

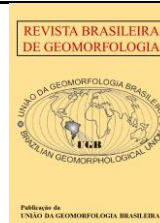


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 26, nº 4 (2025)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v26i4.2684>



Artigo de Pesquisa

Bacias aluvionares confinadas como indícios de condicionamento tectônico recente da drenagem no Noroeste de Minas Gerais

Confined alluvial basins as evidence of recent tectonic conditioning of the drainage in the Northwestern Minas Gerais State

Mário Teixeira Rodrigues Bragança¹, Luiz Fernando de Paula Barros² e Déborah de Oliveira³

¹ Secretaria Municipal de Educação, Prefeitura Municipal de Betim, Betim/MG, Brasil. E-mail. mario.teixeira@alumni.usp.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2729-3619>

² Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte/MG, Brasil.
E-mail. luizbarros@ufmg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6122-4778>

³ Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas; Departamento de Geologia Ambiental e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Brasil. E-mail. debolive@usp.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3679-2893>

Recebido: 04/03/2025; Aceito: 03/10/2025; Publicado: 10/11/2025

Resumo: Esse trabalho investigou a relevância de áreas de sedimentação aluvial e meandros comprimidos em bacias confinadas no Noroeste de Minas Gerais como indício de reestruturação tectônica recente, norteado pela abordagem morfotectônica e pela sensibilidade dos canais fluviais a pequenas variações verticais e horizontais da crosta. Para isso, a drenagem das bacias dos rios Paracatu e Urucuia, na escala de 1:100.000, foi ordenada; imagens da Plataforma Google Earth e modelos numéricos de hipsometria, relevo sombreado e declividade subsidiaram as inspeções visuais e a delimitação das bacias confinadas. Padrões de forma e de sedimentação em trechos de canais de quarta ordem ou superior, considerados anômalos, foram avaliados isolada e comparativamente, mediante aplicação de índices morfométricos e geomórficos; além disso, foi proposta uma nova abordagem metodológica para a descrição quantitativa da dinâmica dos canais no interior dessas bacias. Os índices mostraram correlação entre bacias confinadas, direções estruturais regionais e indícios de reativações recentes, como sugerem o entrenchamento de canais e os trechos de meandros comprimidos. O estudo revela que a acumulação sedimentar ocorre em trechos específicos, correlacionados tanto a áreas subsidentes quanto à imposição de soleiras ao longo dos canais, fatos que têm forte correlação com uma tectônica recente e de baixa intensidade.

Palavras-chave: Anomalia de drenagem; controle litoestrutural; Alto Estrutural do Paracatu; bacias confinadas; morfoestrutura

Abstract: This study investigated the relevance of alluvial sedimentation areas and compressed meanders in confined basins in the northwestern Minas Gerais State as evidence of recent tectonic restructuring, guided by the morphotectonic approach and the sensitivity of river channels to small vertical and horizontal crustal variations. For this purpose, the drainage of the Paracatu and Urucuia rivers catchments, at a scale of 1:100,000, was ordered; images from the Google Earth Platform and numerical models of hypsometry, shaded relief, and slope subsidized the visual inspections and the delimitation of the confined basins. Shape and sedimentation patterns in sections of fourth (or higher)-order channels, considered anomalous, were assessed separately and comparatively, by applying morphometric and geomorphic indices; in addition, a new methodological approach was proposed for the quantitative description of the dynamics of the channels within these basins. The indices showed correlation between confined basins, regional structural directions, and evidence of recent reactivations, as suggested by channel entrenchment and compressed meander sections. The study reveals that sediment accumulation

occurs in specific sections, correlated both with subsiding areas and with the imposition of thresholds along the channels, facts strongly correlated with recent and low-intensity tectonics.

Keywords: Drainage anomaly; lithostructural control; Paracatu Structural High; confined basins; morphostructure

1. Introdução

A grande sensibilidade a variações súbitas na topografia torna os canais fluviais indicadores preferenciais em estudos exploratórios sobre a movimentação crustal recente (Rhea, 1989; Marple; Talwani, 1993; Pérez-Peña et al., 2009; Demoulin, 2011; Sougnez; Vanacker, 2011; Perucca et al., 2014; Manjoro, 2015). Em áreas de plataforma, nas quais a atividade tectônica é sensivelmente menos expressiva que nas bordas de placas, os rios tendem a responder a deformações crustais mesmo quando estas são pouco perceptíveis na topografia (Burnett; Schumm, 1983). Eles ajustam rapidamente seu traçado às estruturas do substrato (Holbrook; Schumm, 1999) e às zonas de fraquezas (Cotton, 1951), ou, de modo anômalo, dissecam ortogonalmente essas mesmas rochas e estruturas (Twidale, 2004). Assim, mudanças na litologia do leito fluvial e ajustes do traçado do canal podem ser fatores causais da morfologia e dos padrões de drenagem (Lima, 2010), bem como das anomalias observadas em seu traçado (Ramamamy et al., 2011).

Quando escapam aos comportamentos esperados para o sistema fluvial regional, os trechos de canais são definidos como anômalos (Howard, 1967; Pandey, 2001; Firmino; Souza Filho, 2017) e suas morfologias tornam-se atípicas; tais variações na morfologia, no traçado e no comportamento do canal fluvial fornecem informações sobre padrões estruturais locais, deformação ativa, subsidência diferencial, rearranjos de drenagem e mudanças no regime hidrológico (Howard, 1967). Dessa forma, as anomalias de drenagem podem configurar indícios ou mesmo evidências de atividade tectônica recente (Deffontaines; Chorowicz, 1991; Ramamamy et al., 2011; Souza; Rossetti, 2011). Anomalias no padrão de sedimentação podem indicar que a rede de drenagem está sob influência de processos diversos, como movimentos verticais de blocos (Deffontaines; Chorowicz, 1991), mudanças na dinâmica de acumulação sedimentar (Ramamamy et al., 2011) ou reorganização do processo de dissecação dos vales (BISHOP, 1985). Alguns destes processos decorrem de reativação de antigas feições litoestruturais em contexto de margem passiva (Sordi et al., 2022) e ambiente intraplaca; outros derivam da reação a processos tectônicos ativos (Duvall et al., 2020).

Na zona de contato entre as Províncias Geotectônicas Brasileiras do Cráton São Francisco e da Faixa Móvel Brasília, uma inspeção visual preliminar da rede de drenagem das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia revelou a existência de canais entrenchados e trechos com meandros confinados entre terraços com bordas bastante elevadas. Em particular, na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, o baixo curso do canal é meandrante, encaixado em leito sedimentar holocênico, acomodado entre terraços pleistocênicos elevados até 30 m sobre o nível atual da drenagem (Bragança, 2022). A avaliação destas feições apontou para o controle exercido pela estruturação tectônica complexa nessa área, indicando a existência de uma bacia subsidente (Bragança et al., 2002a), controlada por direções estruturais SW-NE, correlacionadas ao evento tectônico Meso-Cenozoico (Campos; Dardenne, 1997).

Nesse sentido, o presente estudo tem como objetivo caracterizar a espacialização dessas áreas de sedimentação aluvial e meandros comprimidos em bacias aluvionares confinadas no Noroeste (NW) do Estado de Minas Gerais (MG) e investigar sua relevância como indício de provável atividade tectônica de baixa intensidade e magnitude na escala regional. A análise dos dados tem como princípio a sensibilidade que os canais fluviais manifestam diante de pequenas variações verticais e horizontais da crosta, ou seja, nas relações orohidrográficas. Estas se tornaram, em boa medida, referências para a investigação morfotectônica (Volkov et al., 1969), tendo em vista que o comportamento anômalo local dos canais, por vezes, pode refletir deformações crustais recentes, de pequena magnitude e intensidade (Guerasimov; Mescherikov, 1968).

2. Área de Estudo

A área de estudo abrange as bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia, tributários da margem esquerda do Rio São Francisco no NW de MG (**Figura 1**). A bacia do Rio Paracatu possui ~45.000 km² e suas nascentes mais elevadas se situam acima dos 1.120 m, nas cabeceiras do rio Preto, no extremo noroeste da bacia, enquanto sua foz localiza-se na cota 450 m – amplitude topográfica de ~670 m. Já a bacia do rio Urucuia possui aproximadamente 25.000 km² e suas nascentes mais altas estão em torno dos 1.000 m, nas cabeceiras do rio Piratinga, também no noroeste da bacia, enquanto sua foz ocorre na cota 447 m – gradiente topográfico de ~553 m.

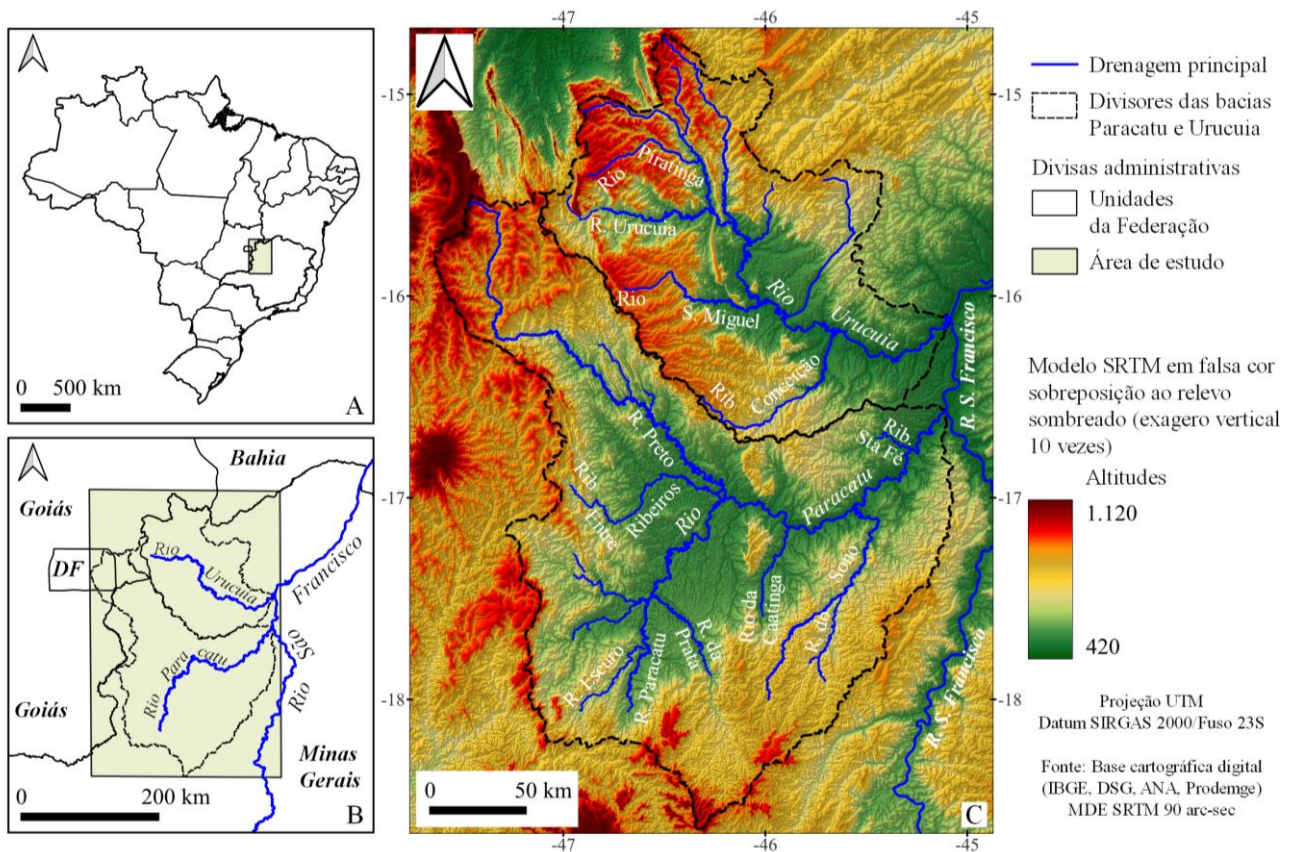


Figura 1. A) Localização da área de estudo em relação ao Brasil. B) Área de estudo, NW de MG, com destaque para as bacias dos Rios Paracatu e Urucuia. C) Bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia com drenagem principal e modelo hipsométrico sobre MDE SRTM, em falsa cor.

2.1. Aspectos gerais da rede hidrográfica

No NW de MG, a retilinearidade, o proeminente paralelismo e as mudanças anômalas na direção dos canais fluviais são características marcantes da hidrografia (Bragança et al., 2023). De modo geral, esse comportamento tem relação direta com os padrões estruturais Pré-Cambriano e Meso-Cenozoico (Bragança et al., 2022b). O padrão Pré-Cambriano é composto por paleotranscorrências e pelas zonas de falhas de São Domingos-Traçadal-Três Marias e Unai-João Pinheiro-Galena, cujas direções estruturais predominantes são NNW-SSE; paralelamente à direção estrutural do contato entre o cráton e a faixa móvel, cerca de 40 km em direção leste, situa-se a zona de cisalhamento NNW-SSE, uma feição tectônica Pré-Cambriana (Campos; Dardenne, 1997a; CPRM, 2003a; 2003b), correlacionada à Tectônica Paraopeba (Schobbenhaus et al., 1984). Por outro lado, esse padrão Pré-Cambriano está sujeito a interseções com o padrão estrutural Meso-Cenozoico, definido por falhamentos superficiais, cuja direção estrutural predominante é SW-NE (Campos; Dardenne, 1997). Dessa interseção resultam mudanças abruptas na direção dos canais, configurando cotovelos ou curvaturas anômalas (Bragança et al., 2022b; 2023a). Além disso, ocorrem áreas de entrincheiramento de canais, principalmente no interior das zonas de falhas supramencionadas, mas também em domínios sedimentares, evidenciando desequilíbrio em relação ao nível de base regional, com tendência à incisão dos canais principais (Bragança et al., 2022c).

2.2. Geologia regional

A área corresponde ao domínio sub-meridiano de estruturação tectônica durante o Ciclo Brasileiro, que abrange o contato entre a Faixa Brasília e o Cráton São Francisco, assim como as coberturas cratônicas deformadas da bacia foreland, em seu domínio ocidental (**Figura 2**). Ocorrem na área de estudo litologias atribuídas aos Grupos Bambuí (Proterozoico Superior), Santa Fé (Paleozoico Superior), Areado (Cretáceo Médio), Urucuia e Mata da Corda (Cretáceo Superior), além de coberturas alúvio-coluvionares neocenoicas de natureza predominantemente arenosa e areno-argilosa, eventualmente lateríticas (Moreira; Camelier, 1977; Campos; Dardenne, 1997b). O Grupo Bambuí é predominantemente constituído por seqüências pelito-carbonatadas, arenitos e siltitos arcoseanos de origem marinha, epitectônicas e sintectônicas (Campos; Dardenne, 1997b). O Grupo Santa Fé tem origem glaciogênica e é composto por seqüências de tilitos e diamictitos com presença de varvitos e dropstones em folhelhos (Campos; Dardenne, 1994).

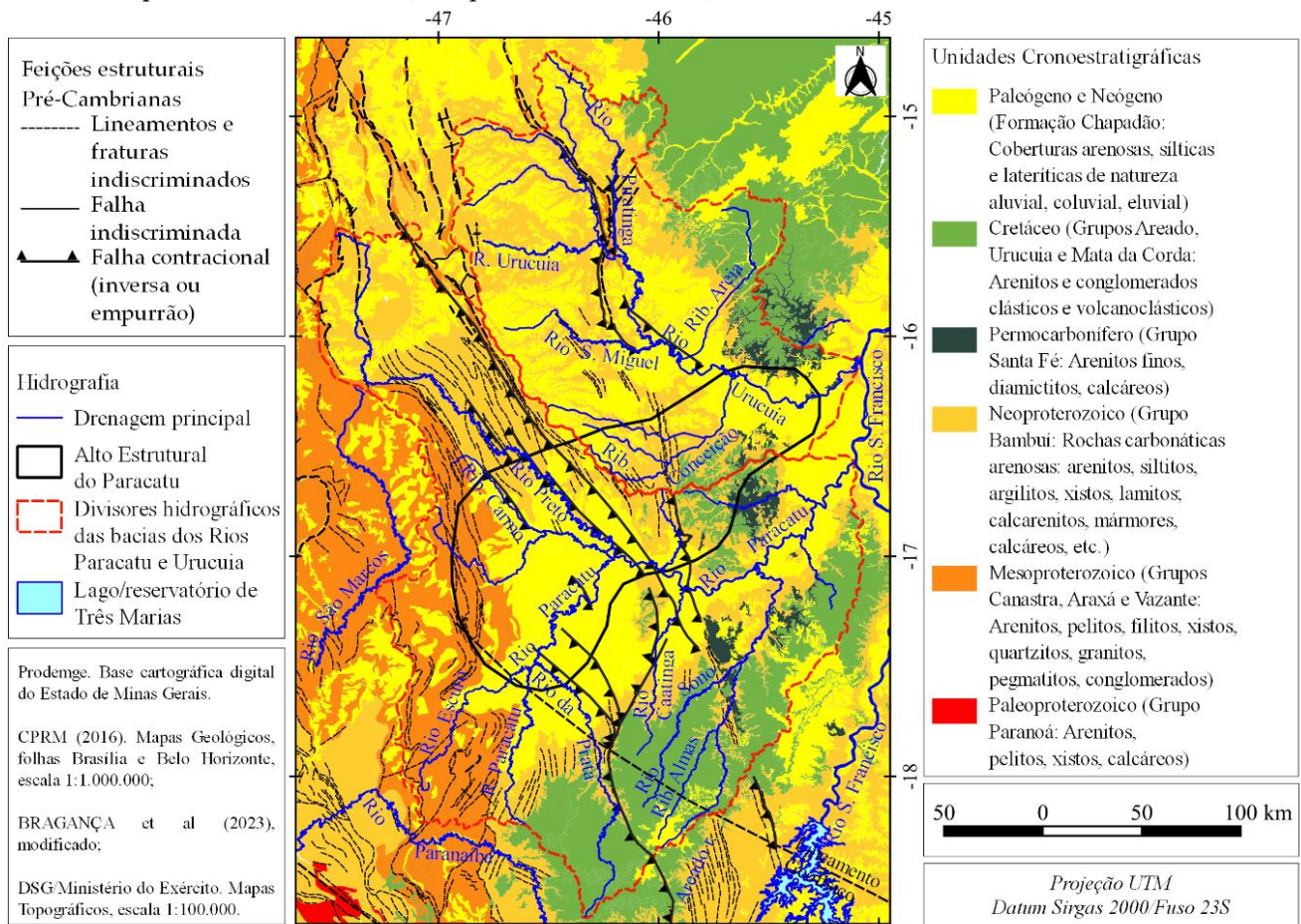


Figura 2. Mapa litoestrutural do Noroeste de Minas Gerais.

As Formações Mesozoicas ocorrem nas cotas mais elevadas e são bastante diversificadas em termos de litologia. Conglomerados contendo ventifactos basais, arenitos eólicos e fluviais marcam o limite inferior do Cretáceo Médio. Em seguida, surgem folhelhos, siltitos e arenitos finos de ambiente lacustre e marinho raso, além de fácies fluviais com depósitos de canal, planície de inundação e flúvio-deltaica (Barcelos; Suguio, 1980; Kattah, 1991; Campos e Dardenne, 1994; Campos; Dardenne, 1997a; Sgarbi, 2000). Arenitos médios com origem em sistema desértico com fácies fluviais, lacustres e eólicas (Grupo Urucuia) em seu conjunto, atribuídos ao Cretáceo Superior (Campos e Dardenne, 1994; 1997b), sobrepõem-se às unidades anteriores. Esses arenitos afloram na forma de capeamentos e cornijas e são localmente silicificados (Sgarbi, 2000). Os arenitos do Grupo Urucuia imbricam-se lateralmente com arenitos vulcanoclásticos derivados de tufos e lavas máficos e ultramáficos do Grupo Mata da Corda (Fragoso et al., 2011), datados em 80 Ma (Campos e Dardenne, 1994; 1997b).

As coberturas neocenoicas de natureza aluvionar, coluvionar e eluvionar, formalmente denominadas Formação Chapadão (Moreira; Camelier, 1977), reúnem sedimentos detríticos inconsolidados, predominantemente

arenosos, porém, abrangendo composições areno-argilosa, siltica e argilo-siltica, com ou sem seixos e matações, derivados da remobilização e do retrabalhamento de coberturas antigas (Campos; Dardenne, 1997b); os materiais finos preenchem numerosas lagoas e dolinas, principalmente no interior da bacia do Rio Paracatu (Minas Gerais, 1983; CPRM, 2003a; b; Almeida et al., 2011).

Inserese neste domínio de variedade e complexidade litoestratigráfica, o Alto Estrutural do Paracatu, uma feição tectônica Pré-Cambriana, positiva, descrita com base na observação de diferenças de altitude no contato entre as rochas metassedimentares do Grupo Bambuí e a cobertura Fanerozoica e a partir de variações de espessura na sucessão sedimentar (Campos; Dardenne, 1997a). Trata-se de “uma feição tectônica resultante de uma elevação do embasamento atribuída a mecanismos de reequilíbrios flexurais da litosfera, em resposta à sobrecarga lateral associada à tectônica Brasileira” (Campos; Dardenne, 1997a). A esta feição, soma-se a zona de cisalhamento do Proterozoico Médio e Superior e direção NNW-SSE, derivada da Tectônica Paraopeba, que movimentou as coberturas cratônicas pré-Cambrianas (Schobbenhaus et al., 1984; 1985; CPRM, 2003a; b) situada no contato entre dois compartimentos geotectônicos distintos: um, a oeste, correspondente ao domínio externo (oriental) da Faixa Brasília, com vergência em direção ao cráton, caracterizado por rochas intensamente deformadas; outro, a leste, correspondente à Sequência Bambuí; neste, distante da zona de contato tectônico, as unidades estratigráficas permanecem praticamente indeformadas (Alkmim et al. 1993; Alkmim; Martins-Neto, 2001). Por outro lado, a zona de contato entre os compartimentos exhibe uma densa rede de fraturas e lineamentos crustais orientados preferencialmente na direção NNW-SSE a NW-SE, decorrentes de uma tectônica transpressional (CPRM, 2003a; 2003b). Essa rede de fraturas foi complicada por uma sequência de seis estágios tectônicos que respondem pela evolução estrutural da cobertura cratônica Sanfranciscana durante o Paleozoico e o Meso-Cenozoico (Campos; Dardenne, 1997a), conforme apontam as principais feições estruturais regionais. Essa tectônica contínua resultou dos processos de fragmentação do Gondwana e da deriva da placa Sul-Americana, cujos efeitos são percebidos na reativação de estruturas brasileiras, desenvolvimento de processos tafrogênicos, subsidência flexural e o magmatismo Mata da Corda, bem como na reativação neotectônica (Hasui, 1990; Hasui; Haralyi, 1991; Saadi, 1991; Campos; Dardenne, 1997a).

A área de estudos registra poucos volumes expressivos de sedimentos Quaternários. Esse material se restringe, sobremaneira, aos depósitos aluviais do Pleistoceno Superior e Holoceno. Dois níveis aluviais bem marcados foram descritos na paisagem.

O primeiro nível está situado em cotas superiores a 530 m, é mais antigo e mais elevado, com topos posicionados entre 30 e 50 m acima da drenagem atual, com idades entre 76.500 e 12.100 anos; essa unidade possui um topo plano, porém, seu limite com a planície de inundação é marcado, muitas vezes, por uma rampa suavemente inclinada em direção ao canal atual. Trata-se de uma unidade constituída por sedimentos arenosos inconsolidados, bege e amarelados, resultantes do retrabalhamento das coberturas antigas e redistribuídos nos terraços dos rios Paracatu e Urucuia, bem como de seus principais tributários; quando remobilizados por processos recentes, esses materiais também podem ser encontrados espalhados sobre o nível da planície atual. Localmente, esses terraços apresentam níveis lenticulares de abundantes seixos arredondados, provenientes dos arenitos da Formação Três Marias (COMIG; CPRM, 2003a; 2003b; Bragança et al., 2022).

O segundo nível está situado em cotas a partir dos 500 m, é mais recente e mais baixo, com topos posicionados entre 4 e 20 m acima da drenagem atual, com presença de fácies arenosa (areia grossa e areia média) e idades entre 4.300 e 1.100 anos (Bragança et al., 2022). Descrita na carta geológica como aluviões, essa unidade é constituída por sedimentos inconsolidados, de natureza arenosa, areno-argilosa, argilo-siltica, coloração bege e amarelados, contendo bancos/terraços de cascalhos grossos; podem conter seixos e matações de quartzo, quartzitos, arenitos, argilitos, siltitos, calcários e silexitos. Resultam do retrabalhamento das coberturas antigas e encontram-se redistribuídos em terraços e planícies dos rios Paracatu e Urucuia, em cotas superiores a 500 m (COMIG; CPRM, 2003a; 2003b), embora tenham sido observados também em cotas mais baixas, a jusante da confluência do Ribeirão Cotovelo.

2.3 Geomorfologia regional

A paisagem do Noroeste de Minas Gerais abrange quatro regiões geomorfológicas (Minas Gerais, 1981; 1983; Nunes et al., 1995): os Planaltos do São Francisco (associados às Coberturas Sedimentares Fanerozoicas), a Planície do São Francisco e a Depressão do São Francisco (associadas aos Depósitos Sedimentares Quaternários) e as Cristas de Unai (associadas ao Cinturão Móvel Neoproterozoico Brasília). A **Figura 3** mostra as principais unidades geomorfológicas, bem como feições estruturais de escala regional, associadas às quatro regiões geomorfológicas mencionadas. Dessa forma, o mapa alcança o terceiro nível taxonômico da proposta metodológica.

Os Planaltos do São Francisco representam os compartimentos topográficos regionais mais elevados, com altitudes variando entre 700 e 950 m, esculpidos predominantemente sobre arenitos arcoseanos neoproterozoicos da Formação Três Marias (Grupo Bambuí) e sobre arenitos siliciclásticos cretáceos (Grupos Areado e Urucuia); frequentemente, encontram-se recobertos por espessos pacotes arenosos e areno-argilosos cenozoicos (Formação Chapadão). A morfologia varia desde topos planos (chapadas) ou apenas suavemente ondulados até a presença de vales alongados, dissecados por drenagens de baixa ordem, encaixados em leitos rochosos, dando origem a rápidos e corredeiras (Moreira; Camelier, 1977; CETEC, 1981, 1983; Campos; Dardenne, 1997). Na borda dos planaltos, cachoeiras exuberantes e imponentes marcam a ruptura na topografia; pequenos topos remanescentes e isolados podem alcançar até 1.100 m (Bragança, 2012). Esses planaltos exibem inclinação Leste-Sudeste, em direção à drenagem do Rio São Francisco (CETEC, 1981).

As Cristas de Unai correspondem a uma unidade geomorfológica caracterizada por uma morfologia de vales e cristas, condicionados por dobramentos alongados, orientados para NNW em associação com falhas inversas de mergulho para WSW que afetam o Bambuí e estratos arenosos mais antigos (Coelho et al., 2008; Reis et al., 2012). Em sua porção mais típica, o perfil topográfico WSW-ENE registra vales com altitudes variando entre 550 e 590 m e as cristas variam entre 730 e 790 m.

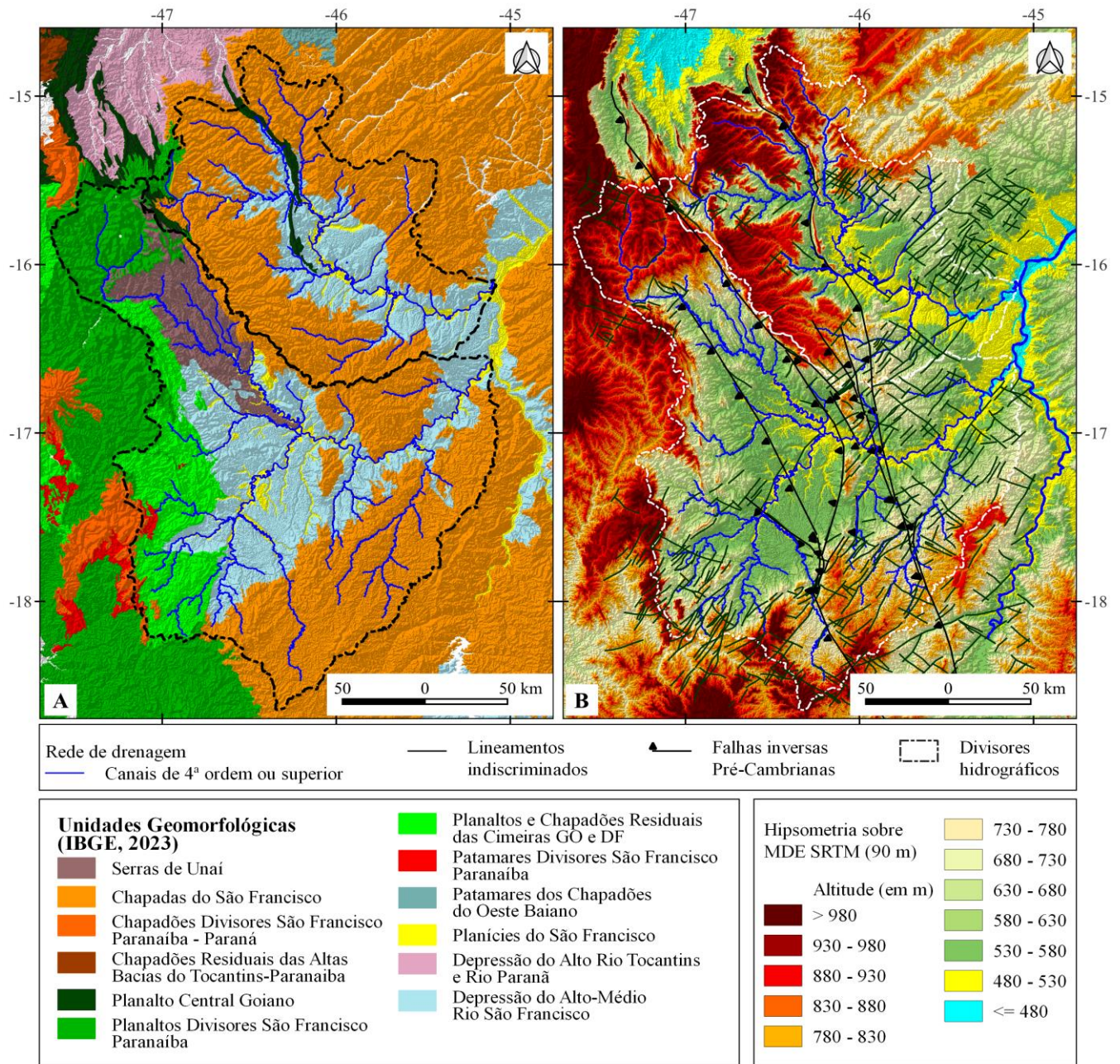


Figura 3. Aspectos geomorfológicos do Noroeste de Minas Gerais. A) Unidades geomorfológicas (modificado de IBGE, 2023). B) Hipsometria, principais feições estruturais e lineamentos crustais (NW-SE e NE-SW), de escala regional. Falhas inversas modificadas de Minas Gerais (1981); lineamentos modificados de Bragança et al (2023). Drenagem Projeto GeoMinas (2017). Hipsometria processada sobre MDE SRTM com resolução espacial de 90 m.

As unidades de planícies e depressões apresentam morfologias excepcionalmente planas e regulares que acompanham a drenagem do Rio São Francisco e de seus principais contribuintes; exibem altitudes entre 480 e 530 m, valores que coincidem com os empilhamentos sedimentares aluviais recentes, pleistocênicos e holocênicos (CPRM; COMIG, 2003a; 2003b; Bragança et al., 2022b); no setor ocidental da bacia do Rio Paracatu, a oeste da Serra da Maravilha, a morfologia coincide com rochas carbonatadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, eventualmente originando depressões cársticas marcadas por depósitos de espongilitos (Almeida et al., 2011). Comumente, as planícies e depressões são delimitadas por dois tipos de morfologias; um, definido por relevos de colinas baixas, arredondadas, rampas e baixos planaltos, que marcam a transição para as cotas superiores a 600 m. O outro, representado por escarpas verticais e orientadas, possivelmente escarpas de falhas, como ocorre na borda oeste da Serra da Maravilha e em toda a extensão da borda Sudoeste da Serra Geral do Rio Preto.

Além disso, do ponto de vista geomorfológico, os terraços e as planícies de inundação assumem caráter relevante na área de estudo, em razão de suas dimensões e da imponência das escarpas dos terraços, principalmente, ao longo dos pequenos tributários dos rios Paracatu e Urucuia.

A **Figura 4** apresenta fotografias representativas das unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais, conforme o mapa geomorfológico apresentado, ressaltando a imponência e a exuberância destas feições, considerando-se a abordagem desta pesquisa na escala regional.

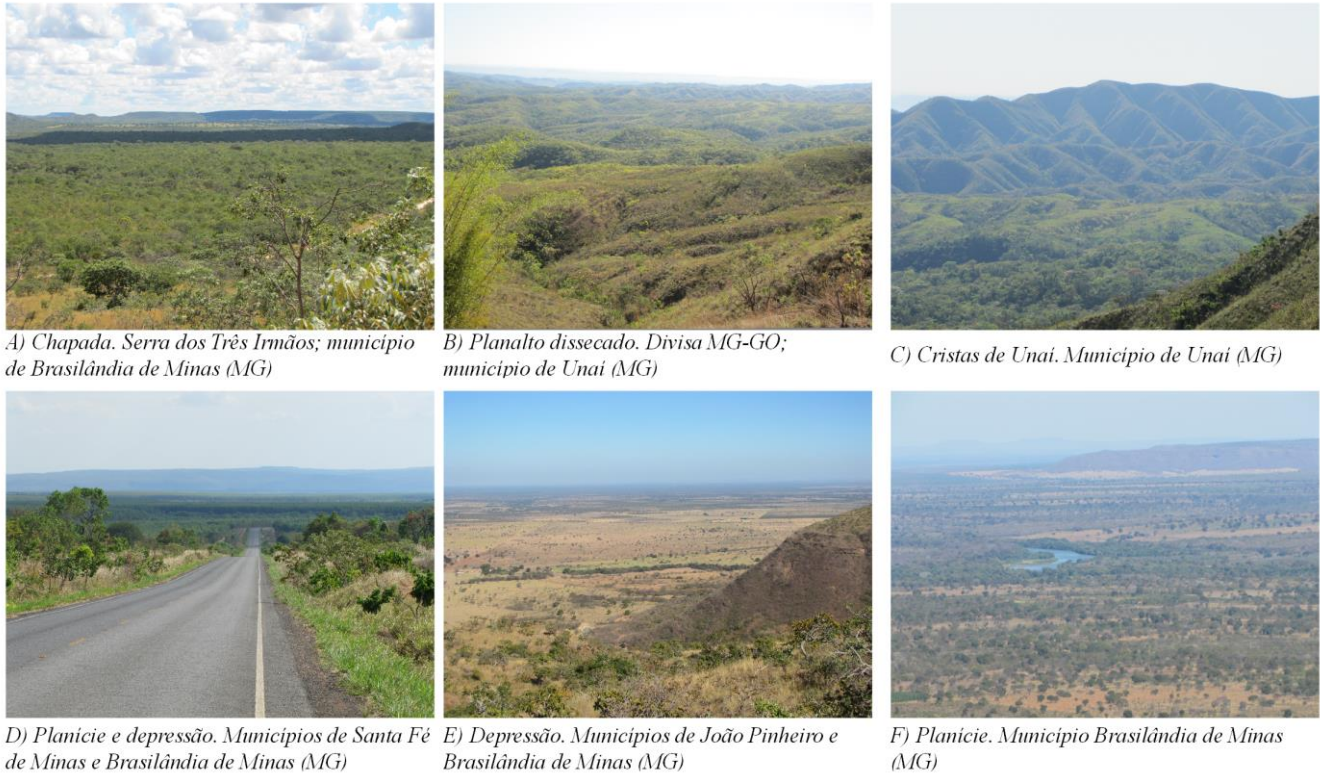


Figura 4. Unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais. Fotografias: acervo do primeiro autor.

3. Materiais e Métodos

Para a delimitação das unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais e posterior registro das feições estruturais e tectônicas relevantes e processamento do modelo hipsométrico regional, no âmbito desta investigação, foram utilizados dados primários de 13 cenas da banda C do Interferometric Synthetic Aperture Radar – Space Shuttle Topographic Mission (SRTM; LP-DAAC, 2018) não reamostrado, com resolução espacial de 90 m.

Na etapa seguinte, modelos regionais da hipsometria, relevo sombreado e declividade foram processados a partir de 44 cenas do modelo digital de elevação (MDE) Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar (Palsar), com resolução espacial de 12,5 m e correção radiométrica de terreno de alta resolução (ASF-DAAC, 2018). Esse procedimento foi realizado no QGIS (QGIS Development Team, 2023), abrangendo um polígono envolvente das duas bacias hidrográficas em questão, Paracatu e Urucuia e seus resultados serviram de base para a delimitação das bacias de sedimentação, na escala compatível com o objetivo estabelecido.

Na circunscrição das bacias regionais, a hipsometria contemplou um gradiente topográfico da ordem de 673 m, distribuídos em classes com equidistância de 5 m, no intervalo entre 443 m e 700 m de altitude; acima de 700 m foi definida uma equidistância de 25 m. Esses intervalos levaram em consideração que o relevo regional apresenta dois padrões geomórficos bem marcados: a) abaixo de 700 m, há vertentes bastante dissecadas por canais encaixados em leitos rochosos, fortemente controlados por uma densa rede de fraturas, assim como espessos pacotes de sedimentos aluviais (Bragança, 2022; Bragança et al., 2022b), o que torna necessário maior detalhamento da hipsometria; b) acima de 700 m, a morfologia regularmente plana já não fornece informação de interesse na escala de abordagem desta investigação.

No QGIS, o modelo hipsométrico resultante foi multiplicado pelos mapas de relevo sombreado com orientação de incidência solar de, pelo menos, quatro ângulos distintos (45°, 135°, 225° e 315°); essa operação se baseou em uma adaptação da metodologia de álgebra de mapas envolvendo a multiplicação e a combinação de imagens derivadas do MDE (Chuvienco, 1996; Drachal; Debowska, 2014). As melhores medidas de altura da incidência solar também foram obtidas a partir de quatro valores (25°, 28°, 35°, 45°). Em todos os casos, utilizou-se exagero vertical de 10 vezes. Esses produtos subsidiaram, ainda, a confecção de perfis topográficos.

3.1 Sistematização da base de dados da rede de drenagem

A tabela de atributos da rede de drenagem da cartografia topográfica na escala 1:100.000, em formato vetorial (Prodemge, s/d), foi atualizada manualmente, conforme ordenamento pelo método de Strahler (1957); essa escala da carta topográfica foi adotada como escala de trabalho. Em seguida, a base da hidrografia foi sobreposta aos diferentes modelos de terreno e às imagens de satélite da Plataforma Google Earth™ para inspeção visual; essa sobreposição foi feita diretamente sobre as imagens disponíveis no homepage, após inseridas no projeto do Qgis. A partir dessa análise visual dos produtos temáticos derivados da modelagem de terreno, foi possível avaliar e mapear as feições de interesse na rede de drenagem.

3.2 Identificação de anomalias nos canais de drenagem

Anomalias de drenagem são definidas como “*desvios locais dos padrões de drenagem e fluxo que em outros lugares estão de acordo com a geologia e a topografia regional conhecida*” (Howard, 1967). Neste trabalho, considerou-se anomalia a presença de meandros comprimidos associados à ocorrência da sedimentação aluvial em bacias de acumulação confinadas (Zernitz, 1932; Howard, 1967; Ramasamy et al., 2011). Essas bacias aluvionares confinadas foram caracterizadas, conceitualmente, como áreas de acumulação sedimentar confinadas entre terrenos elevados, alargados ou estreitos e alongados, nas quais a velocidade do canal é reduzida pela presença de soleiras ou pela existência de blocos movimentados (subsidentes ou soerguidos) e a deposição de sedimentos leva à formação de meandros e ao aumento de seu comprimento. Essa abordagem levou em consideração o fato de que, regionalmente, predominam na rede de drenagem canais retilíneos e fortemente encaixados em zonas de fraqueza litoestrutural (Bragança et al., 2023a).

Os referidos procedimentos fundamentaram também o recorte espacial e a seleção de pontos a serem vistoriados em campo. Para cada ponto vistoriado, foram registrados dados de valor e orientação de mergulho das camadas das rochas (estruturas primárias), valor do azimute, valor e orientação do mergulho de fraturas e dobras (estruturas secundárias); registros fotográficos panorâmicos permitiram contextualizar a ocorrência das anomalias e fundamentar sua interpretação.

3.3 Mapeamento de sedimentação aluvial e meandros comprimidos em bacias aluvionares confinadas

O mapeamento das bacias aluvionares confinadas baseou-se em modelos hipsométricos processados sobre o MDE Palsar e sobre imagens de alta resolução da Plataforma Google Earth™, por meio de inserção e manipulação dessas bases no Qgis. O MDE Palsar é disponibilizado em formato Geotiff com coordenadas UTM referenciadas ao Datum WGS84. As imagens da Plataforma Google Earth também são disponibilizadas com base de coordenadas compatíveis com o mesmo Datum. Para a inserção da imagem e as operações de overlay, utilizou-se a ferramenta QuickMapServices, nativa do Qgis.

Assim, foi possível realizar a sobreposição e a manipulação integral dos dois produtos, a partir dos sistemas de georreferenciamento originais; esse procedimento foi realizado no Qgis, levando-se também em conta que o software possui recursos que ajustam automaticamente os sistemas de projeção e de coordenadas, possibilitando diretamente o overlay. Em seguida, procedeu-se à vetorização das feições de interesse: perímetro das bacias de sedimentação, canal fluvial ativo no interior das bacias, bordas de terraços. Dessa etapa, resultou uma base de dados vetorial, em formato shapefile e sua exatidão mostrou-se compatível com a escala 1:10.000. Esse nível de exatidão foi avaliado (LOPES, 2009) e decorre, principalmente, da predominância do relevo plano na área de estudo.

O perímetro das bacias pretendeu abranger trechos da área de sedimentação recente, que guardam marcas topográficas da dinâmica dos canais fluviais em seu interior, tais como escarpas de terraços ou limites de

hidromorfismo. Esses produtos foram sobrepostos a imagens de alta resolução e multiplicados por estas, quando necessário, a fim de melhorar a visualização das feições. Em seguida, as bacias aluvionares confinadas foram identificadas por meio de inspeção visual das imagens de satélite e do traçado dos canais. Os perímetros foram vetorizados a partir da borda dos terraços que confinam a planície de inundação atual.

3.4 Obtenção de parâmetros geométricos das bacias aluvionares confinadas

Para investigar a dinâmica da sedimentação e da migração do canal fluvial no interior das bacias aluvionares confinadas foi desenvolvida a proposta metodológica descrita a seguir (Figura 5). Medidas de Perímetro (P) e Área (A) de cada trecho de planície aluvial confinada foram obtidas utilizando-se recursos da própria plataforma Google Earth™. Em seguida, utilizou-se a mesma base para traçar o canal principal da área delimitada, para o qual foram obtidos os respectivos valores de comprimento (Lc) e comprimento vetorial (L) do trecho de canal. Utilizando-se recursos do MapInfo Professional™, desenhou-se o eixo central da área (E), na forma de uma linha equidistante em relação às margens; obteve-se, também, o comprimento para esse eixo.

Uma vez delimitada cada bacia aluvionar confinada, procedeu-se à coleta individualizada dos valores da sua largura (W), utilizando-se a ferramenta régua, do Google Earth™; esse procedimento resultou em uma coletânea de valores amostrais (n), os quais subsidiaram o posterior cálculo da largura média ($\bar{x}W$) da bacia. Durante esse procedimento, procurou-se traçar as medidas de distância perpendicularmente ao canal e à largura da bacia; essas medidas pretenderam interceptar todos os meandros, resultando em uma base de dados suficientemente densa para caracterizar cada bacia aluvial confinada.

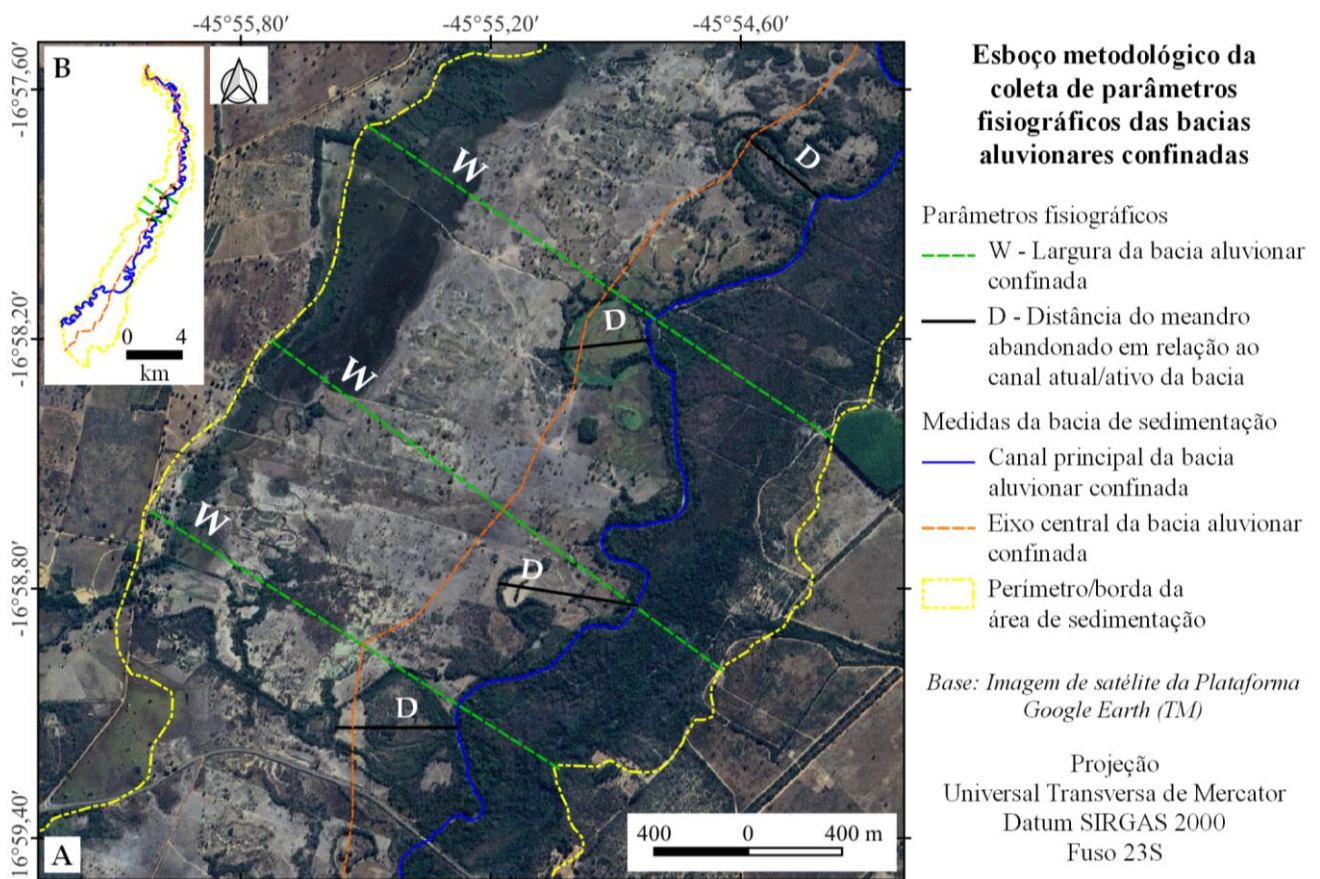


Figura 5. Detalhamento dos procedimentos para obtenção dos parâmetros geométricos utilizados no trabalho. A) Rotinas para a medida dos valores da largura das planícies aluviais confinadas (W) e da distância dos meandros abandonados em relação ao canal atual da planície (D). B) Demarcação do eixo central da planície aluvial confinada.

Na etapa seguinte, procedeu-se à coleta da distância entre as curvas convexas dos meandros abandonados (marcas geomórficas e lagos na paisagem) e a posição atual do canal principal da respectiva bacia (D); esse procedimento resultou em uma coletânea de valores amostrais (n), os quais subsidiaram o posterior cálculo da

largura média ($\bar{x}D$) do cinturão de meandros ativos de cada bacia. Como a quantidade de medidas de valores amostrais de W e D variou entre as planícies, foram calculados os respectivos valores de desvio padrão (σW e σD).

3.5 Análise morfométrica e geomórfica das bacias aluvionares confinadas

As bacias aluvionares confinadas foram analisadas mediante a aplicação de índices morfométricos e geomórficos consolidados na literatura geomorfológica, a saber: Índice de sinuosidade, I_s (Villela; Mattos, 1975), aplicado ao curso d'água no segmento da planície para avaliar seu grau de divagação; Coeficiente de Compacidade, K_c (Villela; Mattos, 1975), aplicado à forma da área mapeada para medir a regularidade da forma em relação a um círculo perfeito; e os fatores de Assimetria de Bacia Hidrográfica, A_f (Hare; Gardner, 1985) e de Simetria Topográfica Transversa, FTSS (Cox, 1994), para avaliar possíveis assimetrias no desenvolvimento das áreas de sedimentação. Os três últimos, embora tenham sido originalmente propostos para análise de bacias hidrográficas, foram utilizados para avaliação das bacias aluvionares confinadas, para uma descrição comparativa e uma avaliação sistemática de sua morfologia.

No caso do A_f (Hare; Gardner, 1985), os valores foram ajustados de acordo com a proposição de Pérez-Peña et al. (2010):

Classe 1: $A_f < 5$ (classe 1, bacias simétricas);

Classe 2: $A_f = 5-10$ (classe 2, bacias suavemente assimétricas);

Classe 3: $A_f = 10-15$ (classe 3, bacias moderadamente assimétricas);

Classe 4: $A_f > 15$ (classe 4, bacias fortemente assimétricas).

Os resultados do FSTT (Cox, 1994), por sua vez, foram organizados e avaliados de acordo com três classes, com significado descritivo (Salvany, 2004):

Classe 1: $FSTT < 0,2$ (nível baixo de inclinação);

Classe 2: $0,2 \leq FSTT < 0,4$ (nível moderado de inclinação);

Classe 3: $FSTT \geq 0,4$ (nível acentuado de inclinação).

O cômputo de todos os índices e o mapeamento das bacias de sedimentação confinada foram operacionalizados por meio de algoritmos do Qgis, a partir das bases de dados disponíveis (Prodemge, 2017).

4. Resultados e discussão

As bacias aluvionares confinadas identificadas no NW de MG correspondem a trechos de canais nos quais os rios correm sobre leitos encaixados em espessos pacotes de sedimentos aluviais. Algumas vezes, tais trechos são delimitados por taludes verticais com alturas bastante imponentes, que podem exceder os 30 m. No interior dessas áreas, os canais descrevem percursos meandantes, com índices de sinuosidade pronunciados. Essas bacias aproximam-se do conceito de áreas úmidas (Gomes; Magalhães Jr, 2020), tanto do ponto de vista de sua definição quanto de suas funções ambientais; são ambientes que desempenham importantes funções hidrogeomorfológicas essenciais para a preservação dos sistemas hídricos, contribuindo para a proteção da qualidade das águas, controle do regime de inundações, aporte e recarga de aquíferos e perenização de corpos d'água. Essas propriedades das bacias aluvionares são imediatamente perceptíveis tendo em vista que o Noroeste de Minas Gerais está inserido no domínio do clima tropical típico, marcado por stress hídrico regular. Ao todo, onze bacias aluvionares confinadas foram identificadas e mapeadas, sendo cinco na bacia do Rio Paracatu e seis na bacia do Rio Urucuia (**Figura 6**).

Geralmente, essas bacias aluvionares confinadas possuem forma alongada. Sua gênese está associada a um determinado contexto que considera, via de regra, a existência de um canal encaixado em leito rochoso e traçado aproximadamente retilíneo no trecho de montante; ao encontrar uma soleira, o canal tem sua velocidade reduzida e os processos de deposição da carga de leito passam a predominar, levando à formação de uma ampla planície sedimentar, no interior da qual o canal passa a descrever um padrão meandrante. Exemplos de soleiras podem ser observados, por exemplo, no leito do Ribeirão Cotovelo, no trecho entre as confluências dos Córregos Alegre e Cana-brava (**Figura 7**). Após atravessar as bacias de sedimentação confinada, os canais voltam a percorrer trechos retilíneos.

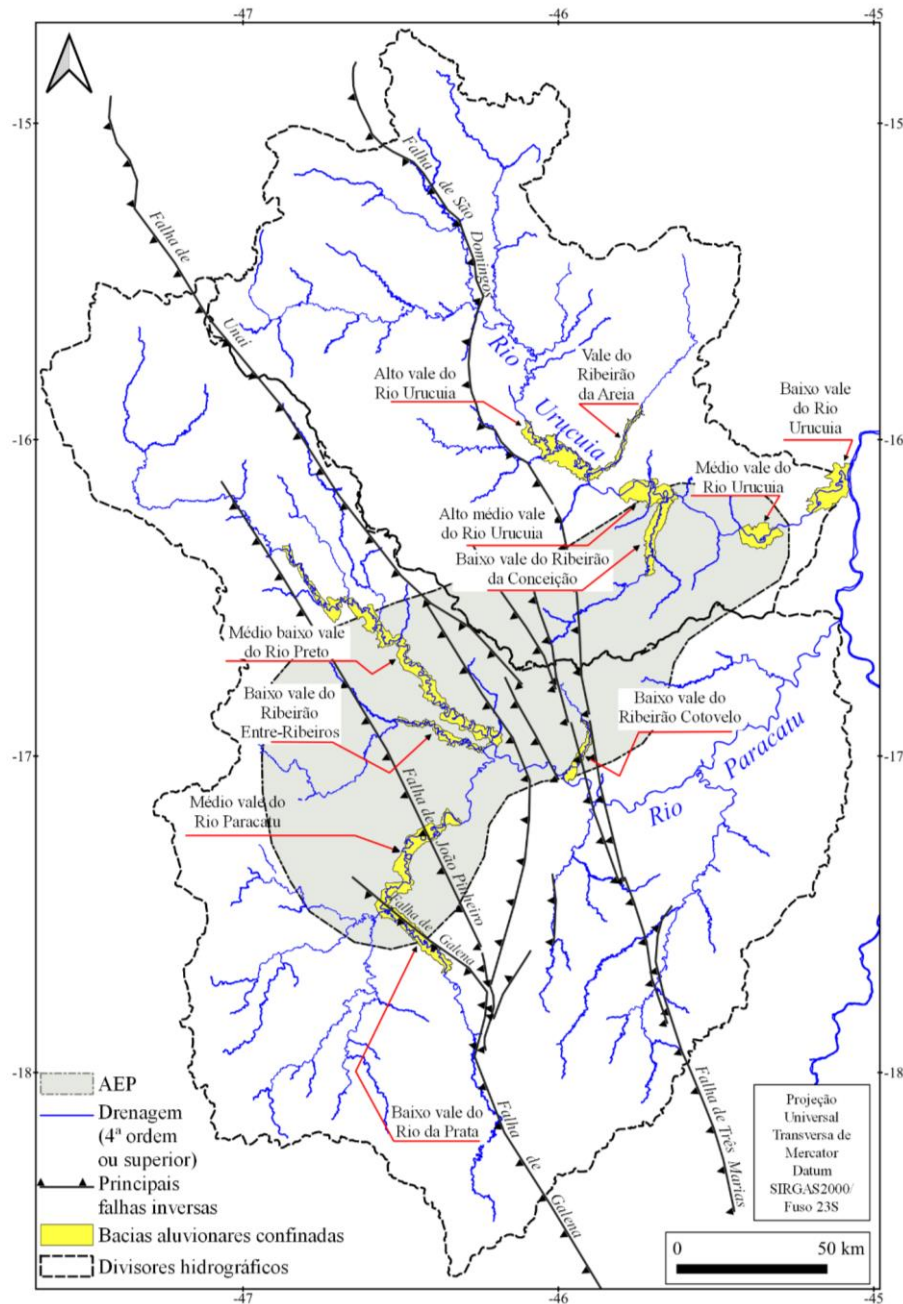


Figura 6. Áreas de sedimentação aluvial e meandros comprimidos em bacias confinadas delimitadas nos vales dos Rios Paracatu e Urucuiá. Indicação das principais falhas inversas compiladas da literatura (Modificado de Schobbenhaus et al., 1985; Campos; Dardenne, 1997b), lineamentos indiscriminados (Modificado de Bragança et al., 2023) e o Alto Estrutural do Paracatu (modificado de Campos; Dardenne, 1997b).

No caso específico do Rio Preto, o canal descreve um traçado meandrante dentro da unidade de relevo Cristas de Unai; a dissecação expõe a topografia acidentada, de cristas e vales encaixados, elaborada sobre rochas carbonatadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, e correlaciona a drenagem a numerosas zonas de fraqueza estrutural do substrato intensamente fraturado e cisalhado pelo contato tectônico entre o cráton e a faixa móvel (Alkmim; Martins-Neto, 2001; CPRM, 2003a; 2003b; Reis; Alkmim, 2015; Reis et al., 2017).

As bacias aluvionares confinadas mapeadas na bacia do Rio Paracatu possuem alongamento discretamente maior do que aquelas mapeadas na bacia do Rio Urucuiá; as primeiras se situam no setor de montante da bacia (a oeste da Serra da Maravilha), com exceção do baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Apenas uma das bacias associa-se ao leito do Rio Paracatu; as demais se distribuem entre seus afluentes. No caso das bacias aluvionares confinadas

mapeadas no Rio Urucuia, observa-se que são menores, possuem formas mais arredondadas, distribuem-se ao longo do canal principal da bacia e apenas duas delas correlacionam-se a seus afluentes (Conceição e Areia).

Relaciona-se isso ao fato de que o Rio Urucuia se sujeita a um maior controle direcional da zona de falha de São Domingos, ao longo da qual se percebe a existência de barreiras estruturais perpendiculares à falha. Também pode contribuir para essa distribuição o fato de que a bacia do Rio Paracatu se apresenta mais dissecada e mais alargada no setor ocidental. Já a bacia do Rio Urucuia apresenta-se, mais do que a anterior, alongada e inclinada para E-SE, em direção ao Rio São Francisco, favorecendo a incisão da drenagem principal, a orientação do canal e a dissecação mais agressiva em direção ao seu nível de base.

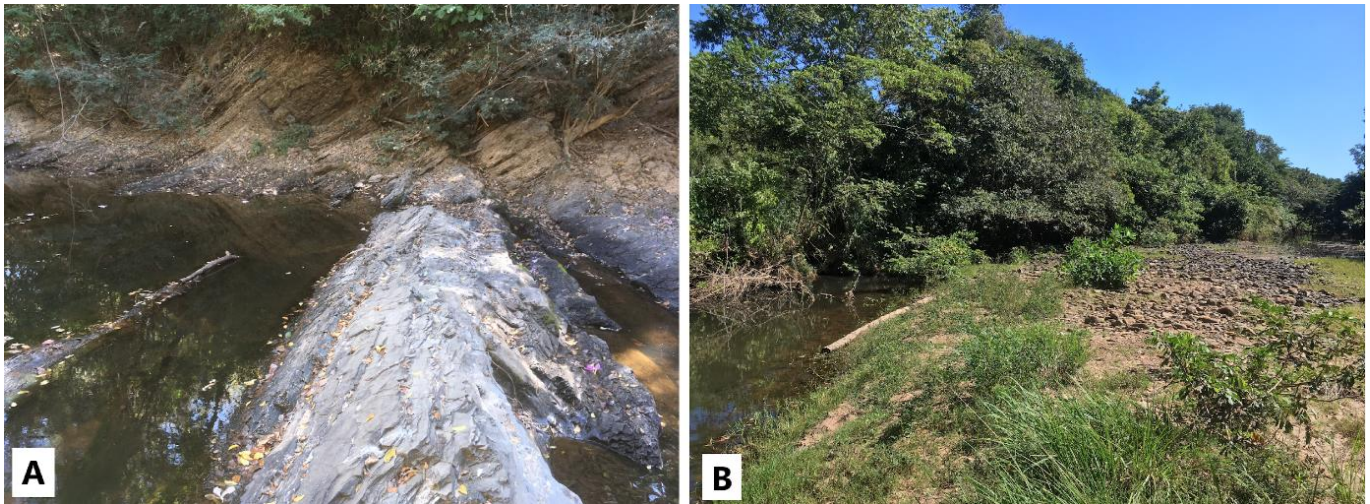


Figura 7. Exemplos de soleiras ao longo do canal de Ribeirão Cotovelo. A) Afloramento de calcários da Formação Serra da Saudade. B) Obstáculo natural resultante da pavimentação do leito pelo acúmulo de seixos. Fotografias: acervo do primeiro autor.

4.1 Avaliação das bacias aluvionares confinadas por meio de índices morfométricos e geomórficos

O tratamento de dados de variáveis quantitativas e a aplicação de índices morfométricos e geomórficos (**Quadros 1 a 4**) resultou em uma avaliação quantitativa individualizada dessas áreas e, posteriormente, uma análise comparativa entre elas.

Quadro 1. Parâmetros fisiográficos e geométricos das bacias aluvionares confinadas, mapeadas na bacia hidrográfica do Rio Paracatu.

Bacia do Rio Paracatu	Lc	L	A	n (W)	$\bar{X}(W) \pm \sigma(W)$	n (D)	$\bar{X}(D) \pm \sigma(D)$	E	P
Rio da Prata	67,2	29,9	108,8	14	3.257,2 \pm 778,5	24	1.296,4 \pm 705,9	31.341	90,3
Ribeirão Entre-Ribeiros	76,5	31,8	67,8	33	1.875,6 \pm 848,9	52	598,7 \pm 373,2	33.554	97,4
Rio Preto	239,8	99,0	382,9	33	2.778,9 \pm 1.315,2	33	988,6 \pm 638,6	114.264	321,0
Rio Paracatu	40,0	103,6	199,1	19	4.352,9 \pm 1.564,5	26	1.635,5 \pm 931,2	50.593	129,0
Ribeirão Cotovelo	45,6	20,9	52,7	19	2.078,5 \pm 998,8	31	394,7 \pm 187,7	25.487	68,7

Lc: Comprimento do canal na área meandrante (em km); L: Comprimento linear do segmento de meandros comprimidos/área de sedimentação (em km); A: Área do polígono contendo a faixa de meandros ativos (km²); W: medida da largura da planície de sedimentação confinada (em m); n (W): número de amostras usadas para calcular o valor médio de W (em m); $\bar{X}(W)$: valor médio da largura da faixa de meandros ativos (em m); σ : desvio padrão da amostra (em m); D: distância linear entre a seção côncava dos meandros abandonados e o canal ativo da planície aluvial confinada (em m); n (D): número de amostras usadas para calcular o valor médio de D (em m); $\bar{X}(D)$: distância média entre os meandros abandonados e o canal ativo da planície aluvial confinada; E: comprimento do eixo central da bacia (em m); P: Perímetro da bacia (em Km).

Quadro 2. Parâmetros fisiográficos e geométricos das bacias aluvionares confinadas, mapeadas na bacia hidrográfica do Rio Urucuia.

Bacia do Rio Urucuia	Lc	L	A	n (W)	X (W) ± σ (W)	n (D)	X (D) ± σ (D)	E	P
Alto vale do Rio Urucuia	85,45	30,12	173,85	19	4.564,1 ± 2.027,4	38	2.163,0 ± 1.628,1	31.785	108,0
Alto médio vale do Rio Urucuia	37,49	19,81	125,34	19	6.575,8 ± 1.908,2	35	2.163,5 ± 1.614,7	21.013	67,7
Médio vale do Rio Urucuia	23,66	12,2	87,13	12	6.250,8 ± 2.069,2	16	2.216,1 ± 1.226,4	15.385	49,4
Baixo vale do Rio Urucuia	38,89	17,27	126,43	19	6.411,6 ± 2.434,6	17	1.332,1 ± 956,4	17.255	74,2
Ribeirão da Areia	55,64	25,98	34,99	27	1.300,9 ± 376,0	49	371,7 ± 293,0	27.347	78,7
Ribeirão da Conceição	54,66	24,04	100,6	20	3.221,0 ± 1.045,1	60	850,0 ± 477,3	29.268	79,5

Legenda conforme Quadro 1.

Quadro 3. Descrição quantitativa das bacias aluvionares confinadas, no vale do Rio Paracatu.

Bacias aluvionares confinadas	W ± σ (m)	A (km ²)	D ± σ (m)
Rio da Prata	3.257,2 ± 778,5	108,78	1.296,4 ± 705,9
Ribeirão Entre-Ribeiros	1.875,6 ± 848,9	67,82	598,7 ± 373,2
Rio Preto	2.778,9 ± 1.315,2	382,89	988,6 ± 638,6
Rio Paracatu	4.352,9 ± 1.564,5	199,09	1.635,5 ± 931,2
Ribeirão Cotovelo	2.078,5 ± 998,8	52,72	394,7 ± 187,7

W ± σ (m): Largura média ± o desvio padrão dessa largura média, em metros; A: Área da bacia, em km²; D: Distância média do cinturão de meandros abandonados em relação ao canal ativo ± o desvio padrão dessa distância média, em metros.

Quadro 4. Descrição quantitativa das bacias aluvionares confinadas, no vale do Rio Urucuia.

Bacias aluvionares confinadas	W ± σ (m)	A (km ²)	D ± σ (m)
Alto vale do Rio Urucuia	4.564,1 ± 2.027,4	173,85	2.163,0 ± 1.628,1
Alto médio vale do Rio Urucuia	6.575,8 ± 1.908,2	125,34	2.163,5 ± 1.614,7
Médio vale do Rio Urucuia	6.250,8 ± 2.069,2	87,13	2.216,1 ± 1.226,4
Baixo vale do Rio Urucuia	6.411,6 ± 2.434,6	126,43	1.332,1 ± 956,4
Vale do Ribeirão da Areia	1.300,9 ± 376,0	34,99	371,7 ± 293,0
Baixo vale do Ribeirão da Conceição	3.221,0 ± 1.045,1	100,6	850,0 ± 477,3

Legenda conforme Quadro 3.

Nas **Figuras 8 e 9** apresentam-se os resultados do *Is*, *Kc*, *Af*, *FSTT*, *Desvio Padrão dos valores do FSTT*, *Porcentagens de áreas nas margens direita e esquerda e histograma* indicando as direções principais de migração dos canais de cada uma das bacias aluvionares confinadas dos Rios Paracatu e Urucuia, respectivamente.

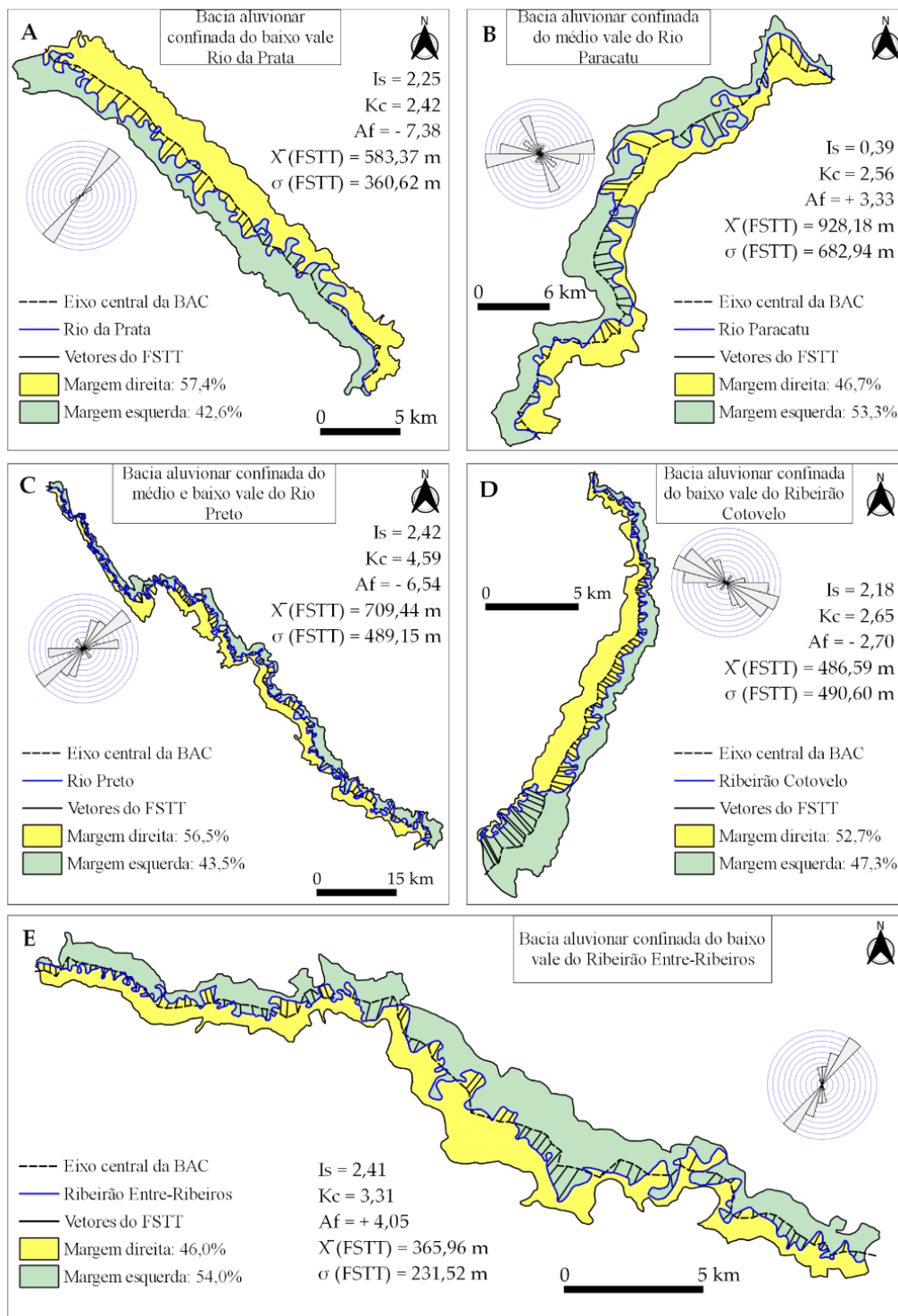


Figura 8. Bacias aluvionares confinadas e meandros comprimidos em bacias confinadas, na bacia hidrográfica do Rio Paracatu. A) baixo vale do Rio da Prata; B) médio vale do Rio Paracatu; C) médio e baixo vale do Rio Preto; D) baixo vale do Ribeirão Cotovelo; E) baixo vale do Ribeirão Entre-Ribeiros. Os histogramas polares mostram a direção predominante da migração do canal, a partir dos vetores utilizados no cálculo FSTT. X (FSTT): média aritmética do comprimento (em m) dos vetores utilizados no cálculo do FSTT; σ (FSTT): desvio padrão do comprimento (em m) dos vetores utilizados no cálculo do FSTT.

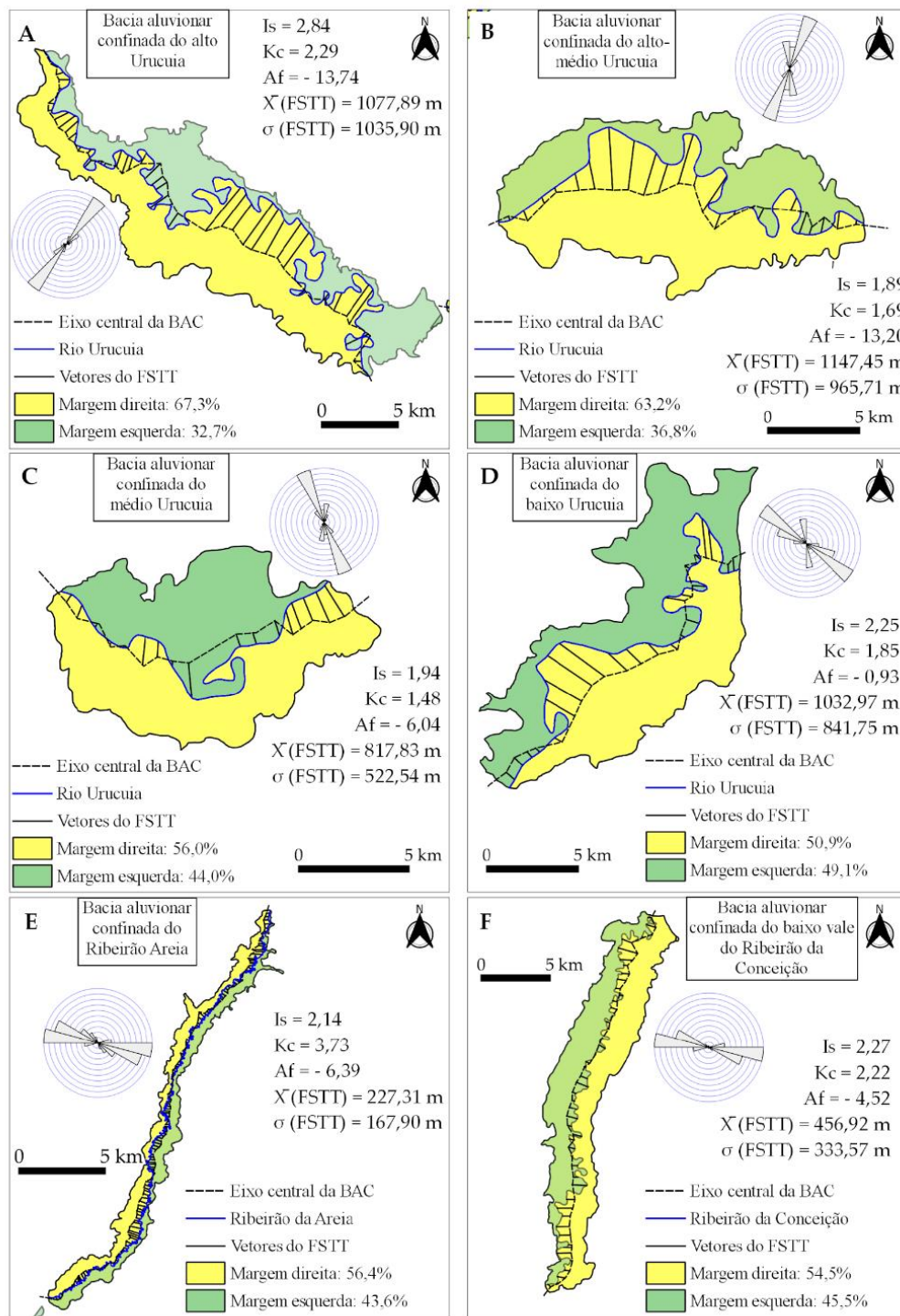


Figura 9. Bacias aluvionares confinadas e meandros comprimidos em bacias confinadas, na bacia hidrográfica do Rio Urucua. A) alto vale do Rio Urucua; B) alto médio vale do Rio Urucua; C) médio vale do Rio Urucua; D) baixo vale do Rio Urucua; E) vale do Ribeirão Areia; F) baixo vale do Ribeirão da Conceição. Os histogramas polares mostram a direção predominante da migração do canal, a partir dos vetores utilizados no cálculo do FSTT.

No interior das bacias aluvionares confinadas, feições de meandros comprimidos surgem como elemento marcante da paisagem (Figura 10). Meandros comprimidos são feições típicas de ambientes de sedimentação decorrente da redução da velocidade de escoamento do canal fluvial; essa desaceleração pode resultar de simples controles devidos à resistência litológica ou em razão de processos tectônicos tais como subsidência a montante,

soerguimento a jusante, basculamento, domeamento, etc. (Howard, 1967; Holbrook; Schumm, 1999; Ramasamy et al., 2011). Morfologias desta natureza foram descritas em ambientes variados, indicando sua aplicabilidade como critério diagnóstico para verificação de movimentação tectônica recente (Ramasamy et al., 2011; Souza; Rossetti, 2011; Vargas et al., 2014; Alves; Rossetti, 2015; Sousa; Oliveira, 2016).

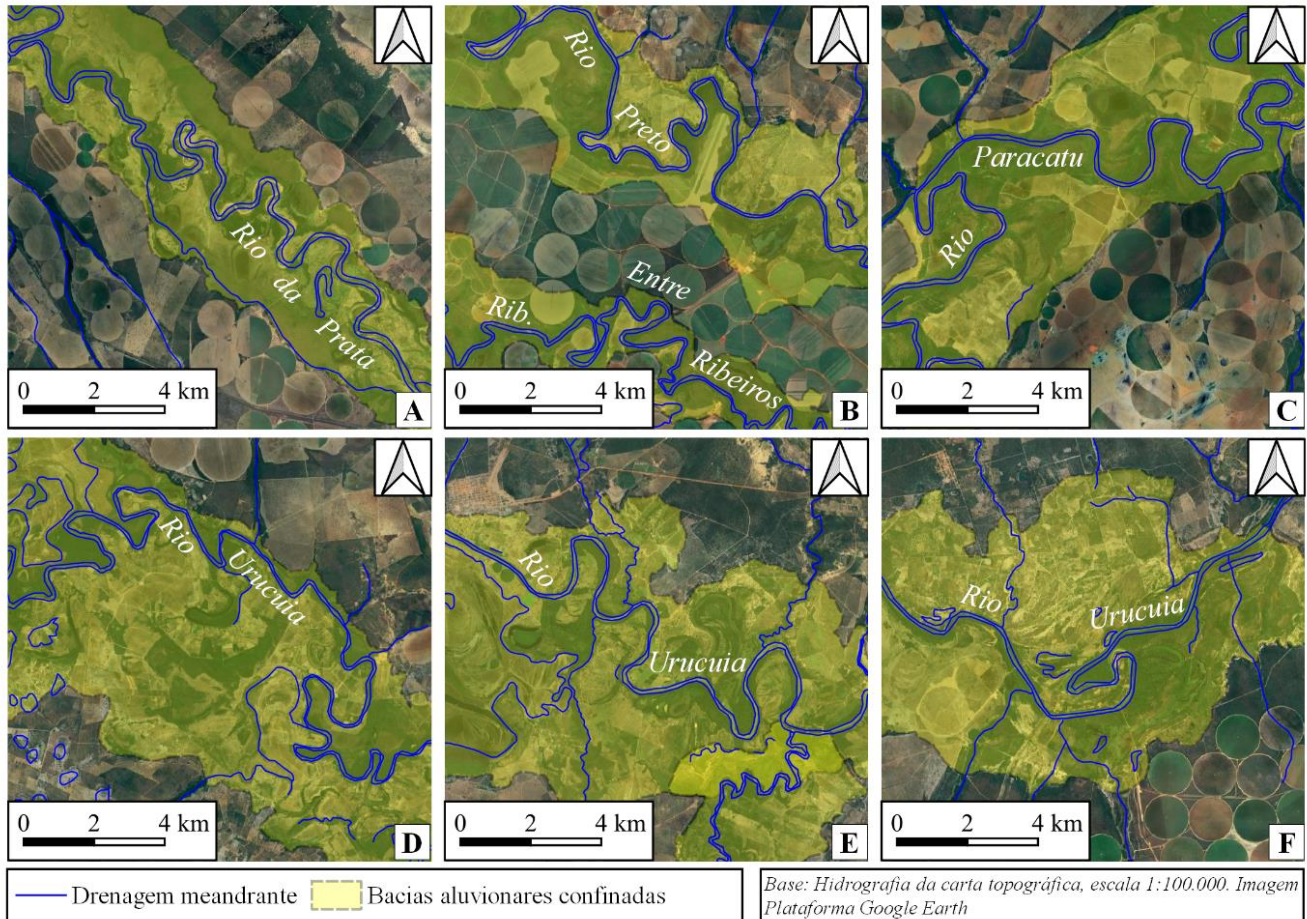


Figura 10: Trechos de meandros comprimidos no interior das bacias aluvionares confinadas. A) Baixo vale do Rio da Prata, próximo à confluência com o Rio Paracatu, na área de influência do sistema de falhas Galena – João Pinheiro. B) Baixo vale do Rio Preto e Ribeirão Entre-Ribeiros, na zona de contato tectônico cráton – faixa móvel. C) Médio vale do Rio Paracatu, no interior da Depressão do Paracatu. D) Alto vale do Rio Urucua, na área de influência da zona de falha de São Domingos e interferência de soleiras associadas ao evento tectônico Meso-Cenozoico. E) Alto-médio vale do Rio Urucua, na área de influência da zona de falha de São Domingos e interferência de soleiras associadas ao evento tectônico Meso-Cenozoico. F) Baixo vale do Rio Urucua, na área de influência da zona de falha de São Domingos e interferência de soleiras associadas ao evento tectônico Meso-Cenozoico.

4.1.1 Avaliação do K_c

Os valores mais elevados para K_c refletem as bacias aluvionares confinadas mais alongadas; as bacias do baixo Ribeirão Entre-Ribeiros ($K_c = 4,59$), vale do Ribeirão da Areia ($K_c = 3,73$) e baixo vale do Rio Preto ($K_c = 3,31$) apresentaram os valores mais altos para o índice. As duas primeiras bacias estão inseridas na zona de contato tectônico direcional e de fraturas e falhas mapeadas, associadas à Tectônica Brasileira. Nesses casos, o alongamento das bacias é pronunciado, em razão também da resistência do substrato à incisão fluvial, limitando a abertura do vale.

Em um segundo patamar, encontram-se os valores de K_c para as bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Ribeirão Cotovelo ($K_c = 2,65$), médio vale do Rio Paracatu ($K_c = 2,56$), baixo vale do Rio da Prata ($K_c = 2,42$). Os três segmentos de bacias têm em comum o fato de que o leito fluvial está instalado sobre sedimentos aluviais do

Pleistoceno Superior ao Holoceno (Bragança, 2022) e as bacias aluvionares confinadas são delimitadas por escarpas de terraços (Bragança, 2022).

Em seguida, as bacias aluvionares confinadas do alto vale do Rio Urucua ($K_c = 2,29$) e do baixo vale do Ribeirão da Conceição ($K_c = 2,22$) coincidem com trechos de canais pronunciadamente controlados pela estrutura; esse controle estrutural corresponde, no primeiro caso, à influência da zona de falha de São Domingos e no segundo caso, à Zona de Cisalhamento NNW-SSE. O terceiro nível de valores obtidos são o baixo vale do Rio Urucua ($K_c = 1,85$), o alto médio vale do Rio Urucua ($K_c = 1,69$) e o médio vale do Rio Urucua ($K_c = 1,48$). As três bacias de sedimentação aluvial confinadas estão ajustadas ao controle estrutural do canal do Rio Urucua pela zona de falha de São Domingos, porém, com interferência das direções estruturais do evento tectônico Meso-Cenozoico, na forma de imposição de soleiras e de blocos rebaixados ou basculados. Por essa razão, configuram-se como bacias alargadas, com formas bastante arredondadas.

As bacias aluvionares confinadas delimitadas na bacia do Rio Paracatu são pronunciadamente mais alongadas que aquelas da bacia do Rio Urucua; por um lado, isso sugere um maior controle direcional da rede de drenagem, fato que complementa a análise anterior, sobre o alongamento das feições. Por outro lado, indica que na bacia do Rio Urucua decorre da presença de controles litoestruturais posicionados perpendicularmente à drenagem; esse fato foi exemplificado pela ocorrência de fenômenos de meandramento pronunciado, ao longo do vale do Rio Urucua, previamente descritos. Assim, embora discretos, os valores reforçam a possibilidade de ocorrência de movimentação tectônica de blocos isolados (Hare; Gardner, 1985), notadamente, naquelas bacias situadas no interior ou na borda do Alto Estrutural do Paracatu.

4.1.2 Avaliação IS

Os valores do I_s mais expressivos foram obtidos para as bacias aluvionares confinadas do baixo Ribeirão Entre-Ribeiros ($I_s = 2,41$), baixo vale do Rio Preto ($I_s = 2,42$), bem como do alto vale do Rio Urucua ($I_s = 2,84$). Nos três casos, existe estreita correlação do traçado dos canais fluviais com a posição conhecida e mapeada de fraturas e falhas associadas à Tectônica Brasileira.

Um segundo conjunto de dados abrange as bacias aluvionares confinadas, denominadas baixo vale do Rio da Prata ($I_s = 2,25$), baixo vale do Ribeirão Cotovelo ($I_s = 2,18$), baixo vale do Rio Urucua ($I_s = 2,25$), vale do Ribeirão da Areia ($I_s = 2,14$) e baixo vale do Ribeirão da Conceição ($I_s = 2,27$); A bacia aluvionar confinada do baixo vale do Rio da Prata correlaciona-se com um segmento da zona de falha Galena-João Pinheiro.

As demais bacias aluvionares confinadas de sedimentação possuem correlação com as direções estruturais do evento tectônico Meso-Cenozoico, podendo estar sujeitas à imposição de soleiras (blocos soerguidos) ou à subsidência em zonas de falhas (grabens, zonas de fraqueza estrutural, etc.). Embora com valores comparativamente menores, as bacias de sedimentação confinada do alto-médio e do médio vale do Rio Urucua ($I_s = 1,89$ e $1,94$, respectivamente) apresentam sinuosidade moderada, que pode ser explicada pelo ajuste do traçado do canal à zona de falha de São Domingos, associada à imposição de soleiras do evento tectônico Meso-Cenozoico.

Por fim, a bacia aluvionar confinada do médio vale do Rio Paracatu ($I_s = 0,39$) apresenta o mais baixo valor para o índice; este segmento do canal, totalmente inserido na região geomorfológica Depressão do Paracatu, sofre o controle de zonas de fraquezas estruturais existentes no substrato rochoso que, em boa medida, se correlacionam com as depressões cársticas comuns nesta área (ALMEIDA et al., 2011), onde predominam rochas carbonatadas (Formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade).

Os valores de I_s e K_c mostram-se maiores nas bacias aluvionares confinadas da bacia do Rio Paracatu, em comparação com a bacia do Rio Urucua; isso resulta do fato de que um trecho mais extenso do Rio Urucua se ajusta ao traçado da falha de São Domingos. Esse confinamento leva ao um traçado mais orientado do canal fluvial, o que possui influência direta no comportamento dos processos de acumulação e dissecação. Já no caso da bacia do Rio Paracatu, a variabilidade dos valores de I_s e K_c está relacionada ao fato de que foram avaliadas principalmente em canais tributários, portanto, sujeitos a controles, até certo ponto, independentes entre si.

Ainda assim, certa correlação entre I_s e K_c pode ser observada na forma e no comportamento das bacias aluvionares confinadas. As áreas mais alongadas (com K_c maior) tendem a albergar canais mais sinuosos (com I_s maior). Por outro lado, áreas mais circulares (com K_c menor) confinam canais menos sinuosos (com I_s menor). As diferenças se manifestaram de modo discreto; na prática, os valores de I_s e K_c são próximos e uniformes, o que se

traduz em correlação positiva e direta, para cada bacia aluvionar confinada avaliada. Essa uniformidade pode ter relação com o comportamento subsidente de todas as áreas avaliadas.

4.1.3 Avaliação do Af

Os valores médios do Af obtidos para as bacias aluvionares confinadas na bacia do Rio Paracatu permitiram verificar que, de modo geral, elas são feições *simétricas* ($Af < 5$), conforme registram os valores das bacias aluvionares confinadas do médio vale do Rio Paracatu ($Af = 3,33$), baixo vale do Ribeirão Cotovelo ($Af = 2,70$) e baixo vale do Ribeirão Entre-Ribeiros ($Af = 4,05$) ou, apenas *suavemente assimétricas* ($5 < Af < 10$), de acordo com os resultados do baixo vale do Rio da Prata ($Af = 7,38$) e médio e baixo vale do Rio Preto ($Af = 6,54$).

Em relação às bacias aluvionares confinadas mapeadas na bacia do Rio Urucuia, tem-se feições *simétricas* ($Af < 5$), conforme registram os valores das bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Rio Urucuia ($Af = 0,93$) e baixo vale do Ribeirão da Conceição ($Af = 4,52$); bacias *suavemente assimétricas* ($5 < Af < 10$) são observadas de acordo com os resultados do médio vale do Rio Urucuia ($Af = 6,04$) e do vale do Ribeirão Areia ($Af = 6,39$); por fim, bacias *moderadamente assimétricas* ($10 < Af < 15$) resultaram dos dados do alto vale do Rio Urucuia ($Af = 13,74$) e do médio alto vale do Rio Urucuia ($Af = 13,20$).

As bacias aluvionares confinadas delimitadas na bacia do Rio Paracatu são pronunciadamente mais alongadas que aquelas da bacia do Rio Urucuia; por um lado, isso sugere um maior controle direcional da rede de drenagem, fato que complementa a análise anterior, sobre o alongamento das feições. Por outro lado, indica que na bacia do Rio Urucuia decorre da presença de controles litoestruturais posicionados perpendicularmente à drenagem; esse fato foi exemplificado pela ocorrência de fenômenos de meandramento pronunciado, ao longo do vale do Rio Urucuia, previamente descritos. Assim, embora discretos, os valores reforçam a possibilidade de ocorrência de movimentação tectônica de blocos isolados (Hare; Gardner, 1985), notadamente, naquelas bacias situadas no interior ou na borda do Alto Estrutural do Paracatu.

Os valores de Af mostram-se aparentemente aleatórios na comparação entre as duas bacias. No caso da bacia do Rio Urucuia, é possível afirmar que os valores da assimetria diminuem de montante para jusante, devido à progressiva dissecação e conseqüente ajuste da drenagem à zona de fraqueza estrutural. Essa avaliação não encontra correlação na bacia do Rio Paracatu, tendo em vista que, neste caso, apenas uma bacia aluvionar confinada foi mapeada no leito do rio principal da bacia.

No caso das bacias aluvionares confinadas da bacia do Rio Paracatu, o baixo Rio Preto e o baixo Entre-Ribeiros possuem cursos aproximadamente paralelos, correndo em direção NNW-SSE; o baixo Rio Preto possui assimetria negativa, ou seja, migra em direção à margem esquerda, ou seja, NE. Já o baixo Entre-Ribeiros possui assimetria positiva, isto é, migra em direção à margem direita, ou seja, para SW. Essa oposição indica a existência de um provável bloco positivo em seu divisor de águas ou, ainda, uma dissecação orientada por fraquezas estruturais paralelas, assim como seus canais.

A bacia aluvionar confinada do baixo Rio da Prata possui direção similar aos casos anteriores, porém, segue controlada por uma extensão da Falha de Galena. Possui assimetria positiva e sua migração em direção à margem direita desloca o canal para NE, o que se correlaciona positivamente com a posição mapeada da falha.

A bacia aluvionar confinada do baixo Ribeirão Cotovelo apresenta valores negativos da assimetria, que indicam migração do canal em direção à margem esquerda; porém, dado o controle direcional desta bacia por lineamentos SW-NE, o canal se desloca para SE. No caso do baixo Cotovelo, a migração do canal é controlada pela existência de um graben (Bragança, 2022). A bacia aluvionar confinada do médio Paracatu encontra-se inserida em domínio cárstico, com ocorrência de dolinas; sua migração lateral em direção à margem direita parece ser um fenômeno local.

Todas as bacias aluvionares confinadas da bacia do Rio Urucuia apresentam assimetria negativa, indicando migração preferencial em direção à margem esquerda; esse padrão parece resultar também do forte controle direcional do Rio Urucuia pela falha de São Domingos. Assim, os valores da assimetria são muito maiores nas bacias aluvionares confinadas a montante (alto Urucuia, alto médio Urucuia e médio Urucuia), apontando para uma forte migração em direção à margem esquerda, portanto, para NE. Da mesma forma, o baixo Urucuia, o baixo Ribeirão da Conceição e o Ribeirão Areia possuem assimetria negativa, porém, são canais aproximadamente paralelos, orientados pela direção estrutural SW-NE e influenciados por soleiras ou por pequenos blocos subsidentes.

4.1.4 Avaliação do FSTT

Obteve-se dois conjuntos de valores médios para o FSTT. O primeiro conjunto de valores, referiu-se às bacias aluvionares confinadas no vale do Rio Urucuia: alto vale do Rio Urucuia, alto médio vale do Rio Urucuia e médio vale do Rio Urucuia. Nos três casos, os valores ficaram entre -0,22 e -0,28. Portanto, infere-se que essas bacias estão sujeitas a nível moderado de inclinação do substrato do leito (Cox, 1994; Burbank e Anderson, 2001, Keller e Pinter, 2002; Salvany, 2004), em direção à sua margem esquerda, ou seja, NE, tendo em vista que se ajustam à zona de falha de São Domingos e, também, estão sujeitas à possibilidade de movimentação de blocos na borda do Alto Estrutural do Paracatu. Esse indício de basculamento de blocos possui correlação positiva com valores negativos de Af (**Figuras 8 e 9**).

O segundo conjunto de valores, descreveu as demais bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Rio Urucuia e seus tributários, Areias e Conceição, bem como todas aquelas mapeadas no Rio Paracatu. Assim, no vale do Rio Urucuia, as bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Rio Urucuia, vale do Ribeirão Areia e baixo vale do Ribeirão da Conceição apresentaram valores (em módulo) menores que 0,13 (Figuras 8 e 9). Da mesma forma, na bacia do Rio Paracatu, as bacias aluvionares confinadas apresentaram valores (em módulo) menores que 0,13. Portanto, enquadram-se em ambientes sujeitos a um nível baixo de inclinação do substrato do leito (Cox, 1994; Burbank; Anderson, 2001, Keller; Pinter, 2002; Salvany, 2004).

Contudo, deve ser registrado que, em todos os casos, o desvio padrão indicou, nas duas bacias, valores entre 0,34 e 0,53. Esse dado impede descartar totalmente a inclinação do substrato, levando a reconsiderar a movimentação de pequenos blocos, seja devido à acomodação e reativação de anisotropias antigas, seja devido à dinâmica do Alto Estrutural do Paracatu.

Já uma avaliação pormenorizada dos valores do FSTT indica que o comportamento dos canais é bastante complexo e singular no interior de cada bacia aluvionar confinada. Esse comportamento é reforçado pelos valores de Af, previamente descritos. A bacia aluvionar confinada do baixo Cotovelo apresenta valores entre moderados e acentuados na maior parte do canal, explicando sua posição junto à margem esquerda; já próximo à confluência com o Paracatu, o canal migra abruptamente para a margem direita ($0,7 > \text{FSTT} > 1,0$). Esse caso é explicado pela dinâmica no graben que acomoda essa bacia aluvionar confinada (Bragança, 2022). A segunda bacia aluvionar confinada com valores mais expressivos de FSTT é o médio Paracatu; o índice aponta para uma migração pronunciada do canal no interior da área, com meandros ocupando amplamente sua extensão ($0,8 > \text{FSTT} > -0,8$). No interior da bacia aluvionar confinada do baixo Rio Preto, o canal tende a divagar pela planície, ora junto à margem esquerda ora junto à margem direita, embora, haja um posicionamento mais perceptível em direção a NE (margem esquerda), conforme também apontam os valores de Af. Embora divagante, o canal da bacia aluvionar confinada do baixo Entre-Ribeiros apresenta migração moderada no interior da bacia, com alguns deslocamentos pronunciados em direção à margem esquerda (NE) mais expressivos que na direção oposta. Os valores de Af são indefinidos em relação a essa área. Por fim, a bacia aluvionar confinada do baixo Rio da Prata é a que apresenta um canal com menor grau de divagação no interior da planície, o que indica um nível baixo a moderado de inclinação do substrato, embora o fator de assimetria tenha se mostrado expressivo.

Em detalhe, os valores de FSTT das bacias aluvionares confinadas da bacia do Rio Urucuia reforçam fortemente as análises da assimetria. A bacia aluvionar confinada do alto Urucuia apresenta valores de FSTT entre moderados e acentuados, indicando o basculamento do bloco que justifica a migração do canal em direção à margem esquerda em seu interior. Esses mesmos valores são apenas baixos ou moderados em direção à margem oposta. O mesmo cenário foi descrito pelos valores do FSTT relativos à bacia aluvionar confinada do alto médio Urucuia e médio Urucuia ($-0,4 > \text{FSTT} > -1,0$). Já os valores do FSTT relativos às bacias aluvionares confinadas do médio Urucuia e do baixo Urucuia, apresentam-se menores que os anteriores; essas áreas descrevem um trecho do Rio Urucuia orientado na direção NW-SE, que já passa a sofrer influência das estruturas SW-NE, bem como da direção estrutural regional que controla o canal do Rio São Francisco. Ainda assim, observa-se uma migração discreta do canal em direção à margem esquerda (NW), indicativa de basculamento dos blocos nesta direção, já que se situam na borda do Alto Estrutural do Paracatu, conforme apontam também os valores da assimetria.

Por fim, a avaliação do FSTT dos tributários mantém coerência com os valores do canal principal da bacia. A bacia aluvionar confinada do baixo Ribeirão da Conceição abriga um canal meandrante, com acentuada tendência a se deslocar para a margem esquerda da bacia ($-0,4 > \text{FSTT} > -0,8$). Por fim, a bacia aluvionar confinada do Ribeirão Areia acomoda um canal cuja migração lateral é moderada em toda a extensão de seu alto vale até que, próximo à

foz, realiza uma migração acentuada em direção à margem esquerda, portanto, sob influência do mesmo bloco que controla a dinâmica fluvial no alto Urucuia. Essa dinâmica é corroborada pelos valores da assimetria.

Em conjunto, os valores do FSTT indicam apenas uma discreta inclinação do leito dos canais no interior das bacias; do mesmo modo, o Af sugere uma discreta migração dos canais no interior das planícies. Valores altos de Af indicam áreas com potencial influência de basculamento sobre a drenagem (Keller; Pinter, 2002). Assim, há múltiplos indícios para se apontar possíveis basculamentos de blocos na área.

Por outro lado, há um flagrante desequilíbrio do conjunto do sistema de drenagem no interior dessas bacias, em relação aos demais trechos de sedimentação e aos canais em geral, sustentando a hipótese de que pode estar ocorrendo o movimento vertical de blocos falhados; esses pequenos blocos são interpretados como fragmentos do Alto Estrutural do Paracatu. Uma segunda possibilidade, complementar à anterior, decorre da reativação e acomodação das macroestruturas regionais, associadas ao cráton e à faixa móvel, em razão da cinemática da Placa Sul-americana. Esse movimento dos blocos isolados pode ser inferido a partir da disposição das bacias de sedimentação ao longo das principais zonas de falhas Pré-Cambrianas e Meso-Cenozoicas, na forma de segmentos interrompidos e isolados entre trechos retilíneos do mesmo canal fluvial. Esses trechos retilíneos correm sempre encaixados em leitos rochosos. A disposição dessas bacias aluvionares confinadas, seja paralela ou perpendicularmente entre si, reforça a interpretação do condicionamento litoestrutural.

4.1.5 Avaliação das direções indicadas pelos histogramas dos vetores do FSTT

Em dez das bacias aluvionares confinadas, os histogramas indicam claramente que a migração do canal ocorreu perpendicularmente à direção estrutural reconhecida para a área, a partir do mapa estrutural e dos lineamentos mapeados. Isso aponta para o fato de que essas direções estruturais forçam um condicionamento recente da drenagem, controlado tanto por prováveis blocos subsidentes quanto pela imposição de soleiras.

A única exceção a esse padrão é bacia aluvionar confinada do médio Rio Paracatu que, situada no canal principal, no trecho inserido no setor de dolinas a montante da Serra da Maravilha (Almeida et al., 2011) parece conjugar esse controle cárstico com as linhas de fraqueza Pré-Cambrianas do sistema de falhas Galena-João Pinheiro.

As bacias aluvionares confinadas do médio e baixo vale do Rio Preto, baixo vale do Rio da Prata e alto Urucuia orientam-se conforme direções de falhas inversas Pré-Cambrianas. Já as bacias aluvionares confinadas do médio vale do Paracatu, baixo vale do Ribeirão Cotovelo, baixo vale do Ribeirão da Conceição e vale do Ribeirão Areia ajustam-se a direções definidas por lineamentos correlativos ao evento tectônico Meso-Cenozoico. As três primeiras áreas apresentam indícios de subsidência. A mesma morfologia indicativa de subsidência pode ser observada nas bacias aluvionares confinadas do médio Urucuia e baixo Urucuia, porém essas duas últimas áreas guardam menor correlação com as direções estruturais da bacia do Paracatu porque ajustam-se a um grande lineamento SW-NE, que controla um trecho do Rio São Francisco com aproximadamente 180 km, a NE da área de estudo.

4.2 Avaliação da morfologia de trechos de meandros comprimidos

No interior das bacias aluvionares confinadas, os canais descrevem traçados sinuosos, na forma de meandros comprimidos. Diferentes fatores explicam a origem dessa morfologia. Entre eles, pode-se considerar o caráter subsidente das bacias e o aporte de caudal e de carga sedimentar de tributários que deságuam nas mesmas, como ocorre no caso das bacias do alto vale do Rio Urucuia, alto médio vale do Rio Urucuia, médio vale do Rio Urucuia, baixo vale do Ribeirão da Conceição e baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

Nos casos das planícies do baixo vale do Ribeirão da Conceição e do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, as áreas de acumulação sedimentar possuem morfologia alongada e delimitação por bordas de terraço, escarpadas, pronunciadamente retilíneas (**Figura 11**), reforçando fortemente a hipótese de blocos subsidentes (Guedes et al., 2006; Bragança, 2022), bem como evidenciando a dissecação recente da paisagem. Ainda neste contexto, a bacia aluvionar confinada do baixo vale do Ribeirão Cotovelo se destaca no contexto regional, seja por se configurar como um tributário farpado, seja por sua natureza subsidente, seja ainda por sua idade holocênica (Bragança, 2022); essa planície recebe a contribuição de, pelo menos, quatro tributários em sua margem direita (Bragança, 2022).

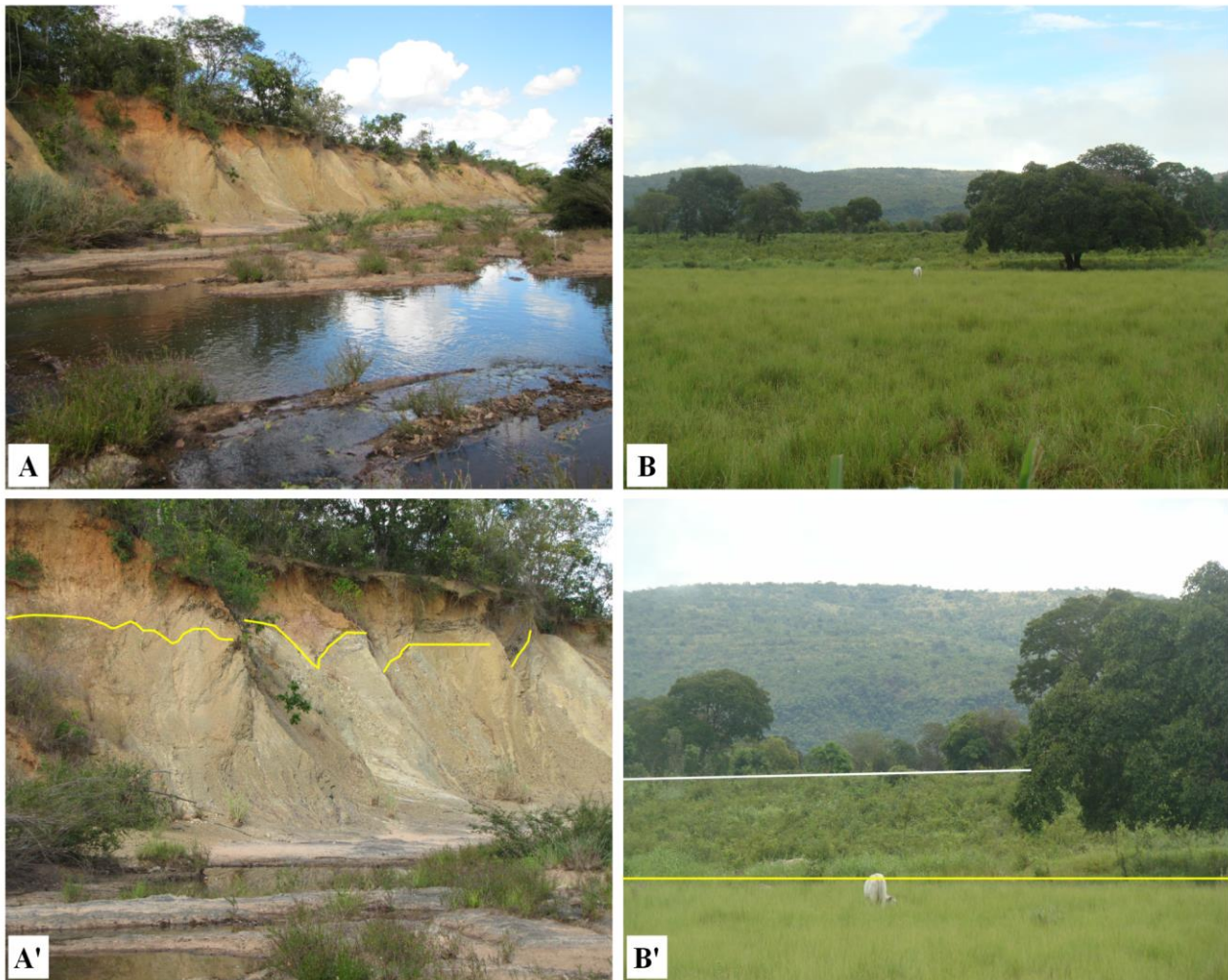


Figura 11. Escarpas de terraços na bacia do Ribeirão Cotovelo. A) Setor de montante da planície fluviolacustre, delimitado por escarpas de terraços elevados, decorrentes da dissecação de metapelitos da Formação Serra da Saudade, na zona de cisalhamento NNW-SSE. A') Detalhe da foto A: A linha amarela indica a base do terraço pleistocênico, datado neste local com 28.550 (\pm 4.880) anos. B) Vista panorâmica a partir do interior da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo; a planície é delimitada pelas bordas dos terraços pleistocênicos. B') Detalhe da foto B: Terraço pleistocênico, datado com 12.180 (\pm 985) anos; a linha amarela indica a base da escarpa e a linha branca indica o topo da escarpa. Fotografias tomadas, nas imediações da Fazenda da CODEVASF, no município de Brasilândia de Minas. Ao fundo, compartimento planáltico da Serra do Boqueirão. Fotografias: acervo do autor principal.

A bacia do baixo vale do Rio da Prata possui morfologia semelhante aos casos anteriores (**Figura 12**), o que justifica a mesma interpretação morfogenética; contudo, nenhum tributário expressivo deságua nesta última bacia.

As bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Rio Urucuia, baixo vale do Ribeirão Entre-Ribeiros e médio vale do Rio Paracatu mostram indícios de controle por soleiras. No interior destas áreas, os meandros comprimidos resultam da constante migração lateral dos canais, dado que a declividade quase nula força a remobilização dos sedimentos transportados pelos canais, criando obstáculos ao seu próprio percurso. A bacia aluvionar confinada do baixo vale do Rio Urucuia recebe apenas a contribuição de cursos de primeira e segunda ordens e seu canal principal divaga no interior da planície. Já a bacia aluvionar confinada do médio vale do Rio Paracatu, recebe a contribuição do Rio da Prata, a montante, que incorpora sua carga sedimentar e sua vazão ao rio principal da bacia. Além disso, essa bacia aluvionar confinada do médio vale do Rio Paracatu recebe ainda o aporte de vazão e carga sedimentar do Ribeirão Entre Ribeiros em sua extremidade de jusante. Como consequência, nesta bacia, o canal apresenta o maior valor do IS calculado (2,96), podendo ser decorrente do transporte dessa carga sedimentar

adicional, a montante, somada à posição do canal no interior da depressão homônima; e também, devido ao efeito de remanso provocado pelo aporte de vazão e carga sedimentar a jusante.

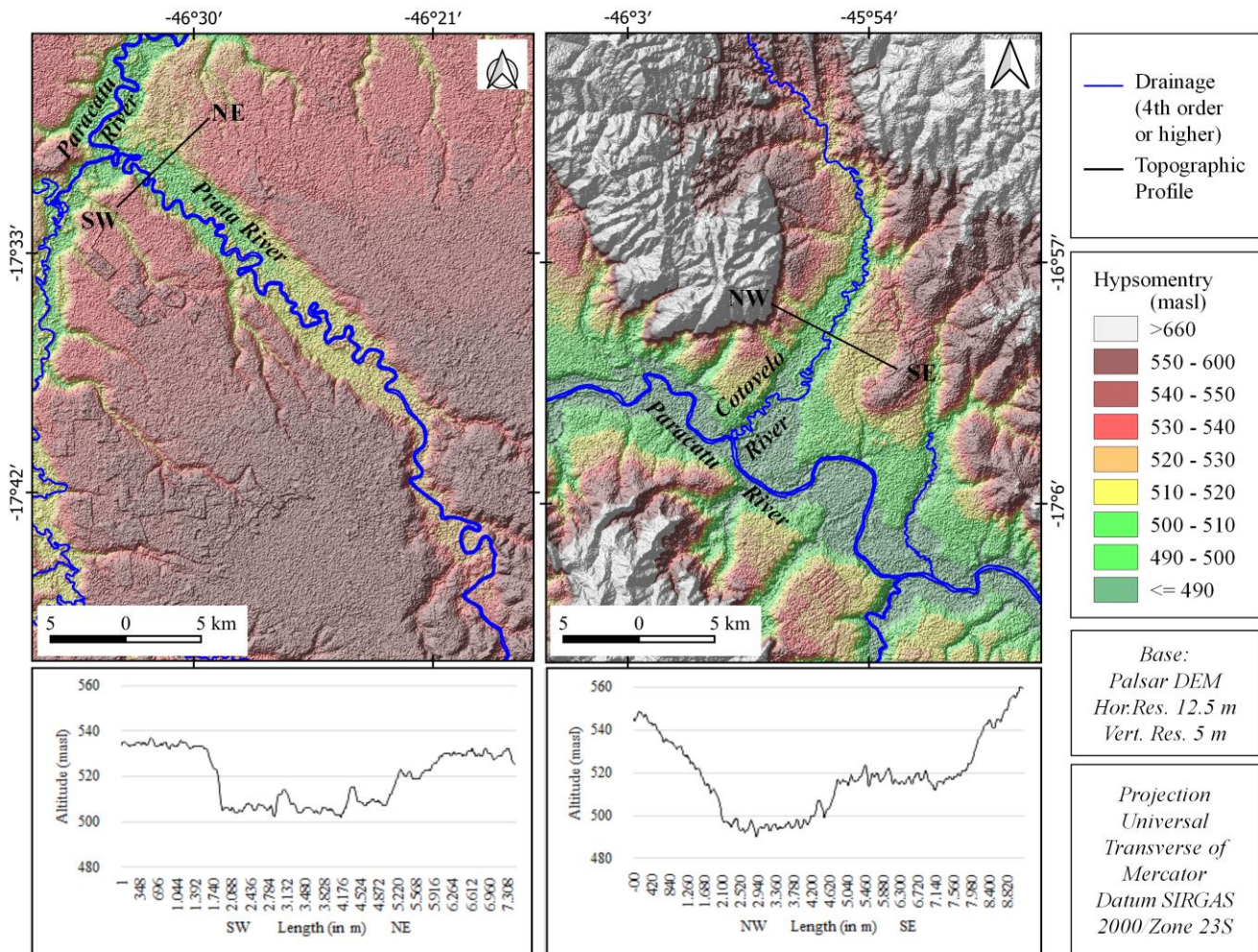


Figura 12. Morfologia das calhas do Rio da Prata e do Ribeirão Cotovelo, mostrando o encaixamento do baixo vale e a delimitação da bacia aluvial confinada por bordas elevadas. Observar o traçado meandrante dos canais, indicativo de meandros comprimidos.

Já nos casos das bacias aluvionares confinadas do baixo vale do Ribeirão da Conceição, baixo vale do Ribeirão Cotovelo e baixo vale do Ribeirão Entre-Ribeiros o canal fluvial e o processo de sedimentação apresentam traçados fortemente controlados pela estrutura. Por essa razão, a dinâmica do canal principal é limitada lateralmente pelas escarpas que confinam seu leito maior.

Por fim, as bacias aluvionares confinadas do médio e baixo vale do Rio Preto e do vale do Ribeirão Areia possuem direções fortemente controladas pelo fator litoestrutural. A bacia aluvionar confinada do médio e baixo vale do Rio Preto orienta-se na direção NNW-SSE e a bacia aluvionar confinada do vale do Ribeirão Areia ajusta-se à direção NE-SW. Em razão desse controle estrutural explícito, os canais principais das bacias correm entrincheirados em leitos às vezes sedimentares às vezes rochosos, com pacotes sedimentares em terraços comparativamente mais modestos do que as demais bacias descritas, inclusive com índice de sinuosidade comparativamente menor. Essas bacias possuem canais com padrões meandranes que registram uma morfogênese mista, isto é, há trechos em que os meandros resultam da dinâmica sedimentar controlada por soleiras rochosas pronunciadas; e há outros casos em que os meandros são a consequência direta do encaixamento do canal nas linhas de fraqueza do leito rochoso.

5. Conclusões

No NW de MG, na zona de contato entre o Cráton São Francisco e a Faixa Móvel Brasília e na área de cobertura cratônica deformada (foreland basin), as anomalias de drenagem explicitam uma conjugação de fatores e eventos de natureza geológica, geomorfológica e estrutural e podem ser observadas em várias escalas distintas. São também o registro da evolução do relevo regional e fornecem um quadro explicativo para a inserção da rede de drenagem em seu contexto. Nesse ambiente, bacias aluvionares confinadas são traços comuns da hidrogeomorfologia regional.

A complexidade do território, tanto do ponto de vista hidrogeomorfológico quanto do ponto de vista estrutural, constitui indício de que episódios contínuos de reativação do Alto Estrutural do Paracatu e da zona de contato Cráton São Francisco - Faixa Móvel Brasília tornaram essas feições importantes fatores de controle do arranjo da rede de drenagem regional.

A morfodinâmica no interior das bacias aluvionares confinadas mostra-se fortemente influenciada pelos fatores estruturais e tectônicos. Contudo, é possível considerar a atuação de fatores hidrogeomorfológicos, por exemplo, ao se considerar que no interior dessas bacias são comuns fenômenos de inundação por transbordamento, ao passo que fora de seus limites, convencionalmente, os cursos tendem a se manter dentro de seus canais. Esse processo tem expressão geomórfica, também, no maior teor de umidade presente no solo das bacias aluvionares confinadas, mesmo durante a estação seca, em comparação com outros setores mais elevados da paisagem, inclusive nos terraços distribuídos ao longo dos canais. A sazonalidade climática regional, corrobora as características geomorfológicas das bacias aluvionares confinadas, remetendo aos conceitos de áreas úmidas deprimidas e de planícies inundáveis.

Nesse contexto, aquelas bacias confinadas, feições geomórficas de pequenas dimensões, que exibem um claro controle estrutural, permitem inferir fenômenos de reativação das zonas de fraqueza e nucleação de novas pequenas falhas normais, durante o Plio-Pleistoceno. Concretamente, existe relação direta entre as bacias aluvionares confinadas e a alteração das estruturas primária e secundária das rochas por fraturas justapostas em duas direções, NNW-SSE e SW-NE. Ao mesmo tempo, percebe-se que os fenômenos hidrogeomorfológicos são mais atuantes em seu interior, de modo pontual, porém, contínuo e persistente.

As bacias aluvionares confinadas, particularmente, são feições regionais com caráter subsidente e configuram um padrão decorrente da dinâmica de pequenos blocos, resultantes da fragmentação do Alto Estrutural do Paracatu e da reativação da zona de contato Cráton-Faixa Móvel. Além disso, como os canais se mostram moderadamente assimétricos no interior dessas áreas e, da mesma forma, como há assimetrias pronunciadas nessas feições, conclui-se por uma dinâmica sedimentar controlada por uma tectônica de blocos, com movimentos verticais discretos e diferenciados. Em todas as bacias aluvionares confinadas observou-se que as feições da rede de drenagem resultam da atuação de uma morfodinâmica fluvial presente e ativa.

Contribuições dos Autores: Concepção, M.T.R.B.; metodologia, M.T.R.B.; software, M.T.R.B.; validação, M.T.R.B.; L.F.P.B.; análise formal, M.T.R.B.; L.F.P.B.; pesquisa, M.T.R.B.; recursos, M.T.R.B.; L.F.P.B.; preparação de dados, M.T.R.B.; escrita do artigo, M.T.R.B.; revisão, M.T.R.B.; L.F.P.B.; supervisão, L.F.P.B.; D.O.; aquisição de financiamento, L.F.P.B. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi parcialmente financiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), processo número APQ-00770-24.

Agradecimentos: Aos membros do RIVUS (Grupo de Pesquisa em Geomorfologia e Recursos Hídricos - <https://rivusufmg.wixsite.com/home>) por suas contribuições e ao editor e aos revisores por seus comentários e sugestões.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. ALKMIM, F.F.; BRITO-NEVES, B.B.; ALVES J.A.C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (eds.) **O Cráton do São Francisco**. SBG/Núcleo BA/SE, 1993. pp. 45-62.
2. ALKMIM, F.F.; MARTINS-NETO, M.A. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In PINTO, C.P.; MARTINS-NETO, M.A. (eds.). **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais, 2001. p. 9-30.
3. ALMEIDA, A.C.S.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; GOMES, N.S.; VOLMER-RIBEIRO, C. Domínios geomorfológicos na área de ocorrência dos depósitos de espongilito da região de João Pinheiro, Minas Gerais, Brasil. **Revista da Escola de Minas**, v. 64, n. 3, p. 299-304, 2011.
4. ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 559-578, 2015.
5. ASF-DAAC. ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high resolution 2015; Includes Material © JAXA/METI 2007. Accessed through ASF-DAAC 27 may 2018. DOI: <https://doi.org/10.5067/JBYK3J6HFSVF>.
6. BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K. Ambiente de sedimentação da Formação Areado, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, p. 237 – 242, 1980.
7. BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.
8. BRAGANÇA, M.T.R. **Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o graben holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional**. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022a. <https://doi.org/10.11606/T.8.2022.tde-19072022-184004>
9. BRAGANÇA, M.T.R.; BARROS, L.F.P.; OLIVEIRA, D. Curvaturas anômalas e segmentos retilíneos de canais como evidência de controle lito-estrutural da rede de drenagem no noroeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 19. 2022, Rio de Janeiro. Antropoceno: das transformações às metamorfoses das paisagens e do mundo. **Anais...** Rio de Janeiro: IGEOG/PPGEO/UERJ, 2022a. p. 13-17.
10. BRAGANÇA, M.T.R.; BARROS, L.F.P.; OLIVEIRA, D. Dissecção fluvial pleistocênica e holocênica na margem esquerda do Rio São Francisco, em Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 19, 2022, Rio de Janeiro. Antropoceno: das transformações às metamorfoses das paisagens e do mundo. **Anais...** Rio de Janeiro: IGEOG/PPGEO/UERJ, 2022b. v. 1. p. 18-22.
11. BRAGANÇA, M. T. R.; BARROS, L. F. P.; OLIVEIRA, D. Morphotectonic and morphostructural investigation in northwestern Minas Gerais State, Brazil: a lineament mapping assessment. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, p. e2322, 2023a. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2322>
12. BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Oxford: Blackwell Science. 2001.
13. BURNETT, A.W.; SCHUMM, S.A. Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.
14. CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. A glaciação neopaleozoica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p. 65-76, 1994.
15. CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997a.
16. CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997b.
17. CHUVIECO, E. **Fundamentos de teledetección espacial**. Madrid: Rialp, 1996.
18. COTTON, C.A. Fault valleys and shutter ridges at Wellington. **New Zealander Geographer**, v. 7, p. 62-68, 1951.
19. COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of América Bulletin**, v. 106, p. 571-581, 1994.
20. CPRM; COMIG. **Folha SE.23-V-D - João Pinheiro**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Carta Geológica - Escala 1:250.000. Belo Horizonte: CPRM; COMIG, 2003a. Scale 1:250,000.
21. CPRM; COMIG. **Folha SE.23-V-B - São Romão**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Carta Geológica - Escala 1:250.000. Belo Horizonte: CPRM; COMIG, 2003b. Scale 1:250,000
22. DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-263, 1991.
23. DRACHAL, J.; DEBOWSKA, A. Towards a More Realistic Depiction of the Earth's Surface on Maps. **Pure and Applied Geophysics**, v. 171, p. 1061-1075, 2014. DOI 10.1007/s00024-013-0684-8.

24. DUVALL, A.R.; HARBERT, S.A.; UPTON, P.; TUCKER, G.E.; FLOWERS, R.M.; COLLETT, C. River patterns reveal two stages of landscape evolution at an oblique convergent margin, Marlborough Fault System, New Zealand, **Earth Surf. Dynam.**, 8, 177–194, <https://doi.org/10.5194/esurf-8-177-2020>, 2020.
25. FIRMINO, I.G.; SOUZA FILHO, E.E. Análise de Padrões e de Anomalias de Drenagem da Porção Média da Bacia do Rio Tibagi (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, São Paulo, v.18, n.1, p.37-49, 2017.
26. FRAGOSO, D.G.C.; UHLEIN, A.; SANGLARD, J.C.D.; SUCKAU, G.L.; GUERZONI, H.T.G.; FARIA, P.H. Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. **Geonomos**, v. 19, p. 28-38, 2011. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v19i1.60>.
27. GOMES, C.S.; MAGALHÃES JR, A.P. Classes hidrogeomorfológicas de áreas úmidas em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, v.21, n.2, (Abr-Jun) p.313-327, 2020. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1794>
28. GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do Rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Rev UnG Geociências**, v. 5, p. 75–102, 2006.
29. GUERASIMOV, I.P.; MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. In: **Geomorphology, Encyclopedia of Earth Science**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1968. p. 731-732.
30. HARE, P.W.; GARDNER, T.W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology**. Allen and Unwin, Boston, 1985. p. 75–104.
31. HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro. 1., 1990. Belo Horizonte. **Anais... Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais**. 1990. p. 1–31.
32. HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
33. HOLBROOK, J., SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 305, p. 287–306. 1999.
34. HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.
35. IBGE. **Geomorfologia**. Base de Dados Espacial 1:250.000, Brasil. Versão_2023. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html> Acesso em 9 jul 2025.
36. NUNES, B.A.; RIBEIRO, M.I.C.; ALMEIDA, V.J.; NATALI FILHO, T. (Coords.). **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1995.
37. KATTAH, S.S. **Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1991. 227p.
38. KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 2002.
39. LIMA, A.G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**, v.6 n.2 p. 339-354. 2010.
40. LOPES, E.E. **Proposta metodológica para validação de imagens de alta resolução do Google Earth para a produção de mapas**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Centro Tecnológico da UFSC, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009. 112p.
41. LP-DAAC. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global from 2018 was retrieved on 2018 06 08 from <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc>, maintained by the NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) at the USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota. 2018.
42. MANJORO, M. Structural control of fluvial drainage in the western domain of the Cape Fold Belt, South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 101, p. 350–359. 2015.
43. MARPLE, R.T.; TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina Coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. **Geology**, Boulder, v. 21, p. 651-654, 1993.
44. MINAS GERAIS (Estado). Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. **II Plano de Desenvolvimento Regional do Noroeste - Planoroeste**. Belo Horizonte, Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. 1981.
45. MINAS GERAIS (Estado). Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. **Diagnóstico Ambiental de Minas Gerais**. Belo Horizonte, Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. 1983. 158p.

46. MOREIRA, A.A.N.; CAMELIER, C. Relevô. In: GALVÃO, M. G. (Ed.). **Geografia do Brasil, Região Sudeste**. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1977. p. 1–50.
47. PANDEY, S. **Principles and applications of photogeology**. Nova Delhi: New Age International Publishers, 2001.
48. PARVIS, M. Drainage pattern significance in airphoto identification of soils and bedrocks. **Photogrammetric Engineering**, v. 16, p. 375-409, 1950.
49. PÉREZ-PEÑA, J.; AZAÑÓN, J.; BOOTH-REA, G.; AZOR, A.; DELGADO, J. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. F2, F02018, 2009.
50. PERUCCA, L.P.; ROTHIS, M.; VARGAS, H.N. Morphotectonic and Neotectonic Control on River Pattern in the Sierra de La Cantera Piedmont, Central Precordillera, Province of San Juan, Argentina. **Geomorphology**, v. 204, p. 673–82, 2014. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X13004728>
51. QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System (versão 3.22). 2023. Disponível em: <<http://qgis.osgeo.org>>.
52. PRODEMGE. Companhia de Tecnologia da Informação do Estado de Minas Gerais – Prodemge. Infraestrutura de Dados Espaciais, s/d. Disponível em: <http://www.geo.prodemge.gov.br>. Acesso em abr./2024.
53. RAMASAMY, S.M., KUMANAN, C.J., SELVAKUMAR, R., SARAVANAVEL, J. Remote sensing revealed drainage anomalies and related tectonics of South India. **Tectonophysics** 501, 41–51. 2011
54. REIS, H.L.S., ALKMIM, F.F., SILVA, L.C. O Cinturão neoproterozoico de antepaís da Faixa Brasília, Bacia do São Francisco (Brasil), características e principais traços tectônicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Santos. 2012.
55. REIS, H.L.S.; ALKMIM, F.F. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 66, p. 711-731, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013>
56. REIS, H.L.S.; ALKMIM, F.F.; FONSECA, R.C.S.; NASCIMENTO, T.C.; SUSS, J.F.; PREVATTI, L.D. The São Francisco Basin. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F.F. **São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**. Switzerland: Springer, 2017. p. 117–43. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_7.
57. RHEA, S. Evidence of uplift near Charleston, South Carolina. **Geology**, Boulder, v. 17, p. 311–315, 1989.
58. SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1991. 285p
59. SALAMUNI, E.; EBERT, H. D; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.
60. SALVANY, J.M. Tilting neotectonics of the Guadamar drainage basin, SW Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 2, p. 145-160, 2004.
61. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 501 p.
62. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. 2.ed. Ministério de Minas e Energia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1985. Scale 1:2.500.000.
63. SGARBI, G.N.C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2000.
64. SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; CORDEIRO, C.M.; GOMES, A.A.T.; BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JR., A.P. 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. 43, p. 1-28, 2022. DOI: 10.1080/02723646.2022.2080798.
65. SOUGNEZ, N.; VANACKER, V. The topographic signature of Quaternary tectonic uplift in the Ardennes massif (Western Europe). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 1095–1107, 2011
66. SOUSA, M.M.; OLIVEIRA, W. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 4, p. 1254-1267, 2016.
67. SOUZA, L.S.B.; ROSSETTI, D.F. Caracterização da rede de drenagem na porção leste da Ilha do Marajó e implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 69-83, 2011.

68. STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 8, n. 6, p. 913-920, 1957.
69. TWIDALE, C.R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159-218, 2004.
70. VARGAS, K.B.; SORDI, M.V.; FORTES, E.; JAYME, N.S.; ALVES JR, A.P. Análise de anomalias de drenagem na área abrangida pela carta topográfica de Mauá da Serra – PR. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v. 10, n.6, p. 23-28, 2014.
71. VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245p.
72. VOLKOV, N.G.; SOKOLOVSKY, I.L.; SUBBOTIN, A.I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels of rivers. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER MECHANICS. Bern: International Union of Geodesy and Geophysics, **Proceedings...** Bern, 1967.
73. ZERNITZ, E.R. Drainage patterns and their significance. **Journal of Geology**, 40, p. 498-521. 1932. <http://dx.doi.org/10.1086/623976>



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.