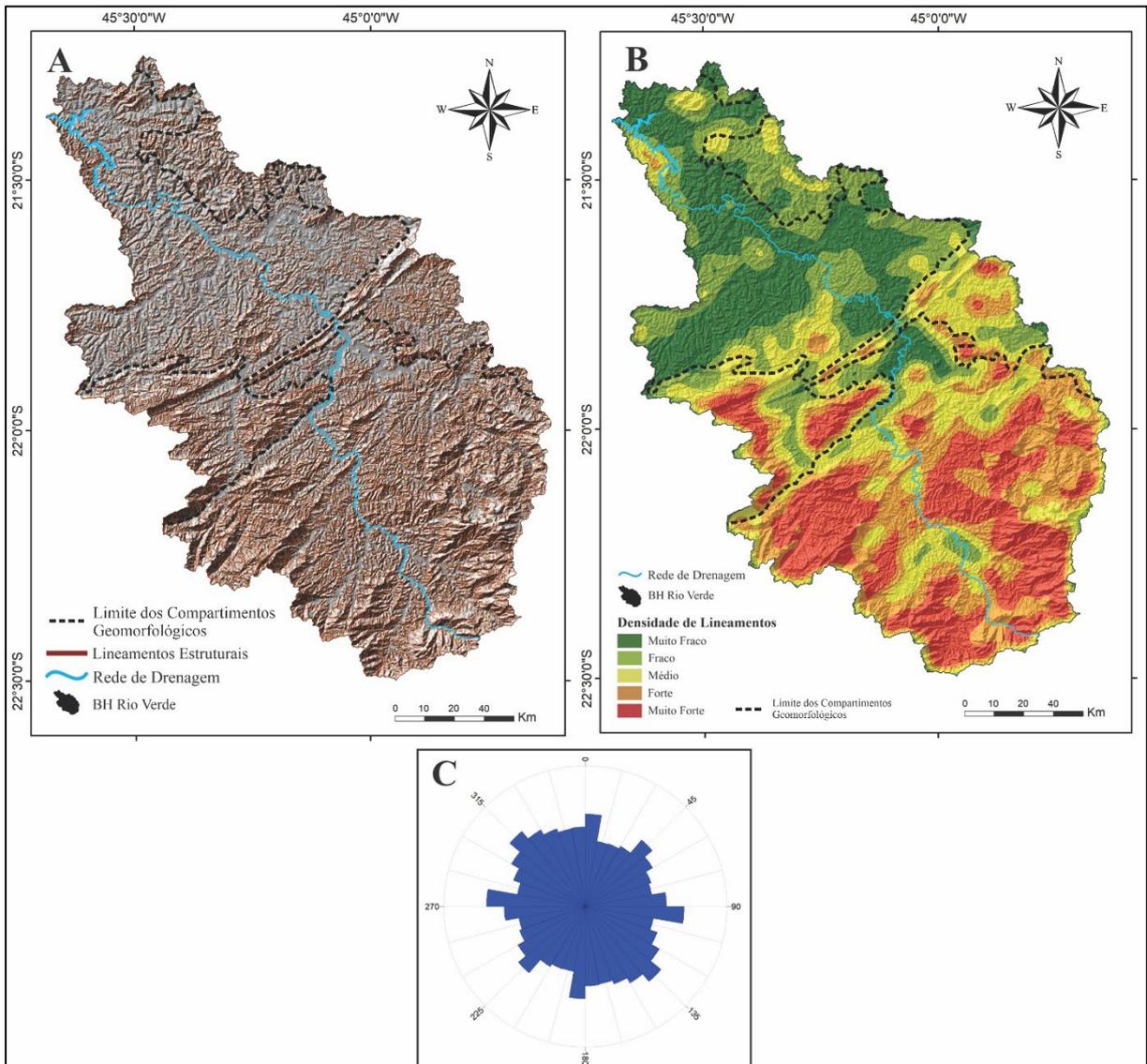
Fonte: Autora (2023)

Observamos uma maior aceitação no alto curso, onde o limite de confiança permanece estreito na SM, refletindo a maior precisão das estimativas em áreas íngremes e elevadas da bacia. Após o alto curso, a aceitação diminui e permanece crescente até a confluência do rio com o reservatório da UHE de Furnas, principalmente em áreas planas com leitos aluviais, onde o processamento de dados encontra dificuldades para determinar o fluxo de direção e acumulação a partir das células do MDE. Apesar do leve aumento, ainda é perceptível a relação de baixo erro entre os ruídos, o que valida o modelo de *stream power* desenvolvido para drenagem, uma vez que a maioria dos picos permanecem fora dos limites associados aos erros. Destacam-se as anomalias positivas, relacionadas aos picos de k_{sn} em relação a trechos do alto curso na SM e feições anômalas no PC atreladas às falhas contracionais que interceptam o rio Verde no domínio dos enderbitos (Npvg), próximos à confluência do rio verde com o reservatório da UHE de Furnas (Figura 22).

7.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E ASSIMETRIA DO CANAL

Nos setores superiores e centrais da bacia, há uma alta concentração de lineamentos, evidenciando maior influência de eventos deformacionais devido aos antigos processos tectônicos que formaram a SM. Já no setor inferior da bacia, a concentração de lineamentos é baixa, resultando em menor rugosidade topográfica (Figura 23).

Figura 23– A) Lineamentos estruturais da bacia hidrográfica do rio Verde. B) Densidade de lineamentos. C) Diagrama de roseta evidenciando a direção preferencial e frequência dos lineamentos.



Fonte: Autora (2023)

Na cabeceira de drenagem do rio Verde, há uma concentração significativa de lineamentos estruturais na *knickzone* associada aos afloramentos de fonolitos (K2E1pq). Não

identificamos falhas tectônicas significativas nessa região, portanto, esses lineamentos resultam das descontinuidades nas estruturas internas do Fonólito, manifestando-se como fraturas de diversos tamanhos e direções, formadas durante o processo de resfriamento e contração da rocha ígnea extrusiva. Após a *knickzone* dos associada aos fonólitos, identificamos várias zonas com alta densidade de lineamentos associadas a numerosas zonas de cisalhamento contracionais, transcorrentes dextrais e indiscriminadas, que funcionam atualmente como divisores internos dos principais tributários da SM e do PA. Essas deformações provocam deslocamentos laterais secundários e aumentaram o grau de fraturamento da rocha, resultando na maior densidade de lineamentos observada nos planos falhados (Figura 4 e 23). No PC, observamos o oposto: uma zona que, em sua maior parte, exibe baixa densidade de lineamentos, indicando uma menor atividade tectônica ao longo do tempo nesta área. No entanto, identificamos variações com densidades médias em pontos específicos, também relacionadas a falhas contracionais que resultaram na sobreposição de blocos de rochas calcissilicáticas (NP3aarg) e enderbitos (NPvg) (Figura 4, 18A e 18B). O diagrama de rosetas mostra várias direções predominantes das atividades tectônicas, como norte, nordeste, leste, sudeste, sul, sudoeste, oeste e noroeste, correspondendo a 10°, 45°, 85°, 135°, 185°, 225°, 275° e 315°. A maioria das estruturas significativas, associadas a zonas de cisalhamento contracionais e movimentos transcorrentes dextrais, segue uma direção preferencial NE-SW e NW-SE.

O valor de 52,96 atribuído ao FABD indicou baixa atividade tectônica de basculamento na bacia. No entanto, os valores do FSTT revelaram o basculamento de blocos setorizados que provocaram a assimetria do canal em relação ao eixo médio da bacia (Tabela 7).

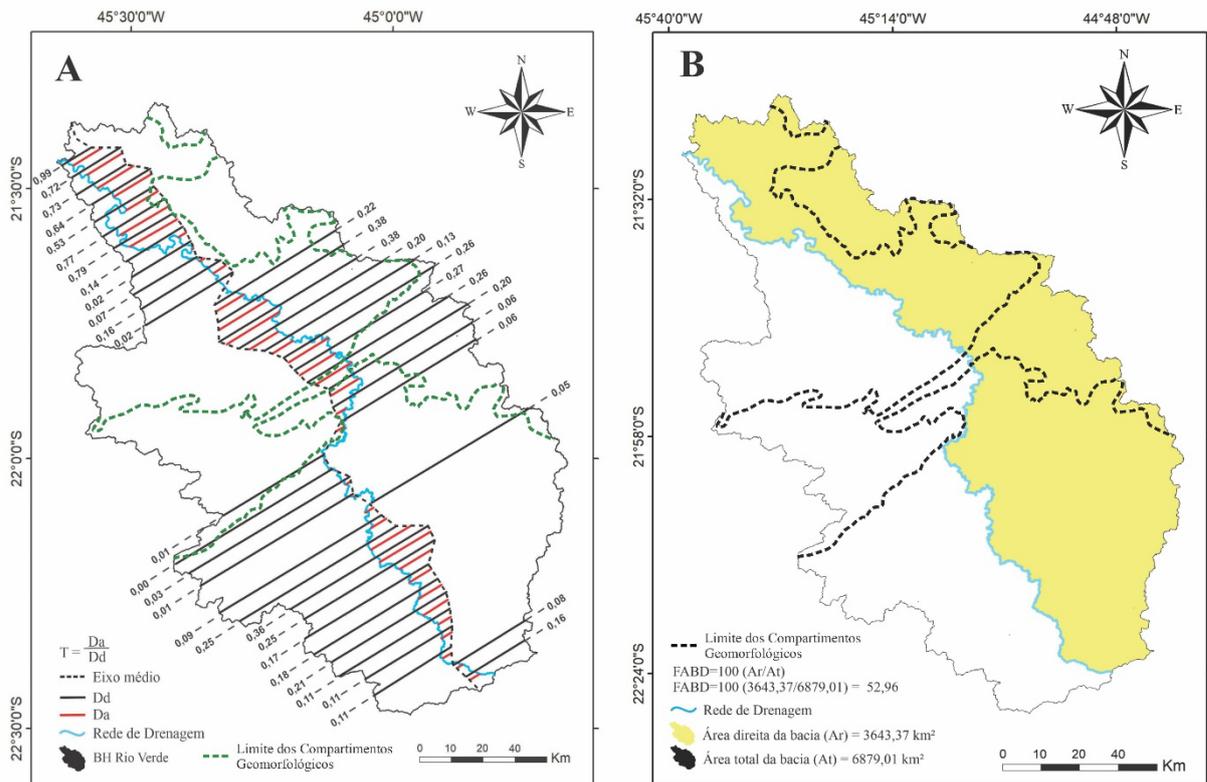
Tabela 7: Anomalias de drenagem da bacia do rio Verde (MG)

FSTT's do Alto Curso	FSTT's do Médio Curso	FSTT's do Baixo Curso
0,16 / 0,08 / 0,11 / 0,11 / 0,11	0,01 / 0,03 / 0,00 / 0,01 /	0,02 / 0,16 / 0,07 / 0,02 / 0,14
/ 0,21 / 0,18 / 0,17 / 0,25 /	0,06 / 0,06 / 0,20 / 0,26 /	/ 0,79 / 0,77 / 0,53 / 0,53 /
0,36 / 0,25 / 0,09 /	0,27 / 0,26 / 0,13 / 0,20 /	0,64 / 0,73 / 0,72 / 0,99
0,05	0,38 / 0,38 / 0,22	

Identificamos três variações marcantes no curso do rio Verde. No alto curso, é possível observar uma migração do canal para oeste em relação ao eixo médio. No médio curso, ocorre uma migração para leste. Enquanto no baixo curso, detectamos um novo deslocamento para oeste, influenciado por falhas contracionais que bascularam blocos próximos ao reservatório de

Furnas (Figura 22). Esses deslocamentos são afetados por falhas que atravessam o canal. Observou-se que os três setores deslocados foram induzidos por falhas transcorrentes que cruzam e desviam o canal, direcionando-o para outras direções (Figura 4 e 24).

Figura 24 – A) Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT). B) Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)



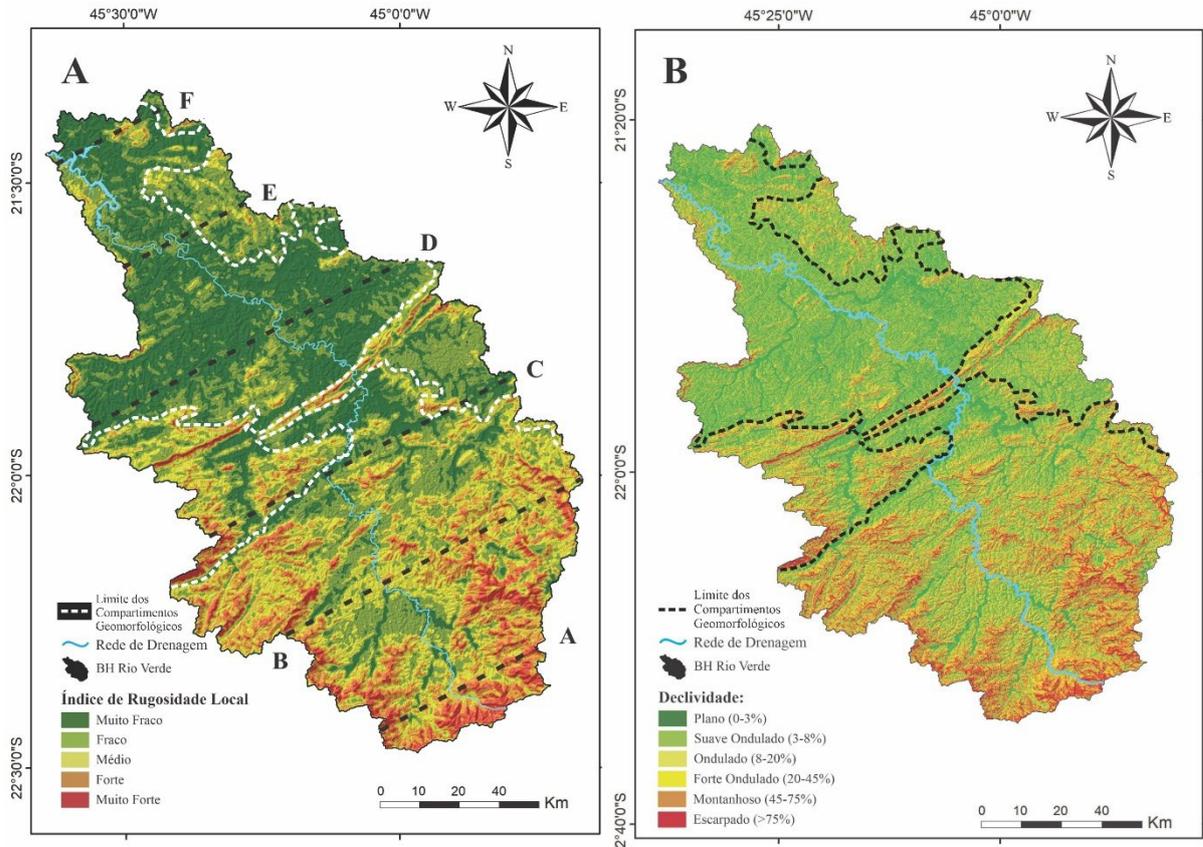
Fonte: Autora (2023)

Em cada um dos três setores, identificamos estruturas elevadas, rugosas e declivosas que se opõem à migração do canal em relação ao eixo médio, confirmando a ocorrência de basculamento de blocos setorizados na área (Figuras 3 e 24). Esses blocos estão associados a cavalgamentos provocados por falhas contracionais (Figura 4).

7.3 PADRÕES MORFOLÓGICOS

Os valores do índice de relação de relevo (R_r) e índice de rugosidade (I_r) apresentaram, respectivamente, baixa razão de declividade média (6,61 m/km) e rugosidade muito alta de relevo (1018,23 m/km²). Empregamos o índice de concentração de rugosidade (I_{cr}) para distribuir essas médias espacialmente ao longo da bacia, o qual também se correlacionou positivamente com a declividade (Figura 25).

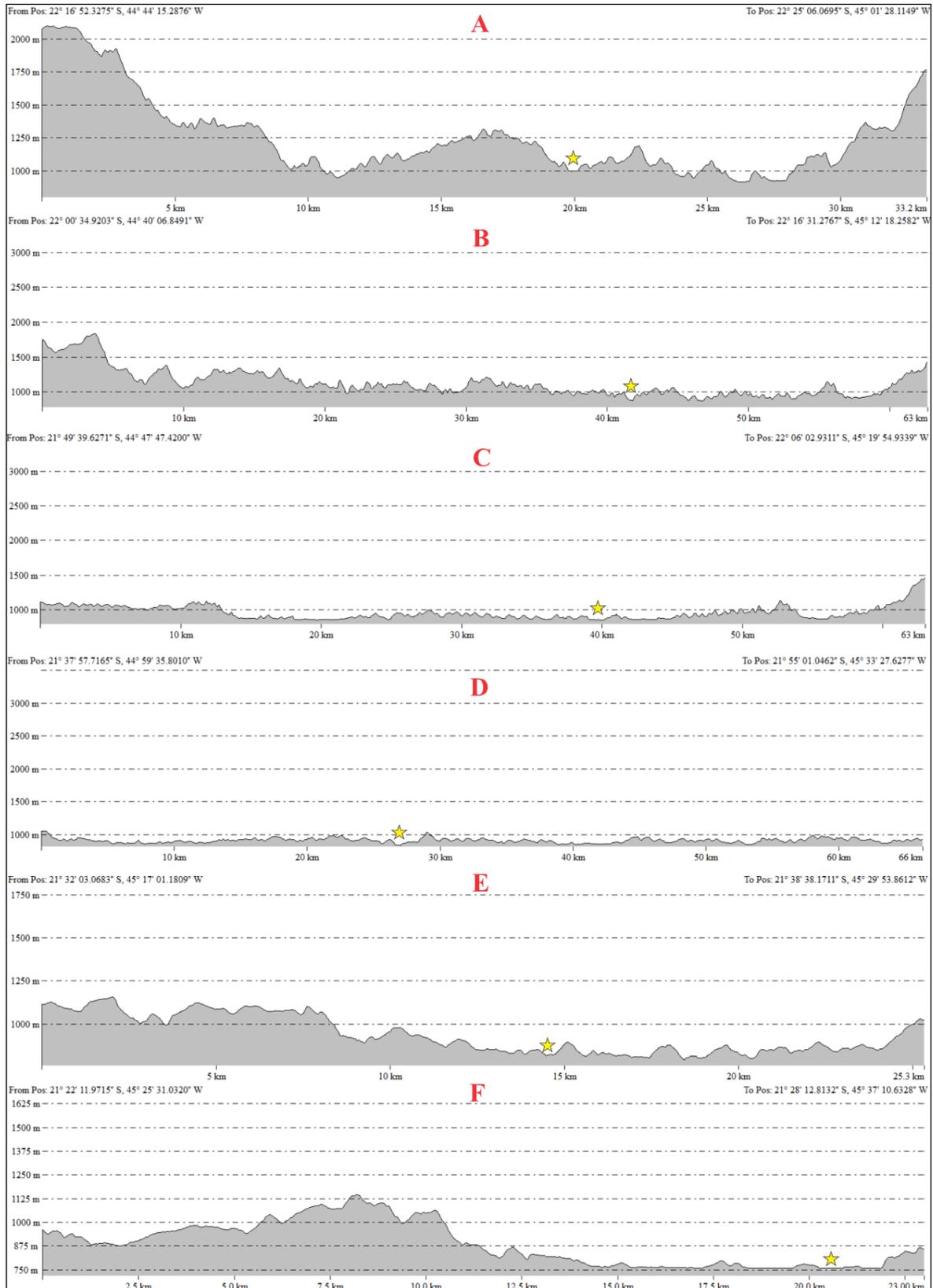
Figura 25 – A) Índice de concentração de rugosidade; B) Declividade.



Fonte: Autora (2023)

Os perfis topográficos transversais aos vales fluviais (Figura 25 e 26), traçados entre os interflúvios da bacia situados em zonas centrais e superiores (A'A, B'B, C'C), revelaram altitudes elevadas e vertentes íngremes com maiores rugosidades topográfica, acompanhadas pelo curso d'água entre os vales encaixados, o que intensifica o processo de intemperismo e erosão. Os transectos (D'D, E'E, F'F) do médio e baixo curso do rio mostram uma correlação com os valores do FSTT, que são influenciados pelo processo de basculamento na bacia. Nestes setores, é possível observar o deslocamento do rio em direção ao lago de Furnas, apesar das deformações que resultaram nas elevadas altitudes na orientação oposta ao lago. Assim, pode-se visualizar como a inclinação da superfície afeta a dinâmica fluvial.

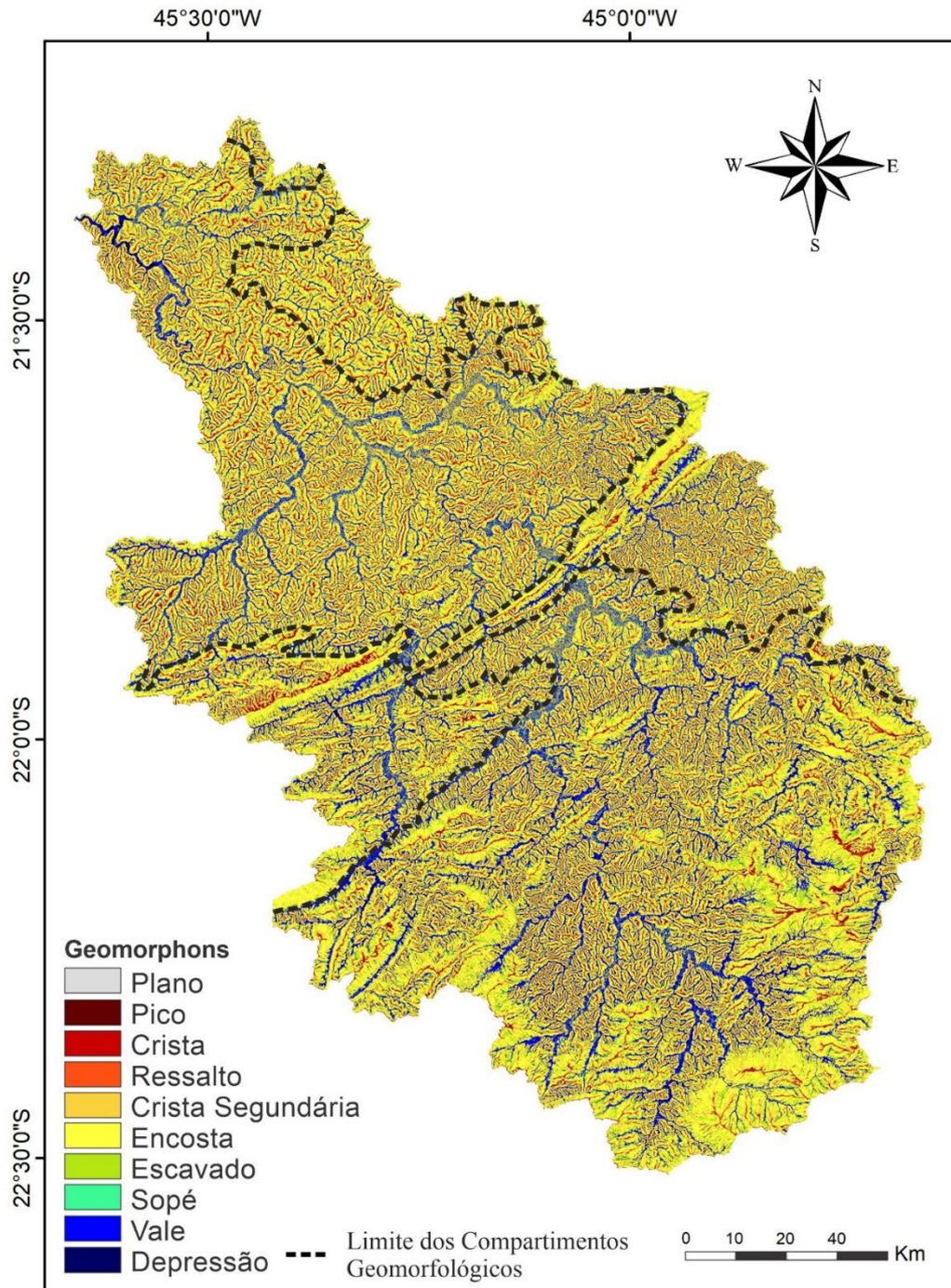
Figura 26 – Perfis topográficos transversais aos interflúvios da bacia. Os cortes esquemáticos AA', B-B', C-C', D-D', E-E' e F-F' podem ser visualizados na figura do índice de concentração de rugosidade. Estrelas na figura indicam a localização atual do rio Verde.



Fonte: Autora (2023)

Observamos uma maior recorrência de feições associadas a encostas, distribuídas ao longo de toda a bacia; entretanto, no setor a montante, essas feições se intensificam devido à intensa dissecação proporcionada pelo gradiente erosivo (Figuras 19, 20 e 27). Os picos e cristas também se espacializam ao longo de toda a bacia, enquanto os vales e depressões se relacionam com os fluxos dos principais tributários (Figura 27).

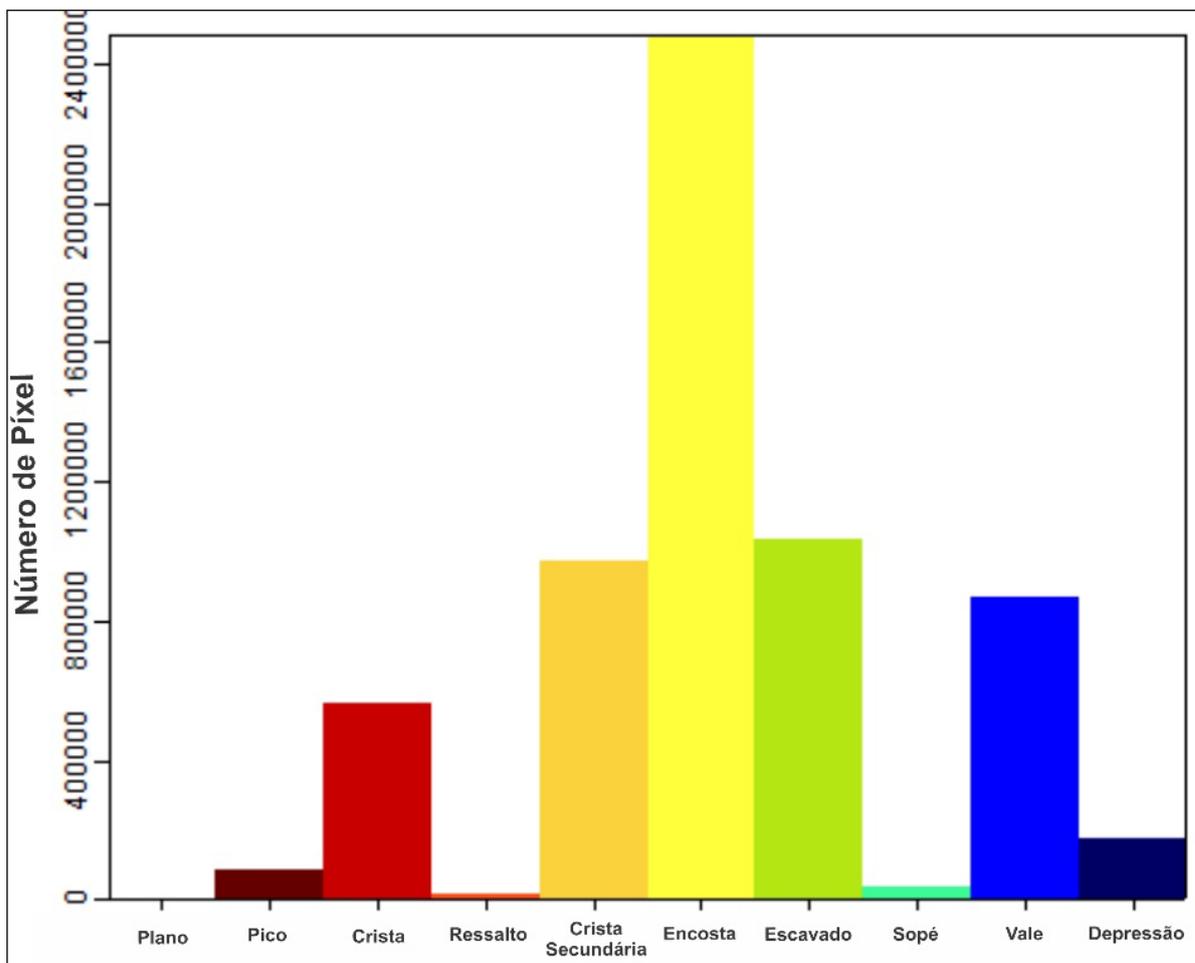
Figural 27 – Mapa *geomorphons* apresentando as formas dos elementos do relevo.



Fonte: Autora (2023)

Elaboramos um gráfico no SAGA GIS para representar de forma mais precisa a dimensão dos resultados (Figura 28). O eixo vertical identifica o número de pixels, enquanto o eixo horizontal representa os elementos da superfície terrestre. Observamos a presença significativa de vertentes em comparação com o relevo de ressalto e plano, os quais apresentam menor recorrência (Figura 28).

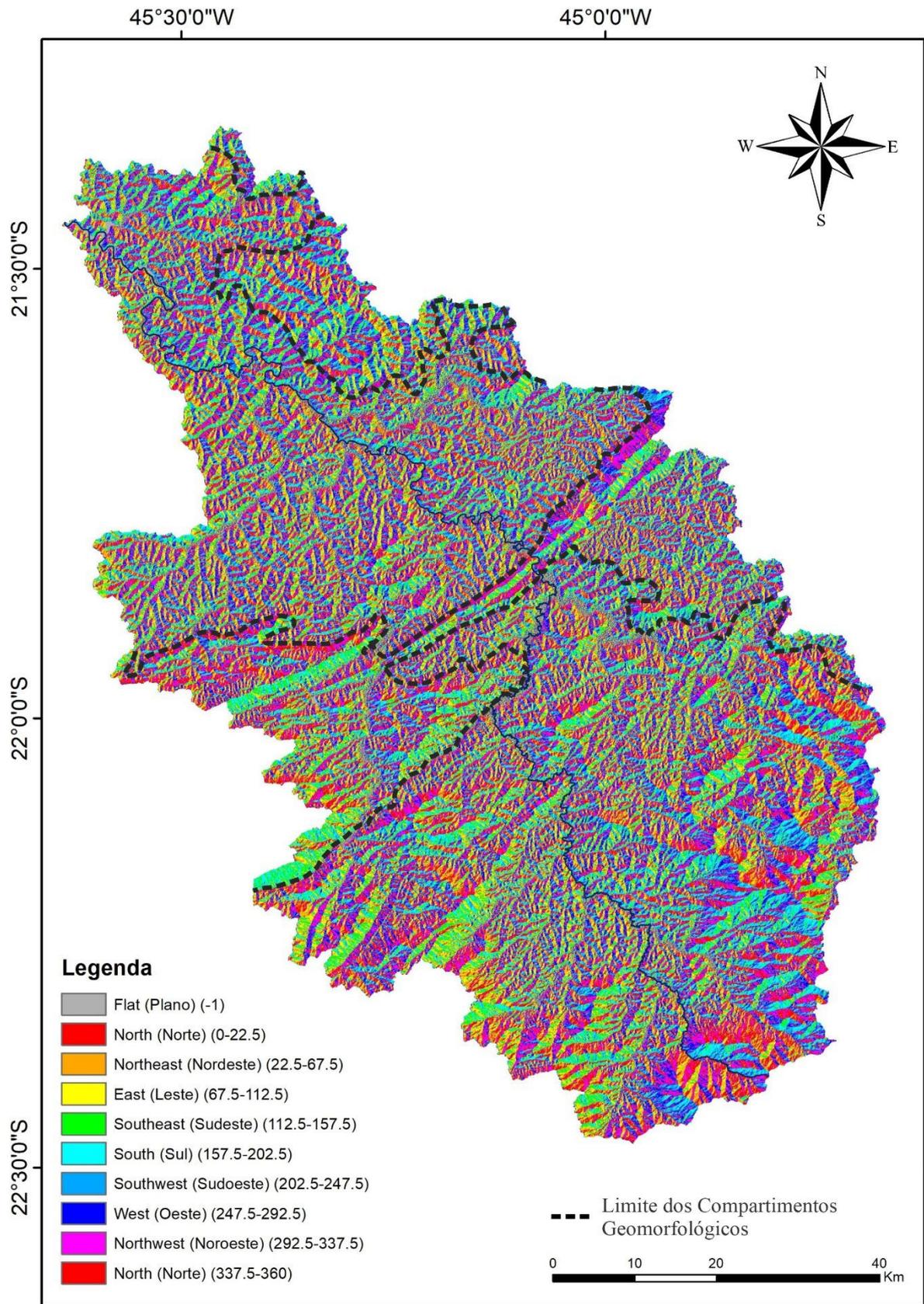
Figura 28– Quantidade de pixels de cada feição mapeada PELO *geomorphons*



Fonte: Autora (2023)

A partir da análise da orientação das vertentes, verificamos a preferência nas direções Noroeste (11,67%), Oeste (11,47%), Sudoeste (10,28%) e Nordeste (10,21%) (Figura 29).

Figura 29 – Orientação das vertentes da bacia hidrográfica do rio Verde incluindo o seu curso d'água principal.



Fonte: Autora (2023)

Para facilitar a compreensão e a visualização, devido à homogeneidade visual das orientações, reclassificamos os dados no ArcGIS 10.8.1, convertendo-os em polígonos e quantificando os resultados (Tabela 8).

Tabela 8 – Quantificação em km² e porcentagem da orientação das vertentes na bacia hidrográfica do rio Verde

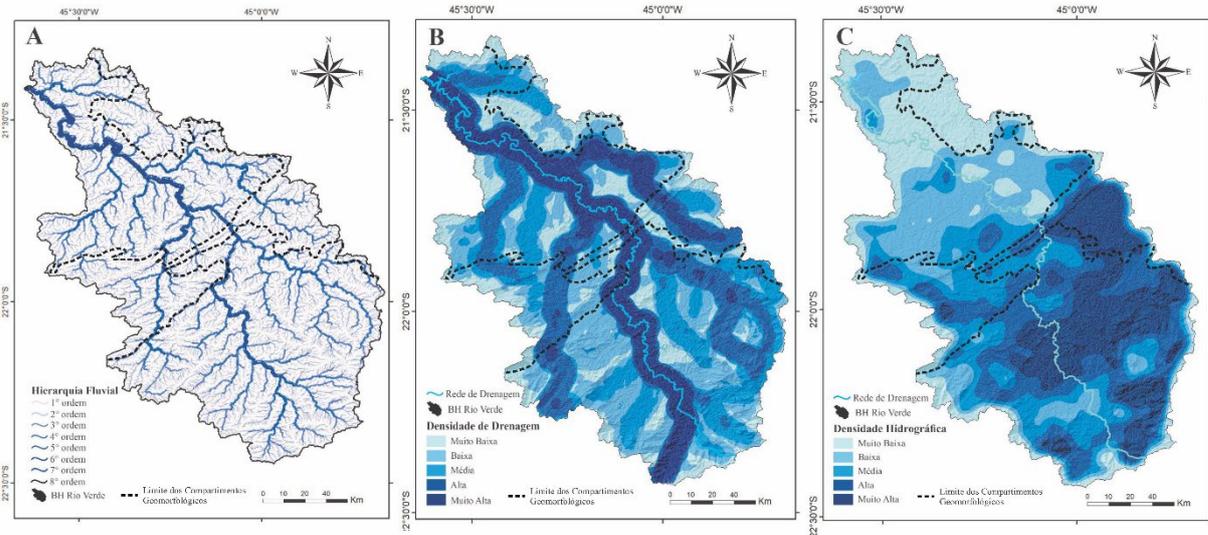
Orientação das Vertentes	Soma de pixels	Soma da área em Km ²	Porcentagem (%)
Plano	77296241724	264,46	10,46
Norte	68177622315	252,20	9,98
Nordeste	48988585179	258,14	10,21
Leste	45947449934	237,04	9,38
Sudeste	38543840658	194,31	7,69
Sul	44083360112	235,17	9,30
Sudoeste	55785888269	259,78	10,28
Oeste	51387103811	289,87	11,47
Noroeste	64367812578	294,98	11,67
Norte	55177385020	242,15	9,58

Fonte: Autora (2023)

7.4 PADRÕES DE DRENAGEM E FORMA DA BACIA

Após processar os dados de hierarquia fluvial, identificamos canais de até 8^a ordem (Figura 30A). Observamos diversas alterações de direções nos cursos fluviais na transição dos compartimentos geomorfológicos (Figura 30A). O índice de densidade de drenagem apresenta baixo valor (0,61 km/km), enquanto o índice de sinuosidade revela-se muito alto (52,20%). Esses índices indicam que o canal principal encontra dificuldades em alcançar rapidamente o exutório da bacia após picos de cheia (Figura 30B). O índice de densidade hidrográfica revelou um valor de 0,06 canais/km², indicando uma baixa disponibilidade e distribuição de água de forma geral. As maiores concentrações desse índice associam-se a SM e PA (Figura 30C), em setores com rochas de maior dureza como Gnaisse (PP2bbmu e NP3asa), Ortognaisse (APPhm), Rocha Calcissilicática (NP3aar), Granito (PP2cpa), Quartzito (NP1carcp), Granada-biotita gnaisse (NPrpcb), Fonolito (K2E1_lambda_ita e K2E1_lambda_pq) e Leucogranito (NP3_gamma_23c) (Figura 4).

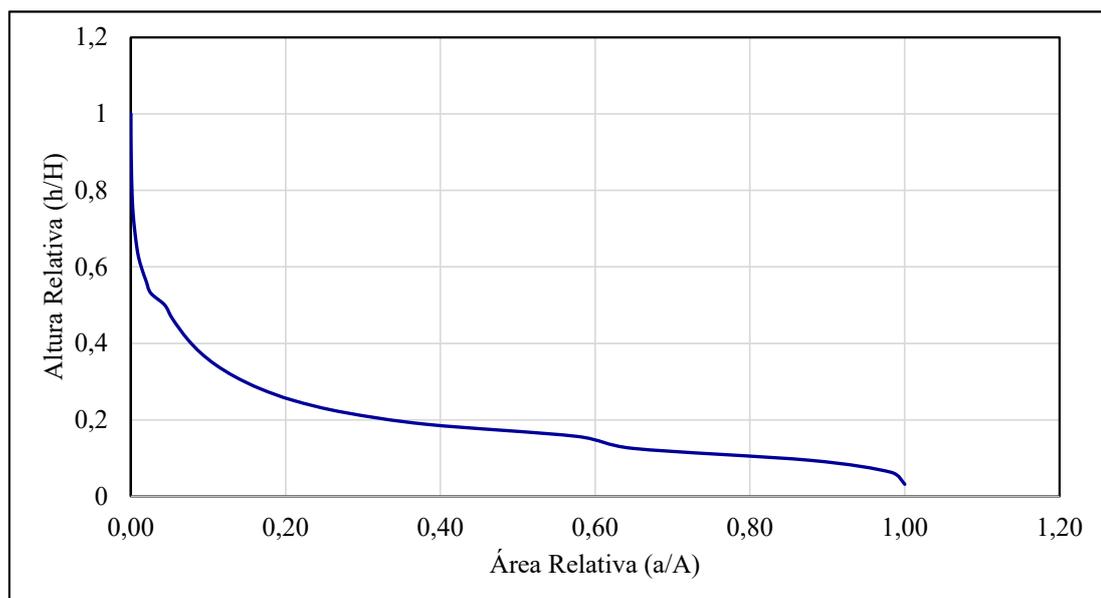
Figura 30 – A) hierarquia fluvial. B) densidade de drenagem. C) densidade hidrográfica



Fonte: Autora (2023)

A integral hipsométrica revelou um valor médio de 0,483 (H_i), indicando a maturidade e equilíbrio da bacia devido ao avançado estágio de dissecação do relevo. Esse padrão sugere uma extensa história de interações entre o rio e seu entorno, moldando a paisagem ao longo de períodos geológicos significativos, características comuns em áreas cratônicas de margens passivas, antigas e estáveis. A geração do gráfico a partir dos dados obtidos apresentou semelhança da curva da bacia com a proposta por Strahler (1954) (Figura 31).

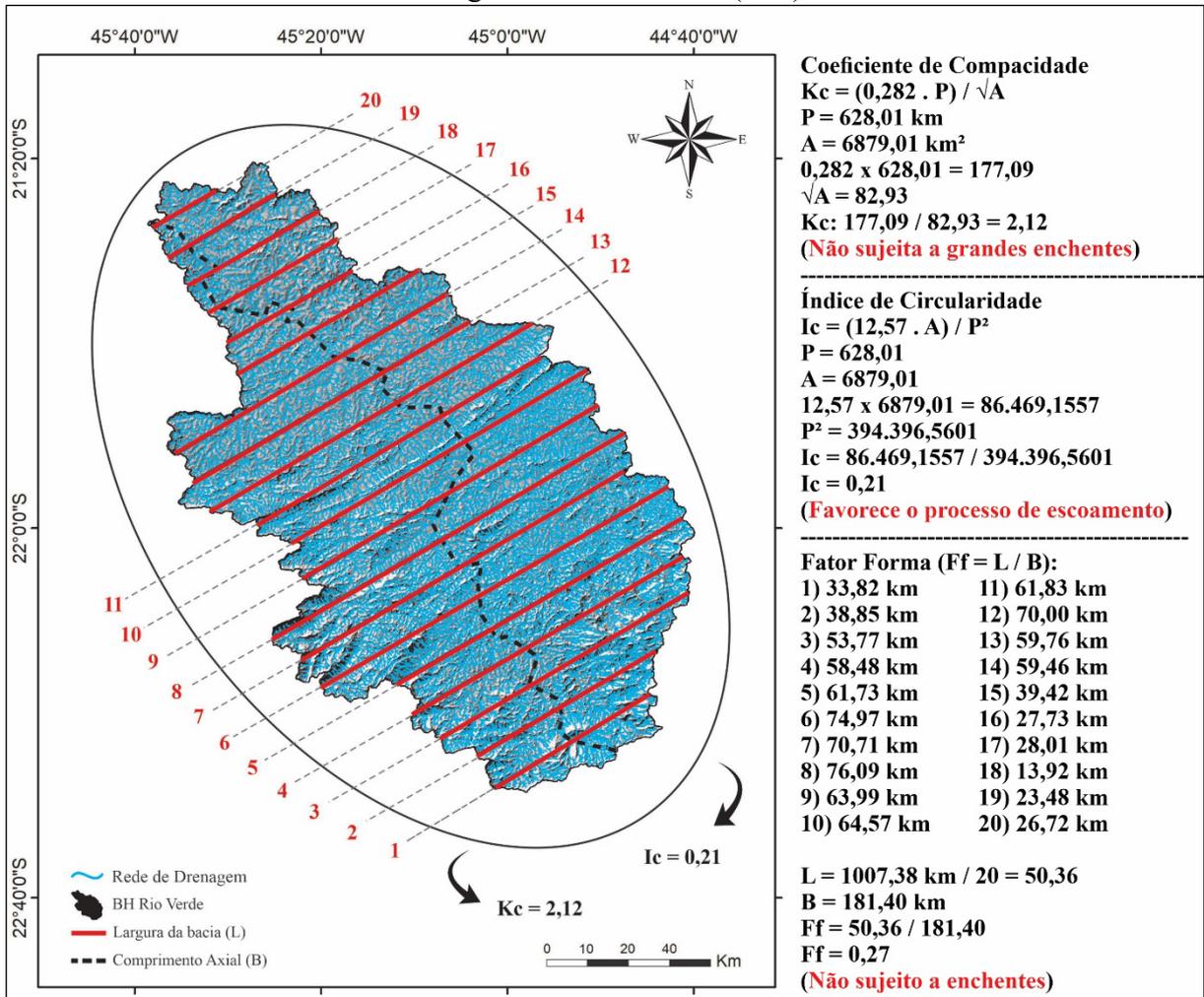
Figural 31 – Curva Hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Verde.



Fonte: Autora (2023)

Para compreender a dinâmica das águas na bacia hidrográfica, também calculamos os índices de coeficiente de compacidade (K_c), índice de circularidade (I_c) e fator forma (F_f), o que resultou em: (i) baixa suscetibilidade à inundação ($K_c = 2,12$); (ii) favorecimento do processo de escoamento ($I_c = 0,21$); e (iii) baixa probabilidade de enchentes ($F_f = 0,27$) (Figura 32). Esses parâmetros foram determinados com base nas variáveis de perímetro (628,01 km), área (6879,01 km²), largura média (1007,38 km) e comprimento axial (181,40 km) da bacia.

Figura 32 – Coeficiente de compacidade, índice de circularidade e fator forma da bacia hidrográfica do rio Verde (MG)



Fonte: Autora (2023)

8. DISCUSSÃO

8.1 INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL NA BACIA DO RIO VERDE

A morfoestrutura exerce papel crucial na evolução das bacias hidrográficas (RAJ, 2012; KUMAR; JOSHI; AGARWAL, 2020). A presente pesquisa revelou essa relação por meio da análise comparativa entre os compartimentos da Serra da Mantiqueira Meridional (SM),

Planalto do Alto Rio Grande (PA), e Planalto de Poços de Caldas (PC). A gênese evolutiva desses compartimentos foi caracterizada por eventos tectônicos, culminando no desenvolvimento de padrões litológicos distintos, que influenciaram a dinâmica fluvial e a distribuição de knickpoints na bacia do rio Verde (MARQUES NETO; PEREZ FILHO; VIADANA, 2011; MARQUES NETO; PEREZ FILHO, 2014).

A Serra da Mantiqueira Meridional (SM), com sua topografia íngreme e complexidade litológica, sobressai como uma região de recorrência elevada de knickpoints, apontando rupturas significativas na rede de drenagem (CALEGARI et al., 2021). A presença de fonólitos nas nascentes dos rios Verde e Capivari evidencia a influência litoestrutural na formação dessas anomalias, destacando a resistência diferencial à erosão. Em contraste, o Planalto do Alto Rio Grande (PA) é caracterizado por uma menor concentração de knickpoints, indicando uma dinâmica erosiva menos intensa em comparação com a SM. Os perfis longitudinais, com declividades moderadas, refletem uma topografia mais suavizada, enquanto a potência fluvial menos acentuada sugere uma resposta hidrogeomorfológica mais equilibrada nesse compartimento. O PC, apesar de apresentar menor densidade de knickpoints, destaca-se pela ocorrência de anomalias associadas a falhas contracionais próximas à confluência do rio Verde com o reservatório de Furnas. Essas observações indicam uma influência morfoestrutural persistente, mesmo em áreas com menor atividade erosiva

Sob esta perspectiva, a distribuição litológica e as falhas tectônicas emergem como fatores preponderantes na evolução das bacias hidrográficas (CELESTINO et al., 2020; YANG et al.; 2021; YUNPENG; RONG, 2021). Isso sugere que as rupturas na rede de drenagem não são meros eventos pontuais, mas sim resultados de uma interação prolongada entre a geologia local e os processos erosivos (BOULTON, 2020; SCHEINGROSS et al., 2020). Assim, as zonas de cisalhamento e os contatos litológicos, especialmente nas áreas de falhas contracionais e transcorrentes, exercem controle litoestrutural sobre os knickpoints (GIACONIA et al., 2012; LIMA; BINDA, 2013; SILVA et al., 2021). Essa relação se evidencia na associação entre o contato de diferentes rochas, como fonólitos, enderbitos, granitos e quartzitos, com as cabeceiras dos principais tributários da bacia hidrográfica do rio Verde.

No que concerne à cabeceira de drenagem do rio Verde, identificamos 26 knickpoints associados aos Fonólitos, uma rocha ígnea extrusiva que manifesta notável resistência à erosão (SCHORSCHER; SHEA, 1999; VELDKAMP et al., 2012). Estudos na Ilha da Trindade, no Atlântico Sul, revelam um alto grau de fraturamento e disjunções colunares devido ao rápido resfriamento dos condutos subvulcânicos e à presença de diques (PATRICIO, 2012). Pesquisas

conduzidas por Stone (1963), Derby (1887), Teixeira et al. (2015) e Longo (2020) sustentam que o fonolito se origina a partir do extravasamento de magma alcalino, composto por feldspatos alcalinos e feldspatóides, juntamente com intrusões de sienito, culminando na formação de um material com considerável potencial fundente. Sua presença também foi confirmada em áreas vulcânicas ativas, como a Ilha de Kaula, no Havaí, e a Ilha Tristão da Cunha, na América do Sul (GARCIA et al., 1986; LE ROEX et al., 1990; OPPENHEIMER et al., 2009).

Identificamos apenas um knickpoint, associado ao baixo curso do rio principal e atribuído a fatores estruturais, especificamente uma falha contracional que resultou no cavalgamento de Enderbito (Npvg) sobre Albita Anatexisto (Np3aarg). Essa anomalia também pode ser relacionada às características da rocha metamórfica Enderbito (NPvg), que exibe granulação e foliações de média a leve, com uma maior proporção de plagioclásio, o que pode ter ocasionado o surgimento de fraturas (RODRIGUES, 2016; SOARES, 2016). Nesse setor, as rochas metamórficas, como a Albita-anatexisto (NP3aarg) e o Muscovita-xisto (PP2svt), devido às suas características foliadas, contribuem para a alta capacidade de denudação e infiltração da água, resultando em baixa densidade hidrográfica na região (LEÃO et al., 2012; CPRM, 2015). Ademais, os resultados indicam que a região do baixo curso do rio apresenta relevo com baixa rugosidade, declividade e densidade de lineamentos, influenciados pelas rochas presentes na formação dessas paisagens planares.

Os índices FSTT e FABD revelaram baixa assimetria nas proximidades da nascente da bacia. Contudo, as falhas tectônicas que interceptaram o canal principal influenciaram seu deslocamento, bem como sua posterior migração lateral em percursos menos encaixados na rocha (NACCIO et al., 2013; MOLIN; CORTI, 2015; MARTINS et al., 2017). Essas variações no percurso também foram observadas nos perfis topográficos transversais aos vales fluviais.

Essas descobertas alinham-se com a literatura, destacando a importância da geologia e da tectônica na evolução das bacias hidrográficas. Estudos clássicos, como os de Hack (1960) e Schumm (1956), ressaltam que a interação entre estrutura geológica e processos erosivos molda as paisagens fluviais. A variação nas resistências litológicas, associada às características estruturais, define a morfologia da bacia, corroborando os resultados observados na bacia do rio Verde.

8.2 CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO FLUVIAL

As análises dos perfis longitudinais, knickpoints e potência fluvial oferecem insights valiosos sobre as condições de equilíbrio e migração fluvial (SCHWANGHART; SCHERLER, 2020; KHAN; FRYIRS; RALPH, 2021; Li et al., 2021; BOWMAN, 2023). A presença generalizada de knickpoints e lineamentos estruturais, especialmente nas áreas de maior altitude na SM e no PA, e a assimetria do canal confirmam a influência das falhas tectônicas na dinâmica fluvial. Essa conjuntura indica ajustes contínuos e sugere que a bacia ainda está em um estado de evolução, sob a influência da morfoestrutura. Esses resultados estão em concordância com os de Silva et al (2006), que analisaram a relação entre anomalias de drenagem e a evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP).

Ao examinar a integral hipsométrica, observa-se uma distribuição assimétrica de altitudes ao longo da bacia, evidenciando uma maior concentração de áreas elevadas na SM e no PA. Essa assimetria reflete o impacto das características morfoestruturais na evolução topográfica, com maior inclinação nas áreas associadas à SM. Nesse sentido, o padrão observado sugere uma extensa história de interações entre o rio e seu entorno, moldando a paisagem ao longo de períodos geológicos significativos (STRAHLER, 1954; THORN; WELFORD, 1994; PHILLIPS, 2013; DUAN, PEI; ZHANG, 2022; SHEKAR; MATHEW, 2022; SANKHUA; SAMAL, 2023).

A teoria do equilíbrio dinâmico, proposta por Hack (1960), postula que as bacias hidrográficas maduras tendem a evoluir em direção a um estado de equilíbrio geomorfológico. Contudo, os resultados desta pesquisa indicam que a bacia do rio Verde está em constante reajuste, com áreas mais elevadas experimentando uma erosão mais intensa, resultando na presença de knickpoints e perfis longitudinais mais íngremes. Esses resultados corroboram e ampliam as descobertas de estudos prévios sobre a influência da morfoestrutura na evolução de bacias hidrográficas e têm implicações significativas para a compreensão das mudanças de longo prazo nas paisagens fluviais (MAIA; BEZERRA, 2019; CAMPFORTS ET AL., 2020; TAALOR et al. 2021; PEYERL et al., 2023; VIDYA; MANOHARAN; DEEPCHAND, 2023).

8.3 REFLEXOS NA HIDROGEOMORFOLOGIA LOCAL

A distribuição espacial dos lineamentos estruturais na bacia do rio Verde constitui um indicador direto da influência tectônica passada e dos reflexos na organização da hidrogeomorfologia local (PINHEIRO et al., 2019; JANA, 2022; PASSOS, et al., 2022; MONDAL et al., 2023). A alta concentração desses lineamentos na SM, associada a

descontinuidades litológicas e estruturais, revela uma história complexa de eventos deformacionais, com impactos significativos na morfologia atual da bacia.

Ambos compartimentos exibem similaridades devido à presença de rochas ígneas intrusivas, extrusivas e metamórficas. Essa diversidade influencia as variações na densidade hidrográfica na área, dificultando a infiltração de água e resultando em maior escoamento superficial, além da formação e modificação das formas de relevo (BLOOMFIELD; BRICKER; NEWELL, 2011; SANGIREDDY et al., 2016; REIS et al., 2023). Os mapas e os resultados dos índices caracterizam essas áreas como apresentando relevos ondulados a escarpados, com médio a alto grau de rugosidade, devido à presença de canais fluviais encaixados em leitos rochosos.

Os índices de relação de relevo e rugosidade proporcionam uma visão detalhada da intensidade do intemperismo e da erosão ao longo da bacia. As áreas associadas à SM exibem valores mais elevados, indicando uma maior variabilidade topográfica e, por conseguinte, uma maior suscetibilidade a processos erosivos. A distribuição espacial dessas feições, como encostas, picos, cristas e vales, reflete a complexidade da hidrogeomorfologia local, evidenciando padrões únicos em cada compartimento. As vertentes íngremes associadas à SM e ao PA demonstram maior inclinação, refletindo os impactos erosivos mais pronunciados nessas regiões. A bacia do rio Verde, marcada por uma topografia dinâmica e por processos tectônicos passados, revela uma interação intrincada entre geologia, tectônica e processos erosivos, resultando em uma paisagem fluvial única em cada compartimento.

9. CONCLUSÃO

Esta pesquisa enfatizou a complexidade da evolução da bacia do rio Verde, destacando a influência morfoestrutural na dinâmica fluvial e na hidrogeomorfologia local. A interação entre características geológicas, tectônicas e processos erosivos moldou a paisagem de maneira única em cada compartimento. Os knickpoints identificados ao longo do sistema fluvial indicam rupturas significativas na morfologia do canal, com maior concentração nas áreas associadas à Serra da Mantiqueira Meridional e ao Planalto do Alto Rio Grande. A associação entre as maiores magnitudes de knickpoints e os compartimentos SM e PA é confirmada pela análise geológica, evidenciando o controle litoestrutural inerente a estas anomalias.

A metodologia adotada aliada aos resultados obtidos evidencia a necessidade de abordagens integradas para compreender a evolução das bacias hidrográficas e pode servir como referência para pesquisas futuras em outras bacias. A identificação de áreas mais

suscetíveis a processos erosivos e as relações entre morfoestrutura e dinâmica fluvial podem orientar estratégias de conservação e mitigação, promovendo a sustentabilidade ambiental em uma escala local e regional.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A. A. de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, 2003. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/24>. Acesso em: 19 nov. 2022.

AHN, M. M. V.; SEVERO FIGUEIRÃ, A. Application of geomorphons in the construction of a geomorphological heritage index of the municipality of bombinhas - SC - Brazil/ Aplicação dos geomorphons na construção de um índice de patrimônio geomorfológico no município de Bombinhas - SC - Brasil. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 2, n. 2, p. 1–20, 2021. Disponível em: [//williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/123](http://williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/123). Acesso em: 13 nov. 2023.

ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P. T. A. Influência das feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n.2, p. 117-124, 2003. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9821>. Acesso em: 05 nov. 2022.

ANDRADES FILHO, C de O.; ROSSETTI, D. de F. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da bacia Paraíba (PB). **Geociências**, v. 31, n. 1, p. 13-29, 2012.

AVELINO, M. P. H. A trajetória da tecnologia de sistemas de informação geográfica (SIG) na pesquisa geográfica. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros**, Seção Três Lagoas, p. 21-37, 2004.

BERNER E.K.; BERNER R.A. **Global environment. Water, air and geochemical cycles**. Prentice Hall, p. 367, 1996.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global. Esboço metodológico. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 8, 2004.

BRITO NEVES, B. B. de et al. As anomalias geológicas e geofísicas localizadas ao norte de Itapororoca (PB), folha Guarabira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 01-23, 2008. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7563/6990>. Acesso em: 20 nov. 2022

BIGARELLA, João José; MOUSINHO, Maria Regina; DA SILVA, Jorge Xavier. Considerações a Respeito Evolução das Vertentes. **Espaço Aberto**, v. 11, n. 2, p. 181-209, 2021. Disponível em: <https://revistas3.tic.ufrj.br/index.php/EspacoAberto/articlo/view/48162>. Acesso em: 01 nov. 2023.

BOWMAN, D. Discontinuity in Slope - Knickpoints and Knickzones. **Base-level Impact**, p. 13-22, 2023. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-24994-5_3. Acesso em: 30 nov. 2023.

BOULTON, S. J. Geomorphic Response to Differential Uplift: River Long Profiles and Knickpoints From Guadalcanal and Makira (Solomon Islands). **Frontiers in Earth Science**, v. 8, p. 1-23, 2020. DOI: <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00010>. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00010/full>. Acesso em: 30 nov. 2023.

BLOOMFIELD, J. P.; BRICKER, S. H.; NEWELL, A. J. Some relationships between lithology, basin form and hydrology: a case study from the Thames basin, UK. **Hydrological Processes**, v. 25, p. 2518-2530, 2011. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/hyp.8024>. Acesso em: 30 nov. 2023.

BURGOS, C. D. FORNACIARI, A.; WANDERLEY, C. T. Caracterização dos patamares escalonados do sul capixaba com enfoque no estudo do processo de esfoliação em rocha (Espírito Santo–Brasil). **IV Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2006. Disponível em: <http://lsie.unb.br/ugb/app/webroot/sinageo/6/13/492.pdf>. Acesso em: 20 nov. 2022.

CALEGARI, S.S. et al. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). **Geomorphology**, v. 393, n.p., 2021. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X21003548?casa_token=_dNFGVP5x14AAAAA:gv8D_ncXG1BCYWnVyRQi58SkOqlA1_VudW7kBzmX3qh6mjRVFSR2K3WRfp7cb1zkXVIRb14xwCKQ. Acesso em: 30 nov. 2023.

CAMPFORTS, B. et al. HyLands 1.0: a hybrid landscape evolution model to simulate the impact of landslides and landslide-derived sediment on landscape evolution. **Geoscientific Model Development**, v. 13, p. 3863–3886, 2020. Disponível em: <https://gmd.copernicus.org/articles/13/3863/2020/gmd-13-3863-2020.html>. Acesso em: 30 nov. 2023.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991.

CASSETI, V. O relevo no contexto ideológico da natureza: uma nota. **Boletim Goiano de geografia**, v. 14, n. 1, p. 102-105, 1994.

CASTANHEIRA, M., FREITAS, M., & SARTI, T. Evolução da rede de drenagem controlada por nível de base regional e evidências do processo de captura fluvial no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology – Goiânia/GO**, 2006.

CASTRO, S. B.; CARVALHO, T. M. Análise morfométrica e geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Turvo - GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Scientia Plena**. v. 5, n. 2, 2011. Disponível em: <https://scientiaplena.org.br/sp/article/view/623>. Acesso em: 20 nov. 2022.

CHRISTOFOLETTI, A. **As Teorias Geomorfológicas**. **Notícia Geomorfológica, Campinas**, v. 13, n. 25, p. 3-4, jun. 1973.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Editora Edgard Blücher, São Paulo, 2 ed., p.188, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **A modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Ed. Edgar Blücher, 1999.

CELESTINO, M. A. L. et al. Fault damage zones width: Implications for the tectonic evolution of the northern border of the Araripe Basin, Brazil, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 138, 2020. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0191814119305000?casa_token=LaFt5mlO29IAAAAA:G8s_Vmixew8o05rGX1Ds-wjYgFD7jDjdfSRz3qWzYQANZLMk4P7J3y5wrv2cYQfIYzmmot-r-39. Acesso em: 30 nov. 2023.

CORRÊA, M. P. **Influência da radiação solar na regeneração natural de mata atlântica**. 2008. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação (Engenharia Florestal) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2008. Disponível em: <https://devrima.ufrj.br/jspui/handle/1235813/2755>. Acesso em: 26 out. 2023.

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.

CUNHA, C. M. L. da; MENDES, I. A. Proposta de análise integrada dos elementos físicos da paisagem: uma abordagem geomorfológica. **Estudos Geográficos: Revista Eletrônica de Geografia**, Estudos Geográficos: Revista Eletrônica de Geografia, 2007, v. 3, n. 1, p. 1-10, 2007. Disponível em: <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/estgeo/article/view/285>. Acesso em: 26 out. 2023.

CPRM. **Rochas**, 2015. Disponível em: <https://www.sgb.gov.br/publique/SGB-Divulga/CanalEscola/Rochas1107.html#:~:text=%2D%20Xistos%3A%20acentuadamente%20foliados%2C%20com,regional%20ou%20de%20deslocamento%20profundo>. Acesso em: 05 out. 2023

DERBY, O. A. On nepheline-rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 43, n. 1-4, p. 457-473, 1887.

DUAN, Y.; PEI, X.; ZHANG, X. The Hypsometric Integral Based on Digital Elevation Model for the Area West of Lvliang Mountains in Loess Plateau, Shanxi, China. **Frontiers in Earth Science**, v. 10, n.p, 1 jan. 2022. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.827836/full>. Acesso em: 30 nov. 2023.

EMBRAPA. **Bioma Caatinga**. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-deinformacao-tecnologica/tematicas/bioma-caatinga>. Acesso em: 25 set. 2023

FARIA, F. O Atualismo entre uniformitaristas e catastrofistas. **Revista Brasileira de História da Ciência**. v. 7 n. 1, 2014. Disponível em: <https://rbhciencia.emnuvens.com.br/revista/article/view/229>. Acesso em: 19 nov. 2022.

FERLA, L.; OYAKAWA, K. de O.; DINIZ, J. A.; FARIAS, O. G. C. Mapeamento SIG na Pesquisa e Inventário do Patrimônio Arqueológico de Guarulhos (PIPAG). **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, n. 26, p. 84-94, 2016. DOI: 10.11606/issn.2448-1750.revmae.2016.119013. Disponível em:

<https://www.revistas.usp.br/revmae/article/view/119013>. Acesso em: 13 nov. 2023

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. Oficina de textos, 2016. Disponível em:

https://books.google.com.br/books?hl=ptBR&lr=&id=TrUWDAAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP5&dq=tecnologia+e+mapeamento+de+relevos&ots=mRgtfnMk_&sig=yEZNIAjbbhT4QmX3-w--TV8wlZY&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false. Acesso em: 24 out. 2023.

FOURNIER, J. Contribuições da morfologia matemática para a geomorfologia teórica e quantitativa. **GEOGRAFIA**, Rio Claro, v. 28, n. 1, p. 29-44, jan./abr. 2003. Disponível em: <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/ageteo/issue/view/635>. Acesso em: 19 nov. 2022.

FRECHIANI, J. M.; MARCHIORO, E. Evolução antropogênica do relevo em áreas de mineração do distrito de Itaoca, Cachoeiro de Itapemirim (ES), Brasil. **Revista de Geografia-PPGEO-UFJF**, v. 7, n. 1, 2017. Disponível em: <https://periodicos.ufjf.br/index.php/geografia/article/view/18049>. Acesso em: 20 nov. 2022

GARCIA, M.O.; FREY, F.A.; GROOMS, D.G. Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii. **Contr. Mineral. and Petrol.** p. 461-471, 1986. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00376339>. Acesso em: 05 out. 2023.

GIACONA, F. et al. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, v. 145-146, p. 90-106, 2012. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X11006581>. Acesso em: 30 nov. 2023.

GUERRA, A. J. T. Geomorfology and environmental planning - concepts and applications. **Research Gate**, p. 1-20, 2018. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/327754958_GEOMORFOLOGY_AND_ENVIRONMENTAL_PLANNING_-_CONCEPTS_AND_APPLICATIONS. Acesso em: 1 nov. 2023.

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

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 (org.) **Tectonic Geomorphology**. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1985. Boston: Unwin, p.76-104.

HORTON, R. E. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. **Geol. Soc. American Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945

JANA, S. Tectonic and structural influences on the Dulung River system in the southwestern fringe of Bengal Basin. **Arabian Journal of Geosciences**, p. 1-22, 2022. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-021-09344-w#citeas>. Acesso em: 30 nov. 2023.

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, T. F. Geomorphons a Pattern Recognition Approach to Classification and Mapping of Landforms. **Geomorphology**, v. 182, p. 147–156, 2013.

JUNIOR, E. P. S.; CONCEIÇÃO, F. T.; GUEDES JUNIOR, E.; PINTO, S. dos A. F.; PEREIRA, L. H. Balanço entre intemperismo químico e remoção do solo na bacia do Ribeirão Monjolo Grande, Ipeúna (SP), determinadas por geoquímica fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 2014. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/486>. Acesso em: 20 nov. 2022.

KHAN, S.; FRYIRS, K. A.; RALPH, T. J. Geomorphic controls on the diversity and patterns of fluvial forms along longitudinal profiles. **CATENA**, v. 203, n.p, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0341816221001880>. Acesso em: 30 nov. 2023.

KUMAR, L. JOSHI, G., AGARWAL, K.K. Morphometry and Morphostructural Studies of the Parts of Gola River and Kalsa River Basins, Chanphi-Okhalkanda Region, Kumaun Lesser Himalaya, India. **Geotecton**. 54, 410–427 (2020). <https://doi.org/10.1134/S0016852120030048>

LANA, C. E.; ALVES, J.M. de P; CASTRO, P. de T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG-Brasil. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 54, p. 121-126, 2001.

LEANDRO, G. R. dos S. **Interações hidro-morfodinâmicas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba – Alto Paraguai, Mato Grosso – Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, São Paulo, 2020.

LEÃO, M. R. et al. Erosão, denudação e evolução do relevo da média serra do espinhaço meridional, minas gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, p. 113-124, 2012. Disponível em: <https://www.rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/369/289>. Acesso em: 4 out. 2023.

LEITE, M. E.; ROCHA, A. M. Sistema de Informações Geográficas (SIG) aplicado ao cálculo de índices morfométricos em bacia hidrográfica. **Geo UERJ**, n. 28, p. 44-65, 2016.

LE ROEX, A. P.; CLIFF, R. A.; ADAIR, B. J. I. Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and Petrogenesis of a Basanite-Phonolite Lava Series, **Journal of Petrology**, v. 31, p. 779–812, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/31.4.779>. Acesso em: 05 out. 2023.

LI, Z. et al. Distribution and evolution of knickpoints along the Layue River, Eastern Himalayan Syntaxis. **Journal of Hydrology**, v. 603, n.p, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0022169421009653>. Acesso em: 30 nov. 2023.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 262-270, 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981113001478>. Acesso em: 30 nov. 2023.

LIMA, E.; SILVA, E. Estudos geossistêmicos aplicados à bacias hidrográficas. **Revista Equador**. Editorial, vol. 4, Nº 4, 2015. Disponível em: <https://comunicata.ufpi.br/index.php/equador/article/view/4367>. Acesso em: 19 nov. 2022.

LONGO, A. E. D. V. **Mineralogia e gênese de solos desenvolvidos de rochas alcalinas e ultrabásicas do complexo alcalino de Lages**. Dissertação de Mestrado - Centro de Ciências Agroveterinárias da Universidade do Estado de Santa Catarina no Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Santa Catarina, p. 115. 2020. Disponível em: https://www.udesc.br/arquivos/cav/id_cpmenu/2480/MINERALOGIA_E_G_NESE_DE_SOLOS_DESENVOLVIDOS_DE_ROCHAS_ALCALINAS_E_ULTRABASICAS_DO_COMPLEXO_ALCALINO_DE_LAGES_16177214267815_2480.pdf. Acesso em: 05 out. 2023.

MACHADO, L. E. G.; NUNES, E. D.; ROMÃO, P. A. Análise da influência da topografia na variação sazonal de fitofisionomias na bacia do Rio Veríssimo-GO. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, v. 14, p. 2817-2822, 2009. Disponível em: <http://marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.18.01.47/doc/2817-2822.pdf>. Acesso em: 01 nov. 2023.

MAGALHÃES, C. C. **Análise Geoambiental e Alterações Socioespaciais na Planície Litorânea de São Gonçalo do Amarante-CE**. Fortaleza-CE. 2014.

MAIA, R.; BEZERRA, F. The Morphostructural Evolution of Cretaceous Basins. **The Morphostructural Evolution of Cretaceous Basins**, p. 71-84, 2019. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-030-13311-5_5. Acesso em: 30 nov. 2023

MARQUES NETO, R. **Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil**. 2012. 430 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2012. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/104389>. Acesso em: 05 set. 2023.

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, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v15i1.478. Disponível em: <https://www.rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/478>. Acesso em: 30 nov. 2023.

MARQUES, R. M.; FILHO, A. P.; VIADANA, A. G. SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS NO PLANALTO DO ALTO RIO GRANDE (MG): REGIÃO DAS CRISTAS QUARTZÍTICAS. **Revista de Geografia - PPGeo - UFJF**, v. 1, n. 2, p. 1-8, 2016. Disponível em: <https://periodicos.ufjf.br/index.php/geografia/article/view/17897/>. Acesso em: 30 nov. 2023.

MARTINS, A. A. et al. Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: Insights from long profile tributary stream analyses. **Geomorphology**, v. 276, p. 144-163, 2017. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X16302628>. Acesso em: 30 nov. 2023.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação na região da Chapada dos Veadeiros, GO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1119. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1119>. Acesso em: 20 nov. 2022.

MATIAS, L. F.; MARTINELLI, M. **Sistema de Informações Geográficas (SIG): teoria e método para representação do espaço geográfico**. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, 2001. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/001169780>. Acesso em: 03 set. 2023.

MINELLA, J. P. G; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.41, n.3, p.424-432, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0103-84782011000300010>. Acesso em: 09 ago. 2022.

MICHELON, C. R.; WERLANG, M. K. Modelado de relevo na microbacia do Arroio Cadena - Santa Maria/RS. **Ciência e Natura**, v. 26, n. 1, p. 27–45, 2004. Disponível em: <https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/9662>. Acesso em: 20 nov. 2022.

MOLIM, P.; CORTI, G. Topography, river network and recent fault activity at the margins of the Central Main Ethiopian Rift (East Africa). **Tectonophysics**, v. 664, p. 67-82, 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195115004801>. Acesso em: 30 nov. 2023.

MONDAL, B. et al. Geomorphic signatures and active tectonics in western Saurashtra, Gujarat, India. **Geodesy and Geodynamics**, p. 1-18, 2023. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674984723000587>. Acesso em: 30 nov. 2023.

MORISAWA, M. E. Quantitative Geomorphology of Some Watersheds in the Appalachian Plateau. **Geological Society of America Bulletin**, p. 1025-1046, 1962. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1962\)73\[1025:QGOSWI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1962)73[1025:QGOSWI]2.0.CO;2). Acesso em: 03 set. 2023.

MORTATTI J.; PROBST J.L. **Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations**. *Chemical Geology*, vol. 197, p. 177– 196, 2003.

MOUSSI, A.; REBAÏ, N.; CHAIEB, A.; SAÂDI, A. GIS-based analysis of the Stream Length Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (NorthEast of Tunisia). **Arabian Journal of Geosciences**, v.11, Article number: 123, 2018.

NACIO, D. D. et al. Morphotectonic analysis of the Lunigiana and Garfagnana grabens (northern Apennines, Italy): Implications for active normal faulting. **Geomorphology**, v. 201, p. 293-311, 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X13003516>. Acesso em: 30 nov. 2023.

NASCIMENTO, F. R. DO; SAMPAIO, J. L. F. Geografia física, geossistemas e estudos integrados da paisagem. **Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS)**, v. 6, n. 1, 2005.

OPPENHEIMER, C. et al. Pulsatory magma supply to a phonolite lava lake. **Earth and Planetary Science Letters**, p. 392-398, 2009. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X09002805?casa_token=ER0iuH0BVyYAAAAA:8YXR_8yhKYgnaXeTZenDaXA4IA4Hcn7BJ3hTvhvHvVKSlWxsZ_Rm4mDYdVrHZzyTf3gdx_dXj8UA. Acesso em: 2 out. 2023.

NETO, L. F.; FERREIRA, F. J. F. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. **Brazilian Journal of Geology**, v. 33, n. 2, p. 197-208, 2003.

PASSOS, V. S. A. et al. Quantification of the spatial arrangement of structural lineaments and deformation bands: Implications for the tectonic evolution of the eastern border of the Araripe Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, n.p., 2022. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981122002231>. Acesso em: 30 nov. 2023.

PATRICIO, R. L. **Mapeamento da Ilha da Trindade, Atlântico Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – UNESP (Universidade Estadual Paulista), Rio Claro (SP), p. 80, 2012. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/server/api/core/bitstreams/5bc8fdc4-c47d4b54-b660-7b74d5449fe3/content>. Acesso em: 05 out. 2023.

PEIFER, D.; AGUSTIN, C. H. R. Revistando os modelos clássicos de evolução do relevo. **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**, In: PEIFER, D.; AGUSTIN, C. H. R., ED. ICH-UnB, p. 763-796, 2021. Disponível em: <http://lsie.unb.br/ugb/livros>. Acesso em: 19 nov. 2022.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: McMillan, 1953.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

PEYERL, W. R. L. et al. Identification of morphostructures by utilizing Knickpoint Ranks, a method to avoid the camouflage effect in knickpoint analysis. **Geomorphology**, v. 442, p. n.p., 2023. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X23003392>. Acesso em: 30 nov. 2023.

PHILLIPS, J. D. Thresholds, mode switching, and emergent equilibrium in geomorphic systems. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 71-79, 2013. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/esp.3492>. Acesso em: 30 nov. 2023.

PRESS, P.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. 4 ed. Porto Alegre: Bookman, 2006.

PINHEIRO, M. R. et al. Tectonics of the Northeastern border of the Parana Basin (Southeastern Brazil) revealed by lineament domain analysis. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, n.p., 2019. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981119300860>. Acesso em: 30 nov. 2023.

PINTO JUNIOR, O. B.; ROSSETE, A. N. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Ribeirão Cachoeira, MT-Brasil. **Geoambiente On-line**, Goiânia, n. 4, p. 01–16, 2013. Disponível em: <https://revistas.ufj.edu.br/geoambiente/article/view/25872>. Acesso em: 09 set. 2023.

RAJ, R. Active tectonics of NE Gujarat (India) by morphometric and morphostructural studies of Vatrak River basin. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 50, p. 66-78, 2012. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S136791201200051X?casa_token=2jSluLL5s98AAAAA:SWs295aOj-f_UXIyf8oW34pLzczVfjiOuj71dcaCrJ6D05x_QxJDrb1SFM54ULkPwoXbNfY1sHA. Acesso em: 30 nov. 2023.

REIS, I. L. et al. Morphometric parameters of the relief and drainage network of the Formiga River subbasin, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 2, p. 1-21, 2023. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/2311>. Acesso em: 8 set. 2023.

RIBEIRO, R. V. S.; ARRUDA, E. M. A influência do alinhamento do Paranapanema na configuração do relevo e rede de drenagem na bacia do ribeirão faxinal, Itapetininga – SP. In XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Aplicada, Campinas. **Os desafios da geografia física na fronteira do conhecimento**. Campinas: UNICAMP, 2017. p. 1-6.

ROSS, J. L.S. (Org). **Geografia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1996. 546 p.

RODRIGUES, C. A Teoria Geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 14, p. 69-77, 2011. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47314>. Acesso em: 18 nov. 2022.

RODRIGUES, J.; LIMA, E. compartimentação geomorfológica na constituição das paisagens diferenciadas do Norte do Estado do Ceará: relato de campo. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 22, p. 59–63, 2014. Disponível em: [//periodicos.ufam.edu.br/index.php/revistageonorte/article/view/1619](http://periodicos.ufam.edu.br/index.php/revistageonorte/article/view/1619). Acesso em: 20 nov. 2022.

RODRIGUES, P. R. S. **Metamorfismo das rochas de alto grau do complexo tartarugal grande, região de Ferreira Gomes - Amapá**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará (UFPA), 2016. Disponível em: https://bdm.ufpa.br:8443/jspui/bitstream/prefix/2757/1/TCC_MetamorfismoRochasAlto.pdf. Acesso em: 4 out. 2023.

SANKHUA, R. N.; SAMAL, K. P. Hypsometric Analysis of Brahmani–Baitarani Basin Using ArcGIS. **Geospatial and Soft Computing Techniques**, p. 73-83, 2023. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-981-99-1901-7_7. Acesso em: 30 nov. 2023.

SALLES, M. M. **O uso do SIG na análise morfométrica da bacia hidrográfica do Rio São João (MG)**. Monografia (Especialização em Geoprocessamento) - Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Belo Horizonte (MG), 2010.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Variáveis auxiliares para o mapeamento da rede de drenagem: correlação espacial entre nascentes, unidades de relevo e litotipos na bacia hidrográfica do rio Benevente-ES. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 18, n. 3, p. 624-634, 2014.

SANGIREDDY, H. Controls of climate, topography, vegetation, and lithology on drainage density extracted from high resolution topography data. **Journal of Hydrology**, p. 271-282, 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169416300968>. Acesso em: 30 nov. 2023.

SANTOS, A. Geomorfologia na pesquisa arqueológica. **CLIO-Arqueológica**, v. 35, n. 12, p. 205-214, 1997.

SARDINHA, D. de S. **Avaliação da taxa de intemperismo químico na bacia do Rio Jauá (SP)**. 2011. 109 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2011. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/102980>. Acesso em: 20 nov. 2022.

SCHUMM S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geol Soc Am, Bull** 67 p.597–646, 1956.

SCHNORR, G. G.; et al. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Vacacaí: centro do rio grande do Sul: Morphometric Description of the Vacacaí River Basin: Center of Rio Grande do Sul. **Revista Geonorte**, v. 12, n. 39, p. 44–63, 2021. Disponível em: [//periodicos.ufam.edu.br/index.php/revista-geonorte/article/view/8649](http://periodicos.ufam.edu.br/index.php/revista-geonorte/article/view/8649). Acesso em: 9 nov. 2022.

SCHEINGROSS, J.S., et al. The shaping of erosional landscapes by internal dynamics. **Nat Rev Earth Environ**, p. 661–676, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0096-0>. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s43017-020-0096-0>. Acesso em: 30 nov. 2023.

SCHORSCHER, H. D.; SHEA, M. E. The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 45, p. 25-51, 1999. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/037567429290121N?casa_token=nl3Ru3W8c8wAAAAA:yVx9-E4nhEirijy2dJ3SDeqCGJPMsyiSCISSdDuaqaZI81q5T7JrGJz4JRVjc2HI0jM3yiHB4yPF. Acesso em: 30 nov. 2023.

SCHWANGHART, W. SCHERLER, D. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). **Geology** p. 698-702, 2020. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/48/7/698/583705/Divide-mobility-controls-knickpoint-migration-on>. Acesso em: 30 nov. 2023.

SCHEIBE, L. F. **Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC**. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 224p. 1986. Disponível em:

<https://repositorio.ufsc.br/bitstream/handle/123456789/200621/24044193.pdf?sequence=1>. Acesso em: 02 de out. 2023

SHEKAR, P. R.; MATHEW, A. Erosion Susceptibility Mapping Based on Hypsometric Analysis Using Remote Sensing and Geographical Information System Techniques. **River Dynamics and Flood Hazards**, p. 483-494, 2022. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-981-19-7100-6_26. Acesso em: 30 nov. 2023.

SHEKAR, P. R.; MATHEW, A. Evaluation of Morphometric and Hypsometric Analysis of the Bagh River Basin using Remote Sensing and Geographic Information System Techniques. **Energy Nexus**, v. 7, n.p., 2022. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2772427122000663>. Acesso em: 30 nov. 2023.

SEABRA, V. S.; CRUZ, C. B. M.; VICENS, R. S. Mapeamento dos sistemas de relevo da bacia hidrográfica do Rio São João. **III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação**, Recife, p. 1-4, 2010. Disponível em: https://www.researchgate.net/profile/CarlaMadureira2/publication/268178342_MAPEAMENTO_DOS_SISTEMAS_DE_RELEVO_DA_BACIA_HIDROGRAFICA_DO_RIO_SAO_JOAO/links/552dcb890cf21acb09218849/M_APEAMENTO-DOS-SISTEMAS-DE-RELEVO-DABACIA-HIDROGRAFICA-DO-RIO-SAO-JOAO.pdf. Acesso em: 24 out 2023

SEEBER, L. GORNITZ, V. River Profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.

SILVA, T. M. da et al. Drainage anomalies and landscape evolution in the Paraíba do Sul middle valley (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**. p. 1-15, 2006. Disponível em: <https://revistas3.tic.ufrj.br/index.php/aigeo/article/view/6625>. Acesso em: 3 nov. 2023.

SILVA, J. da; SANTOS, P. R. A. dos. A utilização dos modelos SRTM na interpretação geomorfológica: técnicas e tecnologias aplicadas ao mapeamento geomorfológico do território brasileiro. INPE, **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, v. 13, p. 4261-4266, 2007. Disponível em: <http://marte.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.15.16.47/doc/4261-4266.pdf>. Acesso em: 08 nov. 2023.

SILVA, M. L.; SILVA, M. L. Uma abordagem sobre J. Hutton, W. M. Davis e W. Penck como expoentes na sistematização da geomorfologia. In: **VII Simpósio nacional de geomorfologia e II Encontro latino-americano de geomorfologia**, Belo Horizonte, anais do VII SINAGEO. Belo Horizonte, 2008.

SILVA NETO, J. C. A. Avaliação da vulnerabilidade à perda de solos na bacia do rio salobra, ms, com base nas formas do terreno. **Geografia (Londrina)**, v. 22, n. 1, p. 05–25, 2014. DOI: 10.5433/2447-1747.2013v22n1p05. Disponível em: <https://ojs.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/articlo/view/12722>. Acesso em: 13 nov. 2023.

SILVA, B. A. et al. Lithostructural and tectonic determinants in the geomorphic evolution of the Basalt Plateau – Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 110, n.p, 2021. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089598112100198X>. Acesso em: 30 nov. 2023.

SOARES, F. B.; LEAL, A. C. Planejamento ambiental da bacia do balneário da amizade nos municípios de Álvares Machado e Presidente Prudente – São Paulo. **Periódico Eletrônico Fórum Ambiental Da Alta Paulista**, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.17271/19800827722011105>. Acesso em: 03 set. de 2023.

SOARES, W. C. **Caracterização metamórfica das rochas granulíticas de Chorozinho-CE**. Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, 2016. Disponível em: https://repositorio.ufc.br/bitstream/riufc/18575/1/2016_dis_wcsoares.pdf. Acesso em: 4 out. 2023.

SOUZA, V. F. de. **Impacto do processo de ocupação urbana ao meio ambiente do Distrito Federal**. 47 f. Monografia (Graduação) - Faculdade de Ciências da Saúde, Centro Universitário de Brasília, Brasília, 2002. Disponível em: <https://repositorio.uniceub.br/jspui/handle/235/9010>. Acesso em: 20 nov. 2022.

SOUZA, L. et al. Simulação numérica da influência da litologia no recuo diferencial da escarpa da Serra da Mantiqueira em Resende e Itatiaia (RJ). **9º Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, 2012. Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2012/trabalhos/7/7-707-485.html#:~:text=A%20Serra%20da%20Mantiqueira%20tem,%C3%A0%20abertura%20do%20Atl%C3%A2ntico%20Sul>. Acesso em: 2 out. 2023.

SOUZA, J. O. P. DE; ALMEIDA, J. D. M. DE. Modelo digital de elevação e extração automática de drenagem: dados, métodos e precisão para estudos hidrológicos e geomorfológicos. **Boletim de Geografia**, v. 32, n. 2, p. 134 - 149, 2014.

SOUZA, R. et al. A ocorrência dos knickpoints e sua relação com a lito-estrutura do substrato geológico na evolução da rede de drenagem no médio vale do Paraíba do Sul. **XVII Simpósio brasileiro em geografia física aplicada**, v. 1, p. 1-6, 2018. Disponível em: <https://ocs.ige.unicamp.br/ojs/sbgfa/article/view/2345>. Acesso em: 19 nov. 2022.

SOTCHAVA, V. B. **O estudo de geossistemas**. Instituto de Geografia. USP, São Paulo: Ed. Lunar, 1977.

SOUZA, C. R. de G. “Suscetibilidade Morfométrica de Bacias de Drenagem ao Desenvolvimento de Inundações em Áreas Costeiras”. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 6, n.1. pp 45-61, 2005.

SOUZA, A. de O.; ARRUDA, E. M. Anomalias de drenagem no ribeirão dos rodrigues: contribuições sobre a geomorfologia da região de Sorocaba-SP. **Revista do Departamento de Geografia**, USP, v. 29, p. 191 a 211, 2015.

STONE, D. B., Anisotropic Magnetic Susceptibility Measurements on a Phonolite and on a Folded Metamorphic Rock, **Geophysical Journal International**, Volume 7, Issue 3, p.375–390, 1963. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1963.tb05558.x>. Acesso em: 05 out. 2023.

STRAHLER, A. N. Hypsometric analysis of erosional topography. **Geological society of America bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. **Statistical Analysis in Geomorphic Research**. Journ. Geol Chicago: v. 3, 62, n. 1, p. 1-25, 1954.

STRAHLER, A. N. Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Network. In: CHOW, V.T. (ed.). **Handbook of Applied Hydrology**. McGraw-Hill. p. 4-40 4-74, 1964.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. *Amer. Journ. Sci.*, New Haven, Conn. 248 (8-9): 673-696, 800-814, 1950.

TALLOOR, A. K. et al. Tectonic imprints of landscape evolution in the Bhilangana and Mandakini basin, Garhwal Himalaya, India: A geospatial approach. **Quaternary International**, v. 575-576, p. 21-23, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618220303992>. Acesso em: 30 nov. 2023.

TEIXEIRA, A. M. dos S.; GARRIDO, F. M. dos S.; MEDEIROS, M. E.; SAMPAIO, J. A. Estudo do comportamento térmico da rocha fonolito. **Holos**, v. 5, p. 52-64, 2015. Disponível em: <https://www2.ifrn.edu.br/ojs/index.php/HOLOS/article/view/1825>. Acesso em: 2 out. 2023.

THORN, C. E.; WELFORD, M. R. The Equilibrium Concept in Geomorphology. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 84, p. 666-696, 1994. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1467-8306.1994.tb01882.x>. Acesso em: 30 nov. 2023.

TRENTIN, R.; ROBAINA, L. de S.; SILVEIRA, C. T. da. Compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do rio ITÚ/RS geomorphometric compartmentation of river basin ITU/RS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, 2015.

TRENTIN, R.; ROBAINA, L. E. de S. Classificação das unidades de relevo através de parâmetros geomorfológicos. **Mercator (Fortaleza)**, v. 15, p. 53-66, 2015. DOI: <https://doi.org/10.4215/RM2016.1503.0004>

VELDKAMP, A. et al. Mount Kenya volcanic activity and the Late Cenozoic landscape reorganisation in the upper Tana fluvial system. **Geomorphology**, v. 145-146, p. 19-31, 2012. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S037567429290121N?casa_token=nl3Ru3W8c8wAAAAA:yVx9-E4nhEirijy2dJ3SDeqCGJPMsyiSCISSdDuaqaZI81q5T7JrGJz4JRVjc2HI0jM3yiHB4yPF. Acesso em: 30 nov. 2023.

VIDYA, K. M.; MANOHARAN, A. N.; DEEPCHAND, V. Investigating the Tectonic and Structural Controls on the Geomorphic Evolution of Shiriya River Basin, Southern India. **Journal of the Geological Society of India**, v. 99, p. 1292-1304, 2023. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12594-023-2463-1>. Acesso em: 30 nov. 2023.

VELOSO, A. Importância do Estudo das Vertentes. **GEOgraphia**, v. 4, n. 8, p. 79-83, 21 set. 2009. Disponível em: <https://periodicos.uff.br/geographia/article/view/13434/8> 634. Acesso em: 24 out. 2023.

VERDUM, R. et al. **Rio Grande do Sul: paisagens e territórios em transformação**. Editora da UFRGS, 2012.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, p.245, 1975.

WOOD, L. J. Quantitative Seismic Geomorphology of Pliocene and Miocene Fluvial Systems in the Northern Gulf of Mexico, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, p. 713–730, 2007. Disponível em: https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article/77/9/713/145176/Quantitative-SeismicGeomorphology-of-Pliocene-and?casa_token=mGUgg7x5gUYAAAAA:YChz_p_8E1MIzAhRwvocIUG1QBCBv0BNg5WzZJiPru0bFv_a2cARHmekwU-3TtLdBhm8q7rhA. Acesso em: 8 set. 2023.

YANG, X.; et al. Tectonic-sedimentary evolution of a continental rift basin: A case study of the Early Cretaceous Changling and Lishu fault depressions, southern Songliao Basin, China. **Marine and Petroleum Geology**, v. 128, 2021. Disponível em: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264817221001719?casa_token=ZCBXFCAcqBQAAAAA:sPAqyIRi2nXJlynvtXl1CkP0jvU8Z-lyQSRjwXPRrfGzY8-0FF-4ER7sW9-E5cth7ML5TvllaHxp. Acesso em: 30 nov. 2023.

YUNPENG, W.; YANG R. Lithologic control on landscape evolution in the drainage basin of Changshan River. **Quaternary Sciences**, 2021, p. 1574-1583. DOI: 10.11928/j.issn.1001-7410.2021.06.06. Disponível em: <http://www.dsyyj.com.cn//article/doi/10.11928/j.issn.1001-7410.2021.06.06>. Acesso em: 30 nov. 2023.

ZÊZERE, J. **Dinâmica de vertentes e riscos geomorfológicos: programa**. 2005. Disponível em: https://repositorio.ul.pt/bitstream/10451/39456/1/Zezere_2005_acesso%20aberto.pdf. Acesso: 13 nov. 2023.