

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS - MG

Instituto de Ciências da Natureza

Curso de Geografia – Bacharelado ou Licenciatura

ISABELLA DE OLIVEIRA CARVALHO

**INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL E O PAPEL DOS
TRIBUTÁRIOS NA DINÂMICA FLUVIAL DA BACIA DO
BAIXO RIO SAPUCAÍ (MG)**



Alfenas - MG

2024

ISABELLA DE OLIVEIRA CARVALHO

**INFLUÊNCIA MORFOESTRUTURAL E O PAPEL DOS
TRIBUTÁRIOS NA DINÂMICA FLUVIAL DA BACIA DO
BAIXO RIO SAPUCAÍ (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
2024

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

DEDICATÓRIA

*Dedico este trabalho especialmente à minha mãe,
que sempre me apoiou e lutou para que todos os
meus objetivos e sonhos fossem conquistados.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família por todo apoio e incentivo, especialmente à minha mãe, Eliana, pelo companheirismo e esforço em me manter nos estudos; à minha avó, Ana, por sua dedicação em me apoiar e por todo o seu amor; à minha falecida avó, Teresa, pelo incentivo aos estudos desde a infância e carinho; e ao meu pai, Sérgio, por todo apoio durante toda a minha jornada.

Agradeço também aos meus amigos Ana, Rhian, Lícia, Juan, Victor, Pedro e Ariele pelo companheirismo desde o primeiro semestre. Um agradecimento especial à Ariele, por sempre acreditar e me incentivar durante todo o percurso em Alfenas. Sou igualmente grata aos amigos que fiz durante a graduação, especialmente à Sthefane, pelo apoio fundamental na reta final.

Ao meu orientador, Felipe Gomes Rubira, muito obrigada por acreditar no meu potencial, pela orientação e por todo o auxílio dedicado a me incentivar a continuar pesquisando.

Por fim, meus sinceros agradecimentos a todos que fizeram parte da minha jornada. Sou imensamente grata a cada um de vocês.

RESUMO

Os cursos d'água são sensíveis às forças tectônicas e às características litoestruturais, o que afeta a organização da drenagem e a evolução fluvial. No entanto, em setores de baixo curso fluvial, onde predominam a acomodação de sedimentos e a escassez de feições geomorfológicas distintivas, como *knickpoints*, surgem desafios para a interpretação da dinâmica fluvial. Nesse contexto, os tributários desempenham um papel fundamental na erosão e no transporte de sedimentos, afetando a configuração do leito aluvial no curso principal. Este estudo investigou a influência de controles tectônicos e litológicos na bacia do Baixo Rio Sapucaí (MG), com foco em como fatores morfoestruturais e o poder erosivo dos tributários afetam a dinâmica fluvial. A metodologia incluiu a aplicação de parâmetros morfométricos para verificar a interação entre tectônica, litologia, drenagem e relevo, como: densidade de drenagem, índice de rugosidade (I_r), relação relevo (R_r), hierarquia fluvial, densidade de knickpoints (D_k), índice de sinuosidade (I_s), coeficiente de compacidade (C_c), razão de circularidade (C_r), densidade de lineamentos (D_l), fator de simetria topográfica transversa (FSTT), fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD) e índice de declividade normalizada do canal (k_{sn}). Os resultados indicaram maior concentração de knickpoints e intensa atividade erosiva em áreas com alta densidade de lineamentos tectônicos e variações litológicas, especialmente nas zonas leste e oeste da bacia, onde predominam zonas de cisalhamento e rochas resistentes. Em contraste, áreas adjacentes ao rio principal e ao reservatório de Furnas apresentaram menor erosão e aporte sedimentar devido ao substrato homogêneo e menor densidade de falhas. Observou-se que as confluências dos tributários 1, 2 e 3 possuem leitos aluviais mais profundos, evidenciando maior energia erosiva e deposicional nesses sistemas. Conclui-se que a interação entre fatores litoestruturais e tectônicos molda a organização fluvial da bacia, com implicações para a dinâmica erosiva e sedimentar. Estudos futuros, utilizando técnicas de datação como a luminescência opticamente estimulada, são recomendados para validar as taxas deposicionais e entender a evolução dos leitos aluviais associados aos tributários principais.

Palavra-chave: Zonas de cisalhamento, Knickpoints; Dinâmica fluvial; Erosão; Transporte Sedimentar

ABSTRACT

Rivers are sensitive to tectonic forces and lithostructural characteristics, which affect drainage organization and fluvial evolution. However, in low-course river sectors, where sediment accommodation predominates and distinctive geomorphological features, such as knickpoints, are scarce, challenges arise in interpreting fluvial dynamics. In this context, tributaries play a fundamental role in erosion and sediment transport, shaping the configuration of the alluvial bed in the main course. This study investigates the influence of tectonic and lithological controls in the Lower Sapucaí River Basin (MG), focusing on how morphostructural factors and the erosive power of tributaries influence fluvial dynamics. The methodology involved applying morphometric parameters to assess the interaction between tectonics, lithology, drainage, and relief, including drainage density, roughness index (I_r), relief ratio (R_r), fluvial hierarchy, knickpoint density (D_k), sinuosity index (I_s), compactness coefficient (C_c), circularity ratio (C_r), lineament density (D_l), transverse topographic symmetry factor (FSTT), drainage basin asymmetry factor (FABD), and normalized channel steepness index (k_{sn}). The results showed higher concentrations of knickpoints and intense erosive activity in areas with high tectonic lineament density and lithological variations, particularly in the eastern and western zones of the basin, where shear zones and resistant rocks prevail. In contrast, areas adjacent to the main river and the Furnas Reservoir displayed less erosion and sediment input due to homogeneous substratum and lower fault density. It was observed that the confluences of tributaries 1, 2, and 3 have deeper alluvial beds, indicating higher erosive and depositional energy in these systems. The study concludes that the interaction between lithostructural and tectonic factors shapes the fluvial organization of the basin, with implications for erosional and sedimentary dynamics. Future studies, using dating techniques such as optically stimulated luminescence, are recommended to validate depositional rates and understand the evolution of alluvial beds associated with the main tributaries.

Keywords: Shear zones, Knickpoints, Fluvial dynamics, Erosion, Sediment transport

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Localização e caracterização da área de estudo.....	19
Figura 02 – Mapa geológico.....	20
Figura 03 – Declividade e Hipsometria	21
Figura 04 – Mapa pedológico.....	22
Figura 05 – Classificação climática	23
Figura 06 Subbacias do baixo curso do rio Sapucaí e padrões da rede de drenagem.....	24
Figura 07 –Ilustração geomorphons	26
Figura 08 – Mapa geomorphons	32
Figura 09 –Densidade de drenagem e densidade hidrográfica.....	34
Figura 10 – Hidrografia e hierarquia fluvial.....	34
Figura 11 –FSTT e FABD	36
Figura 12 –Lineamentos estruturais e densidade de lineamentos	37
Figura 13 – Diagrama de rosetas	38
Figura 14 –Densidade de knickpoints	39
Figura 15 – Espacialização das drenagens selecionadas para análise, knickpoints maiores que 10 m de toda a drenagem da bacia do baixo Sapucaí e knickpoints maiores que 20 m das redes tributárias selecionadas.....	40

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cálculo Ir e Rr	26
Tabela 2 – Cálculo Dh,Dd,Is.....	27
Tabela 3 – Cálculo Cc e Cr.....	28
Tabela 4 – Cálculo FSTT e FABD.....	29
Tabela 5 – Cálculo ksn	30
Tabela 6 – Valores FSTT	36

LISTA DE SIGLAS

Ar – Área á direita da bacia
At – Área total da bacia
BH – Bacia Hidrográfica
Dd – Densidade de drenagem
Dh – Densidade hidrográfica
FABD – Fator de assimetria da bacia de drenagem
FF – Fator forma
FSTT – Fator de simetria topográfica transversa
Hm – Amplitude altimétrica
Ic – Índice de circularidade
Ir – Índice de rugosidade
Is – Índice de sinuosidade
Ksn – Índice de inclinação do canal normalizado
L – Largura média
Lc – Comprimento do canal principal
Lt- comprimento total dos canais
MDE – Modelo digital de elevação
SRTM – Shuttle radar Topography mission

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS	15
2.1 Objetivo geral	15
2.2 Objetivos específicos	15
3. REFERENCIAL TEÓRICO	16
3.1 Geomorfologia fluvial	16
3.2 Sistemas geomorfológicos	16
3.3 padrões de drenagem	17
4. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	19
5. METODOLOGIA.....	25
5.1 MATERIAIS	25
5.2 MÉTODOS	25
5.2.1 Parâmetros morfométricos do relevo da bacia	25
5.2.2 Parâmetros morfométricos da drenagem da bacia.....	27
5.2.3 Parâmetros morfométricos da forma da bacia	28
5.2.4 Parâmetros morfoestruturais.....	28
5.2.5 Perfil longitudinal, knickpoints e potência fluvial	30
6. RESULTADOS	32
6.1 Influência da topografia na hidrologia da bacia	32
6.2 Distribuição da capacidade de infiltração e escoamento superficial	33
6.3 Tendência de enchentes e cheias na bacia	35
6.4 Preferência do deslocamento lateral condicionada às estruturas.....	35
6.5 Knickpoints e variações no gradiente fluvial da drenagem.....	37
7. DISCUSSÃO	40
7.1 Influência das morfoestruturas e dos tributários na configuração do leito aluvial.....	40
8. CONCLUSÃO.....	42
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43

1. INTRODUÇÃO

Desde as contribuições iniciais de Hutton (1788) a geomorfologia tem avançado na compreensão dos processos de esculturação do relevo, destacando o papel dos rios como agentes erosivos-depositivos. Abordagens teóricas, como a proposta de Davis (1899), interpretaram a evolução do relevo em ciclos de juventude, maturidade e senilidade, culminando em um estado de equilíbrio representado por um peneplano. Embora relevante para sua época, essa visão foi posteriormente revisada por Penck (1924), que enfatizou a evolução contínua do relevo como resultado da interação entre processos climáticos e tectônicos. Hack (1960) complementou essa perspectiva ao introduzir o conceito de equilíbrio dinâmico, no qual os sistemas fluviais se ajustam continuamente às condições ambientais, transformando as formas e processos em resposta às entradas e saídas de matéria e energia (Hack, 1960).

No contexto do Sudeste brasileiro, a evolução da paisagem foi marcada pela interação de eventos orogênicos, reciclagens crustais e ciclos denudacionais. Esses processos atuaram com intensidades variáveis, provocando mudanças nos níveis de base e reorganizações da drenagem, moldando a morfologia regional ao longo do tempo (Gallagher et al., 1994; Tello Saenz et al., 2005). Feições como rupturas de declive em perfis longitudinais, conhecidas como *knickpoints*, evidenciam a interação entre processos tectônicos, climáticos e litológicos. Sua posição e distribuição refletem ajustes fluviais às condições mutáveis do nível de base, sendo determinantes para a análise da evolução de paisagens dissecadas pela erosão (Phillips et al., 2010; Crosby et al., 2006; Reis et al., 2023).

Compreender o funcionamento de uma bacia hidrográfica exige considerar os eventos geológicos que moldaram a região, pois eles fornecem subsídios para interpretar a paisagem atual e os processos que atuaram ao longo do tempo (Silva, 2000). A paisagem, nesse contexto, reflete ajustes dinâmicos às condições espaciais e temporais, influenciada pela energia e matéria disponíveis no sistema.

A incorporação de técnicas quantitativas revolucionou o estudo das interações geomorfológicas, permitindo análises mais detalhadas sobre a complexidade dos sistemas fluviais e a influência de fatores endógenos e exógenos na evolução da paisagem (Gilbert, 1877; Horton, 1945; Schumm, 1956; Hack, 1973; Christofolletti, 1980; Cruz, 1985). Nesse cenário, a análise morfométrica tem se destacado como uma ferramenta para a interpretação das forças controladoras da paisagem (Christofolletti, 1999; Moraes, 2020). Os avanços dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG), do advento dos Modelos Digitais de Elevação (DEM) e do

desenvolvimento de ferramentas especializadas, como o TopoToolbox (Schwanghart; Scherler, 2014), possibilitaram métodos mais rápidos, precisos e menos onerosos para análise fluvial.

Diante das limitações observadas em setores de baixo curso fluvial, onde a acomodação de sedimentos predomina e feições geomorfológicas distintas, como *knickpoints*, são escassas no canal principal, surgem desafios para a interpretação da dinâmica fluvial. Nesse cenário, os tributários desempenham um papel determinante na erosão e no transporte de sedimentos, influenciando a configuração do leito aluvial no curso principal. Compreender essa influência é essencial para superar as limitações e lacunas causadas pela ausência de feições evidentes no canal principal. Assim, esta pesquisa tem como objetivo analisar a influência morfoestrutural e o papel dos tributários na dinâmica fluvial da bacia do Baixo Sapucaí (MG), por meio da aplicação de parâmetros morfométricos.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a influência morfoestrutural e o papel dos tributários na dinâmica fluvial da bacia do Baixo Sapucaí (MG)

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar setores anômalos ao longo dos perfis longitudinais;
- Identificar variações no gradiente fluvial da drenagem;
- Avaliar a influência dos tributários sobre a configuração do leito aluvial principal;
- Determinar a preferência do deslocamento lateral do canal principal;
- Identificar setores com maior capacidade de infiltração e escoamento superficial;
- Determinar a tendência de enchentes e cheias na bacia hidrográfica.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial investiga a estruturação espacial e a dinâmica espaço-temporal dos sistemas fluviais, analisando as interações entre os cursos d'água e o ambiente ao longo do tempo (Christofoletti, 1980; Stevaux; Latrubesse, 2017).

O perfil longitudinal de um rio é fundamental para entender a relação entre a variação altimétrica, a declividade do canal e as variações no gradiente fluvial ao longo do curso d'água (Christofoletti, 1980). Este perfil pode ser analisado a partir da teoria do equilíbrio dinâmico, segundo a qual um perfil típico, em equilíbrio, apresenta uma curvatura côncava, refletindo o ajuste entre os processos de erosão e agração. Em um perfil assimétrico, a erosão ocorre nas partes mais inclinadas e a agração nas partes mais planas, criando uma configuração de equilíbrio. Embora o sistema esteja em equilíbrio, o perfil está sujeito a alterações devido a forças tectônicas e climáticas (Schumm, 1975; Christofoletti, 1980; Morisawa, 1962).

Neste interím, Hack (1973) observou que os rios dos Apalaches exibem segmentos estáveis, enquanto outras áreas ajustam-se dinamicamente em busca de um novo equilíbrio. Esses estudos ajudaram a compreender como a estrutura geológica e a resistência diferencial das rochas à erosão afeta os rios e o transporte de sedimentos. Assim, com base em Hack (1973) verifica-se que o comportamento da rede de drenagem está diretamente ligado a aspectos geológicos, como tectônica, tipo de substrato, clima e fatores ambientais, os quais influenciam a dinâmica hídrica (Schumm, 1975; Teodoro et al., 2007; Huggett, 2011). A geomorfologia fluvial, portanto, destaca que as formas e dinâmicas dos rios são respostas às forças naturais que atuam sobre a paisagem, refletindo a complexidade e a dinâmica dessas interações ao longo do tempo (Stevaux; Latrubesse, 2017).

3.2 SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS

Uma bacia hidrográfica constitui um sistema geomorfológico aberto, que realiza trocas constantes de energia e matéria (Christofoletti, 1980; Huggett, 2011). Os sistemas geomorfológicos operam por meio de processos e respostas, nos quais mudanças externas ou processos naturais resultam em ajustes na paisagem. Esses ajustes permitem que o sistema se mantenha em autorregulação por meio de laços de retroalimentação (Christofoletti, 1999; Suguio, 2003).

No contexto dos sistemas geomorfológicos, podem-se identificar diferentes tipos de equilíbrio. De acordo com Renwick (1992), as formas de relevo podem ser classificadas em três

tipos: equilíbrio, desequilíbrio e não equilíbrio. O equilíbrio refere-se a uma condição estável na qual há uma relação constante entre as entradas e saídas do sistema, com as formas de relevo ajustando-se ou flutuando em torno dessa condição ao longo do tempo. Já o desequilíbrio ocorre quando as formas de relevo estão em transição, tendendo ao equilíbrio, mas ainda não alcançaram esse estado devido a fatores como mudanças ambientais recentes ou tempo insuficiente para ajustes completos. Por fim, o não equilíbrio caracteriza formas de relevo que não tendem ao equilíbrio mesmo após longos períodos de estabilidade ambiental, sendo submetidas a mudanças frequentes, muitas vezes devido a fatores como eventos climáticos de baixa frequência ou processos não lineares (Renwick, 1992). Para Renwick (1992) essas três condições podem coexistir na mesma paisagem e interagir em sistemas geomorfológicos.

Uma bacia hidrográfica, assim, pode ser considerada um sistema complexo, cujas entradas, como precipitação e forças tectônicas, interagem com as saídas, como perdas de água, sedimentos e materiais solúveis. Além disso, a hierarquia é uma característica fundamental dos sistemas geomorfológicos complexos, onde bacias de ordem inferior se classificam como sub-bacias associadas a bacias de níveis hierárquicos superiores (Strahler, 1952; Hack, 1960; Mattos; Perez Filho, 2004). As bacias são compostas por subsistemas que, por meio de suas interações, organizam um sistema coeso e interligado. A delimitação desses subsistemas depende dos objetivos do estudo, sendo que os subsistemas de vertentes e canais fluviais são os mais comumente utilizados para a análise das estruturas morfológicas (Schumm, 1975).

Portanto, a bacia hidrográfica é um exemplo de sistema geomorfológico com processos de retroalimentação e autorregulação. Em busca de seu equilíbrio dinâmico, o sistema se ajusta constantemente às forças e variações externas, de modo que o equilíbrio é um estado em constante transformação, sujeito às mudanças ambientais e processos tectônicos.

3.3 PADRÕES DE DRENAGEM

A compreensão dos padrões de drenagem de uma bacia hidrográfica depende do contexto geológico da região (Teodoro et al., 2007). A dinâmica da drenagem é influenciada por fatores como tectônica, substrato geológico e clima, que moldam a rede de drenagem e a paisagem (Silva, 2000; Teodoro et al., 2007). Cada bacia apresenta um padrão específico, resultante dessas interações .

A drenagem fluvial é interconectada, com elevações nas ordens de drenagem. A geologia local e os processos ambientais influenciam esses padrões, identificáveis na paisagem (Stevaux; Latrubesse, 2017). A rede de drenagem é composta por cursos d'água, permanentes

ou intermitentes, dependendo das condições ambientais (Suguio; Bigarella, 1990). Segundo Christofolletti (1980), os tipos de solo e rocha moldam diretamente os padrões de drenagem. Os principais padrões incluem: dendrítico, radial, paralelo, treliça e reticular (Christofolletti, 1980).

Para Christofolletti (1980), o padrão dendrítico é o mais comum em regiões com substratos homogêneos, caracterizado por cursos de água ramificados, como as raízes de árvores, adaptando-se ao substrato e à sua resistência à erosão. O padrão radial ocorre quando drenagens se irradiam de um ponto central, como em áreas vulcânicas ou em formações geológicas circulares, como diques de basalto e cones vulcânicos. É comum em regiões com grande variação de declividade (Christofolletti, 1980). O padrão paralelo é determinado por falhas ou fraturas no substrato geológico, que direcionam o fluxo da água ao longo de alinhamentos específicos. Christofolletti (1980) o classifica em dois tipos: (i) subparalelo, quando os cursos de água são paralelos, mas de regularidade menos pronunciada, e (ii) colinear, com cursos paralelos, superficiais ou subterrâneos, encontrados em substratos permeáveis, como rochas porosas. O padrão treliça resulta do cruzamento de cursos d'água, associado a variações no substrato, como falhas tectônicas, rochas de diferentes resistências ou cristas anticlinais. Nesse padrão, a drenagem segue zonas de fraqueza (Christofolletti, 1980). Por fim, o padrão reticular, segundo Christofolletti (1980), é formado por falhas e fraturas no substrato, com a rede de drenagem se ajustando a essas fraturas. Ele ocorre principalmente em regiões tectonicamente ativas, onde falhas e juntas orientam o curso d'água, criando ângulos retos entre os canais (Christofolletti, 1980).

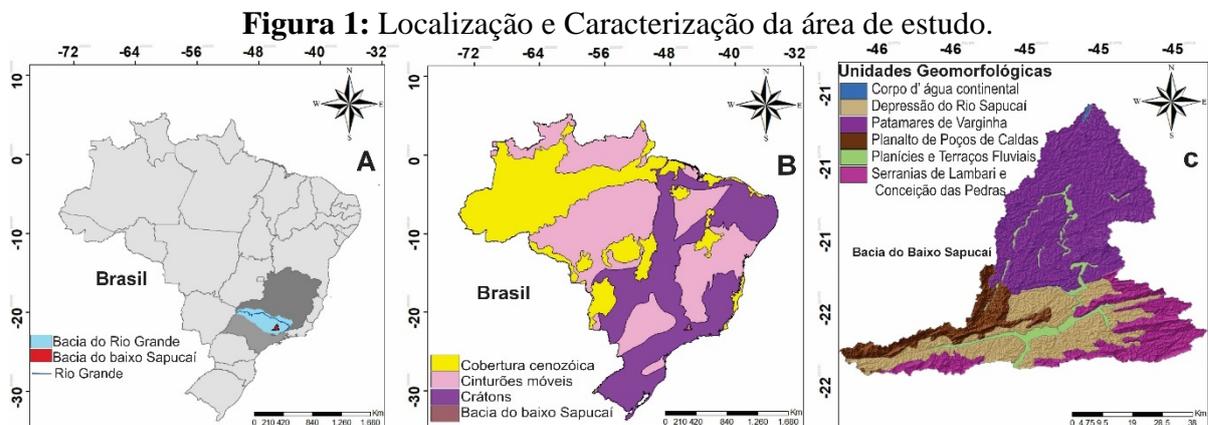
A drenagem fluvial, portanto, consiste em um sistema interligado de cursos d'água que formam uma bacia hidrográfica. O fluxo de água de um rio é influenciado por diversos fatores, como o tamanho da bacia, a precipitação, a frequência das chuvas e as perdas de água por infiltração no solo e evapotranspiração (Christofolletti, 1980). Além disso, em uma mesma bacia hidrográfica, diferentes padrões de drenagem podem coexistir, dependendo das variações geológicas, climáticas e estruturais da região, formando uma rede de drenagem complexa e dinâmica influenciada por controles morfoestruturais.

4. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A bacia do Baixo Sapucaí integra a bacia hidrográfica do rio Sapucaí, subdividida em Alto, Médio e Baixo Sapucaí, e conecta-se à bacia do rio Grande (Figura 1A). O rio Sapucaí tem sua nascente em Campos do Jordão (SP), na Serra da Mantiqueira, e conflui com o rio Sapucaí-Mirim em Pouso Alegre (MG), marcando o início do baixo curso. Esta bacia abrange 48 municípios mineiros e 3 paulistas, com área de drenagem total de 3.719,1 km², distribuída por cerca de seis municípios ao longo de seu trajeto.

A bacia está inserida no domínio morfoestrutural dos Cinturões Móveis Neoproterozoicos (Figura 1B), moldados pela Orogênese Brasiliano-Pan-Africana durante o Neoproterozoico, evento que resultou na formação do supercontinente Gondwana. Este processo foi caracterizado por colisões continentais, fechamento de oceanos, e intensa tectônica compressiva, gerando dobramentos, falhamentos e metamorfismo que formaram faixas móveis brasileiras.

As regiões geomorfológicas compreendem o Planalto do Alto Rio Grande e o Planalto de Poços de Caldas, subdivididos em unidades menores, como as Serras de Lambari e Conceição das Pedras e a Depressão do Rio Sapucaí (Figura 1C).



Fonte: Autora (2024) – IBGE 2022

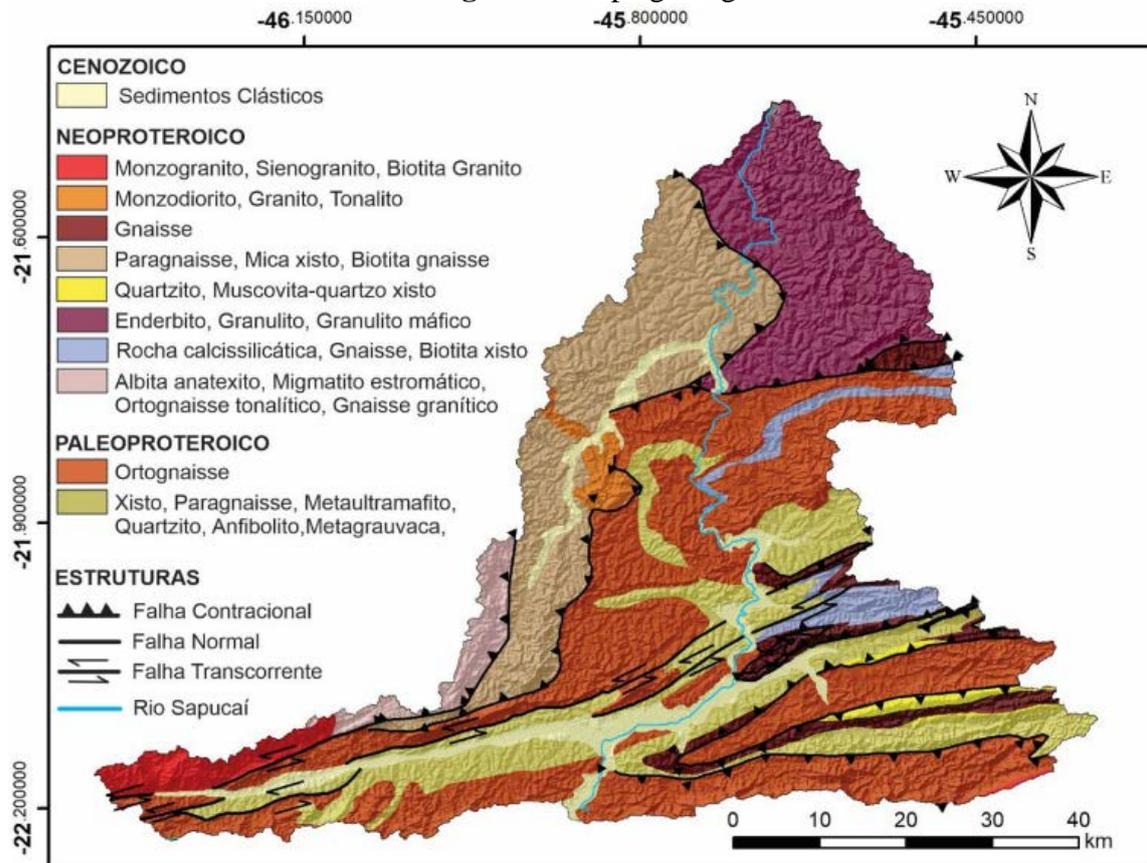
A geologia regional é dominada por rochas de idades Neoproterozoica e Paleoproterozoica. As rochas neoproterozoicas incluem paragneisses, gnaisses graníticos, ortogneisses tonalíticos, granitos, monzogranitos e monzodioritos, concentrados nas nascentes e nos interflúvios à margem esquerda do canal principal. Esses terrenos são associados às escarpas do Planalto de Poços de Caldas e aos patamares de Varginha, controlados por falhas de empurrão e transcorrentes (Figura 1C e 2).

As rochas paleoproterozoicas, compostas por ortognaisses e xistos, predominam no baixo curso e na margem direita dos tributários, vinculando-se às Serras de Lambari e Conceição das Pedras e aos patamares de Varginha. As zonas de contato entre litologias paleoproterozoicas e neoproterozoicas são marcadas por quartzitos, gnaisses e rochas calcissiliciclásticas, que refletem controles estruturais exercidos por falhas tectônicas (Figura 1C e 2).

Estas rochas estabelecem contatos com litologias neoproterozóicas, incluindo quartzitos, gnaisses e rochas calcissiliciclásticas, em zonas de contato controladas pela sucessão de falhas de empurrão e transcorrentes, especialmente associadas às Serras de Lambari e Conceição das Pedras (Figura 1C e 2).

Na confluência com o reservatório de Furnas, destacam-se os enderbitos, enquanto nos trechos adjacentes ao canal fluvial predominam planícies aluviais e depósitos clásticos cenozoicos (Figura 1C e 2).

Figura 2: Mapa geológico

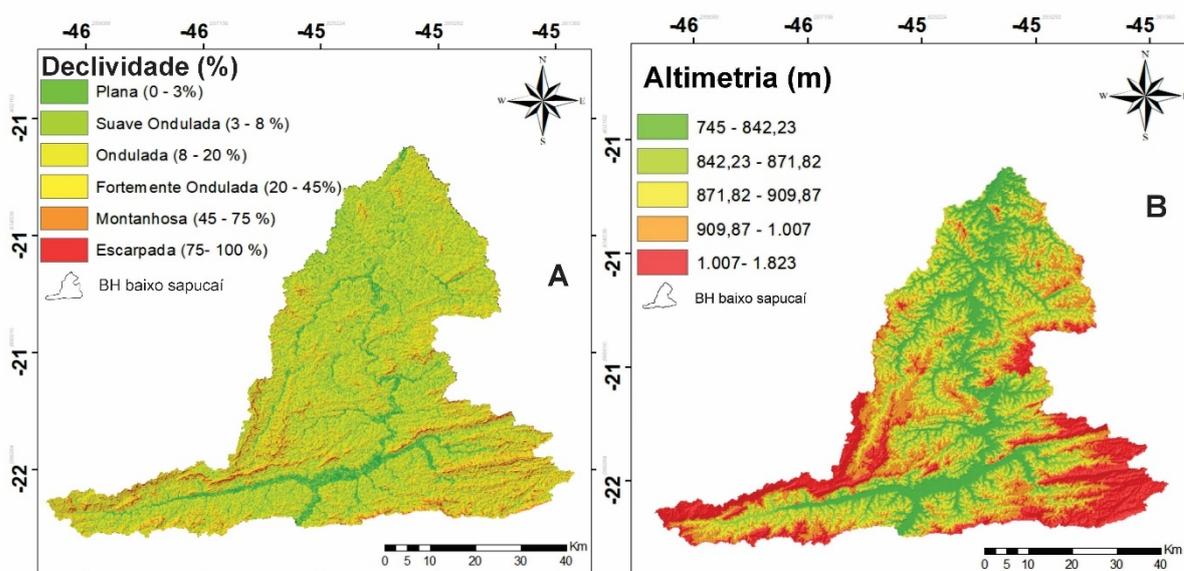


Fonte: Autora (2024). Adaptado de CPRM (2020)

As falhas contracionais, associadas a processos de subducção e convergência de placas, geram movimentos verticais que influenciam as altitudes e declividades nas nascentes

dos tributários. Por outro lado, as falhas transcorrentes promovem deslocamentos horizontais, direcionando o fluxo fluvial ao longo de zonas de fraqueza geológica. As maiores altitudes e declividades estão relacionadas às Serras de Lambari e Conceição das Pedras, enquanto as menores declividades e altitudes caracterizam os Patamares de Varginha e a Depressão do Sapucaí (Figura 3A e 3B).

Figura 3: Declividade (A) e Hipsometria da área (B)



Fonte: Autora (2024). Adaptado de Cop.DEM

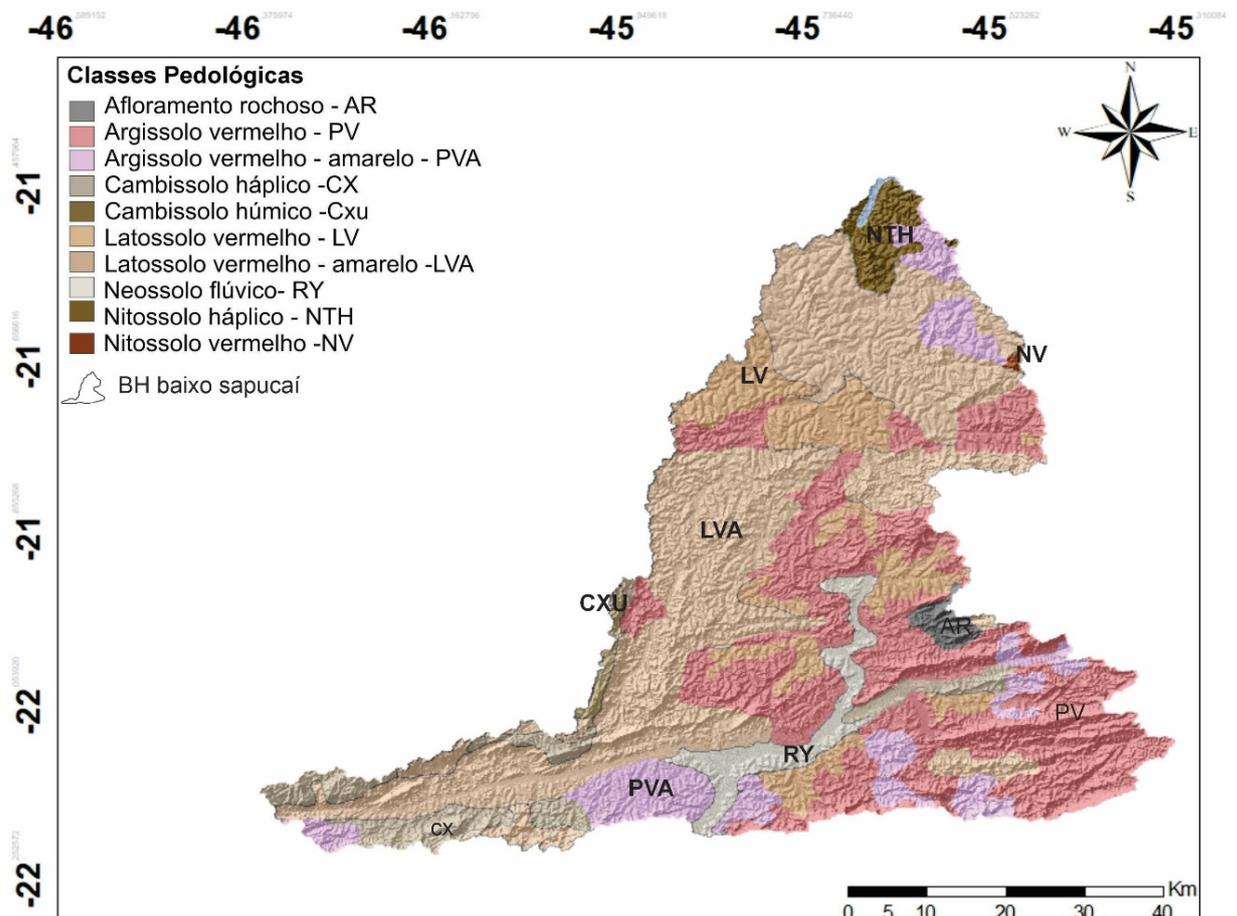
Na bacia do Baixo Sapucaí, é possível identificar afloramento rochoso; Argissolos, Cambissolos, Latossolos, Neossolos e Nitossolos (Figura 4). Os Argissolos apresentam alta atividade química quando associados a baixa saturação ou caráter alumínico, com argila de baixa atividade. O Argissolo Vermelho destaca-se por sua maior concentração de argila e ferro, sendo mais drenado. O Argissolo Vermelho-Amarelo, observado em áreas com menor espessura de solo, apresenta uma menor concentração de argila, drenagem inferior e menor espessura, sendo mais prevalente nas áreas de relevo mais suave (Figura 4).

Os Cambissolos apresentam incipiência e estão processo de desenvolvimento, predominando em áreas de encosta e nas zonas de transição entre outros tipos de solo. O Cambissolo Háplico, observado nas encostas mais altas, possui menor acúmulo de matéria orgânica e maior concentração de minerais, enquanto o Cambissolo Húmico ocorre em áreas com maior acúmulo de matéria orgânica, especialmente nas áreas mais baixas e nas proximidades dos cursos d'água (Figura 4).

Os Latossolos são encontrados predominantemente nas áreas de planalto, sendo bem drenados e amplamente utilizados para atividades agrícolas. O Latossolo Vermelho é mais comum nas áreas mais elevadas da bacia, com melhor drenagem e maior capacidade de retenção de nutrientes, enquanto o Latossolo Vermelho-Amarelo, encontrado em áreas de menor relevo, possui drenagem inferior e menor fertilidade (Figura 4).

Neossolos são solos pouco evoluídos e ocorrem principalmente em áreas mais jovens da bacia, como nas planícies de inundação. O Neossolo Flúvico é particularmente prevalente nas áreas de várzea e ao longo do curso do rio, com drenagem que varia conforme a topografia local (Figura 4).

Figura 4: Mapa pedológico



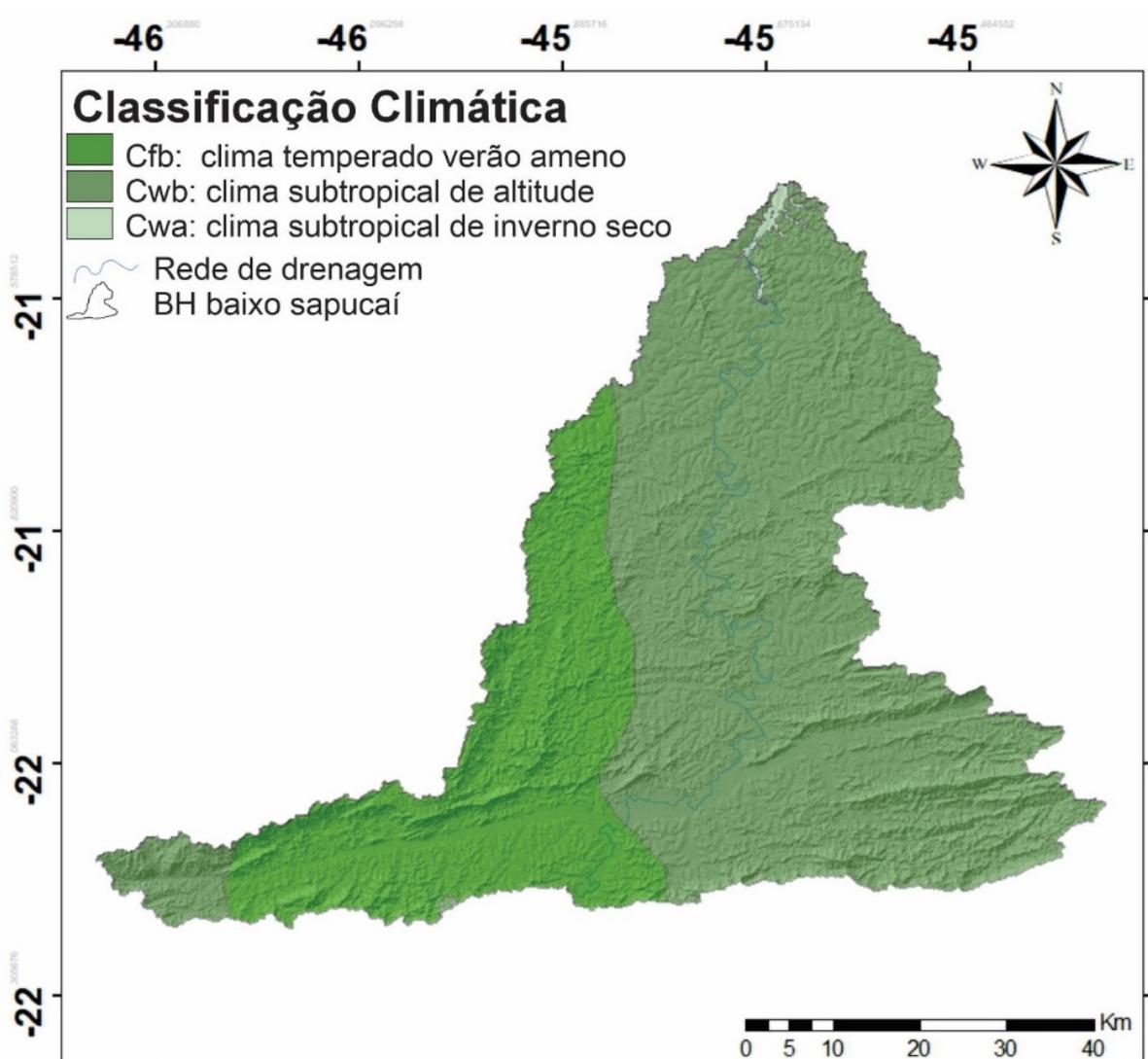
Fonte: Autora (2024). Adaptado de UFV et al. (2010)

Os Nitossolos são comuns nas regiões de maior altitude e de substrato mais argiloso, com alta capacidade de retenção de água e suscetibilidade à erosão. O Nitossolo Háplico é predominante nas áreas de relevo mais acentuado, associando-se frequentemente a rochas

básicas. Já o Nitossolo Vermelho, com maior concentração de ferro, ocorre em áreas de menor declividade e é mais suscetível à compactação e à erosão (Figura 4).

De acordo com a classificação climática de Köppen (1936), a bacia do Baixo Sapucaí apresenta os climas Cfb, Cwa e Cwb (Figura 5). O lado direito da bacia é dominado pelo clima subtropical úmido com inverno seco e verão temperado (Cwb). No lado esquerdo, predomina o clima Subtropical úmido oceânico, sem estação seca e com verão temperado. Na confluência do baixo curso com o reservatório de Fuenas ocorre o clima Subtropical úmido com inverno seco e verão quente (Cwa).

Figura 5: Classificação climática

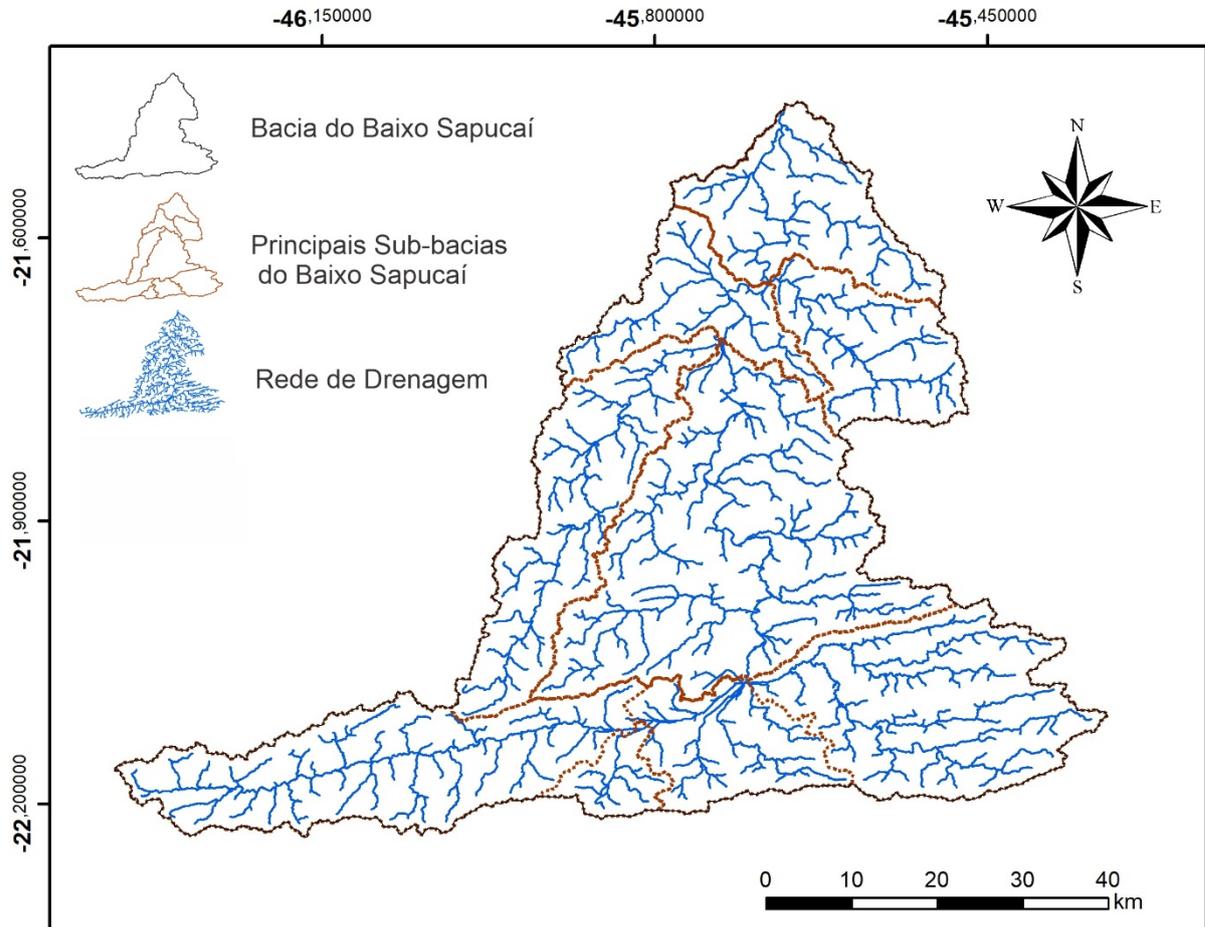


Fonte: Autora (2024)

A bacia apresenta padrões de drenagem dendrítico, paralelo e treliça. O padrão dendrítico predomina em áreas de substratos homogêneos, como os ortognaisses

paleoproterozoicos, enquanto os padrões paralelo e treliça estão associados a zonas de falhas e fraturas, que controlam a orientação do fluxo em rochas de resistência diferenciada (Figura 2 e 6).

Figura 6: Subbacias do baixo curso do rio Sapucaí e padrões da rede de drenagem



Fonte: Autora (2024)

5. METODOLOGIA

5.1 MATERIAIS

Foram utilizados os seguintes softwares e bases cartográficas para caracterizar a área e processar os parâmetros morfométricos:

- Softwares MatLab 2021a; ArcGIS 10.8, Global Mapper 20, Qgis 3.22.5, PCI Geomática 2016, RockWorks 17, Microsoft Excel 2021 e Corel Draw 2024;
- Cartas topográficas em escala de 1:50.000 dos municípios de Baiões, Camacho e Ponte Velha, produzidas pelo IBGE (2012) e disponibilizadas pelo Geoportal do Exército (BDGEX) (<https://bdgex.eb.mil.br/bdgexapp/>);
- Modelo Digital de Elevação Copernicus (Cop-DEM), com 30 metros de resolução espacial, obtido da plataforma Open Topography (<https://opentopography.org/>);
- *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 (ANA, 2014), referentes à base hidrográfica Ottocodificada da bacia do rio Grande, adquiridos junto ao Catálogo de Metadados da ANA (<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/b13fa102-148d-4c4a-b7cd-02f23027e5c1>);
- *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/>).

5.2 MÉTODOS

5.2.1 Parâmetros morfométricos do relevo da bacia

Os índices de rugosidade (I_r) e relação do relevo (R_r) auxiliam na interpretação da evolução do relevo com base na incisão da drenagem (Tabela 2). O I_r mede a rugosidade da bacia ao relacionar a amplitude altimétrica com a densidade de drenagem. Valores baixos indicam relevos planos ou suavemente ondulados, típicos de estágios avançados de denudação. O R_r relaciona a amplitude altimétrica com o comprimento do canal principal, refletindo a declividade média da bacia e a inclinação do canal. Valores baixos apontam bacias menos inclinadas, associadas a áreas planas e estáveis. Valores médios sugerem relevo montanhoso

com gradiente moderado, enquanto valores elevados indicam relevos abruptos, com canais curtos e alta amplitude altimétrica, geralmente associados a rejuvenescimento tectônico.

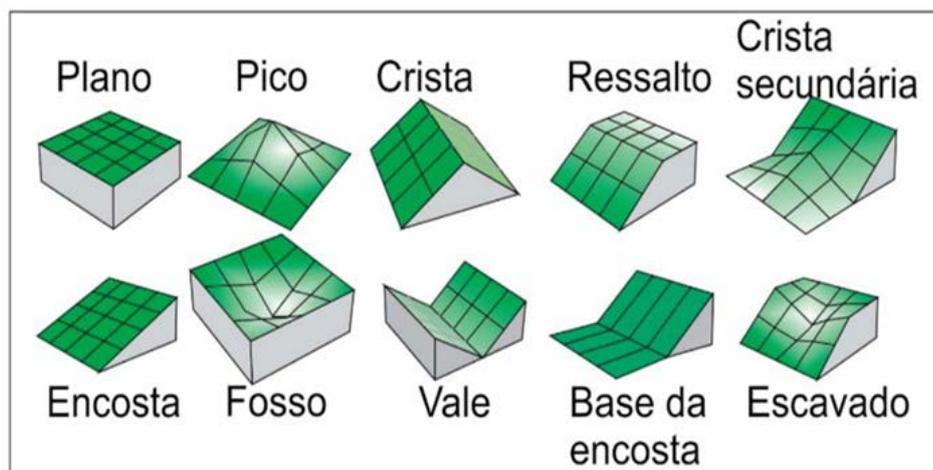
Tabela 1: Cálculo Ir e Rr

Índice	Cálculo	Variáveis	Indicativos	Referências
Ir	$Ir = Hm \cdot Dd$	Hm = Amplitude altimétrica da bacia em m. Dd = Densidade de drenagem em km/km ²	Analisa a influência da topografia na hidrologia da bacia: (i) baixo (< 150), (ii) médio (150 - 550), (iii) alto (550-950) e (iv) muito alto (> 950)	Melton (1957)
Rr	$Rr = \frac{Hm}{Lc}$	Hm = Amplitude altimétrica da bacia em m. Lc = comprimento do canal principal em km.	Revela a relação entre a declividade média da bacia e a inclinação do canal principal: (i) baixa (≤ 5.0), (ii) média ($\leq 5.0 - 10.0$) e (iii) alta (> 10.0).	Schumm (1956)

O Geomorphons é uma metodologia automatizada descrita por Jasiewicz; Stepinski (2013), que permite identificar padrões de relevo a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDE). Utilizando técnicas matemáticas e algoritmos computacionais, a abordagem analisa a similaridade textural do MDE, classificando o relevo em diferentes formas por meio da comparação dos valores de elevação de cada célula com valores de referência.

A classificação segue uma análise binária: se o valor da célula for superior ao valor de referência, atribui-se o valor "1"; se for inferior, o valor "-1"; e, se for igual, o valor "0". Essa análise possibilita a identificação de feições do relevo em diferentes escalas. Para realizar a classificação dos padrões de relevo, foi utilizado o QGIS com o plugin *r.geomorphons* disponível na Caixa de Ferramentas do *Grass*. O processo consistiu em gerar a classificação de 1 a 9, conforme a metodologia estabelecida.

Figura 7: Principais *Geomorphons*



Fonte: Robaina, Trentin e Laurete (2016)

5.2.2 Parâmetros morfométricos da drenagem da bacia

A análise dos parâmetros de drenagem foi realizada por meio de quatro índices: (i) hierarquia fluvial, (ii) densidade hidrográfica (Dh), (iii) densidade de drenagem (Dd) e (iv) sinuosidade. A hierarquia fluvial foi determinada conforme a metodologia de Strahler (1952), que classifica as ordens dos canais fluviais e suas relações com as nascentes. Quando dois canais de mesma ordem se unem, a ordem resultante é superior, e quando dois canais de ordens diferentes se unem, prevalece a ordem superior. Esse índice foi utilizado para entender a organização da rede de drenagem e a distribuição dos tributários na bacia.

A densidade de drenagem (Dd) foi calculada pela razão entre o comprimento total dos canais e a área da bacia, enquanto a densidade hidrográfica (Dh) relacionou o número total de canais à área da bacia. Ambos os índices foram empregados para analisar a concentração dos cursos d'água, a capacidade de infiltração e de escoamento superficial, levando em consideração a litologia da bacia.

Tabela 2: Cálculo do Dh, Dd, Is

Índice	Cálculo	Variáveis	Indicativos	Referências
Dh	$Dh = \frac{n}{A}$	N = Número total de canais A = Área da bacia em km ²	Fornecer informações sobre a dissecação do relevo e a influência da geologia local na concentração dos rios: (i) baixa (< 3), (ii) média (3 - 7), (iii) alta (7 - 15) e (iv) muito alta (> 15)	Horton (1945)
Dd	$Dd = \frac{\sum Lti}{A}$	Lt = Comprimento total dos canais em km A = Área da bacia em km ²	caracteriza a distribuição de água pelos vales, interflúvios internos e canal principal: (i) muito baixa (< 0,5); (ii) baixa (0,5 - 1,5); (iii) média (1,5 - 2,5); (iv) alta (2,5 - 3,5); (v) muito alta (> 3,5)	Christofoletti (1969)
Is	$Is = \frac{100(L - Lt)}{L}$	L = Comprimento do canal principal em km Lt = Comprimento vetorial do canal principal em km	avalia o grau de sinuosidade do canal e a eficiência de escoamento pluvial durante picos de cheias: (i) muito retilíneo (< 20 %); (ii) retilíneo (20 - 29,9 %); (iii) divagante (30,0-39,9 %); (iv) sinuoso (40 - 49,9 %); (v) muito sinuoso (> 50%)	Schumm (1956)

O índice de sinuosidade (Is) foi calculado pela relação entre o comprimento principal e a distância vetorial do canal. Esse índice permitiu mensurar a sinuosidade dos cursos d'água, fornecendo informações sobre a dinâmica do fluxo, especialmente os setores com melhor eficiência do escoamento pluvial.

5.2.3 Parâmetros morfométricos da forma da bacia

O coeficiente de compacidade (C_c), a razão de circularidade (C_r) e o fator forma (F_f) são índices geomorfológicos utilizados para avaliar a morfologia das bacias hidrográficas, comparando-as a um círculo ideal. Esses índices fornecem informações sobre a dinâmica de escoamento e a suscetibilidade a eventos hidrológicos extremos. Bacias mais circulares apresentam maior potencial para escoamento concentrado, aumentando o risco de enchentes. Em contrapartida, bacias alongadas ou irregulares tendem a distribuir o escoamento de forma mais gradual, o que reduz o risco de inundações, mas pode intensificar processos erosivos ao longo dos canais fluviais.

Tabela 3: cálculos C_c e C_r

Índice	Cálculo	Variáveis	Indicativos	Referências
C_c	$C_c = 0.28 \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right)$	P = perímetro da bacia e km A = área da bacia em km ²	reporta a bacia a um círculo, indicando a probabilidade de ocorrência de inundações: (i) alta propensão a inundação (1,0-1,25); (ii) tendência média (1,25 – 1,50); (iii) não sujeito a inundações (> 1,50).	Horton (1945)
C_r	$C_r = 12.57 \left(\frac{A}{P^2} \right)$	A = área da bacia em km ² P = perímetro da bacia e km	reporta a bacia a um círculo, indicando a probabilidade de ocorrência de inundações: (i) favorece inundações (> 0,51); (ii) favorece escoamento (< 0,51)	Miller (1953)

5.2.4 Parâmetros morfoestruturais

Para análise relativa à avaliação de parâmetros estruturais, foram desenvolvidos a densidade de lineamentos estruturais, o diagrama de rosetas, o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e o Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD).

A densidade de lineamentos estruturais é essencial para determinar a quantidade e intensidade das fraturas ou falhas presentes em uma área. O diagrama de rosetas, por sua vez, facilita a compreensão do direcionamento e da frequência dessas estruturas. Para calcular o índice de densidade de lineamentos, foram utilizados os softwares ArcGIS e PCI Geomática com a finalidade de extrair os lineamentos, criar o mapa de densidade e gerar o diagrama de roseta.

O processo iniciou-se no ArcGIS, onde foi aplicado sombreamento ao MDE com base em simulações solares para diferentes azimutes (315°, 360°, 45° e 90°), gerando quatro arquivos *hillshade*. Em seguida, os *hillshades* obtidos foram importados para o PCI Geomática e os lineamentos foram extraídos por meio da ferramenta "*Find Line > Line Extraction*". No ArcGIS, os *shapefiles* dos lineamentos extraídos foram utilizados para criar o mapa de

densidade de lineamentos, utilizando a ferramenta "*Kernel Density*" no *ArcToolbox*, sob a categoria "*Spatial Analyst Tool > Density*". O mapa gerado foi classificado em cinco classes, utilizando o método "*Quantile*" para a classificação.

Após a criação do mapa de densidade, iniciou-se à geração do diagrama de rosetas, utilizando os *shapefiles* dos lineamentos. Primeiramente, foram acrescentadas colunas à tabela de atributos para identificar as coordenadas geográficas dos lineamentos, utilizando a opção "*Add Field*" e calculando as coordenadas de início e fim das linhas ("*Coordinate of Line Start*" e "*Coordinate of Line End*"). Os dados foram exportados para o formato CAD e importados no *software* RockWorks 17, onde o diagrama de rosetas foi gerado, exibindo as direções preferenciais e frequências dos lineamentos, por meio da ferramenta "*Rose Diagram > From Endpoints > Process*".

Para analisar a influência de processos tectônicos no deslocamento lateral do canal principal em relação ao eixo médio da bacia foram aplicados o fator de simetria topográfica transversal (FSTT) e o fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) (Tabela 1).

Tabela 4: Cálculos do FSTT e FABD

Índice	Cálculo	Variáveis	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	Indica assimetria associada a movimentos tectônicos: valores próximos a 50 revelam pouco ou nenhum basculamento; > 50 indica inclinação tectônica para a esquerda; e < 50 indica inclinação tectônica para a direita	Hare e Gardner (1985)
FSTT	$T = \frac{Da}{Dd}$	Da = distância do eixo médio da bacia ao canal principal em km. Dd = distância do eixo médio ao divisor de águas mais próximo do canal principal em km	Avalia a migração lateral do canal principal em relação ao eixo médio da bacia e estabelece associações com contatos litológicos, falhas e/ou blocos basculados. Valores próximos a 0 indicam simetria nos trechos em relação ao eixo médio, enquanto próximos de 1,0 indicam maior assimetria dos trechos	Cox (1994)

Esses índices foram correlacionados com alterações de percurso condicionadas por zonas de falhas, contatos litológicos e basculamento de blocos (Hare; Gardner, 1985; Cox, 1994).

5.2.5 Perfil longitudinal, knickpoints e potência fluvial

Para a elaboração dos perfis longitudinais, identificação dos *knickpoints*, mensuração de suas alturas e extração das drenagens de interesse de 6 sub-bacias, foram utilizadas as funções ‘*plotdz*’, ‘*knickpoint finder*’ e ‘*point pattern on stream networks*’, respectivamente (Schwanghart; Scherler, 2014). Em seguida, os dados foram exportados no formato “*shapefile*” e manipulados no ArcGIS 10.8.1, onde o mapa de densidade de *knickpoints* foi elaborado por meio da função ‘*Kernel Density*’.

O índice de declividade normalizada do canal (k_{sn}) foi usado para avaliar a potência fluvial, calculado a partir de uma função que relaciona a declividade normalizada com a área de contribuição dos canais a montante (Tabela 4).

Tabela 5: Cálculo k_{sn}

Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referências
$k_{sn} = SA^{-\theta_{ref}}$	S = é o valor gradiente	Valores elevados indicam a presença de rupturas ao longo do perfil longitudinal de um rio e elevado <i>stream power</i> (potência do fluxo)	Kirby e Whipple (2012)
	A = área da bacia de drenagem a montante		
	θ_{ref} = índice de concavidade de referência		Whipple et al. (2014)

Em sistemas fluviais, a declividade (S) de um canal é reduzida à medida que a área de drenagem (A) aumenta. A normalização da declividade é realizada para permitir comparações precisas entre canais de diferentes tamanhos de bacias de drenagem. Sem a normalização, a declividade dos canais com grandes áreas de drenagem tende a parecer menor, enquanto a dos canais com pequenas áreas de drenagem parece maior. Isso resulta em comparações injustas e dificulta a identificação de variações causadas por processos tectônicos ou geomorfológicos. Além disso, a ausência de normalização torna difícil distinguir se as variações na declividade são causadas por diferenças na área de drenagem ou por processos como *uplift* tectônico ou variações na resistência do leito rochoso, levando a interpretações errôneas e à subestimação ou superestimação de processos geomorfológicos.

O índice k_{sn} foi aplicado em toda a rede de drenagem utilizando o pacote de ferramentas *TopoToolbox 2* e *Topographic Analysis Kit (TAK)* hospedados no software MATLAB v.2021a (Schwanghart; Scherler, 2014). Inicialmente, as incertezas inerentes os ruídos do MDE foram eliminadas no *TopoToolbox 2* com a função ‘*Constrained Regularized Smoothing*’. Em seguida a rede de drenagem foi extraída no *TopoToolbox 2* com base em uma área de contribuição mínima de 500 pixels.

Devido as áreas planas (*flat areas*) das largas planícies fluviais do baixo curso do rio Sapucaí, o processo resultou em vários erros, segmentando a drenagem da bacia em diferentes partes. Para resolver o problema, utilizou-se a função "*makeStreams*" do TAK, substituindo valores menores ou iguais a zero do DEM ($DEM_values < = 0$) e atribuindo os valores modificados de volta ao objeto DEM ($Z = DEM_value$). O parâmetro de força foi definido ($strength = 1$) e as áreas planas foram removidas com a função "*RemoveFlats*" do TAK.

Com a drenagem unificada, retornou-se ao *TopoToolbox 2*, onde foi ajustada através da remoção canais de 1ª ordem menores que 10 km. Posteriormente, o *índice de concavidade* (θ) foi calculado utilizando a função "*slopearea* ($\theta = 0,45$)" e os valores de k_{sn} foram agregados, plotados e suavizados em segmentos de fluxo com as funções '*ksn*', '*STREAMobj2mapstruct*' e '*STREAMObj/smooth*'.

6. RESULTADOS

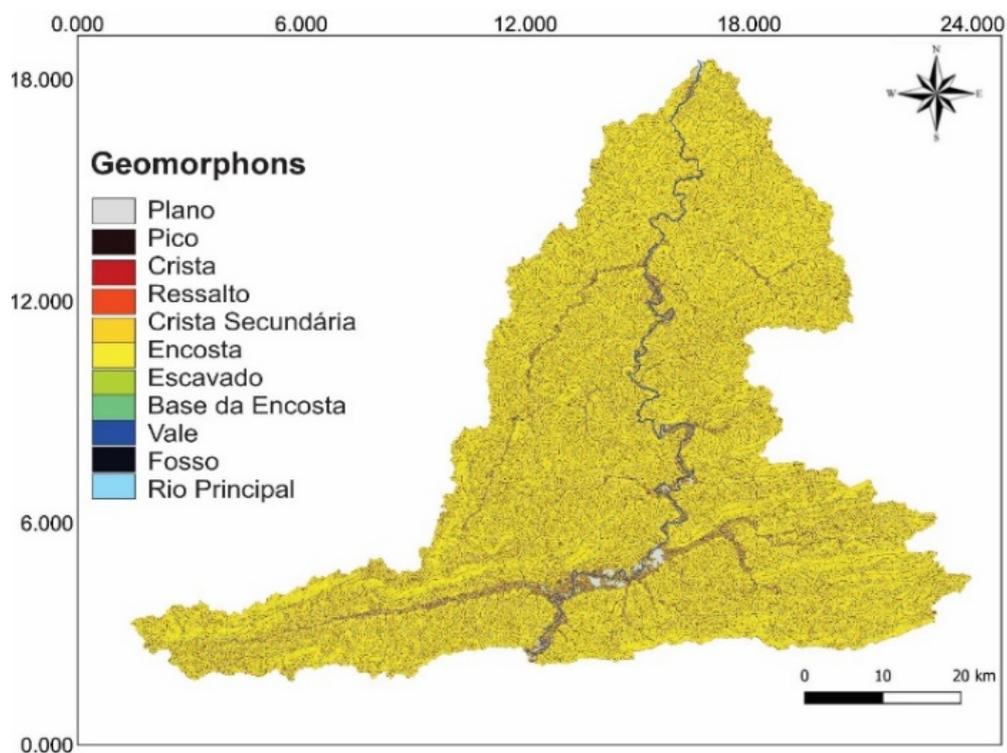
6.1 Influência da topografia na hidrologia da bacia

Os índices de rugosidade (I_r) e razão de relevo (R_r), calculados com base na amplitude altimétrica da bacia (1073 m), densidade de drenagem ($D_d = 1,94 \text{ km/km}^2$) e extensão do rio principal (172,75 km), apresentaram valores de $I_r = 2.081,62$ e $R_r = 6,21 \text{ m/km}$, classificados como muito altos e médios, respectivamente (Tabela 1).

O $R_r = 6,21 \text{ m/km}$ caracteriza a bacia como um sistema com elevada capacidade de escoamento, refletindo encostas íngremes e vales profundos que intensificam a erosão e aumentam a vulnerabilidade do solo. Regiões de maior declividade exibem alta energia fluvial, favorecendo a degradação do solo e o transporte sedimentar. O $I_r = 2.081,62$ reflete a complexidade do relevo e a dinâmica de escoamento superficial. Essa medida combina o efeito da estrutura geológica e do relevo acidentado, indicando maior suscetibilidade à erosão em áreas declivosas. Litologias resistentes, como quartzito, gnaiss, ortognaiss e paragnaiss, amplificam essa instabilidade geomorfológica e o transporte de sedimentos (Figura 2).

A interação entre os índices sugere alta energia fluvial em setores da bacia controlados por falhas geológicas e cristas secundárias, promovendo incisão fluvial, remoção de sedimentos e reorganização do relevo. O tectonismo neoproterozoico intensificou a erosão regressiva e a formação de vales profundos (Figura 8).

Figura 8: *Geomorphons*



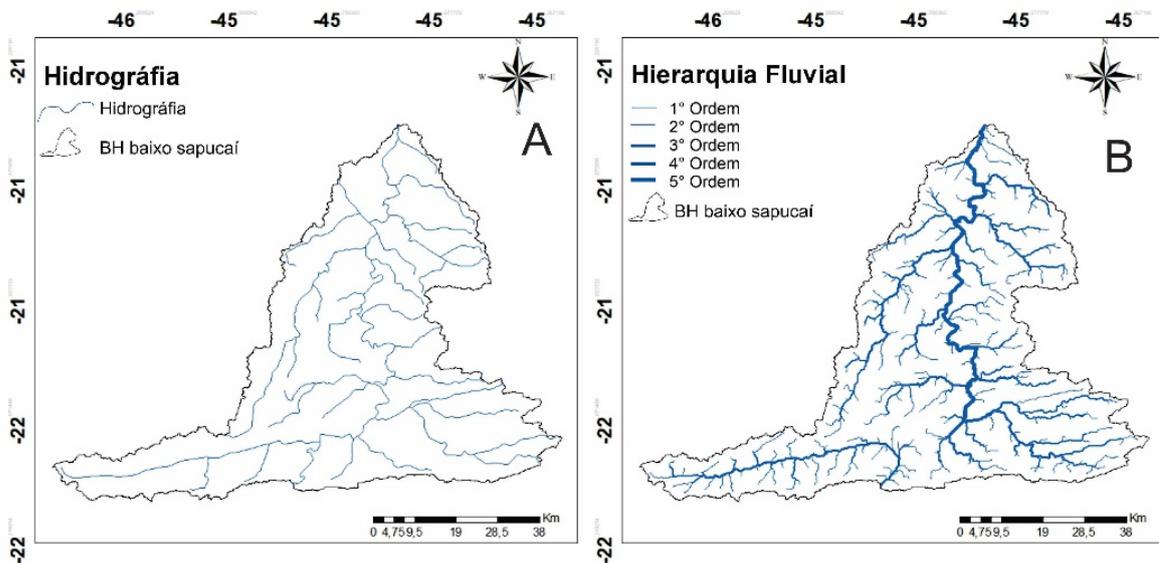
Fonte: Autora (2024)

Nas regiões inferiores da bacia, vales suavizados e encostas contínuas apontam para um relevo maturado, resultante de longos períodos de intemperismo e tectonismo estabilizado, em conformidade com Hack (1973). Em contraste, as porções superiores, dominadas por cristas secundárias e falhas geológicas ativas, refletem processos tectônicos recentes que intensificam a erosão e promovem a redistribuição de sedimentos (Figuras 2, 3 e 8).

6.2 Distribuição da capacidade de infiltração e escoamento superficial

A hierarquia fluvial da bacia atinge até a 5ª ordem, com o curso principal classificado nessa ordem. Nos trechos adjacentes, predominam rios de 4ª e 3ª ordens, enquanto as áreas periféricas são compostas por rios de 1ª e 2ª ordens. A bacia apresenta padrões de drenagem dendrítico, paralelo e treliça. O padrão dendrítico predomina em áreas com substratos homogêneos, como os ortognaisses paleoproterozoicos, enquanto os padrões paralelo e treliça estão associados a zonas de falhas e fraturas, que controlam a orientação do fluxo em rochas de resistência diferenciada (Figura 2 e 9).

Figura 9: hidrografia (A) e hierarquia fluvial (B).



Fonte: Autora (2024)

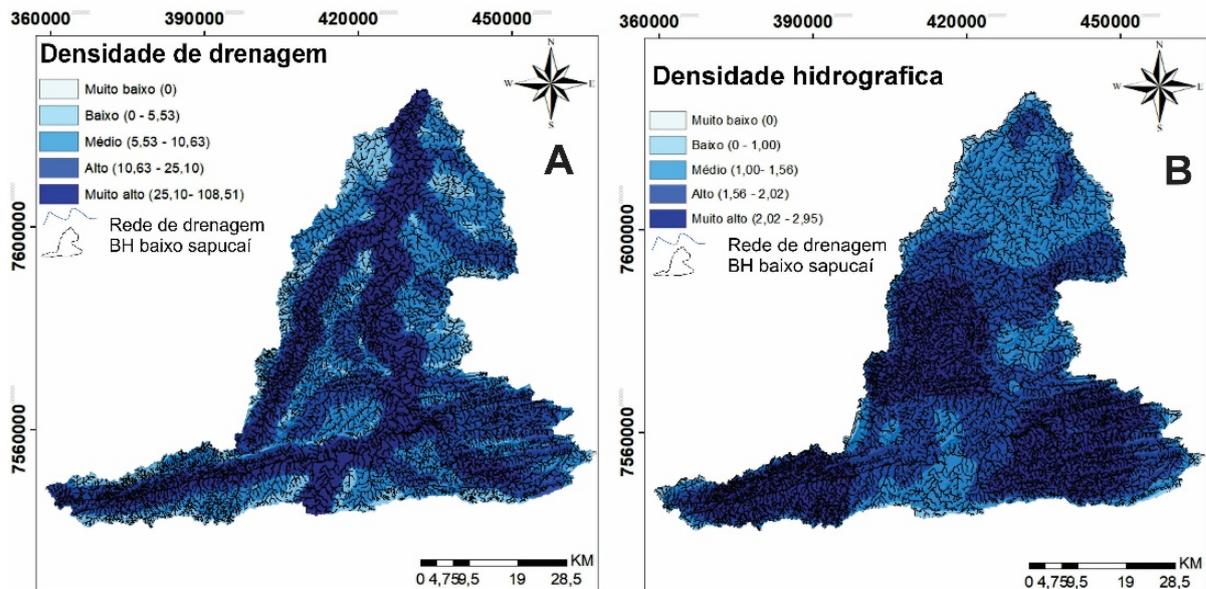
A densidade de drenagem média é 1,62 canais/km², calculada pela divisão do comprimento total dos canais (7.182,3 km) pela área da bacia (3.698,1 km²). A espacialização dos valores médios evidencia um padrão fluvial controlado por estruturas tectônicas, com vales mais volumosos e com maior poder erosivo nos tributários. As áreas de maior densidade de

drenagem estão associadas a falhas inversas, transcorrentes e normais, predominando em regiões compostas por rochas metamórficas de idade paleoproterozoica (Figura 2 e 10A).

O índice de densidade hidrográfica, de 1,94 canais/km², resulta da divisão entre o número total de canais (6.126) e a área da bacia (3.698,1 km²). A bacia apresenta uma densidade hidrográfica baixa, com média de 2,15 canais/km², correlacionada às variações geológicas. As maiores concentrações de densidade de drenagem estão associadas a sub-bacias localizadas nas proximidades de falhas tectônicas, que aumentam a capacidade de escoamento. As áreas com densidade "alta" e "média" estão distribuídas em setores adjacentes ao canal principal, com leitos aluviais, e em zonas de baixo curso, onde predominam enderbitos (Figura 2 e 10B).

Os resultados destacam o controle estrutural na organização da drenagem da bacia. Falhas geológicas em áreas de gnaisses criam condições de drenagem preferencial, como vales profundos e encostas íngremes, o que intensifica o fluxo superficial e a densidade de drenagem e hidrográfica. A posição topográfica dos enderbitos também é relevante: na região próxima à confluência com o reservatório de Furnas, a menor declividade reduz a energia do escoamento, favorecendo a infiltração. Em áreas com baixa densidade de drenagem, associadas a leitos aluviais do canal principal a infiltração é mais concentrada devido à porosidade do material arenoso. Esses aspectos ilustram a interação entre fatores litológicos, estruturais e topográficos na formação dos padrões de drenagem (Figuras 2, 10A e 10B).

Figura 10: densidade de drenagem (A) e densidade hidrográfica (B)



Fonte: Autora (2024)

O índice de sinuosidade, que avalia o comprimento do canal principal (172,75 km) em relação à sua distância vetorial (85,65 km), resultou em 50,42%, sendo classificado como muito sinuoso. Esse valor indica um escoamento lento no canal principal, mas não nos tributários, que são mais encaixados nas falhas geológicas e apresentam curvas acentuadas. Esse padrão favorece o desenvolvimento de processos erosivos localizados nos leitos aluviais devido ao meandramento, intensificando a erosão dos solos das encostas em setores de maior sinuosidade e aumentando a vulnerabilidade dessas regiões à instabilidade geomorfológica.

6.3 Tendência de enchentes e cheias na bacia

A sinuosidade observada não compromete a eficiência do escoamento hídrico, devido ao formato da bacia, que: (i) não está sujeita a grandes inundações ($C_c = 2,24$); (ii) favorece o escoamento superficial em vez de cheias ($C_r = 0,19$); e (iii) apresenta boa eficiência no escoamento durante picos de chuva ($F_f = 0,18$). Esses resultados derivam das relações entre a área (3698,1 km²) e o perímetro da bacia (488,31 km). O C_c e C_r da bacia do Baixo Sapucaí, indica um formato alongado, o que resulta em um tempo de escoamento mais longo. Isso reduz a probabilidade de enchentes imediatas após chuvas intensas, pois o escoamento é favorecido pela forma alongada, permitindo que a água se distribua gradualmente.

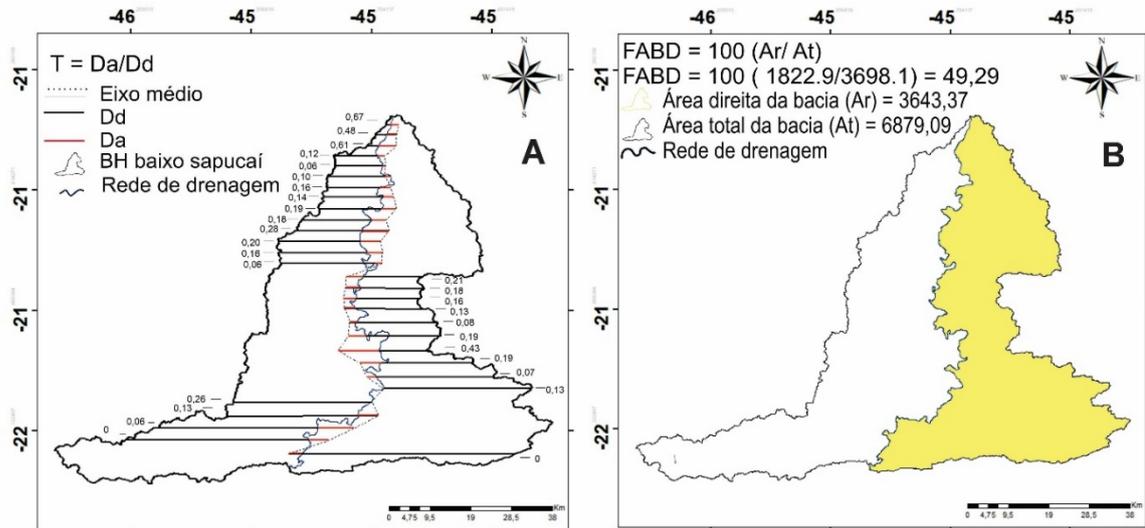
6.4 Preferência do deslocamento lateral condicionada às estruturas

A bacia do Baixo Sapucaí apresenta uma configuração estruturalmente complexa, com um padrão de basculamento em blocos, dividido em três setores principais, conforme evidenciado pelo FSTT. O primeiro setor exhibe basculamento para o oeste, associado a falhas contracionais dispostas a leste, com predominância de litologias como gnaisse e paragnaisse (Figuras 2 e 11A). O segundo setor apresenta basculamento para o leste, induzido por falhas contracionais que demarcam as escarpas do planalto de Poços de Caldas e a transição para o Planalto de Varginha a oeste, associadas a litologias como xisto, ortognaisse e gnaisse (Figuras 1C, 2 e 11A). No terceiro setor, próximo à confluência com o reservatório de Furnas, observa-se basculamento para o leste, associado a falhas que interceptam o canal e geram zonas de contato entre ortognaisses e enderbitos. A combinação das falhas tectônicas e o basculamento em blocos resultante da atividade tectônica pretérita influenciaram o curso do canal principal, conforme as morfoestruturas (Figura 11A).

O FADB, calculado em 49,29%, indica baixo grau de basculamento ao longo do canal principal. Esse valor sugere que não foram observados deslocamentos generalizados, mas sim

setorizados, conforme evidenciado pelo FSTT (Figuras 11A e 11B). De modo geral, isso reflete a estabilidade tectônica atual da bacia, implicando em uma rede de drenagem menos modificada por eventos tectônicos recentes, mas fortemente influenciada pelas morfoestruturas associadas às orogênias neoproterozoicas.

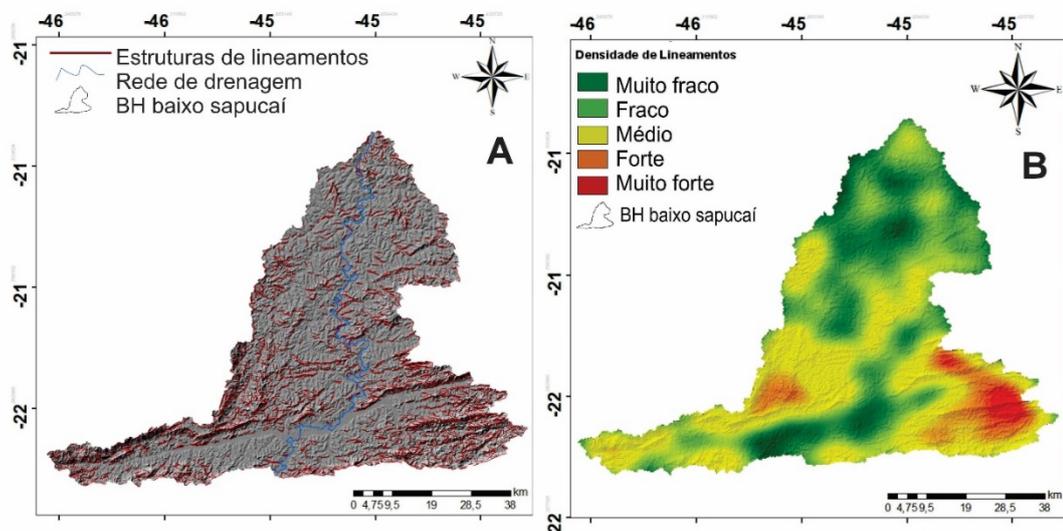
Figura 11: FSTT (A) e FABD (B)



Fonte: Autora (2024)

A maior concentração de lineamentos tectônicos na bacia está na parte leste, com falhas transcorrentes e contracionais associadas a litologias como quartzito, ortogneisse, xisto e gnaise (Figuras 2, 11 e 12). A oeste, observa-se uma concentração de lineamentos relacionados a falhas contracionais e transcorrentes, com transição para o Planalto de Poços de Caldas (Figuras 1C, 2 e 12).

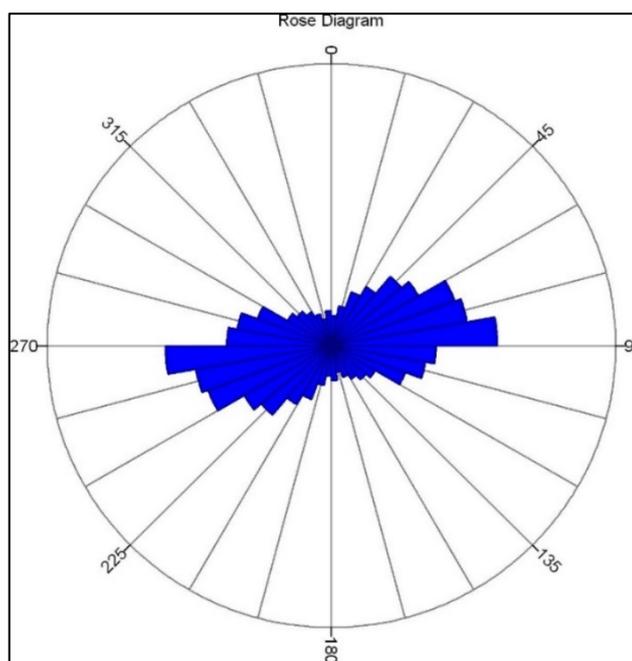
Figura 12: lineamentos estruturais (A) e densidade de lineamentos (B)



Fonte: Autora (2024)

O diagrama de rosetas, utilizado para classificar as direções predominantes dos lineamentos, indicou que as orientações predominantes são 50°, 90°, 225° e 270°, com direções NW-SE que acompanham o *trend* regional do rifte do sudeste brasileiro e as regiões com maior concentração de falhas (Figura 13). A combinação das falhas tectônicas com a rede de drenagem reforça a ideia de que a tectônica exerce controle direto sobre o escoamento hídrico.

Figura 13: diagrama de rosetas



Fonte: Autora (2024)

A análise dos lineamentos tectônicos, em conjunto com os índices de simetria e assimetria, revela uma bacia em que as falhas tectônicas desempenham papel central na organização da rede de drenagem e nos processos erosivos. O controle estrutural exercido pelas falhas determina a formação de zonas que direcionam o escoamento fluvial e contribuem para a evolução da paisagem.

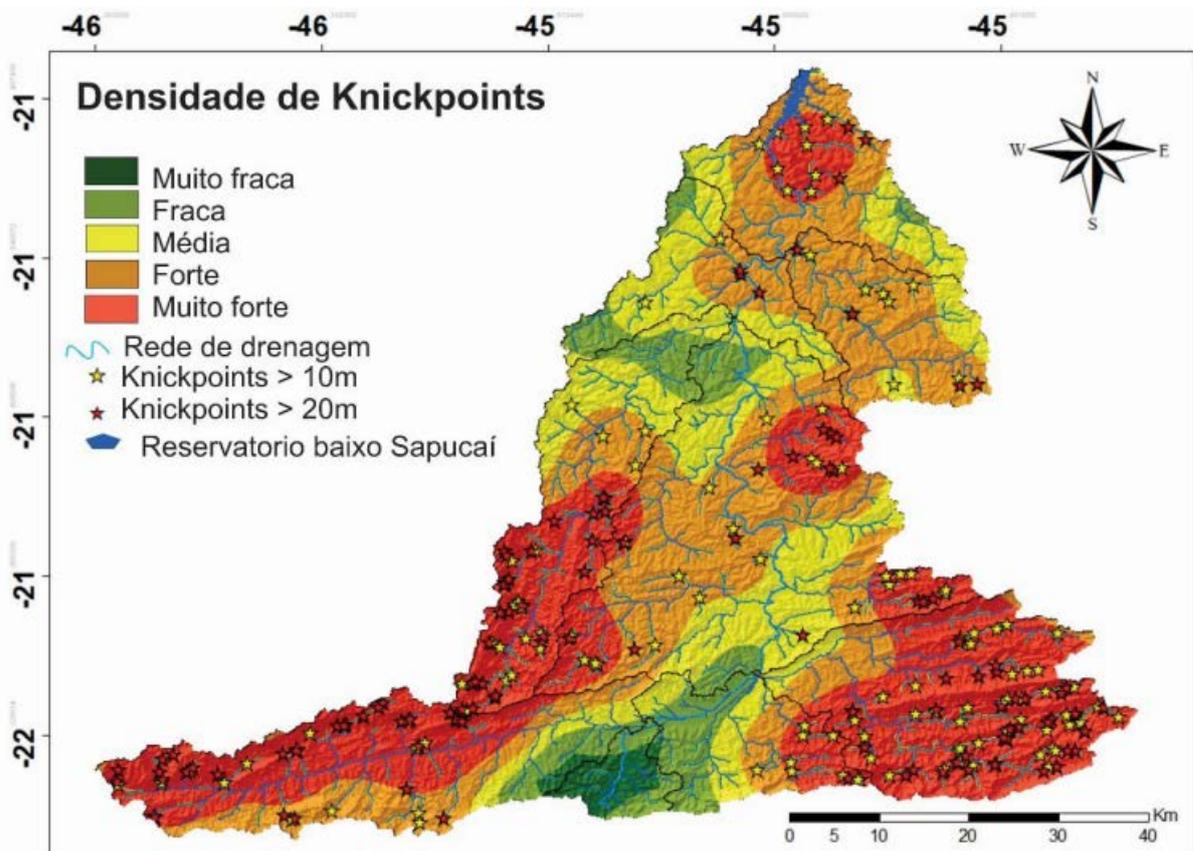
6.5 Knickpoints e variações no gradiente fluvial da drenagem

Foram identificados 248 knickpoints com alturas superiores a 10 metros e 116 com alturas superiores a 20 metros na bacia. Apenas 2 *knickpoints* menores que 20 metros estão relacionados ao canal principal (Figura 14). A maior concentração de *knickpoints* está localizada na região do Planalto de Poços de Caldas, Serrania de Lambari e Conceição das Pedras, onde se encontram relevos altamente dissecados (Figura 1C). As menores

concentrações ocorrem nas áreas adjacentes ao baixo curso do rio Sapucaí, em zonas que acomodam sedimentos e desenvolvem leitos aluviais que protegem a rocha da erosão.

A distribuição dos *knickpoints* está fortemente associada a zonas de cisalhamento contracionais e transcorrentes, onde predominam litologias como granitos, gnaisses, xistos, ortognaisses e quartzitos (Figuras 2 e 14). As deformações causadas por essas falhas tectônicas alteraram a forma, a posição e a estrutura das rochas, originando muitos dos *knickpoints* identificados. Essas feições marcam áreas de ajustes geomorfológicos na bacia, resultantes da interação entre os processos tectônicos e fluviais.

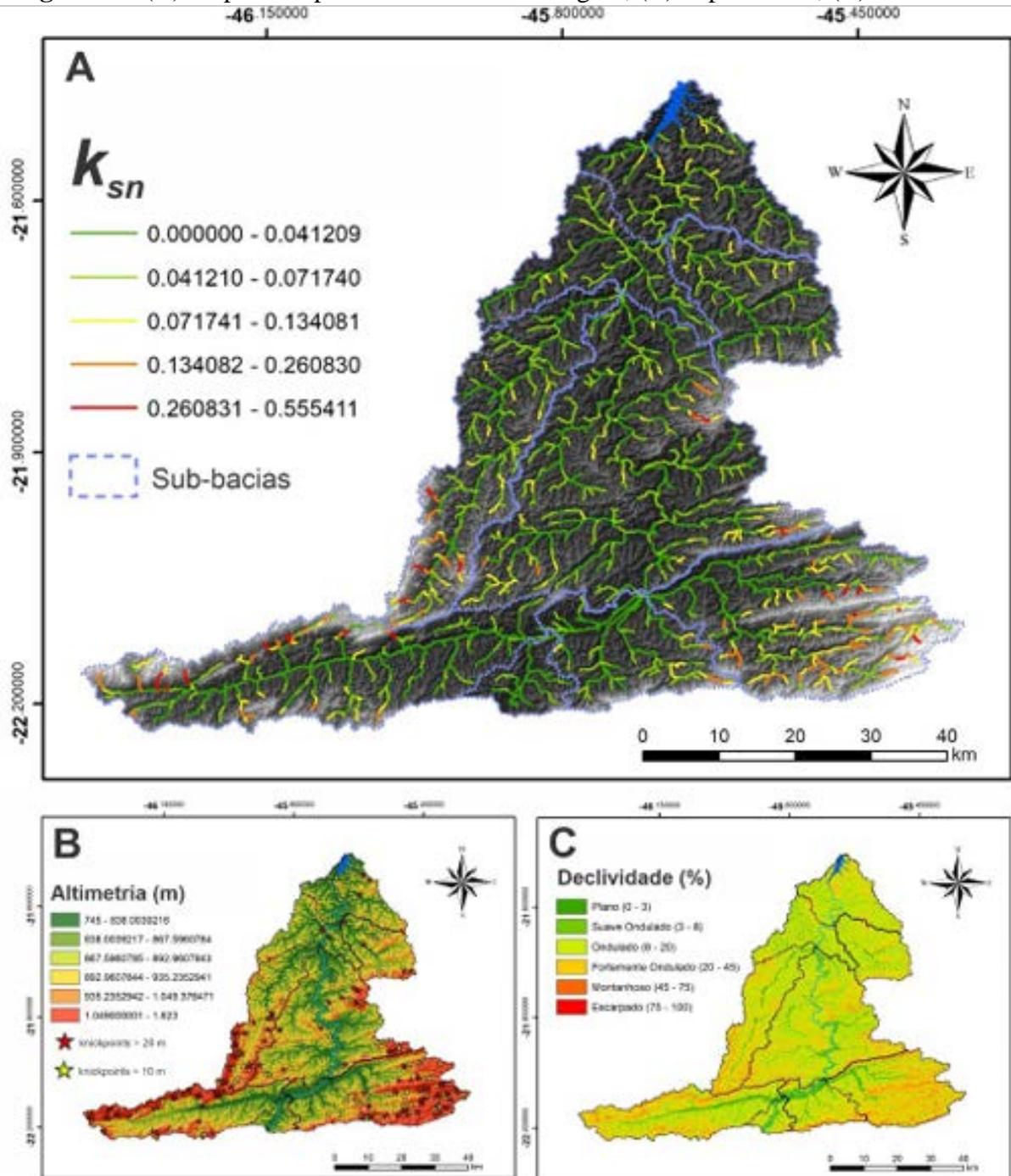
Figura 14: densidade de *knickpoints*



Fonte: Autora (2024) – Matlab

A análise da dinâmica erosiva revelou que as drenagens localizadas próximas às falhas e às variações litológicas são as mais erosivas, destacando-se como as principais responsáveis pelo transporte de sedimentos (Figuras 2 e 15). Por outro lado, as drenagens situadas próximas ao canal fluvial e ao reservatório de Furnas, apresentam os menores valores de k_{sn} , que variam entre 0,13 e 0,55 m^0 , e as menores concentrações de *knickpoints*, sendo localizadas em áreas distantes das zonas de falhas e variações litológicas (Figura 15).

Figura 15: (A) k_{sn} por comprimento fluxo da drenagem; (B) Hipsometria; (C) Declividade



Fonte: Autora (2024)

Os maiores valores de k_{sn} estão correlacionados com as altas concentrações e magnitudes de *knickpoints* próximos às falhas tectônicas (Figuras 14 e 15A). Esses valores também apresentam uma correlação positiva com as maiores altitudes e declividades da bacia, como evidenciado nas Figuras 15B e 15C. Essa relação indica que as áreas com maior energia fluvial e controle tectônico são mais propensas a apresentar processos erosivos intensificados, resultando em uma dinâmica geomorfológica mais ativa.

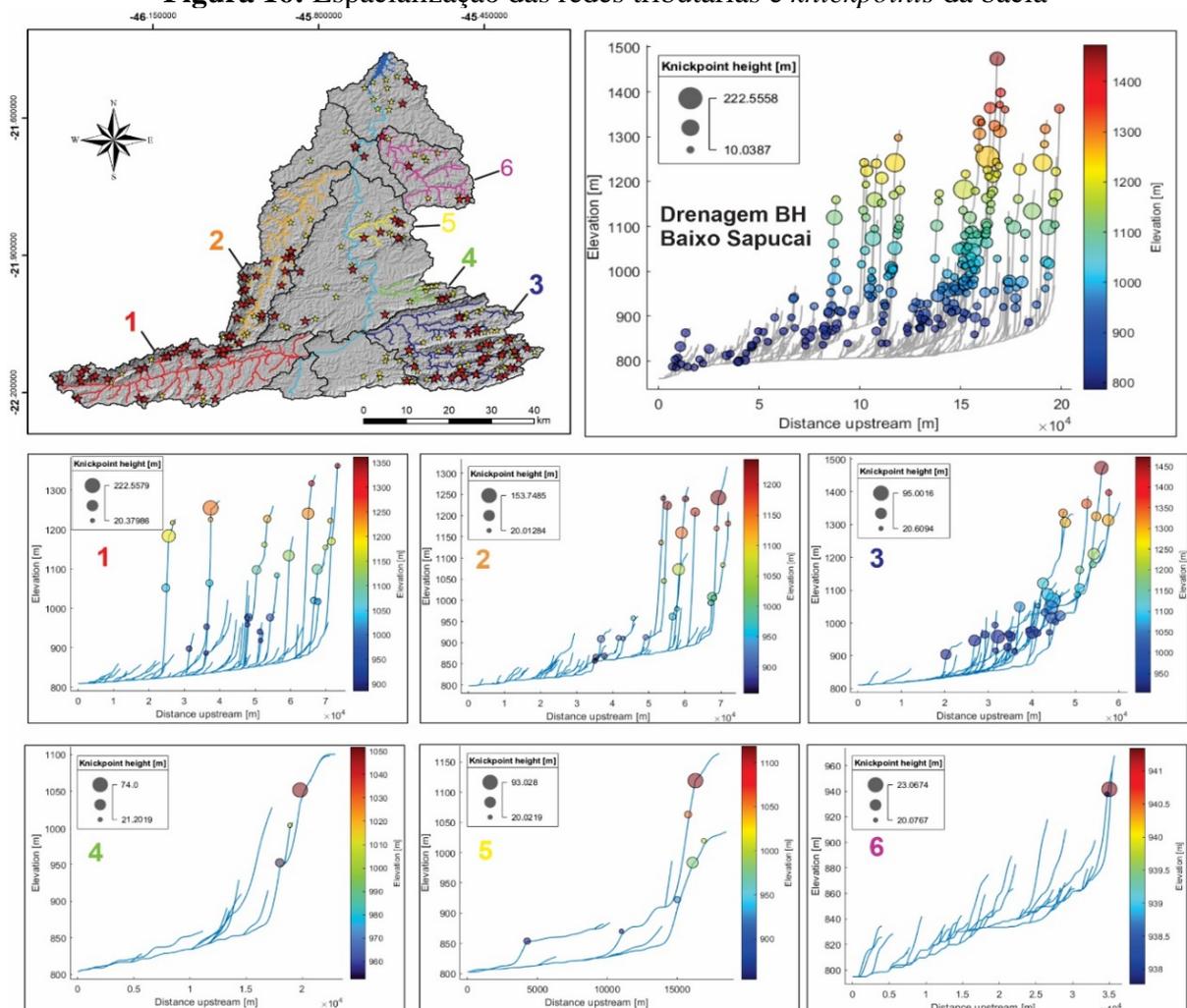
7. DISCUSSÃO

7.1 Influência das morfoestruturas e dos tributários na configuração do leito aluvial

A bacia do Baixo Sapucaí está localizada em uma região geologicamente complexa, marcada pela interação entre o Cráton do São Francisco e cinturões móveis neoproterozóicos. Embora não seja tectonicamente ativa atualmente, a evolução geomorfológica reflete eventos tectônicos pretéritos que moldaram o relevo e a rede de drenagem, como falhas inversas e transcorrentes formadas durante o Neoproterozóico (Trouw et al., 2007).

Falhas e contatos litológicos, compostas por granitos, paragneisses, ortogneisses e quartzitos, influenciam a erosão diferencial, concentrando *knickpoints* e intensificando os valores de k_{sn} . Esses efeitos são mais evidentes nos tributários com maior energia fluvial, como as drenagens 1, 2 e 3, situadas em áreas com variações litológicas e elevada densidade de lineamentos estruturais e variações litológicas (Figuras 2, 12, 14, 15 e 16). Nesses setores, altos valores de k_{sn} (0.13 a 0.55 $m^{0.9}$) estão associados a maiores declividades e altitudes, resultando em intensa erosão e transporte sedimentar para o canal principal.

Figura 16: Espacialização das redes tributárias e *knickpoints* da bacia



Por outro lado, drenagens localizadas em áreas de menor altitude e declividade (como as drenagens 4, 5 e 6) apresentam menor densidade de lineamentos, *knickpoints* e valores reduzidos de k_{sn} , refletindo maior estabilidade e substratos homogêneos. Essas áreas contribuem com menor volume de sedimentos para os leitos aluviais do baixo curso (Figuras 14, 15 e 16).

No canal principal predominam leitos aluviais em áreas de baixa energia fluvial, onde ocorre deposição de sedimentos transportados pelos tributários e pelo alto curso. Esses trechos, de menor rugosidade e altitude, funcionam como depósitos temporários de sedimentos, em contraste com os setores montanhosos de alta energia erosiva (Hack, 1973; Harkins et al., 2007; Cook et al., 2009; Souza et al., 2020).

A configuração dos leitos aluviais também é influenciada por padrões de basculamento que, embora associados a ajustes geomorfológicos pretéritos, ainda moldam a dinâmica da bacia. Esses padrões revelam a interação entre fatores estruturais, litológicos e hidrológicos, que continuam a influenciar a morfologia fluvial e a dinâmica sedimentar da região.

A densidade de drenagem e densidade hidrográfica, refletem uma rede bem organizada, influenciada pela heterogeneidade litológica e zonas de cisalhamento da bacia. Em áreas de rochas paleoproterozoicas resistentes, observa-se maior densidade de drenagem e transporte sedimentar intensificado por tributários volumosos (Figura 16). Por outro lado, substratos neoproterozoicos, como os enderbitos, apresentam menor densidade de drenagem e hidrográfica e, conseqüentemente, reduzido o aporte sedimentar para os leitos aluviais do canal principal (Stevaux; Latrubesse, 2017).

O elevado I_s , embora indique um canal principal muito sinuoso, não compromete a eficiência do escoamento, que é favorecida pela forma alongada da bacia (C_c e C_r). Esse formato reduz a ocorrência de grandes cheias, contribuindo para a formação de leitos aluviais bem desenvolvidos no canal principal, enquanto as planícies de inundação apresentam menor agradação. A interação entre o I_r e R_r , classificados como muito altos e médios, respectivamente, reforça o transporte sedimentar pelos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens, que intensificam a erosão e alimentam o leito aluvial.

Assim, a formação dos leitos aluviais na bacia do Baixo Sapucaí resulta da interação entre as características litológicas, processos tectônicos e padrões de drenagem. Zonas de falhas, lineamentos estruturais, declividade e energia fluvial, determinam a deposição e o transporte sedimentar, com maior profundidade dos leitos aluviais nas confluências do baixo curso do rio Sapucaí com os troncos principais dos tributários associados às drenagens 1, 2 e 3.

8. CONCLUSÃO

Esta pesquisa proporcionou uma compreensão integrada das dinâmicas geomorfológicas, tectônicas e fluviais que moldam o relevo e organizam a bacia do Baixo Sapucaí. A análise de índices geomorfológicos permitiu identificar fatores litoestruturais que condicionam a rede de drenagem e o comportamento fluvial. A bacia apresenta características típicas de um baixo curso, com escoamento moderado, alta sinuosidade e expressivo potencial erosivo associados a tributários, especialmente nas regiões onde interagem estruturas tectônicas e variações litológicas.

A concentração de falhas tectônicas nos setores leste e oeste da bacia destacou o papel das forças estruturais na modelagem do relevo, na redistribuição sedimentar e na formação de leitos aluviais. Nessas áreas, os *knickpoints* indicaram maior atividade erosiva, evidenciando a influência de lineamentos estruturais e variações litológicas no aumento do transporte sedimentar e na deposição em setores específicos do canal principal. Por outro lado, em áreas adjacentes ao reservatório de Furnas e ao rio principal, onde predominam substratos mais homogêneos e menor densidade de lineamentos, foi observado um aporte sedimentar reduzido para os leitos aluviais.

A análise integrada revelou que as confluências dos tributários 1, 2 e 3, no baixo curso do Sapucaí, apresentam leitos aluviais mais profundos, devido à maior energia erosiva (k_{sn}) e produção sedimentar desses sistemas. No entanto, para validar e complementar os resultados, recomenda-se a realização de estudos futuros utilizando técnicas de datação de sedimentos, como a luminescência opticamente estimulada, para mensurar taxas deposicionais e caracterizar a evolução temporal dos leitos aluviais dessas drenagens.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Blucher, 1980. 188 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **A modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Blucher, 1999. 256 p.

COOK, K. L.; WHIPPLE, K. X.; HEIMSATH, A. M.; et al. Rapid incision of the Colorado River in Glen Canyon – insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 7, p. 994–1010, 2009.

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

CPRM. Mapa Geológico do Estado da Minas Gerais. 2020. Escala 1:1.000.000. Disponível em: < <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>>. Acesso em: 10 março 2023.

CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, n. 1-2, p. 16-38, 2006.

CRUZ, O. Escala temporal-espacial nos estudos dos processos geomorfológicos erosivos atuais: uma questão de método. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 33, p. 1-6, 1985.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geogr. J.**, 14, p. 481-504, 1899.

GALHAGHER, K.; BROWN, R. W.; JOHNSON, C. Timing of post-orogenic denudation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. 5, p. 12,123-12,136, 1994.

GILBERT, G. K. **Report On the Geology of the Henry Mountains**. Washington: Government Printing Office, 234 p., 1877.

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

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research U.S. Geological Survey**, Washington, D.C., 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: XV Annual Binghamton Geomorphology SIMP, 15, 1985, Boston. **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin. p. 123-134, 1985.

HARKINS, N.; KIRBY, E.; HEIMSATH, A.; ROBINSON, R.; REISER, U. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, p. 1-21, 2007.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 3. ed. Abingdon: Routledge, 536 p., 2011.

HUTTON, J. X. Theory of the Earth; or an Investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe. **Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh**, v. 1, n. 2, p. 209-304, 1788. .

Jasiewicz, J.; Stepinski, T. F. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms, **Geomorphology**, v. 182, p. 147-156, 2013.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 44-75, 2012.

KÖPPEN, W. Das geographische System der Klimate. In: KÖPPEN, W.; GEIGER, R. (Ed.). **Handbuch der klimatologie**. Berlin: Gebrüder Bornträger, 1936, p. 1-44.

MATTOS, S. H. V. L.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, 2004.

MELTON, M. **An Analysis of the Relations among the Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology**. Nova York: Columbia University, Department of Geology. 69 p. 1957.

MILLER, V. C. A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee. Department of Geology, Columbia University, **Technical Report**, n. 3, 1953.

MORAES, G. P.; CABRAL, I. L. L. Análise morfológica da bacia hidrográfica do córrego Ibó – MT: os padrões de drenagem e os falhamentos na região. **Estudos Geográficos: Revista Eletrônica de Geografia**, v. 20, n. 3, p. 201–220, 2023.

MORISAWA, M. E. Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian Plateau. **Geological Society of America Bulletin**, v. 73, n. 9, p. 1025-1046, 1962.

PENCK, W. Die morphologische Analyse: ein Kapitel der physikalischen Geologie. **Stuttgart**: J. Engelhorn's Nachf. 283 p., 1924.

PHILLIPS, J. D.; MCCORMACK, S.; DUAN, J.; RUSSO, J. P.; SCHUMACHER, A. M.; TRIPATHI, G. N.; BROCKMAN, R. B.; MAYS, A. B.; PULUGURTHA, S. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee. **Geomorphology**, v. 114, n. 3, p. 188–198. 2010.

REIS, I. L.; MARINHO, G. S.; RIOS, G. S.; SANTANA, D. B.; LENSE, G. H. E.; MINCATO, R. L.; RUBIRA, F. G. Morphometric parameters of the relief and drainage network of the

Formiga River subbasin, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 2, 2023.

RENWICK, W. H. Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 265-276, 1992.

ROBAINA, L. E. S.; TRENTIN, R.; LAURENT, F. Compartimentação do estado do rio grande do sul, brasil, através do uso de geomorphons obtidos em classificação topográfica automatizada. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short Communication: topotoolbox 2-matlab-based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, v. 15, 2014.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597-646, 1956.

SCHUMM, S. A. Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Org.). **Theories of landform development**. London: Allen & Unwin, p. 69-86, 1975.

SILVA, T. C. Indicadores geomorfológicos de sustentabilidade ambiental: aplicabilidade no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, 2000.

SOUZA, C. M. P.; FIGUEREDO, N. A.; COSTA, L. M.; VELOSO, G. V.; ALMEIDA, M. I. S.; FERREIRA, E. J. Machine learning algorithm in the prediction of geomorphic indices for appraisal the influence of landscape structure on fluvial systems, Southeastern - Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 2020.

STEVAUX, José Cândido; LATRUBESSE, Edgardo Manuel. **Geomorfologia fluvial**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336 p. ISBN 978-85-7975-275-9. eISBN 978-85-7975-276-6.

STRAHLER, Arthur N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2003. 416 p. ISBN 9788521203179.

TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. **Revista Brasileira Multidisciplinar**, [S.l.], v. 11, n. 1, p. 137-156, 2007.

TELLO SAENZ, C. A.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R.; OSORIO, A. M. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. **Radiation Measurements**, v. 39, n. 6, p. 635-640, dez. 2005.

TROUW, C. C.; MEDEIROS, F. F. F.; TROUW, R. A. J. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n.4, p. 767-776, 2007.

UFV; CETEC-MG; UFLA; FEAM. **Mapa de solos do estado de Minas Gerais**: legenda expandida. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. Escala 1:650.000.

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

WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARININ, M.; OUIMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution, **Journal of Geophys. Res: Earth Surface**. v. 122, n. 1, p. 248-273, 2016.