

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

BEATRIZ LIARA DA CRUZ

**REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM A PARTIR DE CONTROLES
MORFOESTRUTURAIS NAS SUB-BACIAS DO ALTO E MÉDIO RIO GRANDE
(MG)**

ALFENAS/MG

2024

BEATRIZ LIARA DA CRUZ

**REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM A PARTIR DE CONTROLES
MORFOESTRUTURAIS NAS SUB-BACIAS DO ALTO E MÉDIO RIO GRANDE
(MG)**

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia pela Universidade Federal de Alfenas. Área de concentração: Dinâmicas dos Sistemas Físico-Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Felipe Gomes Rubira

ALFENAS/MG

2024

Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal de Alfenas
Biblioteca Unidade Educacional Santa Clara

Cruz, Beatriz Liara.

Reorganização da rede de drenagem a partir de controles morfoestruturais nas sub-bacias do Alto e Médio Rio Grande (MG) / Beatriz Liara da Cruz. - Alfenas, MG, 2024.

78 f. : il. -

Orientador(a): Felipe Gomes Rubira.

Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Alfenas, Alfenas, MG, 2024.

Bibliografia.

1. Estado de equilíbrio. 2. Transiência. 3. Erosão Fluvial. 4. Migração Divisores. 5. Cinturões Móveis. I. Rubira, Felipe Gomes, orient. II. Título.

Ficha gerada automaticamente com dados fornecidos pelo autor.

BEATRIZ LIARA DA CRUZ

REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM A PARTIR DE CONTROLES MORFOESTRUTURAIS NAS SUB-BACIAS DO
ALTO E MÉDIO RIO GRANDE (MG)

O Presidente da banca examinadora abaixo assina a aprovação da Dissertação apresentada como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestra em Geografia pela Universidade Federal de Alfenas. Área de concentração: Análise sócio-espacial e ambiental

Aprovada em: 26 de março de 2024

Prof. Dr. Felipe Gomes Rubira

Presidente da Banca Examinadora

Instituição: Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL/MG

Prof. Dr. Vinícius Borges Moreira

Instituição: Universidade Estadual Paulista UNESP/SP

Prof. Dr. Thomaz Alvisi de Oliveira

Instituição: Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Sul de Minas - IFSULDEMINAS/MG



Documento assinado eletronicamente por **Felipe Gomes Rubira, Professor do Magistério Superior**, em 26/03/2024, às 18:39, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unifal-mg.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1211833** e o código CRC **A4F9898C**.

AGRADECIMENTOS

À minha família, imensamente quero agradecer todo o apoio e sobretudo ao suporte me dado para desfrutar da possibilidade em realizar mais uma etapa do ciclo acadêmico, que é cursar a Universidade Pública. Em especial, quero agradecer a minha mãe por ter sido paciente e, sobretudo, muito amável comigo durante esse longo caminho percorrido. Te amo muito.

Agradeço, a minha amiga, “marida” e parceira, Clara Ribeiro Silva, que esteve comigo na cidade de Alfenas por mais de cinco anos. Obrigada pelas alegrias, ensinamentos, choros, conselhos da vida e sobretudo pelo grande suporte afetivo me dado em muitos momentos durante essa trajetória da vida. Obrigada por sua amizade.

Agradeço ao Tiago Marini Ribeiro companheiro e amigo pela paciência, carinho, atenção e amor em vivenciar comigo a vida e esse período de formação na graduação e pós-graduação. Obrigada por ter estado ao meu lado durante todos os momentos de incertezas e motivações. Obrigada por estar e ser.

Por fim, agradeço a todas (os) professores que contribuíram para a minha formação e visão de mundo a partir dos pilares da geografia, destaco os professores Dra. Marta Felícia Marujo Ferreira, Dr. Flamarion Dutra Alves, Dr. Rodriogo José Pisani e Dr. Gil Carlos Silveira Porto, com os quais tive a oportunidade de aprender muito, seja nas disciplinas cursadas, monitorias e conversas entre os corredores e fora da universidade. Obrigada pelos ensinamentos e compartilhamento de experiências relativas ao meio acadêmico e científico, mas também da vida.

Em especial, agradeço, ao professor Dr. Felipe Gomes Rubira meu orientador, pela extrema paciência comigo, por todo o tempo e dedicação à minha orientação. Sou grata por toda a troca realizada e saberes adquiridos durante esses dois anos de orientação no Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGeo), sua percepção e entusiasmo pela Geomorfologia irão me inspirar no caminho profissional que irei seguir, muito obrigada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001 e da Universidade federal de Alfenas - UNIFAL-MG.

RESUMO

A reorganização da rede de drenagem e a migração de divisores são fundamentais para avaliar a influência da tectônica, da litologia, do clima, das mudanças nos níveis de base e dos processos erosivos na evolução de paisagens fluviais. No entanto, a maioria das pesquisas se concentra em áreas com atividade tectônica, deixando lacunas na compreensão desses fenômenos em regiões intraplacas. Na América do Sul, alguns autores exploram essas questões em escarpas de bacias passivas que drenam para o Oceano Atlântico, mas há poucas análises sobre o rearranjo da drenagem e o deslocamento dos divisores de bacias que drenam para o interior das escarpas úmidas. Assim, apesar de alguns avanços, permanece incompleta a compreensão da reconfiguração da drenagem em bacias de zonas passivas com compartimentos morfoestruturais e histórias geológicas distintas. A falta de análises comparativas entre cinturões móveis e crátons em um mesmo sistema fluvial de áreas tectonicamente quiescentes destaca a necessidade de uma abordagem abrangente. Neste contexto, o objetivo da pesquisa é elucidar a evolução da rede de drenagem e migração de divisores em um cenário morfoestrutural diversificado, considerando influências de heranças tectônicas em zona intraplaca. Utilizando a bacia hidrográfica do Alto e Médio Rio Grande, Minas Gerais, Brasil, como área de estudo, aplicamos parâmetros morfométricos, avaliamos as distribuições e investigamos fatores chave relativos às condições de equilíbrio. A análise envolveu a aplicação de clássicos parâmetros morfométricos, a identificação de *knickpoints*, avaliação de perfis longitudinais, cálculo do *índice de declividade normalizada* (k_{sn}) e investigação da estabilidade dos divisores de drenagem pelo índice *chi* (χ). Os resultados destacam que a reorganização da drenagem e o rejuvenescimento da topografia são comuns em regiões tectonicamente quiescentes e em sistemas exorreico na margem atlântica brasileira, devido à influência das morfoestruturas. A drenagem de sub-bacias em Cinturões Móveis Neoproterozoicos é mais instável do que aquelas associadas a Crátons. Verificamos que a resistência do material é determinante na erosão diferencial em paisagens de planalto e influencia a formação e distribuição de *knickpoints*. Neste cenário, os *knickpoints* sustentados por camadas resistentes retardam os efeitos de propagação de energia, criam zonas transientes, favorecem condições de instabilidade nos divisores e rejuvenescem a paisagem. Além disso, notamos que o grau de amplificação da taxa de erosão é influenciado pelo mergulho da estratificação, pela alternância de camadas nas encostas e pelo gradiente de declive.

Palavras-chave: Estado de equilíbrio; Transiência; Erosão Fluvial; Migração Divisores; Cinturões Móveis; Crátons.

ABSTRACT

The reorganization of the drainage network and the migration of divides are essential for assessing the influence of tectonics, lithology, climate, changes in base levels, and erosive processes in the evolution of fluvial landscapes. However, most research focuses on areas with tectonic activity, leaving gaps in the understanding of these phenomena in intraplate regions. In South America, some authors explore these issues in escarpments of passive basins that drain into the Atlantic Ocean, but there are few analyses on the rearrangement of drainage and the displacement of basin divides draining into the interior of humid escarpments. Thus, despite some advances, the understanding of drainage reconfiguration in passive zone basins with distinct morphostructural compartments and geological histories remains incomplete. The lack of comparative analyses between mobile belts and cratons in the same fluvial system of tectonically quiescent areas highlights the need for a comprehensive approach. In this context, the research aims to elucidate the evolution of the drainage network and divide migration in a diverse morphostructural setting, considering influences of tectonic legacies in intraplate zones. Using the Upper and Middle Grande River basin in Brazil as a study area, we applied morphometric parameters, evaluated distributions, and investigated key factors related to equilibrium conditions. The analysis involved the application of classic morphometric parameters, identification of knickpoints, evaluation of longitudinal profiles, calculation of the *normalized steepness index* (k_{sn}), and investigation of drainage divide stability through the *chi index* (χ). The results enhance that drainage reorganization and topographic rejuvenation are common in tectonically quiescent regions and in exorheic systems on the Brazilian Atlantic margin, due to the influence of morphostructures. Drainage of sub-basins in Neoproterozoic mobile belts is more unstable than those associated with cratons. We observed that material resistance is decisive in differential erosion in plateau landscapes and influences the formation and distribution of knickpoints. In this scenario, knickpoints sustained by resistant layers delay energy propagation effects, create transient zones, favor instability conditions at divides, and rejuvenate the landscape. Additionally, we note that the degree of erosion rate amplification is influenced by stratification dip, layer alternation on slopes, and slope gradient.

Keywords: Steady State; Transience; Fluvial erosion; Divide migration; Mobile belts; Cratons.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Bacias hidrográficas e perfis longitudinais em equilíbrio e desequilíbrio (<i>chi</i>)....	23
Figura 2 – Fluxograma dos procedimentos metodológicos da pesquisa.....	25
Figura 3 – Localização da bacia hidrográfica do rio Grande.....	26
Figura 4 – Localização das sub-bacias hidrográficas do Alto e Médio rio Grande.....	27
Figura 5 – Geologia das sub-bacias hidrográficas do Alto e Médio rio Grande.....	28
Figura 6 – Compartimentos Geomorfológicos das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande..	29
Figura 7 – Declividades da bacia hidrográfica do Alto e Médio rio Grande.....	30
Figura 8 – Interface Script para extração da drenagem e delimitação das sub-bacias do Alto e Médio Grande.....	31
Figura 9 – Drenagem com os divisores internos dos principais tributários das bacia do Alto e Médio rio Grande.....	32
Figura 10 – Interface do script para gerar o índice de hierarquia fluvial.....	34
Figura 11 – Interface do script utilizado para identificação dos knickpoints nos perfis dos rios.....	39
Figura 12 – Interface do script utilizado para calcular o k_{sn} da rede de drenagem.....	40
Figura 13 – Interface do script utilizado para gerar os perfis em <i>chi</i> (χ).....	41
Figura 14 – Interface do script utilizado para gerar análise <i>chi</i> (χ).....	42
Figura 15 – Variação nos padrões de drenagem das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	44
Figura 16 – Densidade de lineamentos estruturais das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	45
Figura 17 – Fator de simetria topográfica transversa (FSTT) e Fator de assimetria de bacias (FABD) das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	46
Figura 18 – Índice de concentração de rugosidade (I_{cr}) das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	47
Figura 19 – Perfis longitudinais e knickpoints das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande..	48
Figura 20 – A inclinação das encostas das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	49
Figura 21 – Índice de declividade normalizada (k_{sn}).....	50
Figura 22 – k_{sn} médio das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.....	51
Figura 23 – Perfis Longitudinais em <i>chi</i> (χ) das sub-bacias dos rios Grande, Aiuruoca e Ingaí.....	52

Figura 24 – Gráficos que representam as relações entre elevação e distância e <i>chi</i> (χ), e inclinação e área para cada sub-bacia.....	53
Figura 25 – Gráfico de <i>chi</i> (χ) do rio Grande, Aiuruoca e Ingaí.....	54
Figura 26 – χ -maps da sub-bacia hidrográfica do Alto rio Grande.....	55
Figura 27 – Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica.....	56
Figura 28 – Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica.....	57
Figura 29 – Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica.....	58
Figura 30 – Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica.....	59

LISTA DE TABELAS E QUADRO

Tabela 1 – Parâmetros lineares clássicos de avaliação da rede de drenagem.....	33
Tabela 2 – Parâmetros areais clássicos de avaliação da forma da bacia.....	35
Tabela 3 – Parâmetros areais clássicos de avaliação do relevo.....	35
Tabela 4 – Parâmetros utilizados para avaliação de aspectos morfoestruturais e morfotectônicos.....	36
Tabela 5 – Parâmetros utilizados para avaliação de perfis longitudinais, knickpoints e gradiente fluvial.....	38
Quadro 1 – Compilação dos dados materiais utilizados para a pesquisa.....	31

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
C_c	Coeficiente de Compacidade
CETEC	Centro de Tecnologia de Minas Gerais
Chi	<i>Channel-Hillslope Integration</i>
CODEMIG	Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
Cr	Razão de circularidade
Dh	Densidade Hidrográfica
Dd	Densidade de Drenagem
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
$FABD$	Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem
FEAM	Fundação Estadual do Meio Ambiente
$FSTT$	Fator de Simetria Topográfica Transversa
Ff	Fator de Forma
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
Icr	Índice de Concentração de rugosidade
IPT	Instituto de Pesquisas Tecnológicas
Ir	Índice de Rugosidade
Is	Índice de Sinuosidade
k_{sn}	Índice de Declividade Normalizada do Canal
LABGeo	Laboratório de Geoprocessamento
MDE	Modelo Digital de Elevação
Rr	Relação de Relevo
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SL	<i>Stream Length-Gradient Index</i>
UHE	Usina Hidrelétrica
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UFLA	Universidade Federal de Lavras
UFV	Universidade Federal de Viçosa
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais
UNIFAL	Universidade Federal de Alfenas

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	OBJETIVOS	14
3	REVISÃO DE LITERATURA.....	15
3.1	A IMPORTÂNCIA DA MORFOMETRIA NA ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA.....	6
3.2	CONCEITO DE EQUILÍBRIO PARA A GEOMORFOLOGIA.....	17
3.3	MÉTRICAS PARA AVALIAÇÃO DO STREAM POWER.....	19
4	METODOLOGIA.....	25
4.1	ÁREA DE ESTUDO.....	25
4.2	MATERIAIS	30
4.3	MÉTODOS.....	31
4.3.1	Extração da drenagem e delimitação das sub-bacias.....	31
4.3.2	Parâmetros morfométricos da rede de drenagem	32
4.3.3	Parâmetros morfométricos da forma da bacia	34
4.3.4	Parâmetros morfométricos do relevo.....	35
4.3.5	Parâmetros morfoestruturais e morfotectônicos	36
4.3.6	Perfis longitudinais, knickpoints e métricas de gradiente fluvial.....	38
5	RESULTADOS	43
5.1	VARIAÇÃO NOS PADRÕES DE DRENAGEM.....	43
5.2	ANÁLISE MORFOESTRUTURAL MORFOTECTÔNICA.....	45
5.3	CONCENTRAÇÃO DOS KNICKPOINTS E DOS GRADIENTES EROSIVOS..	47
5.4	ANÁLISE DO ÍNDICE DE DECLIVIDADE NORMALIZADA DO CANAL (K_{SN}).....	49
5.5	ANÁLISE CHI (χ).....	51
5.6	ANÁLISE DAS CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE DOS DIVISORES	55
5.6.1	Divisor leste da sub-bacia do rio Aiuruoca.....	56
5.6.2	Divisores localizados a oeste da sub-bacia do rio Aiuruoca.....	57
5.6.3	Divisor associado as cristas quartzíticas do Grupo Andrelândia	58
6	DISCUSSÃO	61
6.1	CONTROLE TECTÔNICO E LITOESTRUTURAL.....	61
6.2	CONDIÇÃO DE EQUILÍBRIO DO SISTEMA FLUVIA.....	63
6.3	CONDIÇÃO DE ESTABILIDADE DOS DIVISORES DE DRENAGEM.....	64
7	CONCLUSÕES.....	67
	REFERÊNCIAS.....	68

1 INTRODUÇÃO

Estudos realizados por Kirby e Whipple (2012), Perron e Royden (2013), Willett, McCoy e Chen (2014), Whipple *et al.* (2017) e Forte e Whipple (2018) investigaram a reorganização da rede de drenagem e a migração de divisores usando métricas como o *normalized steepness index* (k_{sn}) e o *Channel-Hillslope Integration* ($chi\ \chi$) para avaliar a erosão e as condições de equilíbrio fluvial. Essas pesquisas investigaram como a tectônica, litologia e clima influenciam as variações nos níveis de base e a evolução das paisagens fluviais, especialmente em áreas com atividade tectônica. No entanto, apesar dos avanços, ainda persistem lacunas na compreensão desses fenômenos, especialmente em zonas intraplacas.

Recentemente, estudos realizados por Sordi *et al.* (2023), Silva, Fernandes e Mello (2023) e Oliveira *et al.* (2023) abordaram a reorganização da rede de drenagem e a migração de divisores em escarpas de margens passivas na América do Sul, em bacias que desaguam no Oceano Atlântico. Esses estudos destacaram a influência das reativações tectônicas na variação litoestrutural da superfície e na distribuição dos rios de áreas cratônicas e pós rift, corroborando observações anteriores realizadas por Calegari *et al.* (2021) e Fadul, Oliveira e Val (2022). Em geral, essas pesquisas indicaram um estado transiente da paisagem, o que ilustra que o recuo dos divisores é mais frequente do que previsto anteriormente para margens continentais passivas, onde bacias costeiras tendem a capturar áreas continentais (Sordi *et al.*, 2023; Silva; Fernandes; Mello, 2023; Oliveira *et al.*, 2023). No entanto, ainda não foi totalmente esclarecido como ocorreu a reorganização da drenagem em bacias que drenam para o interior das escarpas úmidas da margem atlântica brasileira.

Essas escarpas são caracterizadas por uma sucessão de estruturas com histórias geológicas e hierarquias temporais diferentes daquelas que drenam para o nível de base geral (Neves; Fuck; Pimentel, 2014). Poucas pesquisas, como a de Rezende, Salgado e Castro (2018) e Pai *et al.* (2023), investigaram o reajuste fluvial sob esse contexto, embora com diferentes abordagens. Pai *et al.* (2023) examinaram o rearranjo da drenagem em serras sustentadas por basaltos continentais vinculadas a planalto vulcânico no sul do Brasil, enquanto Rezende, Salgado e Castro (2018) analisaram antigas conexões da drenagem entre bacias que percorrem escarpas interiores da Serra da Mantiqueira no Sudeste do Brasil, compostas por granito-gnaisses e caracterizadas por taxas denudacionais inferiores às bacias que drenam para o oceano Atlântico (Cherem *et al.*, 2012; Salgado *et al.*, 2013; 2016). No entanto, ao contrário de Pai *et al.* (2023), Rezende, Salgado e Castro (2018) restringiram-se ao arranjo espacial da rede hidrográfica e à disposição em relação aos divisores, sem incorporar técnicas modernas para

mensurar a erosão fluvial e a estabilidade dos divisores em antigos orógenos sob desgaste erosivo.

Diante desse contexto, esta pesquisa objetiva compreender a reorganização da rede de drenagem e migração de divisores em um cenário morfoestrutural diversificado de zona intraplaca, considerando as influências de heranças tectônicas em bacias que drenam para o interior das escarpas úmidas da margem atlântica brasileira. A ausência de análises comparativas entre cinturões móveis e crátons pertencentes a um mesmo sistema fluvial exorreico destaca a necessidade de uma abordagem abrangente para entender as influências dos controles morfoestruturais e reajustes erosivos em diferentes cenários geológicos. Dessa forma, utilizando a bacia hidrográfica do Alto e Médio Rio Grande, no Brasil, como recorte espacial, aplicamos parâmetros morfométricos, avaliamos as distribuições espaciais dos índices e investigamos fatores-chave relativos ao estado de equilíbrio da área.

Portanto, esta pesquisa justifica-se por produzir dados que: (i) proporcionam compreensão do comportamento hídrico nos diferentes compartimentos geomorfológicos; (ii) identificam as transformações do relevo e da rede de drenagem inerentes aos Compartimentos Geomorfológicos; e (iii) auxiliam na tomada de decisões por parte de instituições públicas, baseando-se nas características do meio físico levantadas.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a reorganização da rede de drenagem e a migração de divisores em um cenário morfoestrutural diversificado de zona intraplaca, considerando as influências de heranças tectônicas em bacias que drenam para o interior das escarpas úmidas da margem atlântica brasileira.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar setores anômalos ao longo dos perfis longitudinais da drenagem;
- Mensurar o grau de dissecação e entalhamento da drenagem nos vales fluviais dos principais afluentes da bacia;
- Verificar o controle exercido pelas estruturas geológicas e reativações tectônicas;
- Avaliar a estabilidade dos principais divisores de drenagem.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 A IMPORTÂNCIA DA MORFOMETRIA NA ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

A Geomorfologia utiliza uma variedade de métodos para estudar as formas de relevo e os processos geomorfológicos. O uso de técnicas quantitativas possibilitou investigações abrangentes sobre as relações processuais dos sistemas geomorfológicos. Essa viabilidade é evidente tanto nos trabalhos pioneiros (Gilbert, 1877; Horton, 1945; Schumm, 1956; Hack, 1973; Christofolletti, 1980) quanto nos estudos contemporâneos (Perron; Royden, 2013; Schwanghart; Scherler, 2014; Willett; McCoy; Chen, 2014; Forte; Whipple, 2018; 2019). Tais pesquisas revelaram a evolução de diversos sistemas geomórficos do presente, especialmente nas paisagens fluviais.

Inicialmente, na análise da morfometria em bacias de drenagem, métodos analógicos foram usados, como correntômetros, altímetros e fotografias aéreas, para representar fenômenos geomorfológicos e desenvolver modelos de previsão (Cunha, 1996). Entre as décadas de 1930 e 1970, houve uma evolução nos estudos geomorfológicos, com a introdução de abordagens analíticas, incluindo teorias como a dos sistemas, probabilística e do caos. Nesse período, pesquisadores anglo-saxônicos se destacaram na análise de bacias hidrográficas, contribuindo com o desenvolvimento de clássicos parâmetros morfométricos, como os propostos por Horton (1932, 1945), Strahler (1952), Miller (1953), Schumm (1956, 1963), Melton (1957), Gregory e Walling (1973) e Hack (1973).

Desde então, houve um aumento na frequência de pesquisas sobre a organização da rede fluvial em bacias hidrográficas em relação às características do relevo. O desenvolvimento dos sistemas de informações geográficas (SIG) impulsionou métodos científicos de medição e análise, proporcionando informações mais precisas da superfície terrestre. Isso resultou em aplicações importantes em áreas como geomorfologia tectônica, estrutural e fluvial (Hare; Gardner, 1985; Cox, 1994; Sampaio; Augustin, 2014).

Nas últimas décadas, com o desenvolvimento dos modelos digitais de elevação (MDE) e das técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, surgiram índices morfométricos inovadores para estudar as bacias hidrográficas e a evolução do sistema fluvial a longo termo. Destacam-se as contribuições do pacote de ferramentas *Topotoolbox* e *Topographic Analysis Kit (TAK)*, integrados ao software Matlab (Schwanghart; Scherler, 2014; Forte; Whipple, 2019; Matlab, 2021). Essas ferramentas permitiram o desenvolvimento de parâmetros para avaliar a reorganização da drenagem por meio de métricas de erosão fluvial, condições de equilíbrio da drenagem e estabilidade dos divisores, como demonstrado nos estudos de Kirby e Whipple

(2012), Perron e Royden (2013), Willett, McCoy e Chen (2014), Schwanghart e Scherler (2017) e Forte e Whipple (2018).

Essa conjuntura impulsionou a evolução do conhecimento geomorfológico na modelagem de processos em bacias hidrográficas, sistemas fluviais e sistemas de vertentes. Controles como tectônica, litologia, clima e variações dos níveis de base regionais afetam ambos os sistemas, conservando evidências que podem ser analisadas com a morfometria (Schumm, 1963; Bowman, 2023; Garcia-Delgado *et al.*, 2023). Assim, foram desenvolvidas várias modelagens para avaliar a influência das interações climáticas, litoestruturais e tectônicas nas mudanças dos níveis de base e na dinâmica dos fluxos de água, erosão e sedimentação nas bacias hidrográficas, que são altamente complexas e variáveis no tempo e no espaço (Moussi *et al.*, 2018; Willett; Chen; McCoy, 2014).

Na mesma linha de raciocínio, Nones (2020) e Sharma, Raya e Pandey (2022) destacaram que a compreensão da evolução de longo prazo da paisagem depende das interações morfodinâmicas entre os sistemas fluviais e de vertentes em bacias hidrográficas. Essas interações, identificadas através de índices morfométricos quantitativos, contribuíram para o avanço do conhecimento na história da geomorfologia, como evidenciado por Huggett (2011). Na geomorfologia, onde a abordagem sistêmica se consolidou como uma nova vertente metodológica, vários estudos destacam-se nesta investigação (Martin; Church, 2004).

Portanto, ocorre uma complexa interação sistêmica. Mudanças no relevo associadas a movimentos tectônicos, climáticos e antrópicos, podem influenciar o comportamento dos rios, assim como as alterações na rede de drenagem podem afetar o relevo. Cada componente de uma bacia hidrográfica, como interflúvios, encostas e canais fluviais, responde de maneira única a esses eventos tectônicos, e os índices morfométricos ajudam a identificar essas modificações. Os canais fluviais são particularmente sensíveis a essas influências, resultando em mudanças nos processos e na formação de novas feições na paisagem, além da destruição de morfologias preexistentes. Por isso, as aplicações das metodologias morfométricas se concentram neles (Silva; Furrier, 2019; Christofolletti, 1980; Camolezi; Fortes; Manieri, 2012).

Lima (2008) corrobora com tais acepções ao destacar que a compreensão do funcionamento de uma bacia requer a quantificação de suas características, como sua área e forma, juntamente com processos internos, como escoamento superficial e deflúvio. Assim, entre as abordagens possíveis, a aplicação de índices morfométricos se destaca na análise dos arranjos espaciais, padrões morfológicos e fatores que influenciam a formação e evolução das redes de drenagem (Monteiro; Tavares; Corrêa, 2014; Fryirs *et al.*, 2007). A progressão dos métodos científicos de medição impulsiona a busca por resultados mais precisos para

aprofundar nossa compreensão dos ambientes naturais (Nunes; Ribeiro; Fiori, 2006; Fonseca; Augustin, 2014).

3.2 CONCEITO DE EQUILÍBRIO PARA A GEOMORFOLOGIA

Desde o final do século XIX, a literatura tem discutido o equilíbrio geomorfológico, com foco nas alterações dos processos e formas resultantes de respostas a distúrbios quando limiares são ultrapassados. Surgem então os conceitos de ajuste, reajuste, estase e mudança, que orientam as principais teorias sobre as condições de equilíbrio, desequilíbrio e não- equilíbrio das vertentes e da rede de drenagem (Gilbert, 1877; Hack, 1960; Chorley, 1962; Phillips, 1992; 2006; 2011; Ahnert, 1994; Bracken; Wainwright, 2006).

A teoria do equilíbrio dinâmico, uma extensão da teoria geral dos sistemas, considera a correlação entre elementos geográficos. Hack (1960), reconhecido como um dos principais pesquisadores nesse campo, desenvolveu sua teoria a partir de estudos no vale do rio Shenandoah, nos Apalaches, EUA. Autores como Gilbert (1877) e Davis (1899) já discutiam essas ideias antes dele (Fierz, 2016). Gilbert (1877), por exemplo, abordou a teoria do equilíbrio dinâmico em relação ao trabalho dos rios na evolução das paisagens, definindo-o como uma igualdade de forças ou ações que se anulam (Gomes; Vitte, 2022; Fierz, 2016; Gilbert, 1877). Hack (1960) ampliou consideravelmente essas concepções iniciais e ofereceu uma nova abordagem para a interpretação da paisagem:

A concepção de equilíbrio preconizada por ele, denominada de equilíbrio dinâmico, sustenta que o equilíbrio de uma paisagem é resultante de um estado de balanço entre forças que se opõem de tal forma que elas operam sob taxas iguais e seus efeitos se cancelam mutuamente, produzindo assim um estado estável (*steady state*) no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema (Bertolini, 2012, p.35).

Segundo Hack (1960), o equilíbrio dinâmico é mantido pela concepção de ajuste entre as formas e processos de agradação e degradação do relevo. Esse estado é caracterizado pelo equilíbrio dos fluxos de matéria e energia que entram e saem do sistema, o que sugere que os processos de formação do relevo estão em equilíbrio com as condições ambientais específicas, como a resistência das rochas (Christofoletti, 1973). Dessa forma, o termo conceitual equilíbrio abrange diferentes situações, tais como: o estado em que as forças que atuam sobre um sistema se compensam, resultando em ausência de movimento ou mudança em seu estado; a estabilidade de um elemento no sistema sem oscilações ou desvios; o equilíbrio de forças entre dois ou mais elementos em uma posição específica; o estado de um elemento sujeito a duas

forças opostas de igual intensidade; e a igualdade quantitativa entre diferentes elementos ou sistemas (Bertolini, 2012).

Nesse contexto, as relações entre as formas e processos dos sistemas físicos ambientais tornaram-se mais associativas, destacando as complexidades nas interações e a interdependência dos fenômenos geomorfológicos. Considerando o fenômeno de ajuste e desajuste entre os processos nos sistemas de vertentes e fluviais, essa concepção permitiu estabelecer relações entre as dinâmicas geomorfológicas, enfatizando a disponibilidade de materiais e a capacidade de remoção de detritos como indicadores importantes do equilíbrio do relevo. O sistema de vertentes do canal em um sistema erosivo tende a se ajustar mutuamente, mas qualquer desajuste pode ser causado por fatores como atividades tectônicas e mudanças climáticas que alteram significativamente o gradiente do canal (Zancopé; Perez Filho; Carpi Junior, 2009).

Nesse cenário, as análises de perfis longitudinais fluviais e de *knickpoints* se destacam nas discussões geomorfológicas de âmbito sistêmico. Observar a distribuição espacial e mensurar a magnitude dessas anomalias oferece diversos *insights* sobre o estado de equilíbrio da dinâmica fluvial passada e atual. Isso ocorre porque a morfologia do rio revela relações entre variáveis como inclinação do canal, área de contribuição a montante, vazão, transporte e taxas de erosão e soerguimento (Hack, 1973; Perron; Royden, 2013; Ayaz; Dhali, 2019; Peifer; Cremon; Alves, 2020; Marques *et al.*, 2021; Firouz; Burg; Giachetta, 2023; Negi; Goswami; Joshi, 2023). Também merecem destaque as análises relacionadas à estabilidade dos divisores de drenagem diante da incisão fluvial, assimetria dos vales e capturas fluviais, que frequentemente desempenham um papel central na evolução das paisagens geomórficas (Willett; McCoy; Chen, 2014; Forte; Whipple, 2018; Manjare; Reddy; Kamble, 2021; Val; Willenbring, 2022; Pai *et al.*, 2023).

Um aspecto interessante da ideia sistematizada por Hack (1960) é que o ajuste entre as forças que moldam o relevo é alcançado de maneiras diversas em todos os sistemas de uma bacia de drenagem (Christofolletti, 1973). No entanto, outras perspectivas contradizem essa ideia de Hack (1960), sustentando que o conceito de equilíbrio tem importância apenas em certas relações entre os elementos de um sistema, não sendo aplicável de forma generalizada. Bracken e Wainwright (2006), por exemplo, sugerem uma perspectiva na qual o equilíbrio é visto como uma metáfora ou princípio direcionador, em vez de ser encarado como uma condição precisa ou conjunto específico de processos. É importante destacar que, assim como a Teoria Geral dos Sistemas, a teoria do equilíbrio dinâmico passou por um período de críticas e discussões antes de ser estabelecida (Fierz, 2016).

Apesar da teoria do equilíbrio dinâmico sugerir a existência de estados de estabilidade nos sistemas geomorfológicos, é importante reconhecer que os sistemas naturais estão constantemente em processo de mudança e dinamismo. Essa perspectiva contrária ao conceito de equilíbrio estático baseia-se na compreensão de que os sistemas terrestres são influenciados por uma variedade de fatores dinâmicos, como eventos tectônicos, variações climáticas, atividades biológicas e intervenções humanas. Esses elementos exercem influência contínua sobre a paisagem, especialmente nos sistemas morfohidrológicos, resultando em ajustes e reconfigurações constantes ao longo do tempo. Assim, embora o equilíbrio dinâmico possa oferecer uma visão útil para entender certos aspectos da evolução do relevo, é fundamental reconhecer a dinâmica intrínseca da natureza em constante evolução dos sistemas ambientais (Gilbert, 1877; Hack, 1960; Christofolletti, 1973; Bertolini, 2012, 2015, 2019; Fierz, 2016; Gomes; Vitte, 2022). Muitos autores destacam que, embora presente na abordagem geomorfológica, a ideia de equilíbrio tende a favorecer uma perspectiva estática e linear da paisagem. Isso instiga um debate variado sobre o conceito de equilíbrio na geomorfologia, evidenciando diferentes interpretações e terminologias, e sublinhando a importância de esclarecer e definir seu emprego como uma ferramenta analítica na pesquisa geográfica.

3.3 MÉTRICAS PARA AVALIAÇÃO DO STREAM POWER

O *stream length-gradient index* (SL), o *normalized steepness index* (k_{sn}) e o *channel-hillslope integration* ($chi\ \chi$), baseiam-se no conceito de *streampower* (potência fluvial) e visam identificar e quantificar as deformações nos perfis longitudinais dos rios em relação ao seu perfil de equilíbrio (Goldrick; Bishop, 2007; Peifer *et al.*, 2020; Bowman, 2023). Conforme Bagnold (1966) e Howard e Kerby (1983), essas métricas de potência fluvial (ω) fornecem dados sobre a evolução da paisagem a longo prazo quando relacionadas à atividade tectônica- estrutural, pois modelam variáveis como densidade da água (ρ_w), aceleração gravitacional (g), vazão (Q), inclinação do canal (S) e largura do canal (W) (Equação 1).

$$\omega = \frac{\rho \rho_p \cdot g g \cdot Q Q \cdot S}{W} \quad (1)$$

Pesquisas mais recentes têm adotado o modelo de potência fluvial em sua formulação mais generalizada, a qual também expressa a taxa de erosão fluvial de longo-termo (Equação 2). De acordo com Peifer *et al.* (2020; 2022), esse modelo expressa a taxa de erosão fluvial de longo termo (E , em $m \cdot y^{-1}$) como uma função potência com expoentes positivos (m e n), da área

de contribuição a montante (A), da declividade local do canal fluvial (S), e de um termo de eficiência erosiva ou erodibilidade (K , em $m^{1-2m} \cdot y^{-1}$) (Equação 2).

$$E = K \cdot A^m \cdot S^n \quad (2)$$

Nesta perspectiva, o clássico *stream length-gradient index* (SL), desenvolvido por Hack (1973), tornou-se uma métrica importante na literatura internacional para compreender a dinâmica dos sistemas fluviais e sua evolução geomorfológica. Inicialmente, Hack (1973) utilizou o índice SL como um modelo para identificar variações no controle litológico dos canais fluviais com base no comportamento erosivo do rio em relação à inclinação, gradiente e gravidade. Com o tempo, essa métrica se disseminou e passou a ser amplamente adotada para identificar desequilíbrios em perfis longitudinais, resultantes de anomalias de natureza tectônica-estrutural (Peifer *et al.*, 2020). Essas abordagens possibilitaram a interpretação do comportamento erosivo do rio diante das variações nas condições de fluxo e energia fluvial, além de diagnosticar setores onde prevalece a incisão em leitos rochosos e trechos de soerguimento. O índice mantém uma ligação intrínseca com a geologia e a estrutura da bacia, fornecendo informações sobre como essas propriedades influenciam os perfis dos rios.

A partir dos anos 2000, com a popularização dos modelos digitais de elevação, o modelo de incisão fluvial *stream power* ganhou novo destaque na literatura internacional devido à incorporação de modernas métricas para a extração de gradientes fluviais. Neste contexto, o *índice de declividade normalizada do canal* (k_{sn}) surgiu, quantificando a relação da potência fluvial na configuração dos canais fluviais. Esse índice abrange não apenas a razão do gradiente de declividade versus extensão, mas também a influência da área de contribuição da drenagem (Kirby; Whipple, 2012).

O índice de declividade normalizada do canal representa uma melhoria em relação ao índice SL de Hack (1973), uma vez que normaliza os valores da declividade pela quantidade de água fluindo pelo canal (Q) para obter informações sobre as taxas de incisão fluvial. Portanto, na equação clássica de *stream power* (Equação 1), quando a distância ao longo do rio (x) é utilizada como substituto de vazão (Q), a métrica é denominada *stream length-gradient index* (SL). Por outro lado, quando a área de contribuição a montante do trecho analisado (A) é empregada como substituta de vazão (Q), a métrica é referida como *índice de declividade normalizada* (k_{sn}) (Equação 3).

$$k_{sn} = SA^{-\theta} re^{\theta} \quad (3)$$

Onde: k_{sn} é o *índice de declividade normalizada do canal* que representa a inclinação local do canal fluvial corrigida para a sua área de drenagem; S é o gradiente/inclinação no canal; A é a área de drenagem a montante; e θ_{ref} é o *índice de concavidade* de referência.

Assim, o k_{sn} é uma medida que avalia as variações em um perfil longitudinal, calculando a razão entre a declividade e a área elevada a um *índice de concavidade* (θ) (Peifer *et al.*, 2020; Kirby; Whipple, 2012). Autores como Wobus *et al.* (2006) argumentam que o k_{sn} pode ser mais apropriado, uma vez que considera explicitamente a área de drenagem como um indicador da vazão fluvial, o que pode estar relacionado à taxa de incisão. Isso permite uma avaliação quantitativa mais eficaz da potência fluvial na escultura da paisagem (Kirby; Whipple, 2012). Portanto, a adoção do índice k_{sn} permite aos pesquisadores compreender como a potência fluvial influencia a morfologia e evolução dos cursos d'água, considerando não apenas a inclinação topográfica, mas também a configuração da rede de drenagem e da bacia hidrográfica (Wobus *et al.*, 2006; Kirby; Whipple, 2012). Essas aplicações facilitam a interpretação dos processos hidrogeomorfológicos em diversos contextos topográficos, não se restringindo a ambientes tectonicamente ativos, como inicialmente proposto.

Nesta perspectiva, Oliveira, Santos e Siame (2021) enfatizaram a ampla aplicação desse índice em diversos estudos geomorfológicos em várias regiões do mundo. Um exemplo notável é o estudo conduzido por Machuca, Delgado e Velandia (2021), no qual eles utilizaram o k_{sn} em canais fluviais da Cordilheira dos Andes, ao norte da Colômbia, para avaliar os efeitos da atividade tectônica recente na propagação lateral do anticlinal Los Cobardes. Os pesquisadores identificaram valores mais elevados de k_{sn} em segmentos coincidentes com as *knickzones* presentes na área. No cenário brasileiro, destacam-se publicações como as de Peifer *et al.* (2020) e Reis *et al.* (2023). Peifer *et al.* (2020) conduziu uma revisão de conceitos, investigando o uso de índices morfométricos, enquanto Reis *et al.* (2023) analisaram a aplicação dessas métricas em uma sub-bacia, com o objetivo de identificar as influências dos mecanismos que controlam a paisagem fluvial.

O desenvolvimento do índice *channel-hillslope integration* (*chi* χ) representa mais um método e avanço na análise da evolução da paisagem a longo-termo. Peron e Royden (2013) criaram esse método para reduzir erros e incertezas nos dados de elevação derivados dos Modelos Digitais de Elevação (MDE). O *chi* (χ) permite a extração de k_{sn} sem a necessidade de calcular a inclinação (S) do MDE. Assim, Peron e Royden (2013) propuseram uma transformação da coordenada horizontal do perfil longitudinal (x) em uma variável χ , com

dimensões de comprimento, a qual mantém uma relação linear com a elevação ao longo do perfil longitudinal analisado (Peifer *et al.*, 2020) (Equação 4).

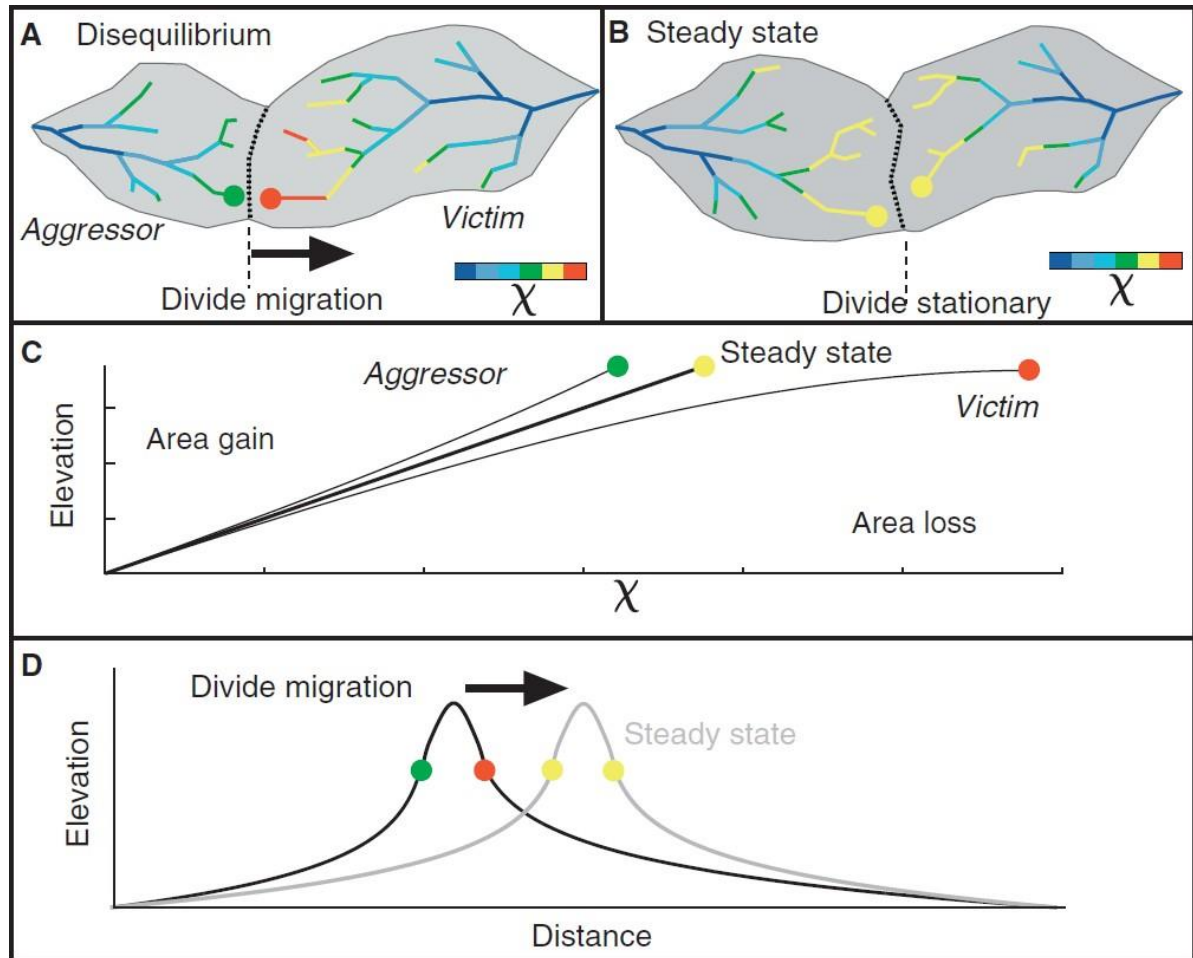
$$\chi = \int_{xb}^{\chi} \frac{A_0}{A(x)^{\frac{m}{n}}} dx \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde: χ é a função acumulativa ao longo do canal; xb é a coordenada do início do trecho; A_0 é a constante de normalização da área de referência; $A(x)$ é a área da bacia ao longo do canal acima do ponto x ; m/n é o parâmetro que controla a sensibilidade da inclinação do canal; e dx é o diferencial de comprimento ao longo do canal.

Os estudos conduzidos por Perron e Royden (2013) marcaram um avanço significativo no campo da geomorfologia fluvial com o advento dos χ -plots. Sua pesquisa inovadora proporcionou novas perspectivas na análise de paisagens com características uniformes de elevação e erodibilidade, tanto em termos espaciais quanto temporais. Com base nesses fundamentos, Willett, McCoy e Chen (2014) desenvolveram o uso de um *proxy* denominado χ -maps, enquanto Forte e Whipple (2018) compararam as métricas de Gilbert (1877) com variações em χ ao longo das divisões de drenagem. Isso resultou na proposição de que mapas de redes de fluxo coloridos de acordo com os valores de *chi* (χ) e a identificação de anomalias em χ , ao longo das divisões de drenagem, poderiam servir como substitutos para avaliar a estabilidade de uma rede fluvial (Willett; McCoy; Chen, 2014). Assim, ao utilizar χ -maps, os pesquisadores puderam investigar com precisão canais de estado estacionário (*steady state*), os quais desempenham um papel fundamental em diversos processos geológicos e hidrológicos. Esse método revelou-se particularmente valioso em regiões onde as condições geológicas e climáticas permanecem constantes ao longo do tempo, permitindo uma análise mais confiável e comparativa.

Segundo Willett, McCoy e Chen (2014), esse *proxy* se baseia na geometria atual da rede fluvial e proporciona uma representação instantânea do estado dinâmico das bacias hidrográficas. De acordo com os autores, o equilíbrio geométrico demanda que um mapa de rede de χ apresente valores uniformes em todos os divisores de drenagem (interflúvios). Willett, McCoy e Chen (2014) afirmam que as redes fluviais em desequilíbrio ajustam a área de drenagem por meio da migração de divisões (mudança geométrica) ou da captura de rio (mudança topológica) até que essa condição seja alcançada (Figura 1).

Figura 1 - Bacias hidrográficas e perfis longitudinais em equilíbrio e desequilíbrio (*chi* χ)



Fonte: Willett; McCoy; Chen (2014).

Legenda: (A e B) descreve a mudança no tamanho e na forma de duas bacias de drenagem à medida que evoluem de um estado de desequilíbrio para um estado estacionário; (C e D) mostra a evolução da elevação dos canais que se encontram na divisão compartilhada em relação à distância ao longo do canal.

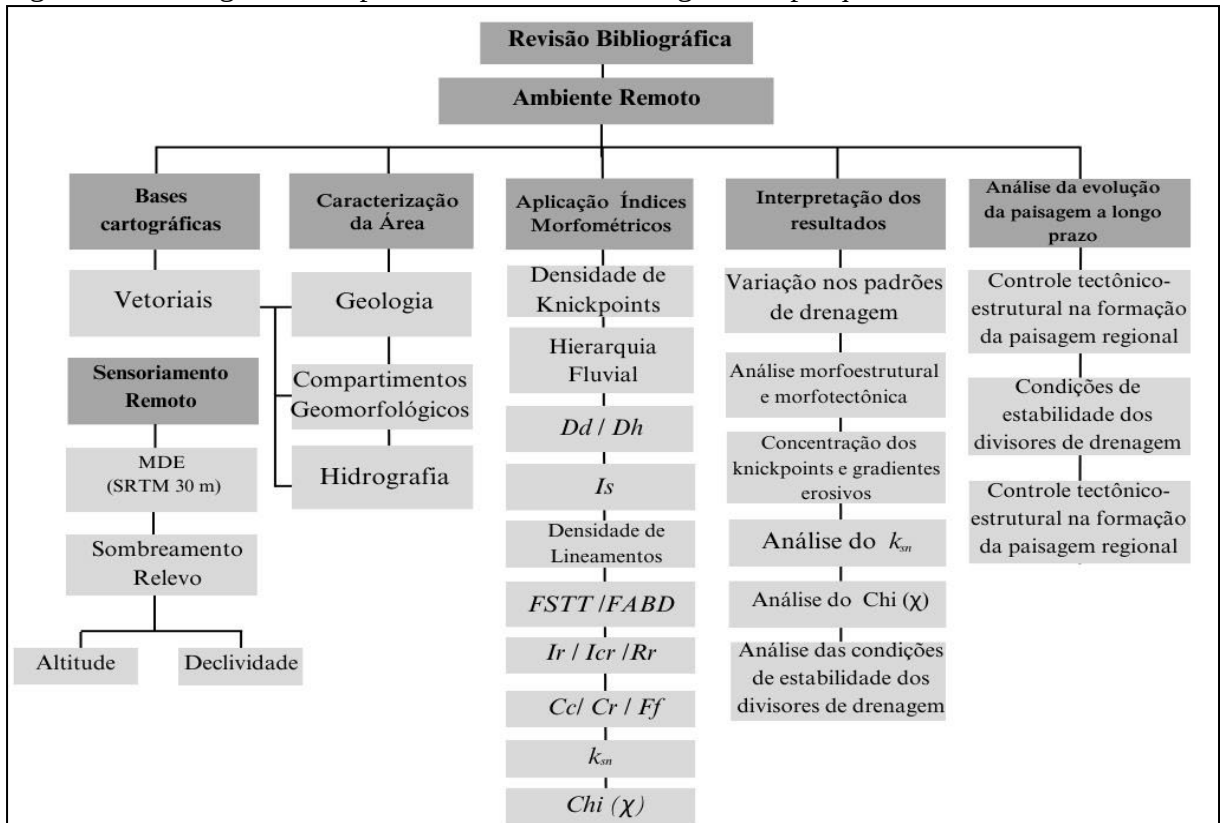
Assim, a diferença de altitudes nas cabeceiras pode indicar variações ao longo do tempo. Quando canais com altitudes diferentes se encontram, é o canal com declive mais íngreme que tende a erodir progressivamente em direção ao canal com declive mais suave. Canais desequilibrados podem fazer a drenagem expandir-se para bacias vizinhas a partir de capturas fluviais. Valores menores de *chi* (χ) indicam agressividade e expansão ao longo do tempo, enquanto valores maiores indicam desvantagem e perda de espaço para outra drenagem, resultando em desequilíbrio e mudança na direção do fluxo. Valores semelhantes em ambas as direções das cabeceiras indicam relativo equilíbrio (Pai *et al.*, 2023; Forte; Whipple, 2018). Assim, o χ -maps e o χ -plots fornecem uma medida de interação entre encostas áreas adjacentes aos canais fluviais em uma área topográfica específica, e estão sendo cada vez mais utilizados em pesquisas brasileiras para avaliar diversas situações (Peifer *et al.*, 2020; Oliveira; Santos; Oliveira, 2023).

Em síntese, esta revisão destacou a importância da utilização das métricas de potência fluvial para analisar a dinâmica de longo termo das paisagens fluviais. O entendimento dessas métricas e sua aplicação em estudos geomorfológicos auxiliam na identificação de áreas suscetíveis a soerguimento, processos erosivos, instabilidades geológicas e mudanças na paisagem causadas por fatores naturais ou atividades humanas.

4 METODOLOGIA

A metodologia compreendeu seis etapas: (i) revisão bibliográfica; (ii) aquisição de bases cartográficas; (iii) caracterização geral da área; (iv) aplicação dos índices morfométricos; (v) interpretação dos resultados; e (vi) análise da evolução da paisagem a longo prazo. O fluxograma metodológico encontra-se resumido abaixo (Figura 2).

Figura 2 - Fluxograma dos procedimentos metodológicos da pesquisa



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

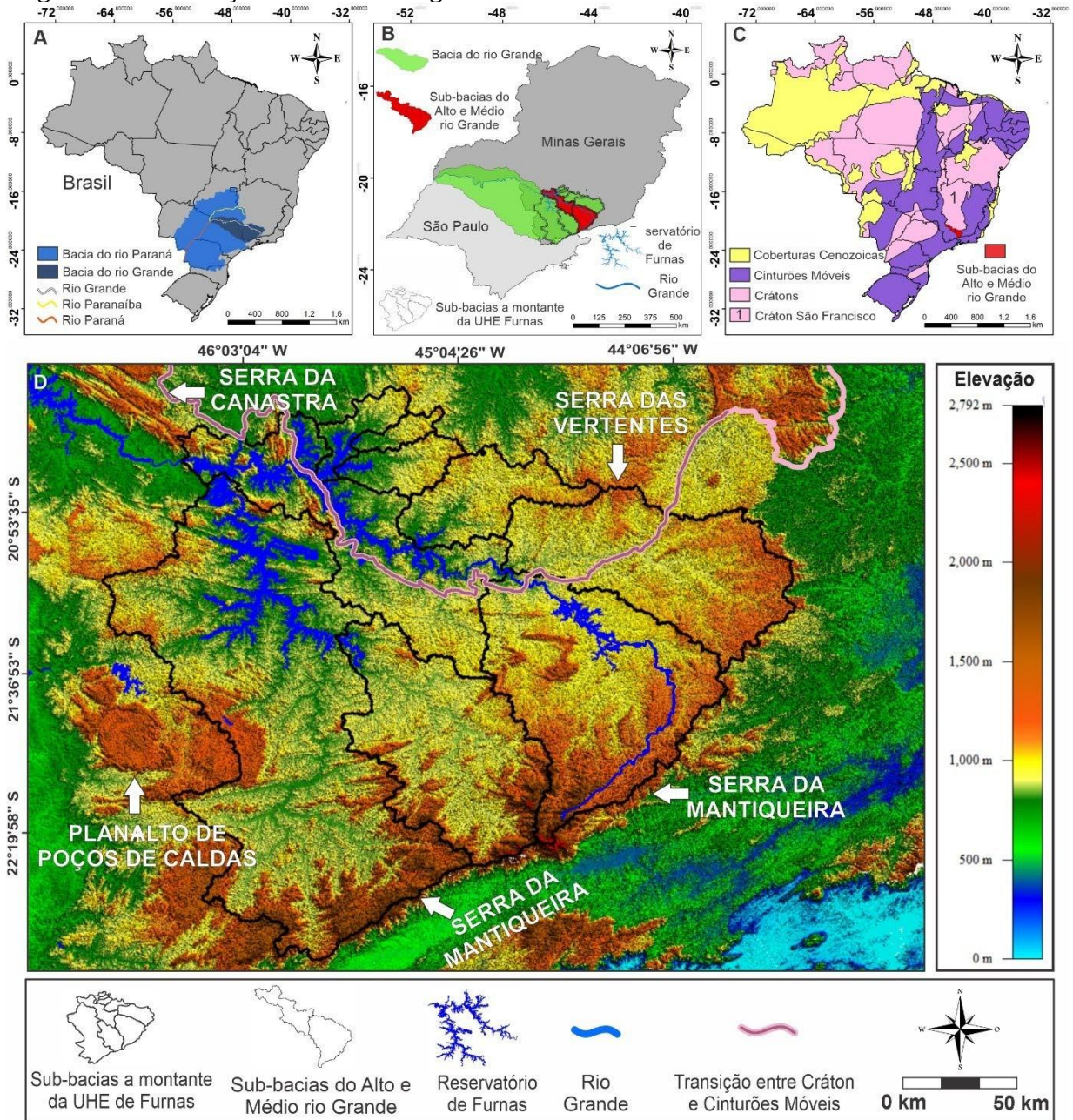
A primeira etapa consistiu na coleta e revisão de materiais bibliográficos pertinentes à pesquisa, abrangendo temas como geomorfologia fluvial, processos erosivos, aplicações morfométricas, equilíbrio dinâmico e perfil longitudinal. Foram consultadas fontes como livros, artigos de periódicos científicos e anais de eventos disponíveis em diferentes portais acadêmicos, tais como Revista Brasileira de Geomorfologia, Revista Brasileira de Geografia Física, Catena, Science Direct, Google Acadêmico e a biblioteca da UNIFAL-MG. As seções subsequentes detalharão as etapas relacionadas à caracterização da área, aquisição de bases cartográficas, aplicação dos índices morfométricos e interpretação dos resultados.

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Grande, sub-bacia do rio Paraná, possui área de drenagem de aproximadamente 143.437,79 km² (IPT, 2002) (Figura 3A). O rio Grande percorre cerca de

1.360 km, e abastece 12 usinas hidrelétricas, que são essenciais para a produção de energia no Brasil (Larrabure, 2009; Borges e Abjaudi, 2016). As sub-bacias do Alto e do Médio rio Grande, com áreas de 8.758 km² e 6.717 km², respectivamente estão a montante do reservatório da usina hidrelétrica (UHE) de Furnas (Figura 3B) (IGAM, 2022).

Figura 3 - Localização da bacia hidrográfica do rio Grande



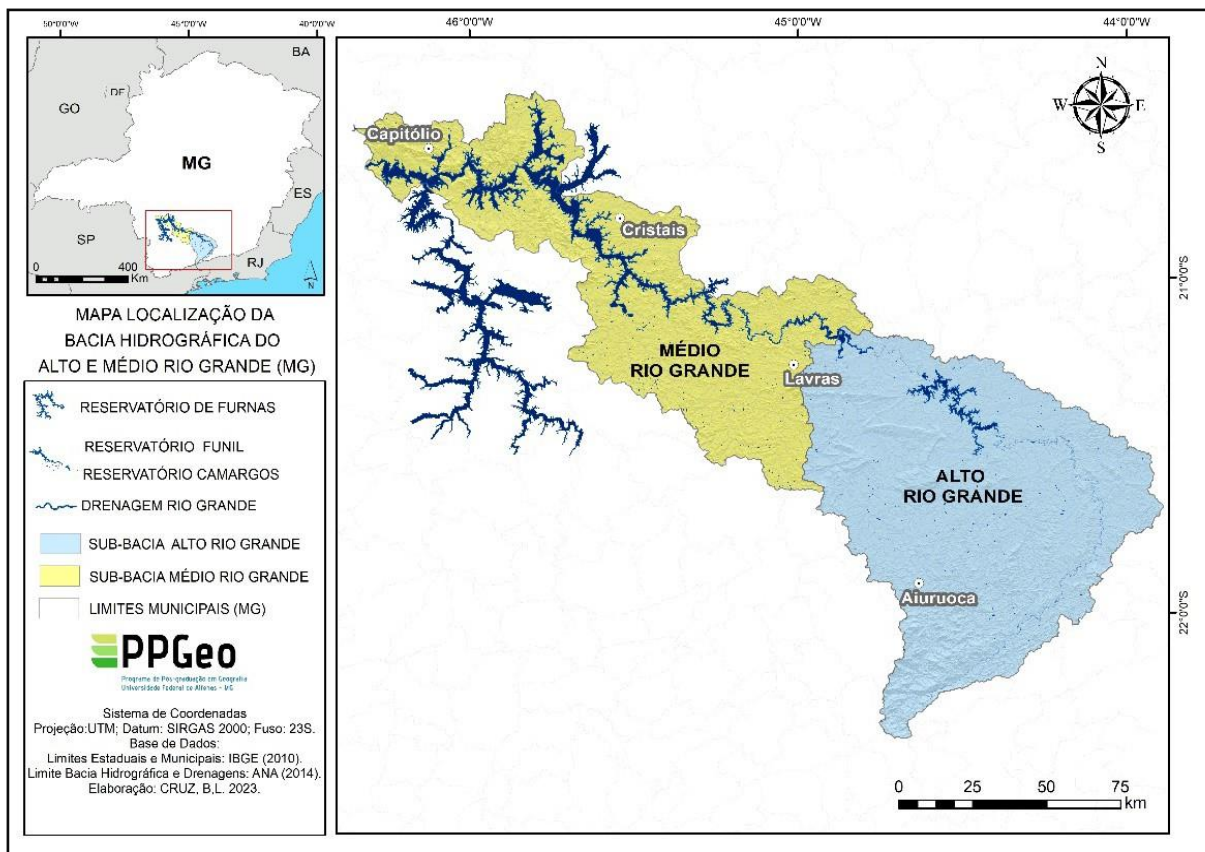
Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) Localização das bacias hidrográficas do Paraná e Grande no Brasil (ANA, 2014, 2017; IBGE, 2022). (B) Localização da bacia do rio Grande nos estados de Minas Gerais e São Paulo e das sub-bacias a montante da usina hidrelétrica de Furnas (ANA, 2014; IBGE, 2022). (C) Sub-bacias do alto e médio rio Grande sobrepostas aos Crátons, Cinturões Móveis Neoproterozoicos e Coberturas Cenozoicas do Brasil (IBGE, 2023). Modelo Digital de Elaboração e localização da transição entre a borda Sul do Cráton do São Francisco com os cinturões móveis neoproterozoicos nas sub-bacias a montante da UHE de Furnas, com destaque para as sub-bacias e canal principal do Alto e Médio rio Grande (USGS, 2023).

A geologia regional abrange a transição da borda Sul do Cráton São Francisco com os cinturões móveis neoproterozoicos associados à Faixa Brasília e Faixa Ribeira (Figura 3C). Esses ambientes foram afetados pela orogenia Brasiliano-Pan Africana, entre 900 e 500 Ma, e pela subsequente denudação erosiva, que expôs a estrutura geológica e geomorfológica das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande (Hasui, 2010). Estruturas regionais notáveis incluem a Serra da Mantiqueira e outras cabeceiras de drenagem, como as do Planalto de Poços de Caldas e da Serra das Vertentes (Figura 3D).

Nesse contexto, as sub-bacias do Alto e Médio Rio Grande assumem relevância significativa no âmbito regional, uma vez que contribuem substancialmente para a geração de energia hidrelétrica no país. A área abrange os municípios de Capitólio, Pimenta, Guapé, Cristais, Boa Esperança, Lavras, Carmo da Cachoeira, Luminárias, Carrancas, Itutinga, Nazareno, Minduri, Andrelândia, Aiuruoca, Bom Jardim de Minas e Conceição do Ibitipoca (Figura 4).

Figura 4 - Localização das sub-bacias hidrográficas do Alto e Médio rio Grande

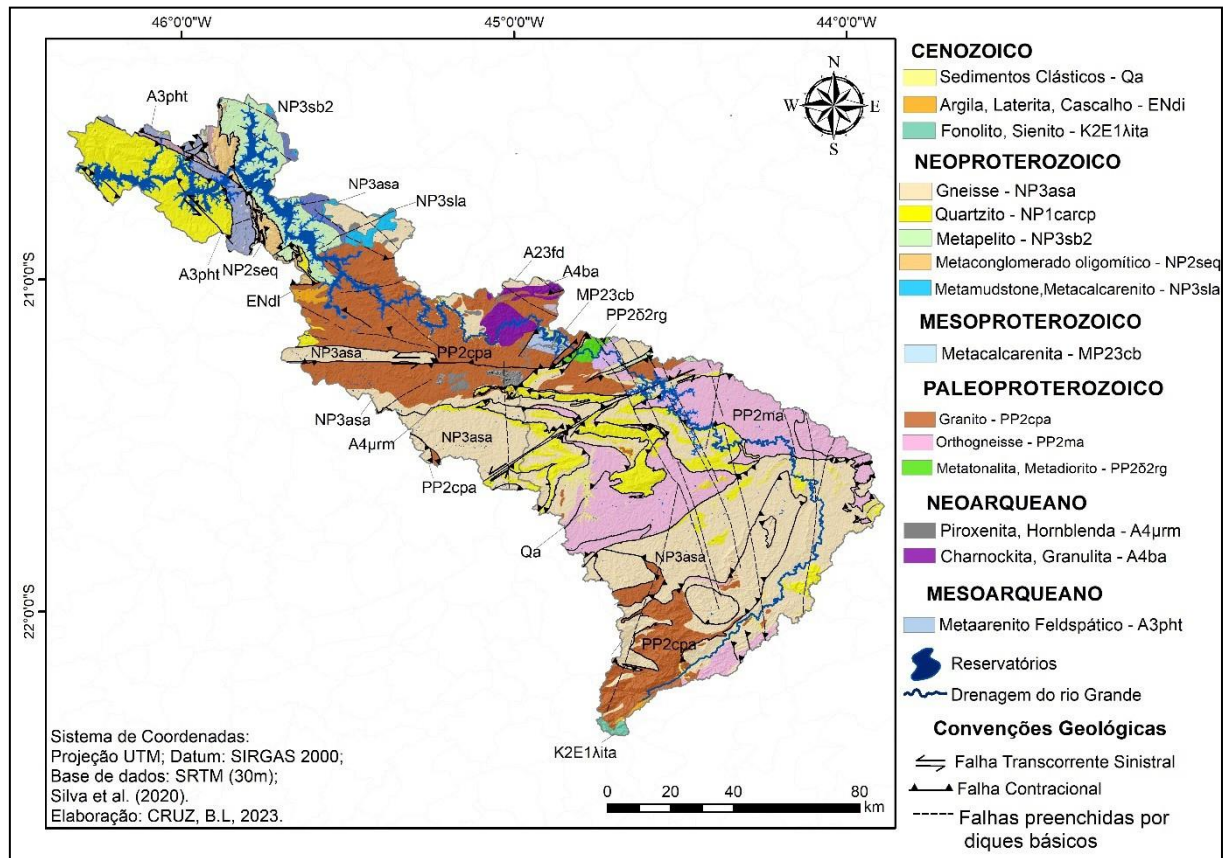


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

As sub-bacias do Alto e Médio rio Grande apresentam uma diversidade de litologias ígneas e metamórficas do Mesoarqueano ao Neoproterozoico, incluindo variações de

granulitos, charnockitos, quartzitos, granitos, gnaisses e metapelitos. Adicionalmente, há sedimentos siliciclásticos do Cenozoico nas planícies fluviais (Figura 5).

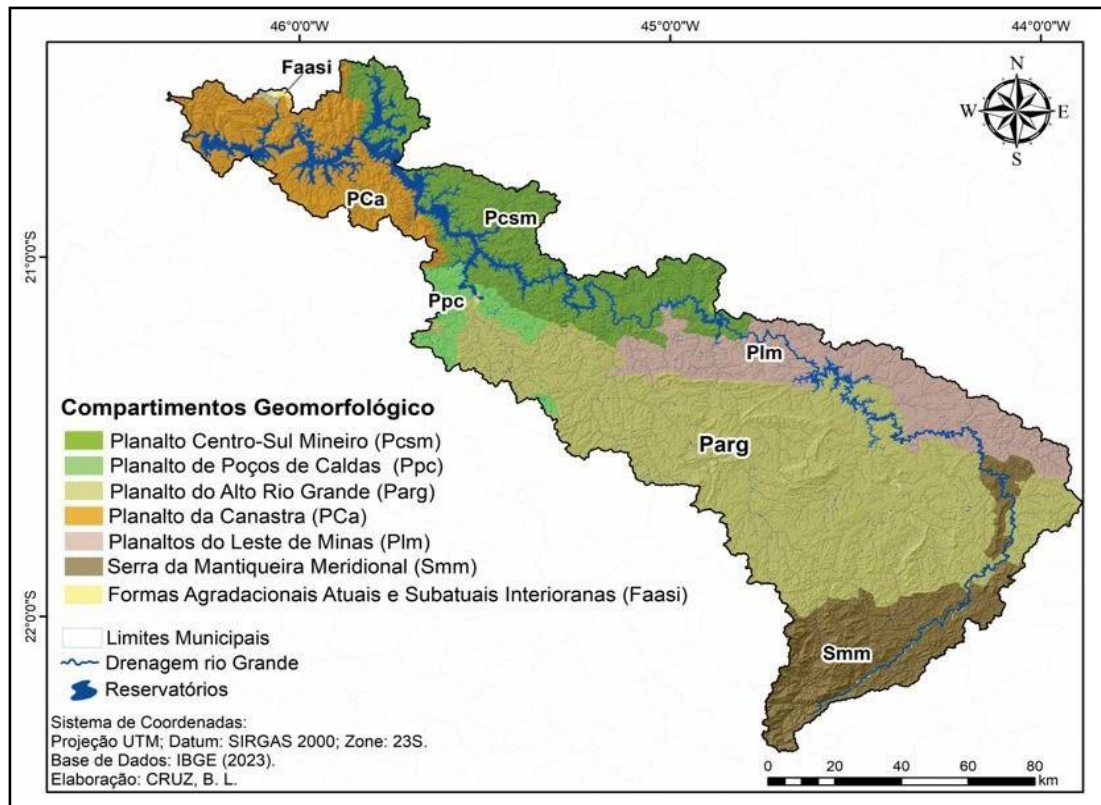
Figura 5 - Geologia das sub-bacias hidrográficas do Alto e Médio rio Grande



Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (2020).

Na área, quatro compartimentos geomórficos se destacam: Planalto Centro-Sul Mineiro (Pcsm), Planalto da Canastra (PCa), Planalto do Alto Rio Grande (Parg) e Serra da Mantiqueira Meridional (Smm) (Figura 6). O Pcsm, é uma área cratônica composta por granitos, gnaisses e quartzitos, com colinas e serras de 800 a 1.200 m de altitude (Pelech *et al.*, 2019). O PCa, associado às faixas Brasília, varia entre 900 e 1.500 m e é constituído por serras residuais de dobras, com cristas sustentadas por quartzitos na forma de chapadões, relevos escarpados e cânions profundos (Messias; Ferreira, 2019). O Parg, domínio remanescente de dobramentos pré-cambrianos, resulta de intensa dissecção e exhibe cristas monoclinais quartzíticas e serras alongadas (superiores a 1400 m) que interrompem relevos colinosos (Marques Neto *et al.*, 2011; Marques Neto, 2012). A Smm, com orientação NE-SW, apresenta alinhamentos contínuos de relevos montanhosos e escarpados que ultrapassam 2000 m, delimitando a transição para o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Rezende; Castro, 2016).

Figura 6 - Compartimentos Geomorfológicos das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande



Fonte: Adaptado de IBGE (2023).

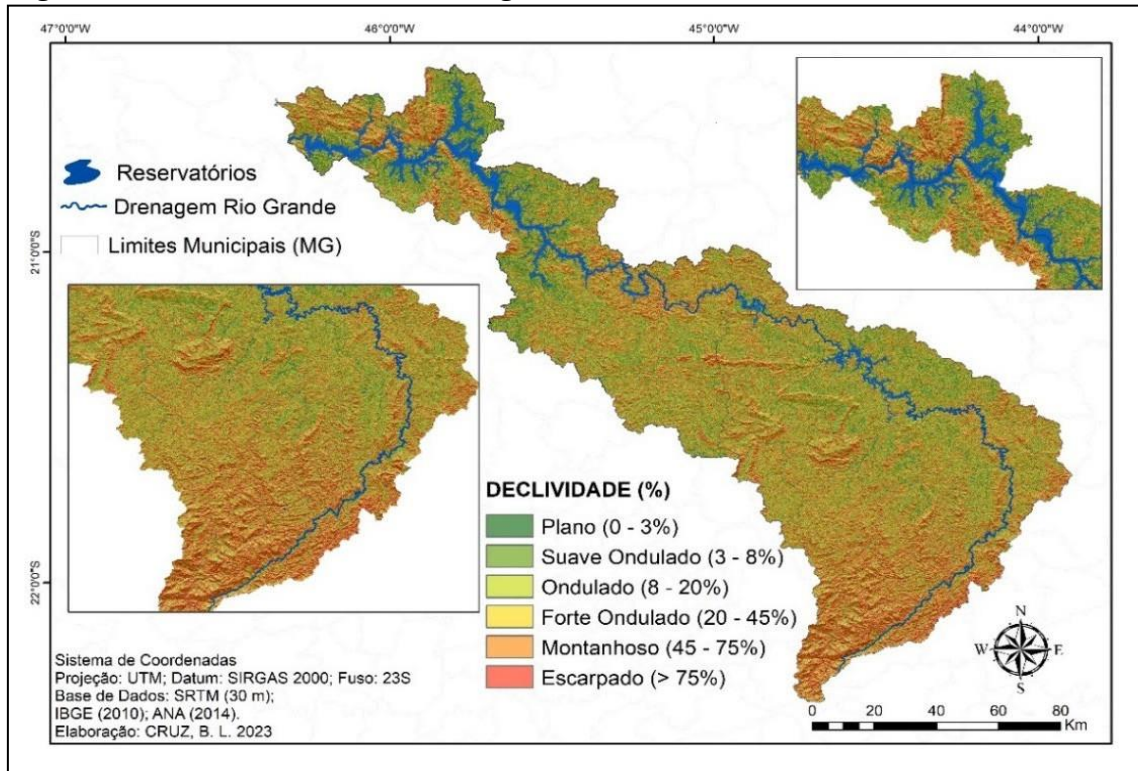
A região apresenta clima tropical de altitude (Cwb) e destaca-se como uma das áreas mais úmidas no Sudeste Brasileiro, com índices pluviométricos que variam de mais de 1800 mm nas proximidades da Serra da Mantiqueira a aproximadamente 1300 mm em outras regiões (Rezende; Castro, 2016; Oliveira; Silva; Mello, 2020). As temperaturas médias anuais são 19,7°C, com máximas de 36,2°C e mínimas de 2,6°C, com geadas anuais (Rezende; Castro, 2016; Borges; Abjaudi, 2016; Oliveira; Silva; Mello, 2020).

Nas áreas elevadas da Serra da Mantiqueira, predomina clima super úmido, que favorece o Bioma da Mata Atlântica. Em contraste, a maior parte da bacia apresenta um clima úmido, com estiagens de 1 a 3 meses nas baixas altitudes, onde ocorre o bioma do Cerrado (Borges e Abjaudi, 2016). Ambos os biomas abrigam rica biodiversidade adaptada às suas condições ambientais específicas e desempenham um papel fundamental na manutenção dos recursos hídricos, contribuindo para a regulação do clima e o armazenamento de água nos solos (Borges; Abjaudi, 2016; Coutinho, 2016).

O modelo digital de elevação aponta para intervalos altimétricos que variam entre 707 e 2500 m. Nota-se um expressivo conjunto de formas de relevo com altitudes mais elevadas como morros escarpados a partir da altitude de 1.250 m (Figura 3). As declividades variam,

sendo mais pronunciadas nas áreas de elevação da Serra da Mantiqueira e mais suaves nas regiões adjacentes ao curso d'água do rio Grande, principalmente ao reservatório de Furnas (Figura 7).

Figura 7 - Declividades da bacia hidrográfica do Alto e Médio rio Grande



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

4.2 MATERIAIS

Todos os parâmetros morfométricos foram obtidos e processados a partir do MDE de 30 m da *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (Quadro 1), extraído da plataforma digital *United States Geological Survey* – USGS (acesso gratuito em: <http://earthexplorer.usgs.gov/>) (USGS, 2023). Em seguida, os dados foram processados utilizando diferentes softwares, como ArcGIS 10.6.1, GlobalMapper 23.1 64-bit, MATLAB 2021, RockWorks 17 e Geomática 2016.

As bases cartográficas vetoriais foram adquiridas de bancos de dados geoespaciais disponibilizados por instituições públicas, como ANA (2014), CPRM (2020) e UFV/LAVRAS (2016). Para analisar o padrão da rede de drenagem, os metadados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas - ANA (2014), referentes aos *shapefiles* da base hidrográfica Ottocodificada da bacia do rio Grande, foram utilizados. No âmbito da geologia, foi utilizada a base do mapa geológico do estado de Minas Gerais na escala de 1:1.000.000, elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB) – CPRM (2020) (acesso gratuito em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>).

Quadro 1 - Compilação dos dados materiais utilizados para a pesquisa.

Base Cartográficas	Articulação	Resolução / Escala	Órgão Executor
MDE SRTM	1 arc second	30 m	USGS
Geologia do Estado de Minas Gerais	GEOSGB 2020	1:1.000.000	CPRM
Hidrografia Ottocodificada da bacia do rio Grande	-	1:50000/1:100000	ANA

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

4.3 MÉTODOS

4.3.1 Extração da drenagem e delimitação das sub-bacias

A rede de drenagem foi extraída e as sub-bacias foram delimitadas a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizando scripts desenvolvidos no pacote de ferramentas TopoToolbox 2, hospedado no software Matlab (Figura 8) (Schwanghart; Scherler, 2014; Matlab, 2021). Em seguida, os dados foram exportados para o formato shapefile e processados no ArcGIS 10.8.1.

Figura 8 - Interface do script para extração da drenagem e delimitação das sub-bacias do Alto Médio rio Grande.

```
%1. SCRIPT UTILIZADO PARA EXTRAIR E VISUALIZAR AS BACIAS

DEM = GRIDobj('DEM_Grande.tif');
FD = FLOWobj(DEM,'preprocess','carve');
A = flowacc(FD);
DEM = imposemin(FD,DEM,0.0001);

C = griddedcontour(DEM,[769 769]);
C.Z = bwmorph(C.Z,'diag');
[x,y] = contour(DEM,[769 769])
S1 = STREAMobj(FD,'minarea',500);
S2 = modify(S1,'upstreamto',DEM>769);
Sm = modify(S2,'interactive','reachselect');
Sml= modify(S3,'interactive','reachselect');
S3 = removeshortstreams(S2,10000);
ix = streampoi(Stmain_riverl,'outlet','ix');
L = drainagebasins(FD,ix);

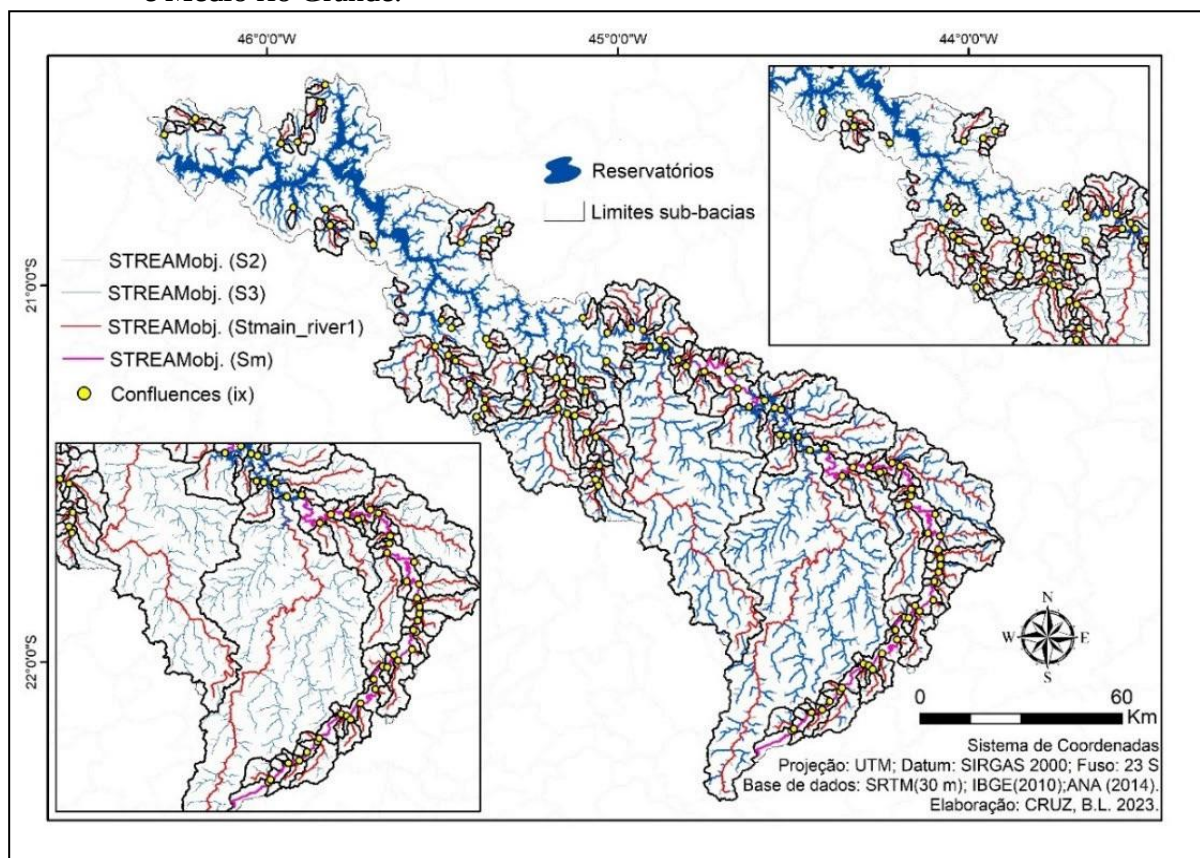
imageschs(DEM,[],'colormap',[1 1 1],'colorbar',false)
hold on
plot(x,y,'b')
plot(S3,'k')
Stl = modify(S3,'tributaryto',trunk(S3));
Stmain_riverl = trunk(Stl,A);
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

Para tanto, a seguinte sequência de processamento dos dados foi seguida: (i) os fluxos de direção (FD) e os fluxos de acumulação da drenagem (A) foram calculados pelas funções 'FLOWobj', 'carve' e 'flowacc'; (ii) um contorno associado à cota máxima do reservatório de

Furnas (MDE > 769) foi criado ($C = griddedcontour$); (iii) uma área de contribuição mínima de 500 pixels foi utilizada para extrair a rede de drenagem usando a função ‘*minarea*’ (*STREAMObj.S1*); (iv) a drenagem foi modificada de modo a extrair somente os canais a montante da cota do reservatório por meio da função ‘*upstreamto*’ (*STREAMObj. S2*); (v) o rio principal foi delimitado a partir do comando interativo ‘*reachselect*’ (*STREAMObj. Sm*); (vi) todos os canais de 1ª ordem menores que 10.000 m foram removidos usando a função ‘*removesshortstreams*’ (*STREAMObj. S3*); (vii) o tronco principal dos tributários mais significativos foi extraído usando as funções ‘*tributaryto*’ e ‘*trunks*’ (*STREAMObj. Stmain_river1*); (viii) os pontos de saída correspondentes (ix) foram criados pela função ‘*streampoi*’ e as sub-bacias com as maiores áreas de contribuição à montante (L) foram delimitadas usando a função ‘*drainagebasins*’ (Figura 9).

Figura 9 - Drenagem com os divisores internos dos principais tributários das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

4.3.2 Parâmetros morfométricos da rede de drenagem

Foram utilizados os índices de *densidade hidrográfica* (Dh), *densidade de drenagem* (Dd), *sinuosidade* (Is) e *hierarquia fluvial* para analisar parâmetros morfométricos da drenagem.

A *densidade hidrográfica* é uma medida que relaciona o número total de canais por área da bacia (Tabela 1). Esse índice fornece informações sobre o grau de dissecação do relevo, a influência da geologia local na concentração dos cursos d'água e a maneira como os volumes precipitados são drenados pela rede de canais da bacia. Setores com rochas mais fraturadas favorecem a infiltração e o abastecimento hídrico subsuperficial, resultando em um relevo menos dissecado que dificulta o escoamento da água da chuva durante períodos de alta torrencialidade. Em contrapartida, áreas com rochas maciças promovem processos de escoamento e tem capacidade gerar novos fluxos hídricos superficiais, o que resulta em relevos mais dissecados (Horton, 1945).

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 1). Bacias com um alta densidade de drenagem geralmente apresentam um relevo mais fragmentado, com mais vales e interflúvios internos. Isso indica uma topografia entalhada e acidentada, resultado da erosão causada pelos cursos d'água ao longo do tempo.

A base hidrográfica otocodificada da bacia do rio Grande da ANA (2014) foi utilizada para gerar esses parâmetros. No ArcGis 10.8.1, as funções '*Kernel Density*' e '*Line Density*' foram empregadas para distribuir os valores da *densidade hidrográfica* e de *densidade de drenagem* ao longo da bacia, respectivamente. Em seguida, foram classificadas em quantis com 5 classes.

Tabela 1 - Parâmetros lineares clássicos de avaliação da rede de drenagem.

Parâmetros	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referência
<i>Densidade Hidrográfica (Dh)</i>	$Dh = \frac{n}{A}$	N = número total de canais A = área da bacia em km ²	(i) baixa (< 3) (ii) média (3 - 7) (iii) alta (7 - 15) (iv) muito alta (> 15)	Christofolletti (1969)
<i>Densidade de drenagem (Dd)</i>	$Dd = \frac{\sum Lt_{il}}{A}$	Lt = comprimento total dos canais em km A = área da bacia em km ²	(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)	Horton (1945)
<i>Índice de Sinuosidade (Is)</i>	$Is = \frac{100 (L - Lt)}{L}$	L = comprimento do canal principal em km Lt = comprimento vetorial do canal principal em km	(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 (1963)

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

O *Índice de Sinuosidade (Is)* avalia o quão sinuoso ou reto um rio é em relação ao seu comprimento (Tabela 1). Isso fornece informações sobre a velocidade de escoamento do canal principal da bacia. Cursos d'água com índices de sinuosidade elevados tendem a exibir meandros mais pronunciados e fluxos mais lentos (Schumm, 1963). Os cálculos de distância foram realizados no ArcGis 10.8.1 utilizando a função '*Calculate Geometry*'.

A *hierarquia da drenagem*, segundo Strahler (1952), reflete o tamanho, a função e a complexidade dos sistemas de drenagem. Bacias com hierarquias mais elevadas têm áreas maiores e transportam volumes de água superiores em comparação com bacias de ordens inferiores, o que implica maior capacidade de vazão e potencial para cheias significativas. A determinação da hierarquia fluvial foi realizada a partir dos dados de drenagem processados pelo MATLAB v.2021a (*STREAM.obj S3*), seguindo a metodologia de Strahler (1952). Para tanto, a função '*streamorder*' do pacote de ferramentas TopoToolbox foi utilizada (Figura 10). Por fim, os dados foram exportados no formato "*shapefile*" e foram processados no ArcGIS 10.8.1, onde o mapa de hierarquia fluvial foi elaborado com base em uma classificação em 6 classes, cada uma com cores diferentes.

Figura 10 - Interface do script para gerar o índice de hierarquia fluvial.

```
%% OBTENDO E EXPORTANDO O STREAM ORDER PARA MANIPULAR NO MATLAB (STRAHLER)
SO = streamorder(S3);
plotc(S3,SO)
colorbar

%% OBTENDO E EXPORTANDO O STREAM ORDER PARA MANIPULAR NO SIG (STRAHLER)
Gteste = gradient8(DEM);
soteste = streamorder(S3);

MSot = STREAMobj2mapstruct(S3,'seglength',500,'attributes',...
    {'uparea' A @median ...
    'gradient' Gteste @mean ...
    'streamord' soteste @max});
shapewrite(MSot,'SO.shp');
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

4.3.3 Parâmetros morfométricos da forma da bacia

Foram aplicados o *coeficiente de compacidade (Cc)*, a *razão de circularidade (Cr)* e o *fator forma (Ff)* para analisar a forma da bacia hidrográfica (Tabela 2). Esses parâmetros possuem interpretações semelhantes e permitem prever a tendência de ocorrência de cheias das bacias com base em sua morfologia (Villela e Mattos, 1975). Todos os parâmetros e equações

foram calculados com os softwares ArcGis 10.8.1 e Excel. Posteriormente, as informações foram representadas em um produto cartográfico.

Tabela 2 - Parâmetros areais clássicos de avaliação da forma da bacia

Parâmetros	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referência
Coeficiente de compactidade (Cc)	$Cc = 0.28 \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right)$	P = perímetro da bacia em km A = área da bacia em km ²	(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)
Razão de circularidade (Cr)	$Cr = 12.57 \left(\frac{A}{P^2} \right)$	P = perímetro da bacia em km A = área da bacia em km ²	(i) favorece inundações (> 0,51) (ii) favorece escoamento (< 0,51)	Miller (1953)
Fator Forma (Ff)	$Fff = \frac{LLL}{B}$	Li = largura média da bacia em km B = comprimento axial da bacia em km	(i) > 0,75 (sujeita a inundação) (ii) 0,75 – 0,50 (tendência média); (iii) < 0,50 (não sujeita a inundação)	Horton (1945)

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

4.3.4 Parâmetros morfométricos do relevo

Foram utilizados os *índices de relação de relevo (Rr)*, *rugosidade (Ir)* e *concentração de rugosidade (Icr)*, desenvolvidos, respectivamente, por Schumm (1956), Melton (1957) e Sampaio e Augustin (2014), para analisar parâmetros morfométricos do relevo (Tabela 3).

Tabela 3 - Parâmetros areais clássicos de avaliação do relevo.

Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referência
Índice de Rugosidade (Ir)	$Ir = Hm . Dd$	Hm = amplitude altimétrica da bacia em m. Dd = densidade de drenagem em km/km ²	(i) baixo (< 150) (ii) médio (150 - 550) (iii) alto (550-950) (iv) muito alto (> 950)	Melton (1957)
Relação de Relevo (Rr)	$Rr = \frac{Hm}{Lc}$	Hm = amplitude altimétrica da bacia em metros Lc = comprimento do canal principal em km	(i) baixa (< 1.0) (ii) média (1.0 – 2.0) (iii) alta (> 2.0)	Schumm (1956)

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

O *índice de relação de relevo* revela a razão entre a amplitude altimétrica da bacia e o comprimento do canal principal (Tabela 3), onde valores mais altos indicam terrenos mais

íngremes e valores mais baixos representam topografias mais suaves (Schumm, 1956). Por outro lado, o *índice de rugosidade* avalia a relação entre amplitude altimétrica da bacia e o comprimento total dos canais (Tabela 3). O resultado fornece uma medida da rugosidade do terreno em relação à sua rede de drenagem e pode ser usado para entender como a topografia afeta o comportamento hidrológico da bacia. Valores maiores de *Ir* apontam para maior rugosidade, indicando uma variação altimétrica mais acentuada em relação à densidade de drenagem da bacia. Bacias com valores menores de *Ir* possuem topografias mais suaves, o que lhes permite reter água por períodos mais prolongados antes de escoá-las para os rios (Melton 1957).

4.3.5 Parâmetros morfoestruturais e morfotectônicos

O *fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)*, o *fator de simetria topográfica transversa (FSTT)*, a densidade, frequência e a direção de lineamentos estruturais preferenciais foram utilizados para a avaliação de parâmetros morfoestruturais e morfotectônicos da bacia (Tabela 4) (Hare; Garder, 1985; Cox, 1994; Corrêa; Fonseca, 2010).

Tabela 4 - Parâmetros utilizados para avaliação de aspectos morfoestruturais e morfotectônicos

Índice	Equação	Variáveis	Valores indicativos	Referências
<i>Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)</i>	$AF = 100 \frac{Ar}{At}$	<i>Ar</i> = área direita da bacia em km ² <i>At</i> = área total da bacia em km ²	(i) próximos a 50 revelam pouco ou nenhum basculamento (ii) > 50 indica inclinação tectônica para a direita (iii) < 50 indica inclinação tectônica para a esquerda	Hare e Gardner (1985)
<i>Fator de Simetria Topográfica (FSTT)</i>	$T = \frac{Da}{Dd}$	<i>Da</i> = distância do eixo médio da bacia ao canal principal em km <i>Dd</i> = distância do eixo médio ao divisor de águas mais próximo do canal principal em km	(i) próximos a 0 indicam simetria nos trechos em relação ao eixo médio (ii) próximos de 1,0 indicam maior assimetria dos trechos	Cox (1994)
<i>Densidade de Lineamentos Estruturais</i>	-	<i>Hillshades</i> com azimutes de iluminação 135°, 180°, 225°, 315° e 360°	Valores elevados indicam áreas mais suscetíveis a reativações, enquanto valores baixos apontam para áreas menos propensas	Reis et al. (2023)
<i>Índice de concentração de rugosidade (Icr)</i>	-	Matriz obtida do DEM com normalização dos dados e categorização das classes	Os valores variam de próximo a zero a infinito, identificando áreas íngremes com baixa dimensão interfluvial e elevado entalhe vertical	Sampaio e Augustin (2014)

Os cálculos do *FABD* e *FSTT*, que consideram a simetria do fluxo em relação ao eixo médio da bacia e seus interflúvios (Tabela 4), são úteis para identificar áreas que sofreram basculamento tectônico e migrações fluviais decorrentes desse processo, bem como trechos encaixados em leitos rochosos. Além disso, a análise da frequência, direção e densidade de lineamentos estruturais permite identificar áreas com maior atividade tectônica ao longo do tempo, contribuindo para compreender a história geológica, localizar falhas e avaliar os setores mais suscetíveis a reativações tectônicas.

O *FABD* e *FSTT* foram desenvolvidos no ArcGis 10.8.1 a partir de sete vetores: (i) limite da área da bacia hidrográfica; (ii) limite da área direita da bacia; (iii) rio principal; (iv) linhas transversais entre interflúvios adjacentes; (v) eixo médio das linhas transversais entre os interflúvios; (vi) linhas entre o eixo médio da bacia e o canal principal (Da); e (vii) linhas entre o eixo médio da bacia e divisor de águas mais próximo do canal principal (Dd). As distâncias para cada trecho segmentado foram calculadas usando a função “*Calculate Geometry*” no ArcGIS 10.8.1. Por fim, os valores de distância e de área foram exportados das tabelas de atributos para uma planilha no Excel, onde os cálculos das equações foram realizados (Tabela 4).

No ArcGIS 10.8.1, o sombreamento ao MDE foi aplicado com base em simulações de posicionamento solar, considerando azimutes de 315°, 360°, 45° e 90° (Reis *et al.*, 2023). Em seguida, os arquivos de *hillshades* foram exportados do ArcGIS 10.8 para o PCI Geomática 2016, onde a extração automática dos lineamentos foi realizada. Posteriormente, uma validação manual foi efetuada para verificar duplicações ou erros nos lineamentos. O *shapefile* dos lineamentos extraídos foi importado de volta para o ArcGIS 10.8, onde o mapa de densidade foi criado usando a ferramenta ‘*Kernel Density*’, com definição de 5 classes de densidade baseada em quantis. Nas tabelas de atributos, as coordenadas geográficas das extremidades de cada lineamento extraído foram calculadas (*Add Field > X1, Y1, X2, Y2 > Calculate Geometry > Coordinate of Line Start > Coordinate of Line End*). Em seguida, o *shapefile* dos lineamentos foi convertido para o formato CAD e importado para o RockWorks 17, onde o diagrama de rosetas foi gerado para representar as frequências e direções preferenciais (*Linears > Rose Diagram > From Endpoints*).

O índice de *concentração de rugosidade (Icr)*, desenvolvido por Sampaio e Augustin (2014), é uma evolução do *índice de rugosidade (Ir)* de Hobson (1972). O índice foi utilizado para analisar a distribuição espacial da rugosidade da bacia, permitindo 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.

Para obter o *Icr*, os seguintes procedimentos foram realizados no ArcGIS 10.8.1: (i) medição da inclinação da matriz obtida do DEM (*Spatial Analyst > Surface > Slope*); (ii) conversão do produto matricial em vetores (*Conversion Tools > From Raster > Raster to Point*); (iii) aplicação de álgebra de densidade de kernel com 1 km² (*Spatial Analyst Tools > Density > Kernel Density*); (iv) normalização dos dados através da divisão dos valores obtidos pelo número de pixels computados; e (v) categorização das classes (Sampaio Augustin, 2014).

4.3.6 Perfis longitudinais, knickpoints e métricas de gradiente fluvial

Perfis longitudinais foram elaborados, *knickpoints* foram identificados e métricas de gradiente fluvial foram aplicadas para avaliar variações no potencial erosivo, condições de equilíbrio dos rios e estabilidade dos divisores de drenagem internos na sub-bacia do Alto Rio Grande (Tabela 5).

Tabela 5 - Parâmetros utilizados para avaliação de perfis longitudinais, knickpoints e gradiente fluvial

Parâmetro	Equação	Variáveis	Referências
<i>Normalized steepness index (k_{sn})</i>	$k_{sn} = SA^{-\theta_{ref}\theta}$	S = valor gradiente A = área da bacia de drenagem a montante θ ref = índice de concavidade de referência	Kirby e Whipple (2012) Schwanghart e Scherler (2014)
<i>Channel</i>		χ = função acumulativa ao longo do canal xb = coordenada do início do trecho A ₀ = constante de normalização da área de referência	Perron e Royden (2013)
<i>Hillslope Integration (chi χ)</i>	$\chi = \int_{xb}^{\chi} \frac{A_0}{A(x)} dx$	A(x) = Área da bacia ao longo do canal acima de uma posição x. m/n = expoentes da relação de área que controlam a sensibilidade da inclinação do canal dx = diferencial de comprimento ao longo do canal	Willett, McCoy e Chen (2014) Forte e Whipple (2018)

Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Áreas de ruptura no declive do rio, conhecidas como *knickpoints*, são indicativas de mudanças nas condições de fluxo, frequentemente vinculadas a variações geológicas, climáticas e antrópicas. A análise dos *knickpoints* e sua migração ao longo do tempo são capazes de fornecer *insights* sobre a evolução passada e os processos que atualmente moldam a paisagem fluvial. Para tanto, foi utilizado o software Matlab 2021a para extrair os *knickpoints* > 20 m do MDE por meio da função "*knickpointfinder*" (Figura 11), disponível no pacote *TopoToolbox* (Schwanghar; Kuhn, 2010). O *knickpointfinder* reconstruiu o perfil longitudinal

real e calculou as variações de elevação por unidade de distância, identificando os pontos de inflexão nos perfis longitudinais que indicam mudanças abruptas no gradiente fluvial. Posteriormente, os dados foram exportados no formato “*shapefile*” e manipulados no ArcGIS 10.8.1, onde foi elaborado o mapa de densidade de *knickpoints* utilizando a função ‘*Kernel Density*’ (Figura 11). Em seguida, a magnitude dos *knickpoints* > 20 m foi mensurada e a distribuição espacial foi analisada usando a função ‘*point pattern on stream networks*’ (PPS) (Schwanghart; Scherler, 2017; Schwanghar; Molenthin; Scherler, 2021). Depois, os perfis longitudinais da rede de drenagem (STREAMObj. S3) foram suavizados a partir do algoritmo ‘*constrained regularized smoothing*’ (CRS) e sobrepostos aos *knickpoints* mapeados (Figura 11).

Figura 11 - Interface do script utilizado para identificação dos *knickpoints* nos perfis dos rios.

```
%SCRIPT UTILIZADO PARA ENCONTRAR OS KNICKPOINTS EM PERFIS DE RIOS (KNICKPOINT FINDER)
zs = quantcarve(S3,DEM,.20,'split',false);
figure
[zk,kp] = knickpointfinder(S3,DEM,'tol',10,'split',false);
hold on
scatter(kp.distance,kp.z,kp.dz,'sk','MarkerFaceColor','red','linewidth',2);
hold off

% Exportando os knickpoints como shapefile
MKP = struct('X',num2cell(kp.x),'Y',num2cell(kp.y),'Geometry','Point',...
'dz',num2cell(kp.dz));
shapewrite(MKP,'knickpoints_Sm_(20m)');

% SCRIPT UTILIZADO PARA EXTRAIR OS POINTS PATTERNS ON STREAM NETWORKS (PPS)
P = PPS(S3,'pp',kp.IXgrid,'z',DEM);
dz = kp.dz;
plot(P)
imageschs(DEM,DEM,'colormap',[.7 .7 .7],'colorbar',false);
hold on
symbolspec = makesymbolspec('line',...
{'ksn' [min([MS.ksn]) max([MS.ksn])] 'color', (flipud(hot))});
mapshow(MS,'SymbolSpec',symbolspec,'linewidth',1);
plotpoints(P,'colordata',DEM,'sizedata',dz)
axis equal
h = colorbar;
h.Label.String = "Elevation [m]";
bubblelegend('Knickpoint height [m]','Location','northwest');

% SCRIPT UTILIZADO PARA PLOTAR A ALTURA DOS KNICKPOINTS NOS PERFIS LONGITUDINAIS (PPS)
zs = quantcarve(S3,DEM,.20,'split',false);
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

O *normalized steepness index* (k_{sn}) foi empregado para quantificar e comparar a inclinação normalizada dos canais, analisando os processos erosivos resultantes de variações no fluxo e da energia fluvial (Tabela 5). Valores elevados nesse índice indicam rupturas nos perfis e erosão do leito rochoso (Kirby; Whipple, 2012). Para isso, foi utilizada a função ‘ k_{sn} ’ do TopoToolbox e calculado o *índice de concavidade* ($\theta\theta$) comum utilizando ‘*slopearea* ($\theta\theta = 0,45$)’ (Figura 12). Em seguida, os valores de k_{sn} foram plotados e suavizados em segmentos de fluxo por meio das funções ‘*STREAMObj2mapstruct*’ e ‘*STREAMObj/smooth*’ (Schwanghart e Scherler, 2014). Posteriormente, o mapa de densidade de *knickpoints* e o mapa de potência fluvial por comprimento de fluxo foram elaborados no ArcGIS 10.8.1 (Esri, 2023).

Figura 12 - Interface do script utilizado para calcular o k_{sn} da rede de drenagem

```
% SCRIPT UTILIZADO PARA GERAR KSN POR COMPRIMENTO MÉDIO DE FLUXO
STATS = slopearea(SLT1,DEM,A)
mn = 0.45;
SmoZ = crs(SLT1,DEM);
kl = ksn(SLT1,SmoZ,A,mn);
kl_mean = nanmean(kl);
kl_std = nanstd(kl);
n = 0:20:5e2;

% Agregando valores de ksn nos segmentos fluviais
ksna = aggregate(S3,KSN,'seglength',1000);
% SCRIPT UTILIZADO PARA CALCULAR O KSN DA REDE DE DRENAGEM
% Calculo do índice de concavidade
STATS = slopearea(S3,DEM,A);
%Calculando e plotando os valores de ksn
g = gradient(S3,DEM);
a = getnal(S3,A)*A.cellsize^2;
KSN = g./(a.^STATS.theta);
%Suavizando os valores de ksn
ksna = smooth(S3,KSN,'K',20);

MS = STREAMobj2mapstruct(S3,'seglength',1000,'attributes',... %Exportando o Ksn como um GRIDObject
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

Para avaliar a condição de equilíbrio entre a taxa de elevação tectônica e a taxa de erosão fluvial, foram empregados os gráficos *chi* (χ), os quais linearizam e comparam perfis de rios independentemente do tamanho ou forma das bacias (Tabela 5). Neste índice a linearidade nos perfis sugere uma condição de equilíbrio, indicando estabilidade entre a taxa de elevação tectônica e a taxa de erosão fluvial em contexto de litoestrutura e de taxas de precipitação semelhantes (Perron; Royden, 2013). Para os gráficos *chi* χ , a razão '*mn*' correta/específica para as drenagens foi encontrada utilizando as funções '*mnoptimvar*', '*varfun*' e '*@robustcov*' (Schwanghart; Scherler, 2014) (Figura 13).

Para avaliar a estabilidade dos divisores, foi implementado o contraste de divisão cruzada no gradiente médio, relevo local médio e elevação do leito do canal no índice χ . As métricas de relevo, elevação e de gradiente retratam o comportamento atual do divisor, enquanto χ antecipa um comportamento futuro na ausência de disparidades na taxa de elevação e/ou eficiência erosiva (Willett; McCoy; Chen, 2014). Assim, quando χ difere de outras métricas, sugere-se futuras tendências de migração por reajuste da drenagem, e não necessariamente atuais (Forte; Whipple, 2018). Na análise de χ os valores menores indicam agressividade e expansão ao longo do tempo, enquanto os valores maiores indicam desvantagem e perda de espaço para outra drenagem, resultando em desequilíbrio e mudança na direção do fluxo (Tabela 5).

Figura 13 - Interface do script utilizado para gerar os perfis em χ (χ)

```
%Primeiro é calculado via 0,45 (primeiras 3 linhas).
%Depois encontra-se o correto/ajustado (últimas 3 linhas)
chi_S_principal= chitransform(S_principal,A,'a0',1,'mn',0.45);
chi_S_aiuruoca = chitransform(S_aiuruoca,A,'a0',1,'mn',0.45);
chi_S_ingai = chitransform (S_ingai,A,'a0',1,'mn',0.45);
chi_Sm = chitransform(Sm,A,'a0',1,'mn',0.48);
chi_Sa = chitransform(Sa,A,'a0',1,'mn',0.35);
chi_Si= chitransform(Si,A,'a0',1,'mn',0.38);

% Visualizar o perfil longitudinal com drenagens compostas
plotdz(S_principal,DEM,'color','red')
hold on
plotdz(Sm,DEM,'color','k')
plotdz(S_aiuruoca,DEM,'color','blue')
plotdz(Sa,DEM,'color','k')
plotdz(S_ingai,DEM,'color','green')
plotdz(Si,DEM,'color','k')

%visualizar os rios em planta com drenagem composta
imageschs(DEM,DEM,'colormap',[.9 .9 .9],'colorbar',false);
hold on
plot(S_principal,'red','LineWidth',1.5)
plot(S_aiuruoca,'blue','LineWidth',1.5)
plot(S_ingai,'green','LineWidth',1.5)
plot(Sm,'black','LineWidth',1.5)
plot(Sa,'black','LineWidth',1.5)
plot(Si,'black','LineWidth',1.5)

% Agora visualizar o mesmo perfil com chi ao invés de 'distancia' no eixo X
% Perceba que o eixo X terá valores pequenos quando 'a0' é 1
plotdz(S_principal,DEM,'color','red','distance',chi_S_principal)
hold on
plotdz(S_aiuruoca,DEM,'color','blue','distance',chi_S_aiuruoca)
plotdz(S_ingai,DEM,'color','green','distance',S_ingai)
plotdz(Sm,DEM,'color','k','distance',chi_Sm)
plotdz(Sa,DEM,'color','k','distance',chi_Sa)
plotdz(Si,DEM,'color','k','distance',chi_Si)
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

No *Topographic Analysis Kit* (TAK), foram utilizados os arquivos resultantes de 'ProcessRiverBasins' e foi produzido, com auxílio da função 'PlotIndividualBasins', um gráfico com três painéis exibindo o perfil longitudinal, a elevação χ e a relação de declividade-área para a drenagem de cada sub-bacia (Forte; Whipple, 2019). No conjunto de ferramentas 'dividetools', também construída sobre o TopoToolbox, foi desenvolvido o χ -maps para avaliar estabilidade dos divisores internos pelas funções 'DivideStability', 'ChiGrid', 'AcrossDivide' e 'AlongDividePlot' (Forte; Whipple, 2018) (Figura 14).

Figura 14 - Interface do script utilizado para gerar análise chi (χ).

```
% SCRIPT PARA GERAR E VISUALIZAR CHI INDEX E CHI MAPS NO "DIVIDETOOLS"
% https://github.com/amforte/DivideTools/blob/master/DivideStability.m
%"DIVIDESTABILITY"
DEM1 = GRIDobj('DEM_Grande.tif');
DEM1=resample(DEM1,round(DEM1.celldsize),'bicubic');
FD1 = FLOWobj(DEM1,'preprocess','carve');
A1 = flowacc(FD1);
DEM1 = imposemin(FD1,DEM1,0.0001);

[DivStabil_OUT]=DivideStability(DEM1,FD1);
[DivStabil_OUT]=DivideStability(DEM1,FD1,'verbose',true,'ref_area',1e5,'rlf_rad',300);

[CHI]=ChiGrid(DEM1,FD1);

%"ACROSSDIVIDE"
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT);
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT,'outlet_method','auto_outlets');
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT,'outlet_method','pick_new_outlets');
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT,'outlet_method','streamorder','minimum_order',5);
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT,'outlet_method','picked_outlets','river_mouths');
[head_vals]=AcrossDivide(DEM1,FD1,DivStabil_OUT,'outlet_method','picked_outlets','river_mouths','');
% DO NOT APPEND THE .shp TO THE NAME OF THE FILE
```

Fonte: Adaptado de Schwanghart; Scherler (2014).

5 RESULTADOS

5.1 VARIAÇÃO NOS PADRÕES DE DRENAGEM

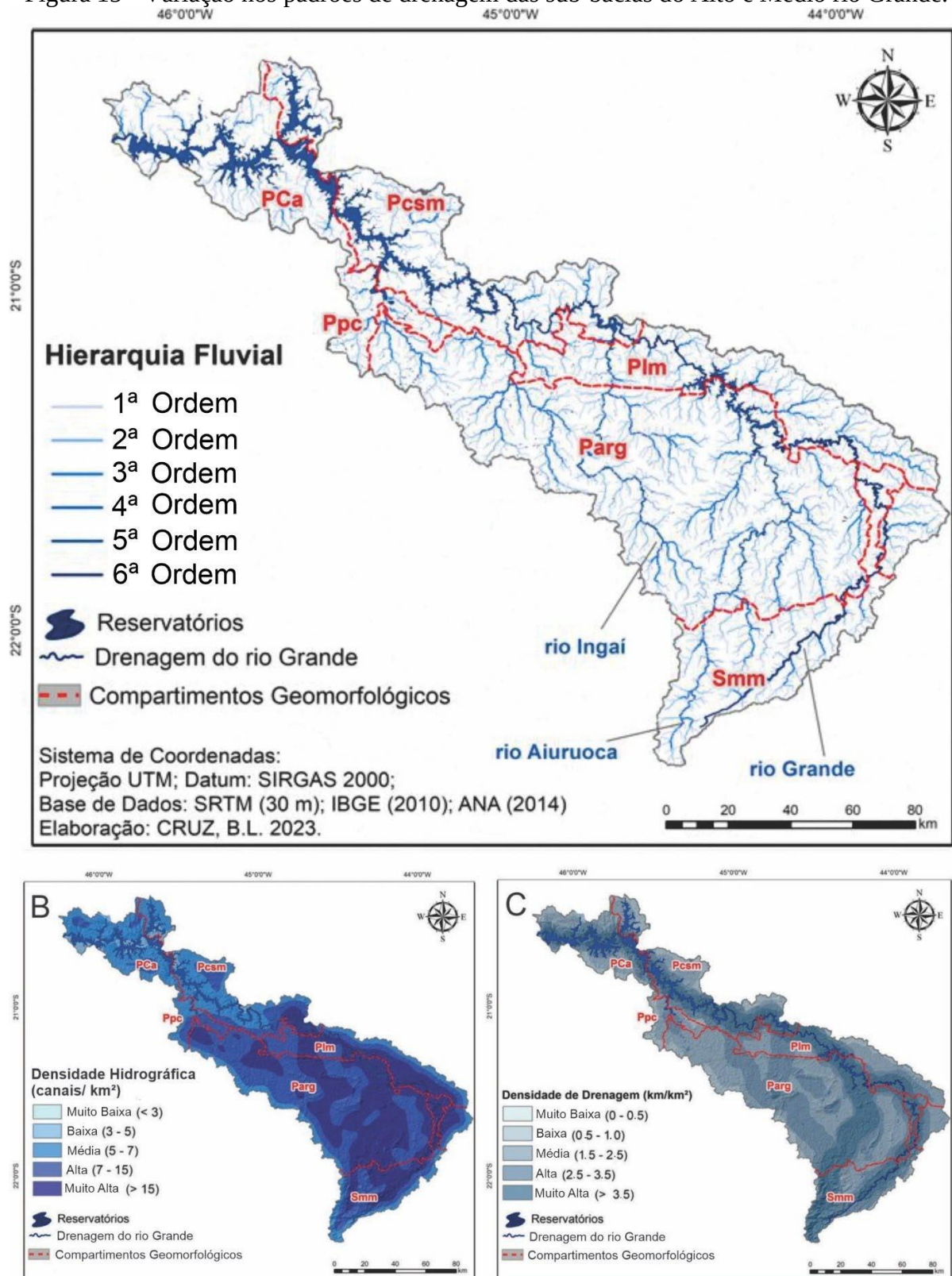
A hierarquia fluvial confirma o padrão dendrítico da drenagem, composta por 2.595 canais de até 6ª ordem. Desses, 2021 são de 1ª ordem, 448 de 2ª ordem, 100 de 3ª ordem, 20 de 4ª ordem, 5 de 5ª ordem e 1 de 6ª ordem (Figura 15A).

A bacia apresenta uma baixa *densidade hidrográfica* (Dh), com média de 2,15 canais por km², correlacionada às variações geológicas. Nos valores mais elevados, associados aos cinturões móveis neoproterozoicos em contatos litológicos por falhas (Figuras 3, 5 e 15B), ocorre exposição de rochas como gnaisses e ortognaisses. Essa condição favorece o escoamento em detrimento da infiltração, contribuindo para maior formação de canais por km². Em contrapartida, devido ao intenso fraturamento, as rochas quartzíticas micáceas, os metarenitos feldspáticos e os metaconglomerados oligomíticos do PCa, bem como os metapelitos do Pcsn resultam em valores menores de Dh (Figuras 5 e 15B), favorecendo a infiltração da água.

Por outro lado, a densidade de drenagem tem média de 2,18 km/km² e resulta da divisão do comprimento total dos canais (33.748,54 km) pela área da bacia (15.442,10 km²). Essa densidade é mais significativa nos vales mais volumosos, associados aos rios Grande, Aiuruoca e Ingá (Figura 15A). Estes rios tem maior capacidade de erosão durante períodos de altos índices pluviométricos. Isso confirma um relevo fragmentado, com vales e interflúvios internos, que são esculpidos pela erosão fluvial.

O índice de sinuosidade, que avalia o comprimento do canal principal (707,73 km) em relação à sua distância vetorial (251,32 km), registrou grau de 64,48% e foi classificado como muito sinuoso. Contudo, a sinuosidade não prejudica a eficiência do escoamento hídrico, devido à forma da bacia, que: (i) não está sujeita a grandes inundações ($kc = 2,88$); (ii) favorece processos de escoamento superficial em detrimento de cheias ($Ic = 0,12$); e (iii) demonstra eficiência no escoamento superficial das águas durante os picos chuvosos ($Ff = 0,18$). Obtivemos dados a partir das relações entre a área (15.442,10 km²), o perímetro da bacia (1.279,4 km), a largura média da bacia entre os interflúvios (50,88 km) e o comprimento axial da bacia (276,57 km) (Tabela 2).

Figura 15 - Variação nos padrões de drenagem das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.



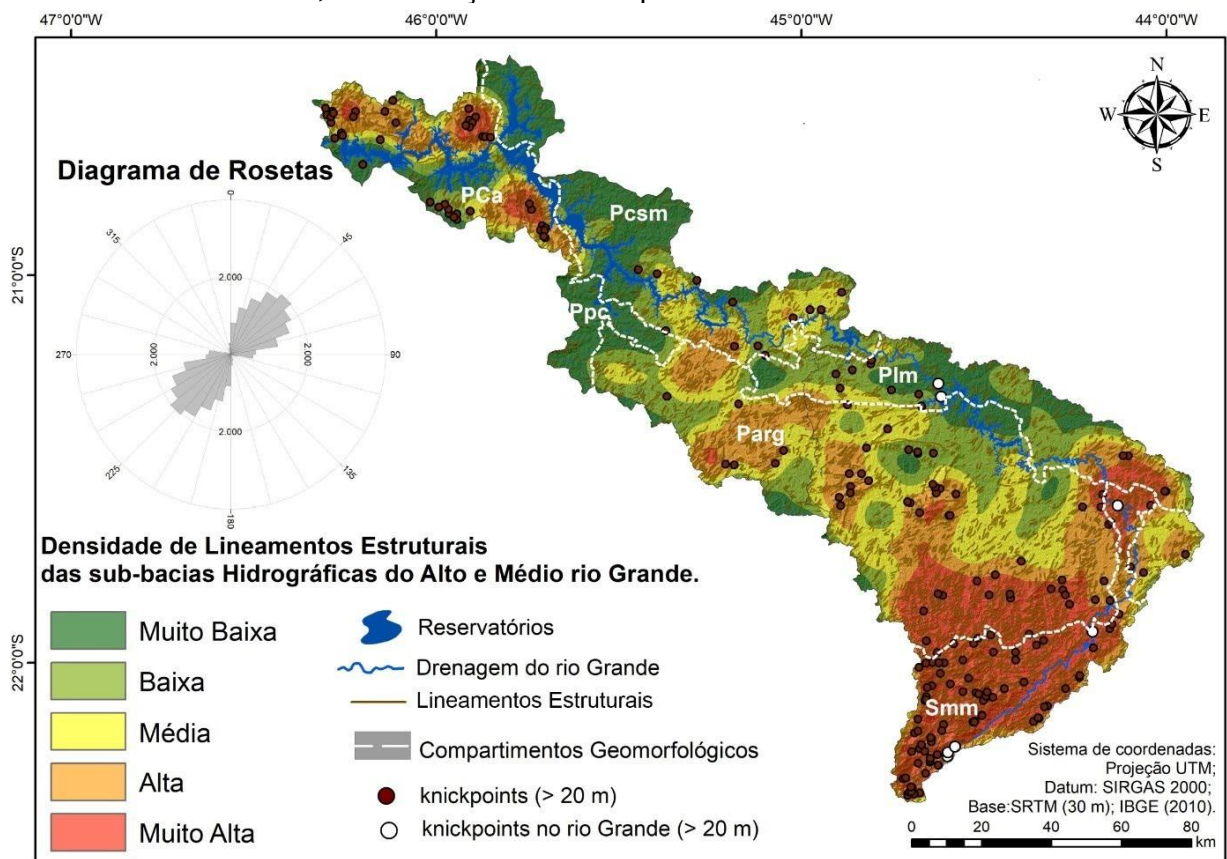
Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) hierarquia fluvial; (B) Densidade hidrográfica (canais/km²); (C) Densidade de drenagem (km/km²).

5.2 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA

Foram identificados 14.029 lineamentos, com uma orientação predominante NE-SW que se ajusta ao *trend* regional (Figura 16). A densidade de lineamentos, a distribuição dos knickpoints e a compartimentação geomorfológica revelam características peculiares em toda a bacia. Nos setores associados aos cinturões móveis (Smm, Parg e PCa), a densidade dos lineamentos é alta a muito alta, enquanto no Cráton São Francisco (Pcsm) é média a muito baixa (Figuras 3, 6 e 16).

Figura 16 - Densidade de lineamentos estruturais das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande; diagrama de rosetas evidenciando a direção preferencial e a frequência dos lineamentos; e distribuição dos knickpoints > 20 m.

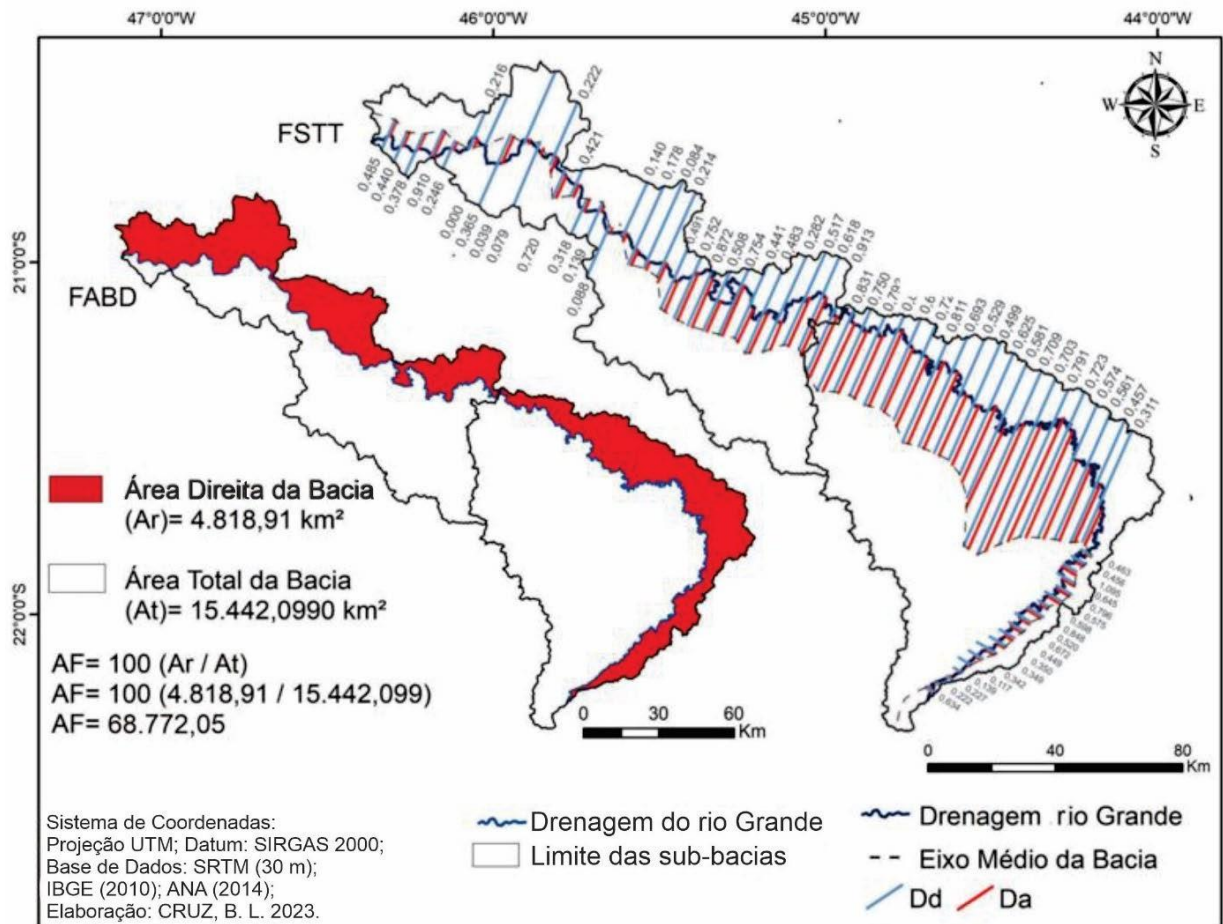


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Os parâmetros *FSTT* e *FABD* evidenciam a assimetria e os deslocamentos consideráveis do rio principal em relação ao eixo médio da bacia, indicando inclinação tectônica devido a basculamentos (Figura 17). O *FABD* registra deslocamento de 68,77 km² em direção à margem direita, destacando as diferenças areais da bacia ao longo do rio Grande. Valores baixos de *FSTT* no trecho superior do rio principal, com elevada declividade revelam simetria resultante de incisão fluvial no leito rochoso (Figura 17). A mudança de direção do rio, de SW-NE para SE-NW, indica a influência de falha inversa de direção S-N (Figuras 5 e 17), redirecionando o curso do rio e criando uma zona transiente. Essa zona separa os setores que fluem de SW-NE

na Smm e de SE-NW em direção ao Parg, onde os valores aumentam, se aproximando de 1,0 (Figuras 6 e 17). À medida que o rio se aproxima do reservatório da UHE de Furnas e do Cráton São Francisco, os valores diminuem e depois aumentam à medida que o rio se aproxima do Pca. É nítida a maior eficiência do basculamento na sub-bacia do Alto Rio Grande em terrenos neoproterozoicos (Figuras 6 e 17).

Figura 17 - Fator de simetria topográfica transversa (FSTT) e fator de assimetria de bacias (FABD) das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande.

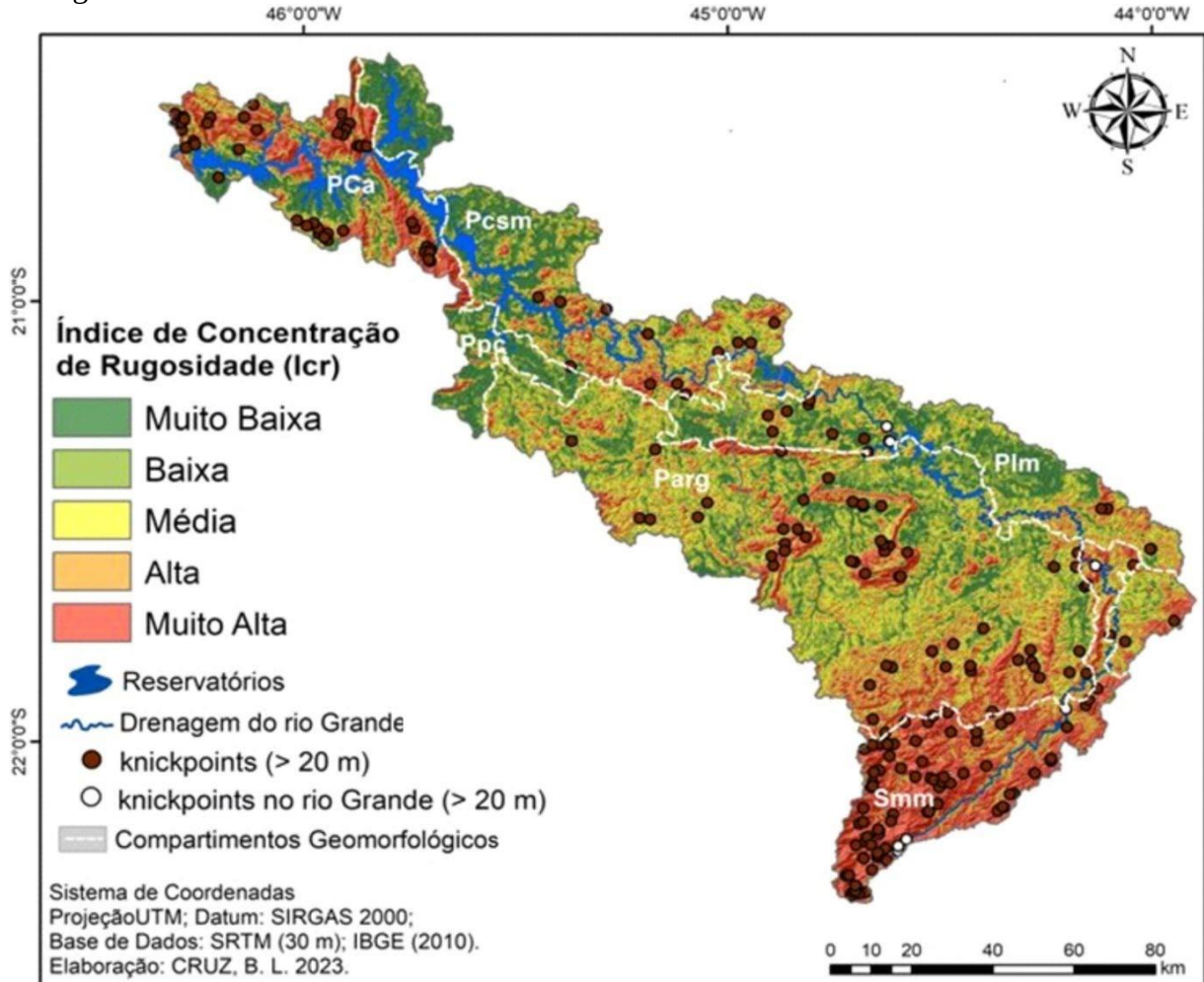


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

O I_r e R_r , baseados na amplitude altimétrica da bacia (1945 m), na D_d (2,18 km/km²) e na distância total do rio (707,73 km), são categorizados como muito altos, com valores de 2259,1 e 2,75 m/km, respectivamente (Tabela 3). O I_{cr} revela topografia acidentada na Smm e no PCa, marcada por dimensões interfluviais reduzidas e alto grau de entalhe vertical (Figuras 6 e 7). Os setores rugosos do Parg, estão associados às cristas quartzíticas alinhadas em forma de “Z”, resultantes de cavalgamentos que deram origem ao klippe de Carrancas (Marques Neto, 2012). Por outro lado, nos terrenos associados ao Cráton São Francisco, encontram-se áreas com baixa rugosidade, dimensões interfluviais amplas e entalhes verticais reduzidos. As áreas com maiores concentrações de rugosidade correlacionam-se positivamente com a distribuição

dos *knickpoints* e a *densidade de lineamentos estruturais*, que indicam expressivo controle tectônico-estrutural na paisagem regional (Figuras 16 e 18).

Figura 18 - *Icr* das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande



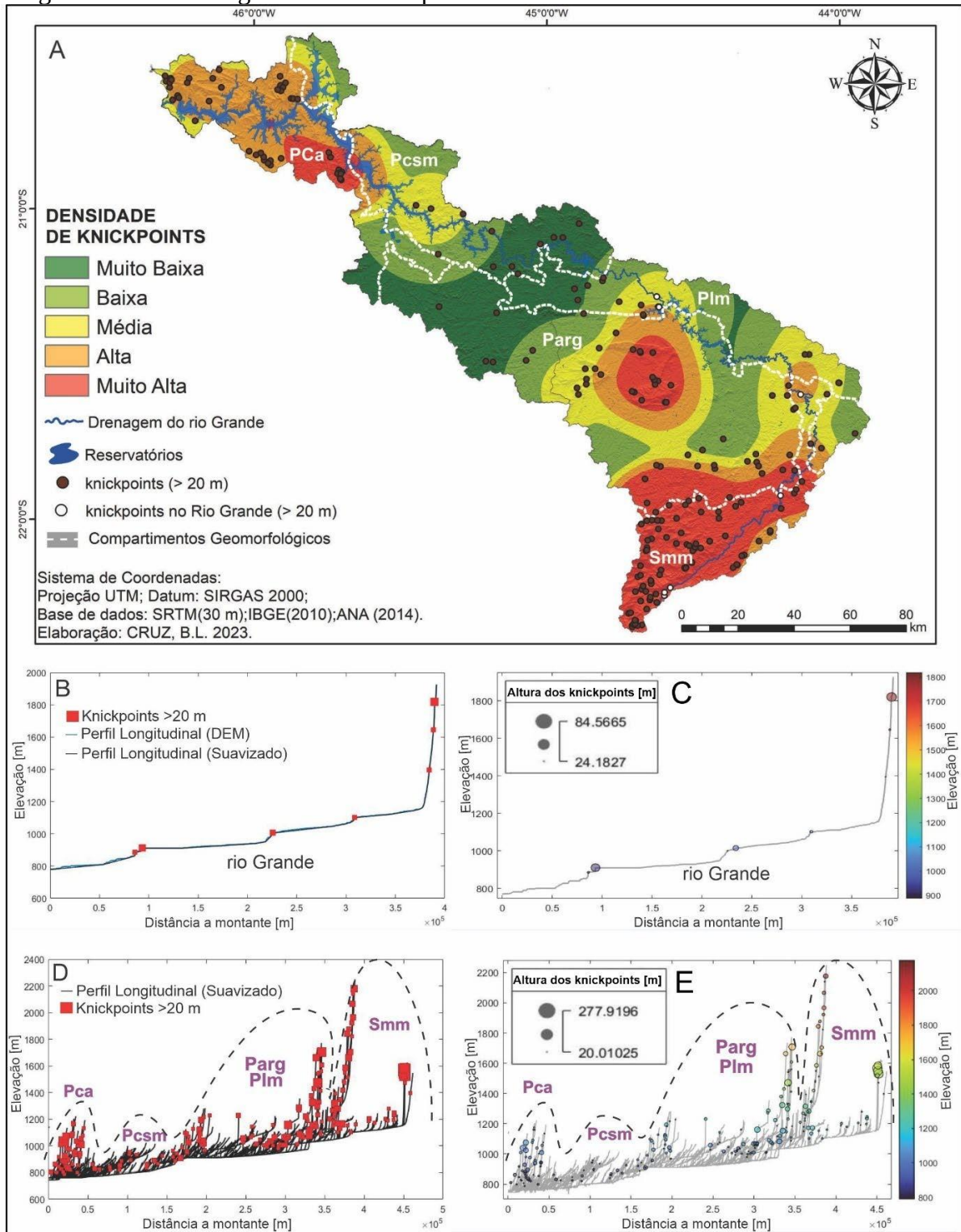
Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

5.3 CONCENTRAÇÃO DOS *KNICKPOINTS* E DOS GRADIENTES EROSIVOS

Foram identificados 214 *knickpoints*, com altura superior a 20 m, sendo a magnitude máxima de 277,91 m, associada a afluentes próximos à nascente do Rio Grande. As maiores concentrações dessas anomalias localizam-se na Smm, Parg e Pca (Figura 19A) e estão associadas às falhas tectônicas e transições litológicas. Tais padrões estendem-se aos perfis longitudinais do canal principal e de toda a rede de drenagem (Figura 19B, 19C, 19D e 19E).

Com relação ao rio Grande, ele percorre cerca de 600 km de até a confluência com o reservatório da UHE de Furnas, com desnível aproximado de 1500 m. Essa extensão e o nível de base local sofrem variações anuais devido à oscilação do reservatório. A montante do reservatório foram identificadas quatro principais zonas de ruptura e sete *knickpoints* maiores de 20 m (Figura 19B e 19C).

Figura 19 - Perfis longitudinais e knickpoints das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande

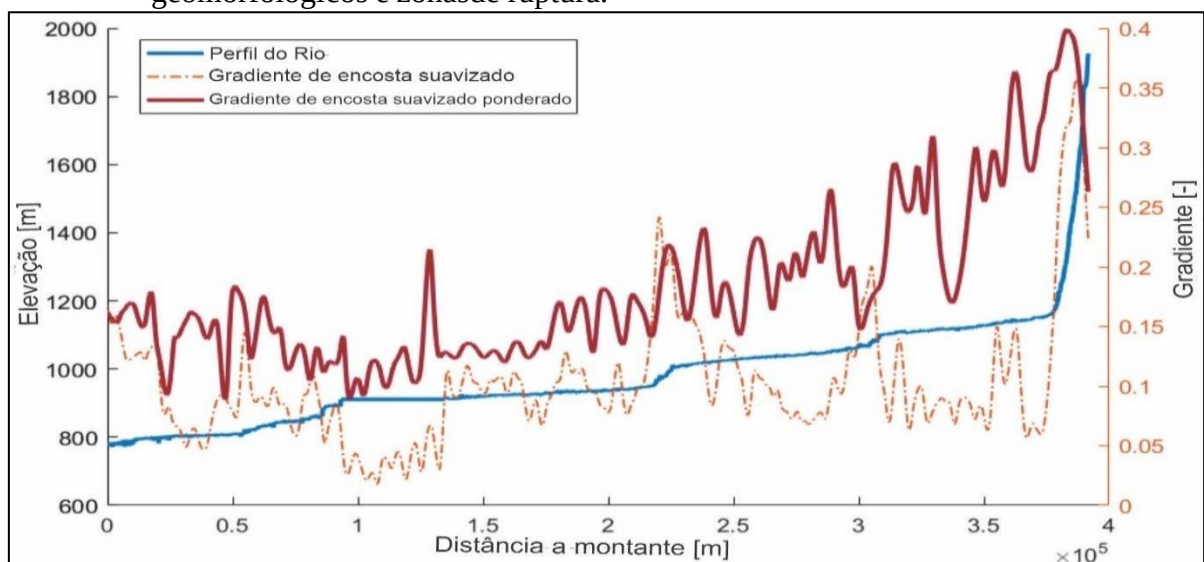


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) distribuição e densidade de *knickpoints*; (B) perfil longitudinal do rio Grande, suavizado por normalização hidrológica, com *knickpoints* superiores a 20 m; (C) magnitudes dos *knickpoints* com alturas superiores a 20 m sobrepostas ao perfil longitudinal do rio Grande; (D) Perfis longitudinais da drenagem suavizados por normalização hidrológica, incluindo *knickpoints* acima de 20 m, associados aos compartimentos geomorfológicos da bacia (Smm, Parg, Plm, Pcs e Pca); (E) magnitudes dos *knickpoints* com alturas superiores a 20 m sobrepostas aos perfis longitudinais da drenagem e associação com os compartimentos geomorfológicos da bacia (Smm, Parg, Pcs e Pca). Abreviações: Smm = Serra da Mantiqueira Meidional; Parg = Planalto do Alto Rio Grande; Plm = Planalto do Leste de Minas; Pcs = Planalto Centro Sul Mineiro; Pca – Planalto da Canastra.

Os perfis longitudinais compostos revelam registros da evolução de longo-termo da paisagem, relacionada à influência da orogenia Brasileira Panafricana aos eventos pós denudação em ambientes de margem passiva. Nessas evidências, destacam-se as variações morfológicas nos perfis, bem como a quantidade, distribuição e magnitude de *knickpoints* entre as quatro principais zonas de ruptura identificadas (Figura 19D e 19E). Na Smm, canais caracterizados por declives acentuados e alto gradiente erosivo percorrem variações de granito e gnaisses em elevadas altitudes, com altas concentrações e magnitude de *knickpoints*. Tais feições diminuem progressivamente até a transição para o Pcs, onde é notável a maior estabilidade dos canais em uma zona rebaixada com baixas concentrações de *knickpoints* de menor amplitude em terrenos mais antigos e estáveis. Na transição para o Pca, os canais tornam-se mais instáveis e declivosos, devido ao aumento do gradiente erosivo proporcionado pelas cristas quartzíticas que sustentam relevos escarpados com cânions profundos (Figura 19D e 19E). As variações do gradiente das encostas adjacentes ao rio Grande obedecem ao mesmo padrão pois apresentam elevação dos valores após as zonas de ruptura dos sete *knickpoints* com amplitudes superiores a 20 m. A concentração expressiva de encostas elevadas ao longo da Smm ilustra uma inclinação mais pronunciada em comparação com áreas à jusante (Figura 20).

Figura 20 - A inclinação da encosta em relação à distância percorrida pelo rio Grande indica a taxa de variação na elevação do terreno ao longo dos compartimentos geomorfológicos e zonas de ruptura.

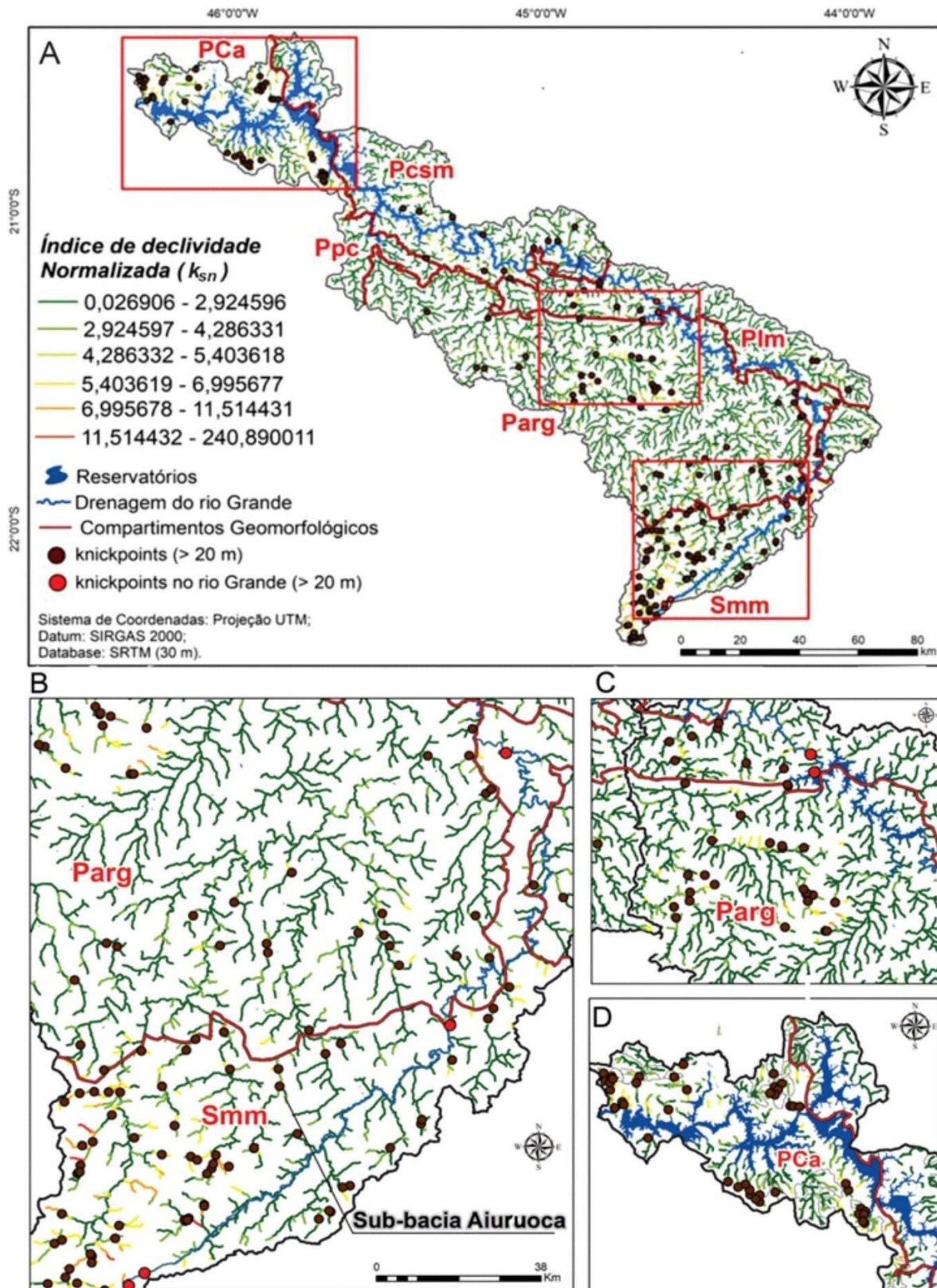


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

5.4 ANÁLISE DO ÍNDICE DE DECLIVIDADE NORMALIZADA DO CANAL (K_{SN})

Os valores maiores de k_{sn} por comprimento de fluxo revelam que as deformações identificadas nos canais exercem influência na potência fluvial. Além disso, indicam taxas de erosão fluvial, expondo os leitos rochosos à incisão.

Figura 21 - Índice de declividade normalizada (k_{sn})

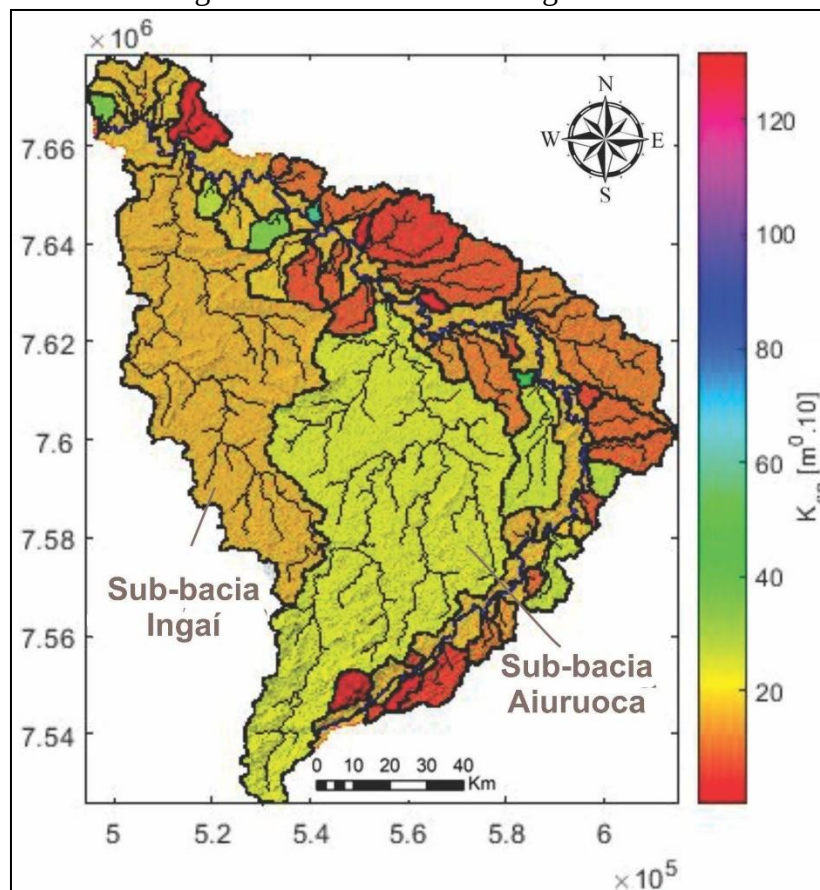


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) variação dos valores médios de k_{sn} por comprimento de fluxo em relação à sucessão de compartimentos geomorfológicos e *knickpoints* das sub-bacias do Alto e Médio rio Grande; (B) valores maiores associados às cabeceiras de drenagem dos rios Aiuruoca e Grande na Smm; (C) valores médios vinculados às cristas quartzíticas monoclinaes do Grupo Andrelândia no Parg; (D) valores médios vinculados às cristas quartzíticas que sustentam relevos escarpados e cânions profundos do Pca

Os valores de k_{sn} variaram entre 0,02 e 240,89 [$m^{0.9}$] e refletem a declividade normalizada pela quantidade de água fluindo pelo canal, corrigida pela área de drenagem (Figura 21). No Smm e PCa ocorrem maiores valores de k_{sn} , enquanto no Parg e no Pcsn, valores menores. Os maiores valores médios de k_{sn} nas principais sub-bacias mostraram uma correlação positiva com áreas de maior declividade da Smm. Destaca-se a sub-bacia do rio Aiuruoca, com um k_{sn} de 35,00 [$m^{0.10}$], bem como pequenas bacias com canais íngremes de tributários que nascem próximos ao canal principal, com k_{sn} variando de 20,00 à 10,00 [$m^{0.10}$]. Isso indica as zonas de maior potência fluvial e eficiência erosiva da área de estudo (Figura 22). Em contrapartida, no Parg nota-se uma redução gradual na eficiência erosiva devido à diminuição progressiva dos valores médios de k_{sn} em direção ao reservatório de Furnas variando entre 40,00 e 00,00 [$m^{0.10}$], neste contexto destaca-se a sub-bacia do rio Ingaí (Figura 22).

Figura 22 - k_{sn} médio das sub-bacias hidrográficas do Alto rio Grande, com destaque para os sistemas de drenagem dos rios Aiuruoca e Ingaí

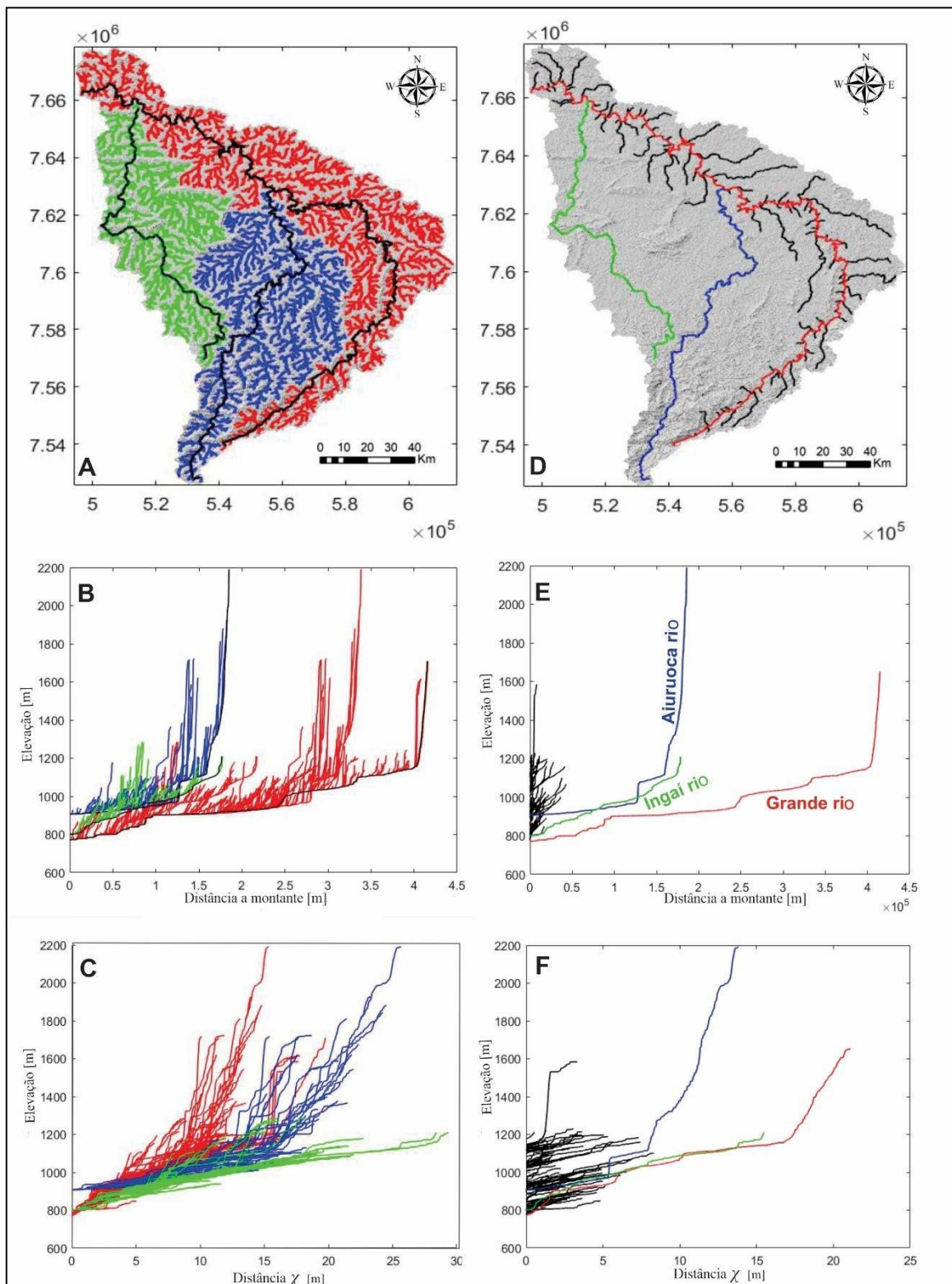


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

5.5 ANÁLISE $CHI(X)$

Desta conjuntura, dois sistemas de drenagem se destacam, as sub-bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca e Ingaí, situadas na bacia do Alto rio Grande, a montante da confluência com o reservatório de Furnas (Figura 23A).

Figura 23 - Perfis Longitudinais em χ (χ) das sub-bacias dos rios Grande, Aiuruoca e Ingaí



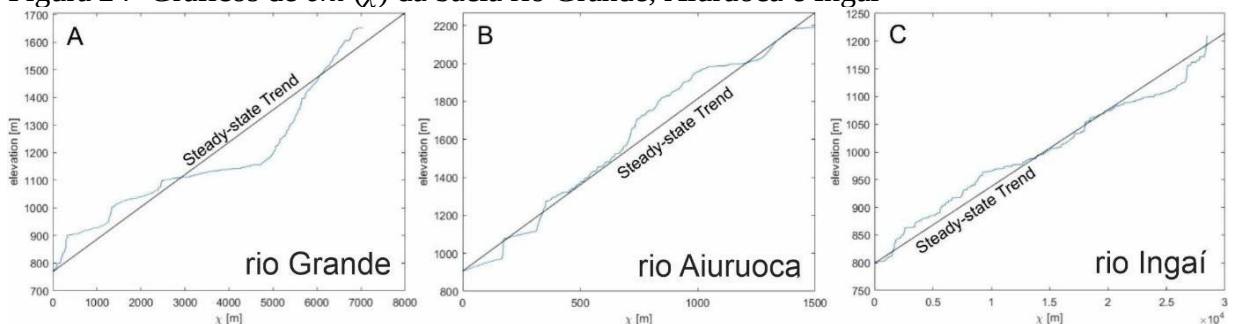
Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) bacia hidrográfica do Alto Rio Grande com as drenagens em destaque nas sub-bacias do rio Grande (vermelho), Aiuruoca (azul) e Ingaí (verde); (B) perfis longitudinais das sub-bacias dos rios Grande, Aiuruoca e Ingaí; (C) gráficos χ dos perfis longitudinais das sub-bacias dos rios Grande, Aiuruoca e Ingaí com valor de concavidade ajustado respectivamente em $m/n = 0,48, 0,35$ e $0,38$; (D) rios principais das sub-bacias, Grande (vermelho), Aiuruoca (azul), Ingaí (verde) e de bacias de menores dimensão (preto); (E) perfis longitudinais dos rios principais; (F) gráficos χ dos perfis longitudinais dos rios principais com valor de concavidade ajustado respectivamente em $m/n = 0,48$.

Os perfis longitudinais transformados em χ -plots destacam o comportamento das drenagens das sub-bacias com relação m/n ajustados em 0,48 (Figura 23B e 23C). Como destaque, os perfis das sub-bacias do rio Aiuruoca e do rio Grande exibem concavidades mais acentuadas nas drenagens, o que reflete o ajuste tectônico na área, resultando em formas em estado de desequilíbrio (Figura 23B e 23C). Em contrapartida, os perfis do Ingaí revelam um comportamento mais retilíneo, indicando uma morfologia mais próxima de um estado estacionário que a bacia ainda não conseguiu atingir em sua totalidade (Figura 23C). Isso se deve a alguns rios elevados que nascem nas cristas quartzíticas do Parg, e que atualmente configuram-se como divisor de drenagem entre as bacias do Aiuruoca e Ingaí, bem como de rios que se originam nos terrenos elevados e declivosos da Smm (Figura 23A, 23B e 23C). Ao serem observados os perfis longitudinais transformados em gráficos χ dos troncos principais das sub-bacias delimitadas, a mesma tendência é notada (Figura 23D, 23E e 23F).

Nesta perspectiva, os gráficos χ dos rios Grande, Aiuruoca e Ingaí divergem da linearidade e possuem convexidades e concavidades nos perfis (Figura 24A, 24B e 24C). As convexidades indicam zonas soerguidas com uma taxa de incisão maior em comparação com o estado de equilíbrio. Já as concavidades indicam uma erosão mais lenta, devido às menores taxas de incisão em comparação com o estado de equilíbrio. O gráfico χ do rio Ingaí, ao contrário do Grande e Aiuruoca, ficam mais próximo ao perfil do rio em estado estacionário, porém também apresentam consideráveis convexidades e concavidades, o que indica a menor influência da tectônica sobre a bacia do rio flui em sua totalidade o Parg (Figura 24C).

Figura 24- Gráficos de χ da bacia rio Grande, Aiuruoca e Ingaí

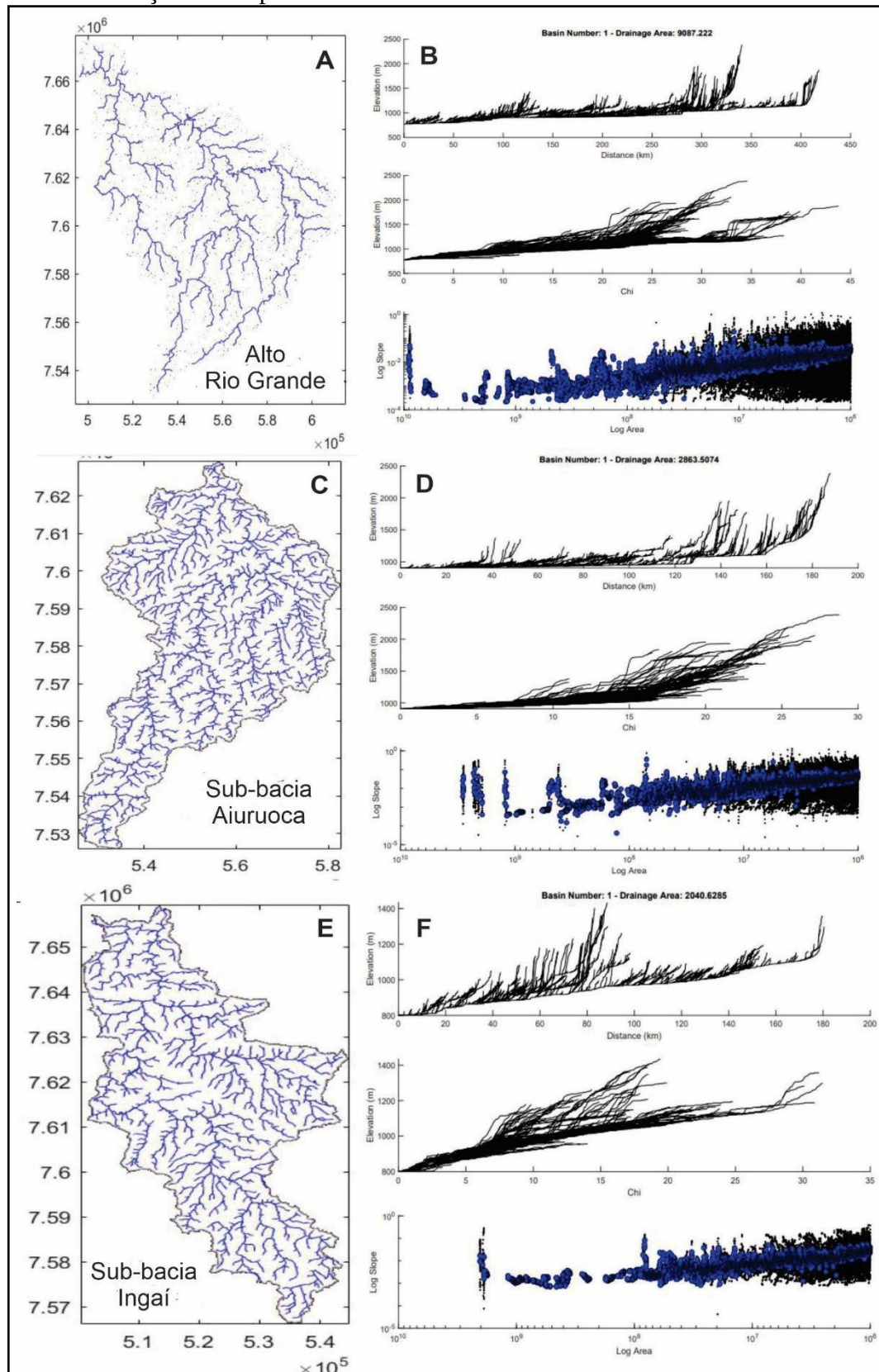


Fonte: Elaborado pela autora, 2024.

Legenda: (A) Gráfico de χ do Rio Grande com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,64$; (B) Gráfico de χ do Rio Aiuruoca com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,94$; Gráfico de χ do Rio Ingaí com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,31$.

Quando analisadas separadamente, o valor mais satisfatório da relação m/n para a bacia do Alto rio Grande é 0,48 (Figura 25A, 24B), para a do rio Aiuruoca é 0,35 (Figura 25C, 24D) e para a do rio Ingaí é 0,38 (Figura 24E, 24F), as quais possuem, respectivamente, áreas de contribuição de 9087.222 km², 2863.5074 km² e 2040.6285 km² e relevo médio de 267 m, 352 m e 243 m.

Figura 25 - Gráficos que representam as relações entre elevação e distância, elevação e χ (χ), e inclinação e área para cada sub-bacia.



Fonte: Elaborado pela autora, 2024.

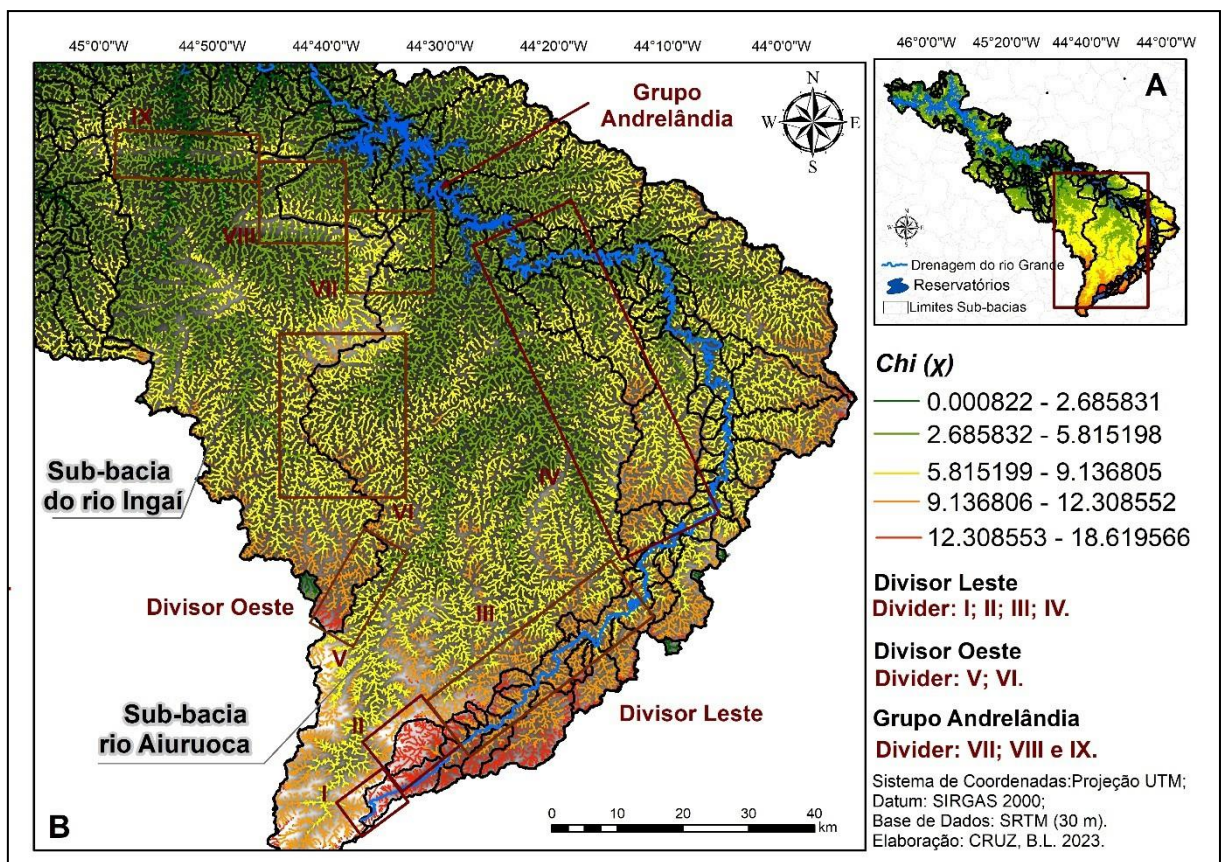
Legenda: (A e B) Bacia do Alto Rio Grande com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,48$; (C e D) Sub- bacia do Rio Aiuruoca com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,35$; (E e F) Sub-bacia do Rio Ingaí com valor de concavidade ajustado em $m/n = 0,38$.

Estas discrepâncias, a princípio, indicam que a drenagem das bacias não está em estado estacionário de equilíbrio e se comportam de acordo com a litologia e tectônica que encontram ao perpassarem pelos compartimentos Smm e Parg (Figura 25B, 25D e 25F).

5.6 ANÁLISE DAS CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE DOS DIVISORES DE DRENAGEM

A análise do χ -maps, identificou condições de equilíbrio e desequilíbrio entre os principais divisores internos da bacia. Em geral, as sub-bacias na Smm e Parg apresentaram maior instabilidade erosiva entre seus divisores (Figura 26A e 26B). Foi observada variação nos valores χ principalmente entre interflúvios da bacia do rio Aiuruoca e por esse motivo a análise se concentrou neles (Figura 26B). Nesta sub-bacia, foi observada variação entre valores baixos (1,910796 a 3,869429) e altos (11,572522 a 18,619566) de χ (χ). Em contrapartida, as bacias inseridas no Pcsn e Pca apresentaram valores similares de χ (χ) em ambas as direções das cabeceiras, indicando um estado relativo de equilíbrio, que não deve ser confundido com uma alta eficiência erosiva (Figura 26A).

Figura 26 - χ -maps da sub-bacia hidrográfica do Alto rio Grande



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

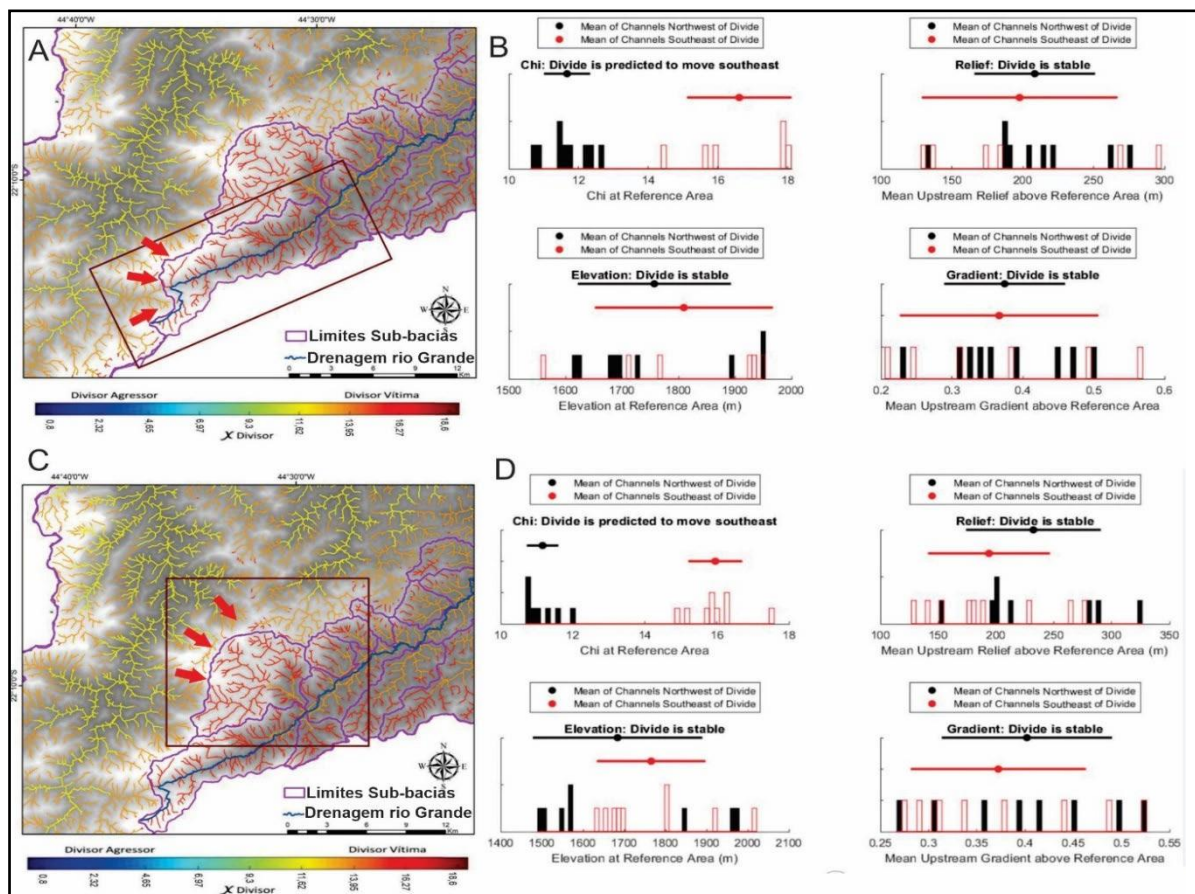
Legenda: (A) Estabilidade dos principais divisores de drenagem nas Sub-bacias do Alto e Médio Rio Grande. (B) Quadrantes para análise da estabilidade dos divisores localizados a Leste e Oeste da Sub-Bacia do Rio Aiuruoca edos divisores associados às cristas quartzíticas do Grupo Andreilândia

Para análise dos divisores, foi adotada a investigação por setores, que resultou em divisores segmentados a Leste, Oeste e os pertencentes as cristas quartzíticas do Grupo Andrelândia no Parg (Figura 26B). Na análise de χ os valores menores indicam agressividade e expansão ao longo do tempo, enquanto os maiores indicam desvantagem e perda de espaço para outra drenagem, resultando em desequilíbrio e mudança na direção do fluxo.

5.6.1 Divisor leste da sub-bacia do rio Aiuruoca

Na zona de cabeceira de drenagem, a métrica χ evidencia o potencial erosivo superior das drenagens do rio Aiuruoca em relação às sub-bacias dos pequenos tributários que convergem para o rio Grande, a SE do divisor (Figure 27A, 27B, 27C e 27D). Para Forte e Whipple (2018), as métricas de relevo, elevação e de gradiente retratam o comportamento atual do divisor, enquanto χ antecipa um comportamento futuro na ausência de disparidades na taxa de elevação e/ou eficiência erosiva. Assim, quando χ difere de outras métricas, sugere-se futuras tendências de migração por reajuste da drenagem, e não necessariamente atuais.

Figura 27 - Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica.

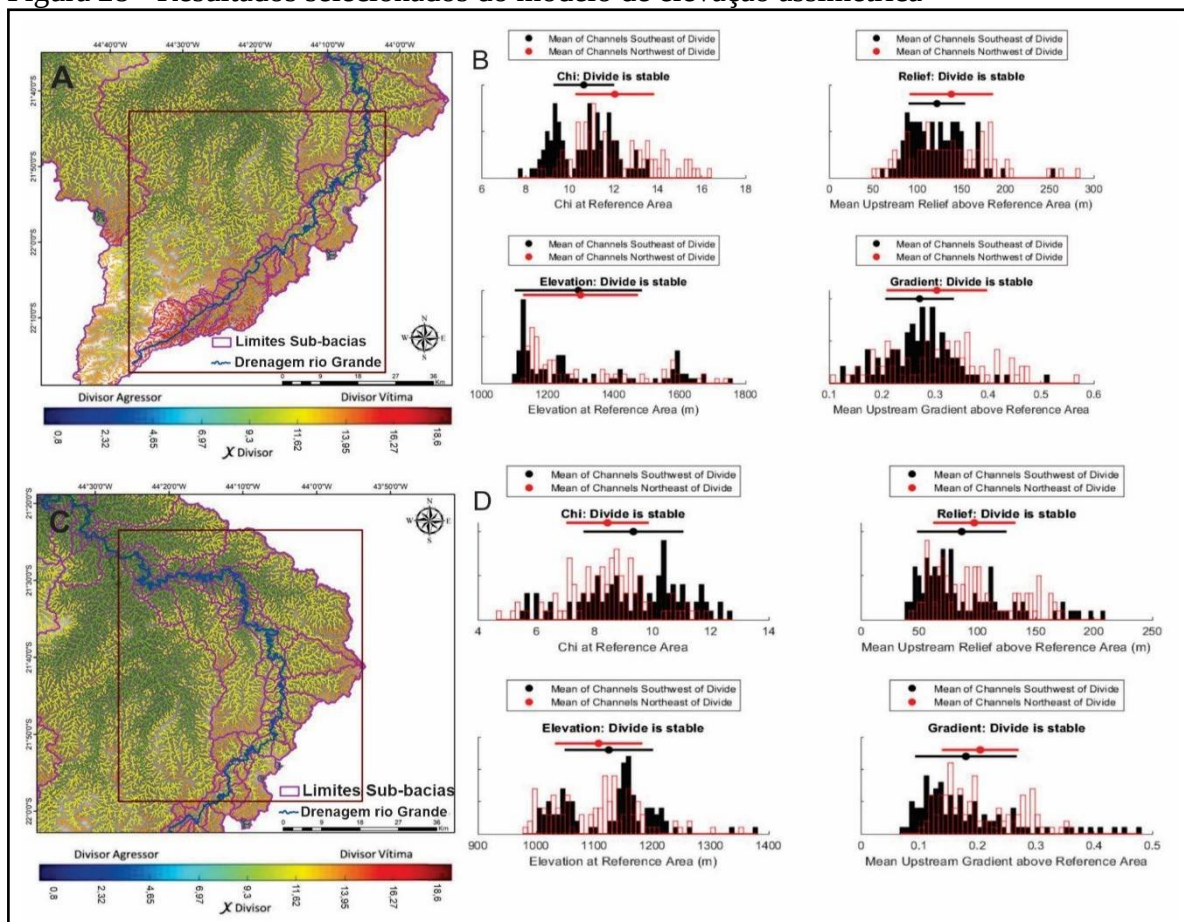


Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) Rede de drenagem associada ao divisor 1 continuamente colorida pela métrica χ ; (B) Histogramas com métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 1; (C) Rede de drenagem associada ao divisor 2 continuamente colorida pela métrica χ ; (D) Histogramas com métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 2.

A jusante, os divisores indicam estabilidade, sem propensão à mobilidade (Figura 28). Contudo, na Smm, os valores χ são mais baixos nos canais de 1ª ordem da sub-bacia do rio Aiuruoca em comparação com os do rio Grande (Figura 28A, 28B e 28C), diminuindo progressivamente a jusante até igualarem-se no Parg (Figura 28E, 28F e 28G). Esse cenário sugere que, as drenagens nas vertentes NW (Aiuruoca) podem avançar sobre as vertentes SE (Grande), implicando em futuros processos de migração dos divisores. Na Smm, a potência fluvial, identificada pelos valores médios do índice k_{sn} ao longo dos divisores (Figura 10), valida a tendência de instabilidade promovida pelo reajuste do sistema de drenagem do Aiuruoca.

Figura 28 - Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

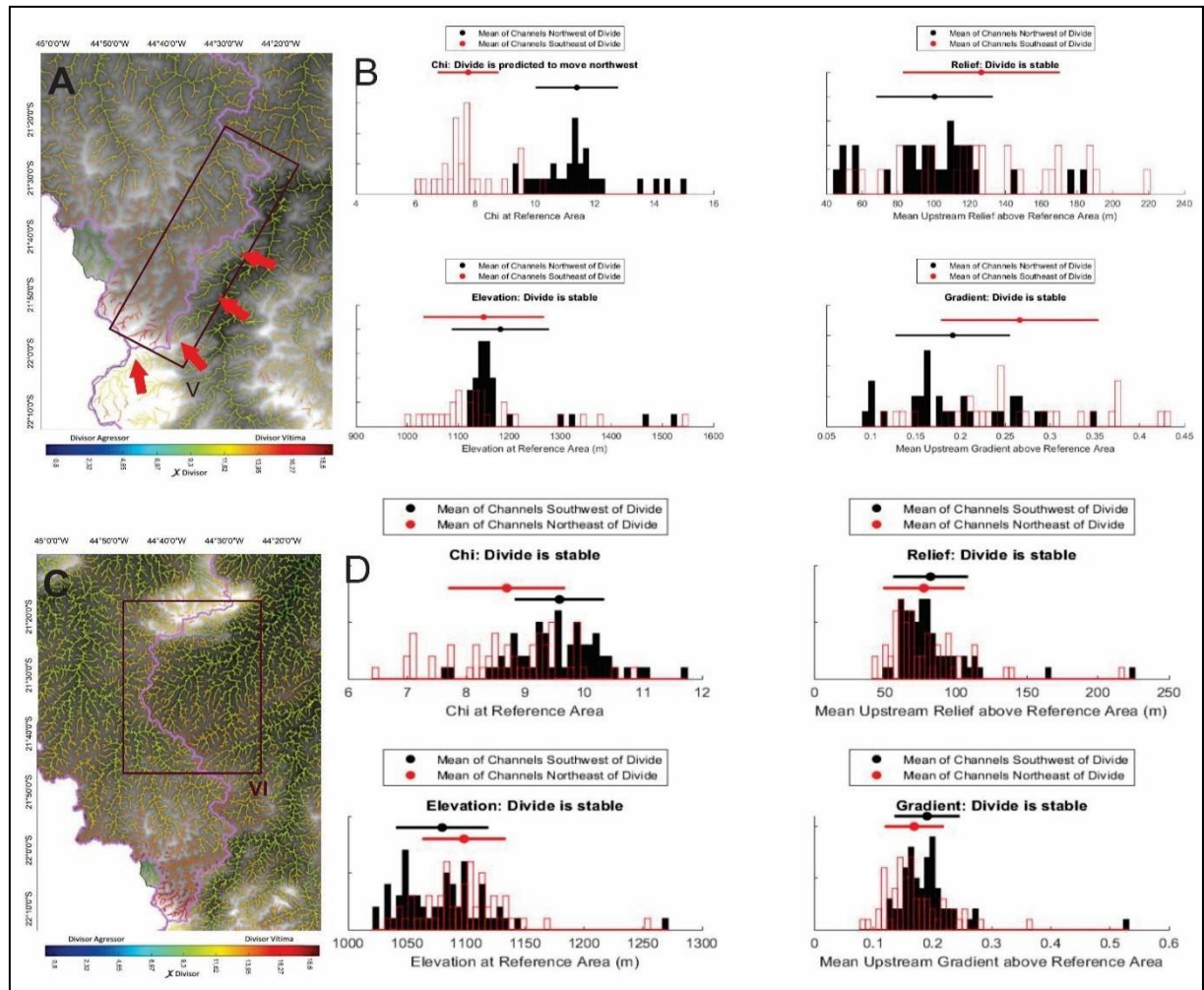
Legenda: (A) Rede de drenagem associada ao divisor 3 continuamente colorida pela métrica χ ; (B) Histogramas com métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 3; (C) Rede de drenagem associada ao divisor 4 continuamente colorida pela métrica χ ; (D) Histogramas com métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 4.

5.6.2 Divisores localizados a oeste da sub-bacia do rio Aiuruoca

A oeste foram setorizados dois divisores, um adjacente às principais cabeceiras de drenagem da sub-bacia do rio Ingaí (Figura 29A e 29B) e outro a jusante que demarca a transição para interflúvios associados às cristas quartzíticas do Grupo Andrelândia (Figura 29C e 29D). A montante, os valores da métrica χ evidenciam que as drenagens que convergem para

o rio Aiuruoca também apresentam potencial erosivo superior ao das drenagens da sub-bacia oposta (Figura 29A e 29B), neste caso a do rio Ingaí, enquanto a jusante, ocorre a situação de estabilidade (Figura 29C e 9D).

Figura 29 - Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica



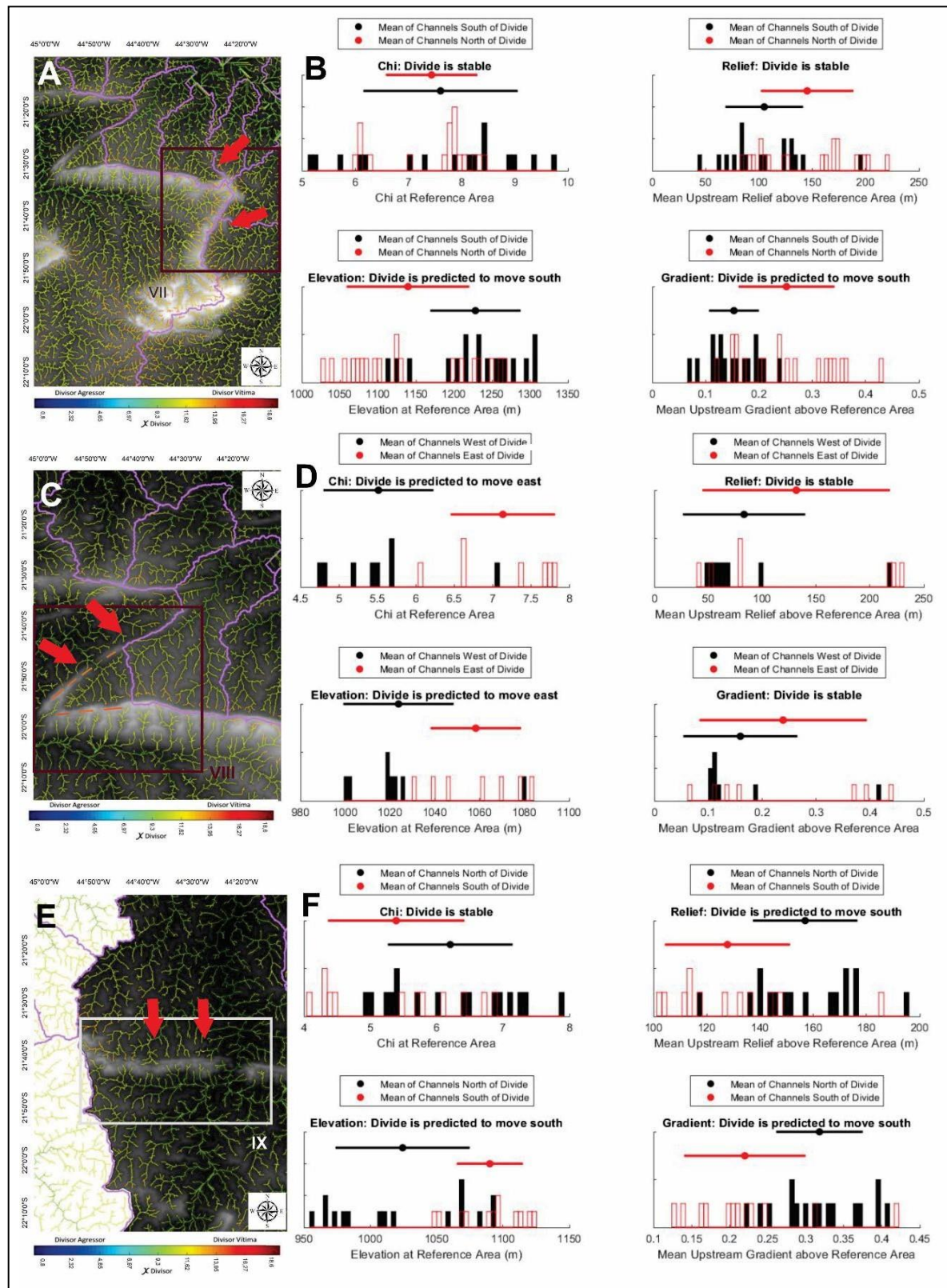
Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) Rede de drenagem associada ao divisor 5 colorida pela métrica χ ; (B) Histogramas com as métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 5; (C) Rede de drenagem associada ao divisor 6 continuamente colorida pela métrica χ ; (D) Histogramas com as métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 6.

5.6.3 Divisor associado as cristas quartzíticas do Grupo Andrelândia

Foram setorizados três divisores associados às cristas quartzíticas monoclinais que estão alinhadas em um padrão sequencial em forma de “Z”. Tais cristas foram originadas por cavalgamentos que formaram o klippe de Carrancas na unidade Parg. No primeiro setor, as métricas de elevação e de gradiente revelaram instabilidade, indicando o potencial erosivo superior de pequenos tributários que se originam nas escarpas das falhas e convergem para o rio Grande, em comparação às drenagens que fluem para o rio Ingaí, ao Sul do divisor (Figura 30A e 30B).

Figura 30 - Resultados selecionados do modelo de elevação assimétrica



Fonte: Elaborado pela autora, 2023.

Legenda: (A) Rede de drenagem associada ao divisor 7 colorida pela métrica χ ; (B) Histogramas com as métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 7; (C) Associado ao divisor 8 colorido pela métrica χ ; (D) Histogramas com as métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 8; (E) Rede de drenagem associada ao divisor 9 colorida continuamente pela métrica χ ; (F) Histogramas com as métricas de divisão χ , relevo, elevação e gradiente do divisor 9.

No segundo setor, as variáveis χ e de elevação confirmaram o deslocamento do divisor de drenagem de Oeste para Leste. Nesse caso, o maior potencial erosivo está associado aos rios que convergem para o rio Ingaí e se estabeleceram na escarpa das falhas. As capturas fluviais realizadas por tributários do rio Ingaí evidenciam a tendência instável observada a longo-termo, que certamente resultará em futuros processos de migração dos divisores para leste (Figura 30C e 30D).

No terceiro setor, as métricas de relevo, elevação e gradiente revelaram instabilidades, confirmando a migração atual para o sul da bacia. O contexto é semelhante ao do primeiro setor, indicando o potencial erosivo superior de pequenos tributários que se originam nas escarpas das falhas ao norte. No entanto, a dinâmica envolve canais que convergem em ambas as direções para o rio Ingaí, caracterizando-se, portanto, como um divisor interno da bacia (Figura 30E e 30F).

6 DISCUSSÃO

6.1 CONTROLE TECTÔNICO E LITOESTRUTURAL NA FORMAÇÃO DA PAISAGEM REGIONAL INTRAPLACA

Silva *et al.* (2005) destacaram que a Orogenia Brasileira Pan-africana influenciou significativamente o relevo e os padrões de drenagem da região ao longo do tempo. Essa relação foi observada nas sub-bacias hidrográficas do Alto e Médio Rio Grande, onde os resultados evidenciam uma influência expressiva do controle tectônico e litoestrutural na evolução da paisagem, destacando a interação entre os compartimentos geomorfológicos dos cinturões móveis neoproterozoicos e do Cráton São Francisco.

Na sub-bacia do Alto Rio Grande, as falhas transcorrentes e inversas da Smm desempenharam um papel determinante na formação de altos estruturais com diferentes características geomorfológicas e padrões de drenagem (Figura 4 e 7). A concentração de lineamentos estruturais, rugosidade do relevo e de knickpoints na Smm sugere reativações tectônicas e deformações recorrentes (Figura 5, 7 e 8A). A análise dos índices *Af* e *T-factor* corrobora esta compreensão ao revelar deslocamentos do canal principal nessas áreas (Figura 6), convergindo com pesquisas anteriores que destacaram a complexidade das interações e a heterogeneidade geológica na área de estudo (Marques *et al.*, 2021; Fonte-Boa *et al.*, 2022).

A mudança de direção do rio, de SW-NE para SE-NW, indica a influência de falha inversa de direção S-N (Figuras 2 e 6), que redirecionou o canal principal e criou uma zona transiente demarcada por zonas de ruptura entre a transição da Smm e Parg, ilustradas pelas morfologias dos perfis longitudinais e chi-plots (Figuras 8A, 8D, 8E, 9, 12B, 12C e 13B). Esse evento também foi observado por Rezende, Salgado e Castro (2018), que atribuíram a superimposição da drenagem a um soerguimento generalizado no Mioceno Médio, que causou o rebaixamento do nível de base e acelerou a abertura de depressões escavadas, resultando na captura do antigo alto curso do Rio São Francisco e, consequentemente, na transferência de uma área de drenagem considerável para a bacia do Rio Grande.

Além das influências tectônicas, Heimsath e Whipple (2019) postularam que a resistência do material parental desempenha um papel fundamental na erosão diferencial em paisagens de planalto. Esta influência também é evidenciada na área de estudo, onde a diversidade das rochas determinou a taxa de erosão em cada área, com taxas mais altas nas metapelíticas com fácies xistosas e mais baixas nas quartzíticas, graníticas e gnáissicas, respectivamente. Tais interpretações são embasadas na sobreposição entre a geologia, densidade de lineamentos estruturais, concentração de rugosidade e densidade de knickpoints (Figura 2, 5, 7 e 8A), e coadunam-se com os resultados de Salgado *et al.* (2008) e de Varajão *et al.* (2009), que

investigaram a evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, localizado no domínio tectônico estrutural do Cráton do São Francisco. Esses autores quantificaram os processos erosivos usando o método de medição in-situ da concentração cosmogênica de ^{10}Be em sedimentos fluviais. Assim, Salgado *et al.* (2008) identificaram que as áreas mais resistentes correspondem a substratos desenvolvidos sobre itabiritos e quartzitos, com taxas de erosão de longo prazo entre 0,29 a 2,35 m Ma^{-1} , enquanto as mais frágeis se desenvolvem sobre xistos e filitos (7,95 a 11,82 m Ma^{-1}) e granito-gnaisses (12,92 m Ma^{-1}). Os resultados de Varajão *et al.* (2009) corroboram as premissas iniciais de Salgado *et al.* (2008), ao identificarem taxas mais baixas de erosão entre os quartzitos (0,3–2,5 m Ma^{-1}), seguidos por filitos (4–5,5 m Ma^{-1}), gnaisses (12–13 m Ma^{-1}) e xistos (12,5–14,5 m Ma^{-1}).

Darling *et al.* (2019) corroboram as premissas de Heimsath e Whipple (2019) ao enfatizarem que a resistência da rocha à erosão é um dos principais controles na evolução da paisagem. No entanto, ressaltam que o grau de amplificação da taxa de erosão também é influenciado pelo mergulho da estratificação, pela alternância de camadas fortes e fracas na rede de canais, e pela relação entre o relevo e o gradiente de declive intermediário nas encostas limítrofes (Darling *et al.*, 2019). Essas influências foram observadas na formação da nappe Aiuruoca-Andrelândia no Parg, relacionada à subducção da Placa São Francisco e sua colisão com Placa Paranapanema, cuja evolução foi moldada por *thrusting* instantâneo, cisalhamento transcorrente e erosão diferencial (Santos; Campos Neto; Grohmann., 2004). Como resultado,

desenvolveram-se cristas monoclinais estruturadas em quartzito, determinantes para a reorganização da drenagem e a formação dos declives desiguais. Tais declives apresentaram-se mais suaves nas vertentes concordantes ao mergulho, compostas principalmente por Quartzitos e Filitos, e mais íngremes nas vertentes opostas, sustentadas no topo por Quartzitos, mas também constituídas por Gnaisses, Ortognaisses e Granitos (Figura 2) (Marques Neto *et al.*, 2011). Essa configuração propiciou as condições de instabilidade nos divisores, indicando o potencial erosivo superior de pequenos tributários próximos às escarpas das falhas (Figura 19).

Na região da Canastra, o relevo invertido sobre estrutura sinformal é controlado por zonas de falhas, resultando em escarpas íngremes. Isso se deve ao impulso do Grupo Canastra (Quartzitos do Pca) sobre o Grupo Bambuí (Metapelitos do Pcsn) e ao subsequente intemperismo diferencial (Vasconcelos *et al.*, 2015). Assim, a configuração das cristas quartzíticas do Grupo Canastra resultaram em maior estabilidade em razão mergulhos verticais a subverticais de camadas mais espessas que as do Grupo Andrelândia. Esse intemperismo diferencial, mais intenso nas rochas do Grupo Bambuí, potencializou o aparecimento das camadas quartzíticas do Grupo Canastra na superfície topográfica, refletida na maior

estabilidade dos divisores inerentes ao Pca e Pcsn e em zona com baixa densidade hidrográfica (Figura 4), devido ao intenso fraturamento (Silva, *et al.*, 2012).

6.2 CONDIÇÃO DE EQUILÍBRIO DO SISTEMA FLUVIAL PÓS EVENTOS OROGENÉTICOS

Os processos que moldam a paisagem em regiões pós-orogênicas ainda não são totalmente compreendidos (Gallen *et al.*, 2011). A incisão transitória é rara em margens passivas devido à falta de atividade tectônica, mas capturas fluviais em divisões de drenagem intraplacas podem causar eventos transitórios (Prince e Spotila, 2013). Na área estudada, ligada ao nível de base interior continental do rio Paraná (Figura 1), a evolução de antigos orógenos revelou padrões transitórios, apoiando outras evidências de desequilíbrio topográfico em sistemas fluviais intraplacas (Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Willett, McCoy; Chen, 2014; Mandal; Burg; Haghipour, 2016).

Nossos resultados indicam que as zonas de cisalhamento regional causaram rupturas nos perfis de drenagem, alterando a paisagem de um estado estacionário. A análise do stream power, através do k_{sn} , mostrou variações nas taxas de incisão fluvial ao longo da bacia (Figura 10), indicando desequilíbrios associados às zonas com concentrações de knickpoints (Figura 8A), que delimitaram a transiência do sistema fluvial (Gallen *et al.*, 2011; Kim *et al.*, 2016; Beeson e McCoy, 2022). Essas condições sugerem que a reorganização da drenagem e o rejuvenescimento da topografia podem ocorrer mesmo em regiões tectonicamente quiescentes, sendo mais comum do que se imaginava anteriormente (Andrades-Filho *et al.*, 2021; Sordi *et al.*, 2023; Silva; Fernandes; Mello, 2023; Oliveira *et al.*, 2023).

A transiência da paisagem, resultante do reajuste erosivo em terrenos mais estáveis e rebaixados, predominantes em rochas menos resistentes do Cráton do São Francisco, encontrou um limitador vinculado a zonas de cisalhamento que expuseram rochas mais resistentes nos cinturões móveis neoproterozoicos (Figura 2). No Pcsn, observou-se baixa concentração de knickpoints nos terrenos mais antigos, com colinas e serras suaves; no Pca, correlacionaram-se com cristas sustentadas por quartzitos micáceos em áreas de relevos escarpados e tributários com cânions profundos; no Parg, às cristas monoclinais quartzíticas do Grupo Andrelândia; e na Smm às áreas com variações de granito e gnaisses, apresentando intensos graus de declividade, rugosidade e dissecação do relevo (Figura 2 e 7). Os afloramentos dessas litologias mais resistentes, frequentemente associados às transições dos compartimentos geomorfológicos analisados (Figura 8D e 8E), retardaram o recuo de knickpoints e desenvolveram uma assinatura

topográfica característica, cuja progressão a jusante é evidenciada pelo aumento da inclinação das encostas (Kirby e Whipple, 2012; Prince e Spotila, 2013; Neely e Burbank, 2017).

Gallen, Wegmann e Bohnenstieh (2013) observaram que esses sinais transitórios promovem o aumento do relevo local, do gradiente e das taxas de denudação das encostas, contribuindo para a explicação da aparência acidentada de paisagens pós-orogênicas. Verificamos que a distribuição e concentração dos knickpoints na área de estudo foram condizentes com um estado de desequilíbrio topográfico transitório não comumente associado a configurações de margens passivas. Embora os knickpoints sustentados por camadas resistentes retardem os efeitos de propagação de energia a montante, eles evidenciam zonas transientes, uma vez que continuam a rejuvenescer a paisagem (Haviv *et al.*, 2010).

Os perfis longitudinais, transformados em χ -plots, revelaram comportamentos distintos no sistema de drenagem, especialmente nas sub-bacias dos rios Aiuruoca e Ingaí (Figura 12E, 12F, 13D e 13F). Desvios na trajetória linear nos perfis longitudinais dos rios nos χ -plots, ou desvios significativos dos tributários em relação ao canal principal, indicam desequilíbrio, associado à instabilidade entre a taxa de elevação tectônica e a taxa de erosão fluvial (Perron e Royden, 2013; Joshi; Kothyari; Pant, 2021). As concavidades indicam áreas rebaixadas com uma taxa de incisão mais lenta em comparação com o estado de equilíbrio, enquanto as convexidades indicam áreas elevadas com uma taxa de incisão maior (Perron e Royden, 2013; Joshi; Kothyari; Pant, 2021). Nesta perspectiva, os perfis dos rios nas sub-bacias do rio Aiuruoca e Grande, mais côncavos e convexos, sugerem desequilíbrio, enquanto os da sub-bacia do Rio Ingaí exibem comportamentos mais lineares, indicando morfologia mais próxima do estado estacionário (Figura 12 e 13). No entanto, os χ -plots revelaram que os tributários e o canal principal do Rio Ingaí, embora mais próximos do estado estacionário, também apresentam desvios, indicando resposta transiente ao ambiente geológico (Figura 12, 13 e 14). Os maiores desvios observados em toda a drenagem estão associados aos contatos litológicos, os quais desencadeiam reajustes morfológicos para restabelecer a harmonia no sistema fluvial. Adicionalmente, a variação do índice de concavidade θ entre os tributários, conforme destacado por Perron e Royden (2013) e Gailleton *et al.* (2021), reforça o estado de não equilíbrio da área, neste caso associado a uma paisagem pós-orogênica em transição.

6.3 CONDIÇÃO DE ESTABILIDADE DOS DIVISORES DE DRENAGEM EM ZONAS PASSIVAS

Willett, McCoy e Chen (2014) destacam que a estabilidade dos divisores de drenagem é influenciada pela taxa de soerguimento, erosão dos canais, resistência da rocha à erosão e

mudanças climáticas. Esses fatores reestruturam as bacias hidrográficas, principalmente através de capturas de rios, que modificam o fluxo de água e impactam o volume hídrico do sistema fluvial, os processos de erosão e sedimentação, e a distribuição de espécies nos ecossistemas aquáticos e terrestres (Willett; McCoy; Chen, 2014). Para investigar movimento horizontal dos divisores de drenagem e a reorganização das redes fluviais em áreas tectonicamente ativas e zonas passivas, Willett, McCoy e Chen (2014) utilizaram a métrica χ . Em áreas ativas, observaram mais divisores migratórios devido à atividade tectônica e à erosão associada, enquanto em zonas passivas notaram estabilidade relativa, com ajustes mais lentos na geometria da rede fluvial. Posteriormente, Forte e Whipple (2018) expandiram a análise ao integrar e comparar o contraste de mais três métricas além o χ . Essas métricas, relacionadas ao relevo, gradiente e elevação preveem o movimento dos divisores atuais, enquanto o χ antecipa o movimento futuro.

As observações de Willett, McCoy e Chen (2014) em regiões de baixa atividade tectônica foram confirmadas em nossa área de estudo; entretanto, notamos variações influenciadas pelas estruturas geológicas dos Cinturões Móveis Neoproterozoicos e do Cráton do São Francisco. Os χ -maps indicaram instabilidade erosiva em divisores da Smm e no Parg, nos setores superiores das bacias analisadas (Figura 16, 18A e 19), enquanto divisores ligados ao Cráton do São Francisco e ao Planalto da Canastra mostraram estabilidade relativa (Figura 15A). A análise detalhada revelou maior potencial erosivo da drenagem da sub-bacia do rio Aiuruoca em direção aos rios Grande e Ingaí em suas porções altimontanas e mais estáveis nos setores a jusante, evidenciando instabilidade e propensão à migração dos divisores. A alta concentração de lineamentos estruturais e knickpoints intensificou a instabilidade (Figura 5 e 8A), favorecendo capturas fluviais nas cabeceiras de drenagem (Figura 19C). A análise dos divisores associados às cristas quartzíticas do Grupo Andrelândia no Parg mostrou o maior potencial erosivo de pequenos tributários próximos às escarpas das falhas, em um relevo mais acentuado do que os que fluem nas vertentes opostas concordantes ao mergulho litoestrutural (Figura 19). Essas observações corroboram os achados de Wu *et al.* (2022), relacionados aos impactos substanciais na interpretação do valor χ , com base na resistência à erosão das rochas locais.

Nossos dados apoiam as descobertas recentes sobre a migração dos divisores e o rejuvenescimento da topografia em regiões tectonicamente quiescentes (Sordi *et al.*, 2023; Silva; Fernandes; Mello, 2023; Oliveira *et al.*, 2023). O comportamento futuro da área de estudo,

previsto pelo χ , destaca a importância de considerar não apenas o estado atual, mas também as tendências de longo-termo na dinâmica dos divisores de sistemas de drenagem exorreico situados em margens passivas. Portanto, compreender os sinais de instabilidade decorrentes das mudanças topográficas e capturas fluviais em antigos orógenos em colapso, ainda se adaptando a deformações de colisões pretéritas, demonstra-se fundamental para interpretações evolutivas de paisagens fluviais regionais em zonas intraplaca.

7 CONCLUSÕES

Os procedimentos metodológicos empregados nesta pesquisa mostraram-se adequados para compreender as influências dos mecanismos de controle estruturais sobre o relevo e a rede de drenagem da bacia hidrográfica do Alto e Médio Rio Grande. Esta análise forneceu *insights* importantes sobre a evolução de longo prazo da paisagem, relacionados às variações no comportamento hidrogeomorfológico e à ação tectônico-estrutural, destacando-se::

1. A evolução de antigos orógenos em margens passivas mostra padrões transientes em resposta a deformações passadas. Zonas de cisalhamento regional causaram rupturas nos perfis de drenagem e ilustraram a influência do controle tectônico e litoestrutural na evolução da paisagem.
2. A reorganização da drenagem e o rejuvenescimento da topografia são comuns em regiões tectonicamente quiescentes e em sistemas exorreico da margem atlântica. Sub-bacias em Cinturões Móveis Neoproterozoicos são mais instáveis do que aquelas associadas a Crátons.
3. A resistência do material é determinante na erosão diferencial em paisagens de planalto e influenciam a formação e distribuição de knickpoints. O grau de amplificação da taxa de erosão é influenciado pelo mergulho da estratificação, pela alternância de camadas nas encostas e pelo declive.
4. Knickpoints sustentados por camadas resistentes retardam os efeitos de propagação de energia, criam zonas transientes, propiciam condições de instabilidade em divisores e rejuvenescem a paisagem.
5. A integração de índices da literatura do século XX com métodos recentes permite a investigação dos mecanismos de controle na evolução de longo-termo da paisagem.

Considerando as conclusões e evidências apresentadas sobre a dinâmica da reorganização da drenagem e dos divisores em contextos morfoestruturais diferentes, constata-se que ainda há outras possibilidades investigativas dadas ao contexto da região. Uma dessas possibilidades é a realização de estudos comparativos para avaliar os riscos geomorfológicos associados à instabilidade de vertentes e às mudanças na rede de drenagem em diferentes áreas da bacia. Essa abordagem tem o potencial de identificar áreas vulneráveis a processos geomorfológicos, como deslizamentos de terra, erosão e inundações, e de desenvolver medidas de mitigação e adaptação adequadas. Além disso, seria pertinente empregar essa abordagem em diversas escalas geográficas, considerando a importância de estruturas geomorfológicas específicas na configuração da paisagem regional.

REFERÊNCIAS

AHNERT, F. Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. **Geomorphology**, v. 11, n. 2, p. 125-140, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90077-9](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90077-9). Acesso em: 12 out. 2024.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (BRASIL). Portal de Metadados da ANA. **Base hidrográfica ottocodificada da Bacia do Rio Grande**. Brasília: ANA, 2014. Escala 1:50.000 e 1:100.000. Disponível em: <https://metadados.snirg.gov.br/geonetwork/srv/api/records/b13fa102-148d-4c4a-b7cd-02f23027e5c1>. Acesso em: 13 mar. 2024.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO. **Bacia hidrográfica ottocodificada (Níveis Otto 1-7)**. Brasília: ANA, 2017. Escala 1:50.000 e 1:100.000. Disponível em : <https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/b228d007-6d68-46e5-b30d-a1e191b2b21f>. Acesso em: 13 mar. 2024.

ANDRADES-FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R. The unsteady post-rift stage of the South American passive margin based on the tectono-sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin, NE Brazil. **Quaternary International**, v. 580, p. 100-119, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.051>. Acesso em: 14 mar. 2024.

AYAZ, S.; DHALI, M. K. Longitudinal profiles and geomorphic indices analysis on tectonic evidence of fluvial form, process and landform deformation of Eastern Himalayan Rivers, India. **Geology, Ecology, and Landscapes**, v. 4, n. 1, p. 11-22, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/24749508.2019.1568130>. Acesso em: 13 mar. 2024.

BAGNOLD, R. A. **An approach to the sediment transport problem from general physics**. Washington: U.S. Department of the Interior, 1966. 37 p. (Geological Survey Professional Paper, 422-I).

BEESEON, H. W.; MCCOY, S. W. Disequilibrium river networks dissecting the western slope of the Sierra Nevada, California, USA, record significant late Cenozoic tilting and associated surface uplift. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 135, n. 11-12, p. 538–544, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1130/B36668.1>. Acesso em: 05 mar. 2024.

BERTOLINI, W. Z. **A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo**. 2015. p. 207. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. Disponível em: [doi:10.11606/T.8.2015.tde-15122015-140043](https://doi.org/10.11606/T.8.2015.tde-15122015-140043). Acesso em: 10 jan. 2024.

BERTOLINI, W. Z. O conceito de equilíbrio em geomorfologia: perspectivas teóricas e metodológicas para sua avaliação. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 1, n. 4, p. 33-45, 2012.

BERTOLINI, Z. W. O conceito de equilíbrio em Geomorfologia. **Terrae Didactica**, v. 15, p. 1-17, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.20396/td.v15i0.8655009>. Acesso em: 9 jan. 2024.

BORGES, G. C.; ABJAUDI, G. A. Caracterização ambiental da bacia do Rio Grande. In: MELO, R. M. C.; BORGES, G. C. (Org.). **Rio Grande: ambiente, peixes e pessoas**. Belo Horizonte: Instituto de Estudos Pró-Cidadania, 2016. 212 p.

BOWMAN, Dan. **Base level impact. A geomorphic approach** springer. Cham: Springer, 2023.

BRACKEN, L.; WAINWRIGHT, J. Geomorphological equilibrium: myth and metaphor?. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 31, n. 2, p. 167-178, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1475-5661.2006.00204.x>. Acesso em: 07 fev. 2024.

CALEGARI, S. S. *et al.* A. 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. 107946, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107946>. Acesso em: 12 dez. 2023.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do Ribeirão São Pedro - Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n.2, p.201-211, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v13i2.267>. Acesso em: 12 dez. 2023.

CHEREM, L. F. S. *et al.* Long-term evolution of denudational escarpment in Southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 118-127, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.002>. Acesso em: 13 dez. 2023.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **Geological Survey Professional Paper**, v. 500-B, 1962. Disponível em: <https://doi.org/10.3133/pp500B>. Acesso em: 13 dez. 2024.

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

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

CHRISTOFOLETTI, A. As teorias geomorfológicas. **Notícia Geomorfológica**. v.13, n. 25, p. 3-42, 1973.

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. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 106, p. 571-581, 1994. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2). Acesso em: 13 de set. 2023.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, p. 346, 1996.

COUTINHO, L. M. **Biomass brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

- DARLING, A. *et al.* Resistant rock layers amplify cosmogenically-determined erosion rates. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 2, p. 312-330, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.4730>. Acesso em: 07 jan. 2024.
- DAVIS, W. M. The Geographical cycle. **Journal of The Royal Geographical Society**, v. 14, p. 481-504, 1899. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1774538>. Acesso em: 07 jan. 2024.
- ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Desktop**: Versão 10.8.1. Redlands, CA: ESRI, 2020.
- FADUL, C. M.; OLIVEIRA, P.; VAL, P. Ongoing landscape transience in the eastern Amazon Craton consistent with lithologic control of base level. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 47, n. 13, p. 3117-3132, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.5447>. Acesso em: 10 fev. 2024.
- FIERZ, M. M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **Geosp Espaço e Tempo** (Online), São Paulo, v. 19, n. 3, p. 605-629, 2016. Disponível em: <http://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geosp.2015.107614>. Acesso em: 10 jan. 2024.
- FIROUZ, K. A.; BURG, J-P.; GIACHETTA, E. Landscape evolution in orogenic plateaus: insights from quantitative morphotectonic analysis of the Turkish–Iranian plateau and caucasus regions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 3, p. 1214-1238, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.5756>. Acesso em: 10 jan. 2024.
- FONSECA, B. M; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise morfométrica de bacias de drenagem sua relação com a estrutura geológica, Serra do Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.15, n.2, p.153-172. 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i2.296>. Acesso em: 10 jan. 2024.
- FONTE-BOA, T. M. R. *et al.* The southeast Brazilian rifted continental margin is not a single, continuous upwarp: Variations in morphology and denudation patterns along the continental drainage divide. **Earth-Science Reviews**, v. 231, n. 104091, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104091>. Acesso em: 10 jan. 2024.
- FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 102-117. 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026>. Acesso em: 05 fev. 2024.
- FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Short communication: the topographic analysis kit (tak) for topo toolbox. **Article Esurf Copernicus**, v.7, n. 1, 2019. p. 7-87. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/esurf-7-87-2019>. Acesso em: 10 fev. 2024.
- GAILLETON, B. *et al.* Impact of changing concavity indices on channel steepness and divide migration metrics. **Journal of Geophysical Research**, v. 126, n.10, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020JF006060>. Acesso em: 05 fev. 2024.
- GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W.; BOHNENSTIEH, D. R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. **The Geological Society of America**, v. 23, n. 2, p. 4-10. 2013.

GALLEN, S. F. *et al.* Hillslope response to knickpoint migration in the southern appalachians: implications for the evolution of post-orogenic landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 9, p. 1254-1267. 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.2150>. Acesso em: 25 ago. 2023.

GARCIA-DELGADO, H. *et al.* How erosional efficiency modulates landscape response to drainage reorganization: new empirical evidence from the Andes. **Geomorphology**, v. 440, n. 108893, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108893>. Acesso em: 02 fev. 2024.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of Henry mountains**. Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office, 1877. 151 p.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of na alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n.5, p. 649-671, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.1413>. Acesso em: 02 mar. 2024.

GOMES, R. D.; VITTE, A. C. Geomorfologia e complexidade: uma revisão teórica. **Revista de Geografia**, v. 12, n. especial do XIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.34019/2236-837X.2022.v.36974>. Acesso em: 12 fev. 2024.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. **Drainage basin form and process: a geomorphological Approach**. London: Edward Arnold, 1973. 456 p. Disponível em: <https://doi.org/10.2136/sssaj1974.03615995003800040007x>. Acesso em: 22 fev. 2024.

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

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the U.S. Geological 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. (Ed.). **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin, 1985. 123-134 p.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Revista Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169. 2010.

HAVIV, I. *et al.* Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. F03028, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008JF001187>. Acesso em: 15 mar. 2024.

HEIMSATH, A. M.; WHIPPLE, K. X. Strength matters: resisting erosion across upland landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 9, p. 1748-1754. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.4609>. Acesso em: 25 fev. 2024.

HORTON, R.E. Drainage basin characteristics. **American Geophysical Union**, v. 13, p. 350-361, 1932.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.56, n.3, p. 275-370, 1945. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDO SAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDO SAT]2.0.CO;2). Acesso em: 15 nov. 2023.

HOWARD, A.; KERBY, G.; Channel changes in badlands. **GSA Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752. 1983. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2). Acesso em: 14 nov. 2023.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. 3rd ed. Londres: Routledge, 2011. 533 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Unidades da Federação**. Rio de Janeiro: IBGE, 2022. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/malhas-territoriais/15774-malhas.html>. Acesso em: 23 fev. 2024.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geomorfologia 1:250.000**. Rio de Janeiro: IBGE, 2023. Escala 1:50.000. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html>. Acesso em: 23 de fev. 2024.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Portal dos comitês**. Belo Horizonte: IGAM, 2023. Disponível em: <https://comites.igam.mg.gov.br/comites-estaduais-mg>. Acesso em: 13 fev. 2024.

JOSHI, N.; KOTHYARI, G. C.; PANT, C. C. Drainage conformation and transient response of river system in thrust segmentation of Northwest Himachal Himalaya, India. **Quaternary International**, v. 575–576, p. 37-50, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.05.024>. Acesso em: 24 fev. 2024.

KIM, D. E. *et al.* Geomorphic disequilibrium in the eastern Korean Peninsula: possible evidence for reactivation of a rift-flank margin. **Geomorphology**, v. 254, p. 130-145, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.022>. Acesso em: 16 fev. 2024.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>. Acesso em: 04 dez. 2023.

LARRABURE, S. P. O Fenômeno a segunda residência: o caso do rio Grande entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. **GEOUSP – Espaço e Tempo**, v.13, n.3, p. 93-105, 2009.

LIMA, W. P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. Piracicaba: USP, ESALQ, 2008.

MACHUCA, S.; GARCÍA-DELGADO, H.; VELANDIA, F. Studying active fault-related folding on tectonically inverted orogens: A case study at the Yariguíes Range in the Colombian Northern Andes. **Geomorphology**, v. 375, n. 107515, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107515>. Acesso em: 28 jan. 2024.

MANDAL, S. K.; BURG, J. P.; HAGHIPOUR, N. Geomorphic fluvial markers reveal transient landscape evolution in tectonically quiescent southern Peninsular India. **Geological Journal**, v. 52, n. 4, p. 681-702, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/gj.2833>. Acesso em: 18 fev. 2024.

MANJARE, B. S.; REDDY, G. P.; KAMBLE, S. Evaluation of basin morphometric indices and tectonic Implications in sedimentary landscape, Central India: a remote sensing and GIS approach. **Environmental Earth Sciences**, v. 80, n. 659, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09947-2>. Acesso em: 23 fev. 2024.

MARQUES NETO, R. As paisagens quartzíticas do Planalto do Alto rio Grande: relações entre rocha-relevo-solo-vegetação na Serra de Carrancas (MG). **Caminhos de Geografia**, v. 13, n. 41, p. 263-281, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.14393/RCG134116457>. Acesso em: 02 fev. 2024.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A.; VIADANA, A. G. Superfícies geomórficas no Planalto do Alto rio Grande (MG): região das cristas quartzíticas. **Revista de Geografia**, v.1, n.2, p. 1-8, 2011.

MARQUES, K. P. P. *et al.* Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). **Geomorphology**, v. 391, 107892, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892>. Acesso em: 07 fev. 2024.

MARTIN, Y; CHURCH, M. Numerical modelling of landscape evolution: geomorphological perspectives. **Journal of Geophysical Research**, v. 28, n. 3, p. 317-339, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1191/0309133304pp412>. Acesso em: 09 fev. 2024.

MATLAB. **Matlab software (version R2021a)**. Natick, Massachusetts: The Math Works. 2021.

MELTON, M. A. An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. **Technical Report**, Columbia: University, Department of Geology n. 11, p.1-101, 1957. Disponível em: <https://doi.org/10.7916/d8-0rmg-j112>. Acesso em: 11 fev. 2024.

MESSIAS, C. G.; FERREIRA, M. C. Parque Nacional da Serra da Canastra: aspectos físicos e socioeconômicos. **Revista ANPEGE**, v. 15, n. 27, p. 71-112, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.5418/RA2019.1527.003>. Acesso em: 11 dez. 2024.

MILLER, V. C. A Quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the clinch mountain area. **Technical Report**. Virginia and Tennessee: Department of Geology, Columbia University, n. 3, 1953.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C; CORRÊA, A. C.B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 33, n. 4, p. 616-628, 2014.

MOUSSI, A. *et al.* A GIS-based analysis of the stream length-gradient index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 123, p.1-45, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3466-x>. Acesso em: 25 fev. 2024.

NEGI, P.; GOSWAMI, A.; JOSHI, G. C. Geomorphic indices based topographic Characterization of Alaknanda catchment, Western Himalaya using spatial data. **Environmental Earth Sciences**, v. 82, n. 468, p. 1-18, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12665-023-11158-w>. Acesso em: 25 fev. 2024.

NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasileiro collage in south America: a review A colagem Brasileira na América do Sul: uma revisão. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n.3, p. 493-518, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>. Acesso em: 02 fev. 2024.

NONES, M. On the main componentes of landscape evolution modelling of river systems. **Acta Geophysical**, v, 68, p. 459-475, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1600-020-00401-8>. Acesso em: 11 dez. 2024.

NUNES, F. G.; RIBEIRO, N. C.; FIORI, A. P. Propriedades morfométricas e aspectos físicos da bacia hidrográfica do rio Atuba: Curitiba-Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2006. Goiânia, GO. **Anais [...]**. Goiânia: UFG, 2006.

OLIVEIRA, A. S.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R. Dinâmica da água em áreas de recarga de nascentes em dois ambientes na região Alto Rio Grande, Minas Gerais. **Eng. Sanit. Ambient**, v. 25, n. 1, p. 59-67, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1413-41522020148177>. Acesso em: 14 nov. 2024.

OLIVEIRA, G. P. *et al.* The influence of cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 104124, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104124>. Acesso em: 24 fev. 2024.

OLIVEIRA, J. G. SANTOS, L. J. C. SIAME, L. Caracterização de relevo por meio de indicadores morfométricos nas faces norte e sul da chapada do Araripe – nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 42, e190706, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/eISSN.2236-2878.rdg.2022.190706>. Acesso em: 08 fev. 2024.

OLIVEIRA, M.; SANTOS, L. J. C.; OLIVEIRA, J. G. Morfometria e evolução de feições erosivas de grandes dimensões no Noroeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 2, e2320, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2320>. Acesso em: 08 fev. 2024.

PAI, M, O, D. *et al.* Comparing morphological investigation with χ index and gilbert metrics for analysis of drainage rearrangement and divide migration in inland plateaus. **Geomorphology**, v. 423, 108554, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108554>. Acesso em: 08 dez. 2024.

PEIFER, D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de mdes: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p.117-138, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1732>. Acesso em: 08 dez. 2024.

PEIFER, D.; CREMON, E.; VAL, P.; FERNANDES, N. F. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1512–1523, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2143>. Acesso em: 10 dez. 2024.

PELECH, A. S. *et al.* Considerações sobre o mapeamento geomorfológico do território brasileiro: algumas abordagens na representação regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 681-690, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1565>. Acesso em: 05 fev. 2024.

PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.3302>. Acesso em: 12 fev. 2024.

PHILLIPS, J. D. The end of equilibrium? **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 195-201. 1992. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(92\)90002-6](https://doi.org/10.1016/0169-555X(92)90002-6). Acesso em: 12 fev. 2024.

PHILLIPS, J. D. Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. **Geomorphology**, v. 76, n. 1-2, p. 109-121, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.10.004>. Acesso em: 12 fev. 2024.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A. Evidence of transient topographic disequilibrium in a landward passive margin river system: knickpoints and paleo-landscapes of the New River basin, southern Appalachians. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 14, p. 1685-1699. 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.3406>. Acesso em: 12 fev. 2024.

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, e2311, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2311>. Acesso em: 12 fev. 2024.

REZENDE, É. A.; CASTRO, P. T. A. Variação espacial e condicionantes do entalhamento fluvial na bacia do rio Grande, Sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n.4, p. 645-659, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i4.1045>. Acesso em: 02 fev. 2024.

REZENDE, É. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. Evolução da rede de drenagem e vivências de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande e São Francisco no sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p.483-501, 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1304>. Acesso em: 19 fev. 2024.

SALGADO, A. A. R. *et al.* Relief evolution of the Quadrilatero Ferífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (¹⁰Be) cosmogenic nuclei. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 52, n.3, p. 317-323, 2008.

SALGADO, A. A. R. *et al.* Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced ^{10}Be concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 3, p. 311-319, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.3448>. Acesso em: 22 fev. 2024.

SALGADO, A. A. R. *et al.* Relief evolution of the continental rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ^{10}Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South America Earth Science**, v. 67, p. 89-99, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.002>. Acesso em: 17 fev. 2024.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 47-60, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i1.376>. Acesso em: 08 mar. 2024.

SANTOS, L. P.; CAMPOS NETO, M. C.; GROHMANN, C. H. Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia nappe, south of the São Francisco craton, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 8, p. 725-741, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.12.006>. Acesso em: 19 fev. 2024.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Ambory, New Jersey. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 67, p. 597-646, 1956. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2). Acesso em: set. 12. 2024.

SCHUMM, S. A. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, n. 9, p. 1089-1100, 1963. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2). Acesso em: 12 ago. 2024.

SCHWANGHART, W.; MOLKENTHIN, C.; SCHERLER, D. A systematic approach and software for the analysis of point patterns on river networks. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 46, n. 9, p. 1847-1862, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/esp.5127>. Acesso em: 16 set. 2023.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 4, p. 821-839, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>. Acesso em: 16 set. 2023.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short communication: topo toolbox 2 – matlab-based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences, **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 2, p. 1-7, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>. Acesso em: 16 set. 2023.

SHARMA, U.; RAY, Y.; PANDEY, M. Topography and rainfall coupled landscape evolution of the passive margin of Sahyadri (Western Ghats), India. **Geosystems and Geoenvironment**, v. 1, n. 4, p. 100100, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100100>. Acesso em: 10 set. 2023.

SILVA, C. H. *et al.* O grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Geol. USP, Sér. Cient.**, v. 12, n. 2, p. 8-98, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2012000200006>. Acesso em: 10 set. 2023.

SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios Cascata e Tinto, litoral norte do estado da Paraíba – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n.2, p.239-254, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1505>. Acesso em: 05 jan. 2024.

SILVA, L. C. *et al.* The neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>. Acesso em: 05 jan. 2024.

SILVA, M. A. *et al.* **Mapa geológico do estado de Minas Gerais**. Brasília: CPRM, 2020. Escala 1:1.000.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/21828?show=full>. Acesso em: 06 fev. 2023.

SILVA, R. V. M. A.; FERNANDES, N. F.; MELLO, C. L. Drainage network rearrangement during the formation and segmentation of a Paleogene intraplate half-graben: Insights from fluvial captures records and longitudinal profiles. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 127, 104407, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104407>. Acesso em: 06 fev. 2024.

SORDI, M. V. *et al.* Drainage network evolution and divide retreat along a passive margin: the permanence of disequilibrium under unfavorable natural conditions in eastern South America. **Physical Geography**, v. 44, n. 4, p. 405–432, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02723646.2022.2080798>. Acesso em: 20 fev. 2024.

STRAHLER, A. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923-938. 1952. Disponível em: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[923:DBOG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[923:DBOG]2.0.CO;2). Acesso em: 20 set. 2024.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. **Earth Explorer**. U.S.A: USGS, 1995. Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 10 fev. 2023.

VAL, P.; WILLENBRING, J. K. Across-strike asymmetry of the Andes orogen linked to the age and Geometry of the Nazca plate. **Geological Society of America**, v.50, n. 12, p. 1341–1345, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1130/G50545.1>. Acesso em: 19 fev. 2023.

VARAJÃO, C. A. C. *et al.* Estudo da evolução da paisagem do quadrilátero ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.33, n. 5, p. 1409-1425, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000500032>. Acesso em: 17 fev. 2023.

VASCONCELOS, V. *et al.* The Canastra range: on the way to São Francisco river spring. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A.R.; SANTOS, L. J.C. (Ed.) **Landscapes and landforms of Brazil**. U.S.A: Springer, 2015. p. 349–357. Disponível em: <https://doi.org/http://10.1007/978-94-017-8023-0>. Acesso em: 16 ago. 2023.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6, p. 570-576, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.1248765>. Acesso em: 23 fev. 2023.

WOBUS, C. *et al.* Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Ed.), **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological**. Society of America Special Paper, v. 398, 2006.

WHIPPLE, K. X. *et al.* Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JF003973>. Acesso em: 11 dez. 2023.

WU, Y.; YANG, R.; HE, C.; HE, J. Caution on determining divide migration from cross-divide contrast in χ . **Geological Journal**, v. 57, n. 10, p. 4090-4098, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/gj.4530>. Acesso em: 03 fev. 2024.

ZANCOPÉ, Mario H. C.; PEREZ FILHO, A.; CARPI JUNIOR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.1, p.31-42. 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v10i1.115>. Acesso em: 03 fev. 2024.