

RELAÇÕES ENTRE A DINÂMICA FLUVIAL QUATERNÁRIA E A CONFIGURAÇÃO DO RELEVO NO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO: ANÁLISES A PARTIR DOS ARQUIVOS FLUVIAIS DEPOSICIONAIS E MORFOLÓGICOS

Daniel Machado Facury

Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, MG, Brasil
danielfacury@gmail.com

Luiz Fernando de Paula Barros

Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, MG, Brasil
luizfpaulabarro@gmail.com

Antônio Pereira Magalhães Júnior

Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, MG, Brasil
antonio.magalhaes.ufmg@gmail.com

RESUMO

A dinâmica fluvial tem importância primordial para a configuração do relevo nas zonas tropicais úmidas. O presente estudo visa investigar os reflexos da dinâmica fluvial quaternária na hidrografia, nos arquivos fluviais e no relevo da porção SE do Planalto Central Brasileiro. A bacia do rio Espírito Santo, foco deste estudo, localiza-se na porção meridional do Planalto Central Brasileiro, apresentando relevante diversidade geológica, mas diversas lacunas nos conhecimentos sobre os arquivos fluviais locais. O estudo baseou-se em atividades de gabinete, como o levantamento de feições geomórficas em imagens de satélite e características de fundos de vale em modelos digitais de elevação, desenvolvidos em Sistema de Informação Geográfica. Ademais, foram realizadas buscas por níveis deposicionais fluviais em atividade de campo, na qual foi coletada uma amostra para datação via Luminescência Ópticamente Estimulada. As análises realizadas demonstraram que a bacia passou por um processo de captura fluvial, resultando em uma alteração do balanço hidrossedimentológico e consequente entulhamento em partes mais baixas do vale a partir do limite Pleistoceno-Holoceno, originando um pavimento detrítico resistente responsável pelo processo de encouraçamento de leito. Estes eventos geraram uma configuração do relevo única na bacia do rio Espírito Santo em comparação com bacias vizinhas.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial. Rio Paranaíba. Arquivos fluviais.

RELATIONS BETWEEN QUATERNARY FLUVIAL DYNAMIC AND RELIEF CONFIGURATION IN THE BRAZILIAN CENTRAL PLATEAU: ANALYSES BASED ON DEPOSITIONAL AND MORPHOLOGICAL FLUVIAL ARCHIVES

ABSTRACT

Fluvial dynamics play a key role in shaping the relief of humid tropical zones. This study aims to investigate the impacts of Quaternary fluvial dynamics on the hydrography, fluvial archives, and relief of the southeastern portion of the Brazilian Central Plateau. The Espírito Santo River basin, focus of this research, is located in the southern portion of the Central Plateau, featuring significant geological diversity but with gaps in knowledge about local fluvial archives. The study included office-based activities, such as analyzing geomorphic features using satellite imagery and valley floor characteristics in digital elevation models developed within a Geographic Information System. Additionally, fieldwork was conducted to identify fluvial depositional levels, and a sample was collected for dating using Optically Stimulated Luminescence. The analysis revealed that the basin underwent a stream piracy process, altering the hydro-sedimentary balance and causing infilling in the lower valley areas since the Pleistocene-Holocene transition. This process led to the formation of a resistant detrital pavement responsible for riverbed armouring. These events created a unique relief configuration in the Espírito Santo River basin compared to neighboring basins.

Keywords: Fluvial geomorphology. Paranaíba River. Fluvial archives.

INTRODUÇÃO

A dinâmica fluvial tem relação direta com a configuração do relevo nas regiões de clima tropical úmido (Summerfield, 2013). Os cursos d'água atuam como agentes erosivos por excelência, promovendo tanto agradação, por meio da acumulação de depósitos sedimentares, como degradação, por conta de processos de erosão fluvial (vertical e lateral) e por funcionarem como nível de base para as vertentes do entorno, afetando os processos geomórficos nas encostas (Bridge, 2003; Charlton, 2008; Pazzaglia, 2013).

O balanço hidrossedimentológico e o gradiente de um curso fluvial podem ser alterados ao longo do tempo, favorecendo erosão ou deposição fluvial com importantes variações no tempo e no espaço (Schumm, 1977; Knighton, 1998). Isso porque os processos morfodinâmicos fluviais respondem a variações de energia, deixando registros morfoestratigráficos que podem ser utilizados para reconstruir mudanças ambientais e apresentar cenários paleoambientais (Pazzaglia, 2013). Estas mudanças apresentam forte correlação com variações climáticas, eventos tectônicos e ações humanas, além de controles litoestruturais (Summerfield, 2013; Charlton, 2008). Os registros deposicionais e morfológicos que marcam os ajustes no sistema fluvial podem ser investigados como arquivos fluviais, incluindo terraços fluviais, meandros abandonados, vales secos, divisores hidrográficos rebaixados e outras anomalias de drenagem (Demoulin; Mather; Whittaker, 2017).

O Quaternário corresponde a um período de diversas mudanças ambientais registradas no Planeta por conta dos padrões cíclicos de variação entre períodos glaciais e interglaciais, que afetam a ocorrência de climas mais secos ou mais úmidos nas áreas tropicais, apresentando variações locais diversas (Ferreira, 2002; Côrrea, 2021). Isso afeta os sistemas fluviais na medida em que altera o potencial erosivo, o fornecimento de sedimentos, a vazão, e a capacidade e a competência dos cursos d'água (Charlton, 2008). Ademais, nota-se a relevância de eventos neotectônicos que, mesmo no Brasil, fornecem ou limitam a energia disponível para erosão dos sistemas fluviais, aproveitando-se de uma abundante e diversificada herança estrutural da complexa evolução geológica pré-quaternária (Saadi, 1991).

A bacia do rio Espírito Santo foi alvo de poucos estudos sobre seus depósitos sedimentares e dinâmica fluvial (Barbosa *et al.*, 1970; Casetti, 1977). Os trabalhos sobre geomorfologia da região abrangem uma temporalidade mais profunda, concentrando-se no intervalo entre o Cretáceo e o Mioceno, e uma escala espacial regional (Barbosa *et al.*, 1970; Saadi, 1991; Valadão, 1998).

A bacia em estudo é tributária do rio Paranaíba, formador do rio Paraná. Localiza-se na parte sudeste do Planalto Central do Brasil, compartimento que se comporta como um alto estrutural desde o início do Fanerozoico, fornecendo sedimentos para as bacias sedimentares do Paraná, Amazônica e Parnaíba, e indicando uma importante compensação isostática (Carvalho Júnior *et al.*, 2015). As pesquisas sobre a dinâmica fluvial quaternária em tal contexto geotectônico podem contribuir para a compreensão dos reflexos das mudanças ambientais do limite Pleistoceno-Holoceno no relevo do interior do Brasil, que ainda representa uma lacuna nos estudos dos registros sedimentares brasileiros (Barros; Reis, 2019). Neste sentido, o trabalho tem como objetivo investigar os reflexos da dinâmica fluvial quaternária na hidrografia, nos arquivos fluviais e no relevo da porção SE do Planalto Central Brasileiro, como forma de contribuir para a compreensão da evolução geomorfológica do interior continental do país.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Espírito Santo apresenta cerca de 1.000 km². Seu rio principal é o mais importante tributário do rio Paranaíba nas proximidades de suas cabeceiras, sendo um dos formadores do rio Paraná, a partir da sua confluência com o rio Grande (Figura 1C).

Do ponto de vista geotectônico, a bacia se localiza no limite entre o Cráton São Francisco e a Faixa Móvel Brasília (Hasui, 2012), apresentando relevante diversidade geológica. A bacia é atravessada pelo lineamento do Azimute 125° ou Lineamento do Alto São Francisco (Saadi, 1993; Rocha, 2013), com direção WNW-ESSE, concentrados na parte oeste da bacia. Nas demais áreas, predominam direções aproximadas E-W (Figura 1B), seguindo o padrão visualizado na bacia do rio Paranaíba (Hasui; Haralyi, 1991).

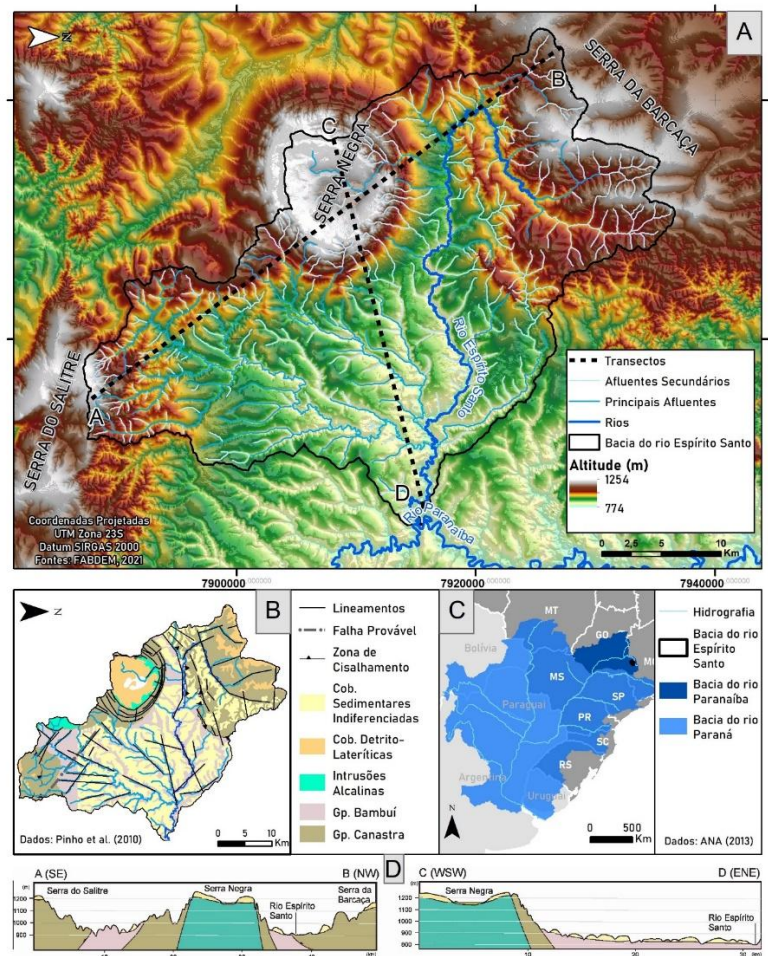
Os divisores hidrográficos das partes sul e norte da bacia (Serra do Salitre e Serra da Barçaça, respectivamente) são sustentados por quartzitos e filitos do Grupo Canastra (Figura 1B), muito

deformados pelos eventos da Orogênese Brasileira no Neoproterozoico (Pinho *et al.*, 2017). Estas rochas estão mergulhadas predominantemente para oeste, caracterizando os diversos empurrões da área para leste (Magalhães, 1989).

A parte centro-oeste da bacia é marcada pela presença dos domos de Serra Negra e Salitre (Figura 1D), estruturas geológicas associadas às intrusões carbonáticas-alcálinas formadas na região durante o Cretáceo (Morbiddelli *et al.*, 1995; Ruiz *et al.*, 2022). As intrusões deformaram as rochas encaixantes do Grupo Canastra, formando um padrão de mergulho centrífugo, com intercalação entre filitos e quartzitos (Moraes; Seer, 2018). Esta intercalação condiciona o padrão de drenagem radial centrífugo a anular da área (Cassetti, 1977), que destoa do padrão dendrítico do restante da bacia. Os topos destas serras consistem em grandes áreas planas, com altitudes entre 1.150 e 1.270 m de altitude, marcadas pela presença de coberturas lateríticas espessas (Figura 1B). Nas amplas chapadas que formam os interflúvios entre a bacia do rio Paranaíba e as bacias dos rios São Francisco e Quebra Anzol, materiais semelhantes foram datados do Eoceno (Marques, 2021).

Os setores central e leste da bacia são marcados pela presença de siltitos do Grupo Bambuí (Neoproterozoico) (Pinho *et al.*, 2017). É comum que os siltitos do Grupo Bambuí estejam encobertos por Coberturas Sedimentares Indiferenciadas (Pinho *et al.*, 2017), marcadas por depósitos arenos-argilosos com eventuais fácies de cascalho, com idade provavelmente neogênica (Figura 1).

Figura 1 - Bacia do rio Espírito Santo: Contexto altimétrico (A), geologia (B), contexto hidrográfico (C) e perfis topográficos-litológicos (D). Principais litologias de cada Unidade na região segundo Pinho *et al.* (2017): Grupo Canastra: quartzitos e filitos; Grupo Bambuí: siltitos, diamictitos com matriz siltosa e argilitos; Intrusões Alcalinas: Peridotitos, piroxenitos, dunitos e bebedouritos; Coberturas Detrito Lateríticas: depósitos arenosos com concreções ferruginosas centimétricas a métricas; Coberturas Sedimentares Indiferenciadas: sedimentos inconsolidados arenosos e argilo-arenosos



Fontes: Pinho *et al.*, 2017; ANA, 2013; FABDEM, 2021. Elaboração: Os autores, 2024.

As áreas mais elevadas da bacia são marcadas por amplos topos planos de baixa densidade de drenagem e com coberturas lateríticas nas serras da Barçaça, Negra e do Salitre, atingindo quase 1.300 m de altitude. Estas áreas são cercadas por patamares intermediários, modelados em quartzitos e filitos, que representam áreas de declividade mais elevada e maior densidade de drenagem entre os topos planos e a depressão interplanáltica do rio Paranaíba e de seus afluentes. O domo de Serra Negra se diferencia dos demais, pois apresenta uma sequência de cristas anulares formadas pela deformação de quartzitos e filitos do Grupo Canastra e um patamar constituído por uma suave rampa de colúvios entre estas cristas e o fundo de vale. A depressão interplanáltica contém colinas de topos suaves e vertentes convexas longas, modeladas sobre rochas do Grupo Bambuí (Figura 1D). Os fundos de vale apresentam terraços e planícies, com expressão mais relevante no médio curso do rio Espírito Santo, onde pode atingir mais de 500 m de largura (Facury, 2024).

O clima atual da região é tropical típico, marcado por precipitações anuais na ordem de 1.430 mm e duas estações bem definidas (INMET, 2022): uma estação chuvosa e quente entre novembro e março, que concentra mais de 80% da precipitação do ano; e outra seca e fria entre maio e setembro. Esse padrão climático condiciona a vegetação predominante de Cerrado, apresentando formações florestais restritas às margens das principais drenagens (EMBRAPA, 2004).

Os climas pretéritos da região foram estudados por Ledru (1993) e Ledru *et al.* (1996), com base em registros palinológicos em turfeiras do topo de Serra Negra que permitiram o estudo de paleoclimas desde o final do Pleistoceno. Estes autores identificaram climas mais secos e frios até 50 ka, climas mais úmidos entre 50 e 33 ka, um *gap* de sedimentação entre 30 e 17 ka e rápidas mudanças climáticas a partir de 17 ka, marcadas por aumento da umidade após 13 ka.

Nos topos planos das serras do Salitre, Negra e da Barçaça predominam Latossolos Vermelho-Amarelos e Vermelhos, como também nos topos sobre rochas do Grupo Bambuí, em áreas mais baixas. Nas áreas de maior declividade entre estes topos e a área deprimida do entorno e nas encostas modeladas sobre as rochas do Grupo Bambuí, ocorrem Cambissolos e Neossolos Litólicos e Regolíticos (EMBRAPA, 2004).

Os registros sedimentares fluviais da bacia do rio Espírito Santo já foram abordados por Barbosa *et al.* (1970), que identificou terraços escalonados com muito material ferruginoso no córrego Bebedouro, afluente da margem direita do rio Espírito Santo, proveniente do domo de Serra Negra. Casseti (1977) identificou também o embutimento de terraços nas barrancas do rio Espírito Santo, marcados por seixos sub-ovalados de diâmetro variado. Estes estudos, no entanto, não se propuseram a desenvolver uma sistematização ou maiores considerações sobre estes materiais e suas implicações para a evolução do relevo, tendo apenas apontado sua ocorrência.

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O presente estudo se debruçou sobre os arquivos fluviais e sobre elementos da morfologia da bacia hidrográfica do rio Espírito Santo marcados pela dinâmica fluvial. Para isso, foram realizados trabalhos de campo e identificadas feições morfológicas de interesse a partir de imagens de satélite no Sistema de Informação Geográfica QGIS versão 3.22.14.

Os arquivos fluviais foram levantados a partir de trabalhos de campo realizados em junho, setembro e dezembro de 2023. Estas atividades de campo permitiram a caracterização dos arquivos fluviais quanto a cor, espessura, textura e organização de fácies sedimentares, presença de materiais orgânicos e estruturas sedimentares e distribuição transversal e longitudinal dos depósitos ao longo do vale, conforme proposta de Barros e Magalhães Júnior (2020). Foram também observados os materiais predominantes do leito fluvial ao longo do rio principal. Os depósitos foram georreferenciados utilizando o Sistema de Posicionamento Global de um smartphone Samsung S23, acessado por meio do software *Avenza Maps*, sendo esta uma alternativa importante para registros de posicionamento em trabalho de campo (Santana *et al.*, 2019). As coordenadas obtidas foram plotadas como pontos no QGIS, o que permitiu a visualização da distribuição dos perfis encontrados em campo. Estes perfis foram agrupados em níveis deposicionais por função de suas características comuns (Barros; Magalhães Jr., 2020). A partir disso, foi elaborado um perfil-síntese estratigráfico para cada nível deposicional, de forma a representar um perfil completo, mas não necessariamente encontrado em campo.

De modo complementar, foi coletada uma amostra para datação via Luminescência Opticamente Estimada (LOE). Esta amostra foi coletada a 120 cm, tomando os devidos cuidados segundo Mahan *et al.* (2022). A amostra foi tratada no laboratório Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA.,

em Mogi Mirim (SP), por meio da técnica LOE/SAR (Murray; Wintle, 2000), com leitura de 15 alíquotas de 3 mg por amostra para construção da curva de calibração. Foram utilizadas apenas alíquotas que tiveram resultados adequados nos testes de reciclagem (<5%) e recuperação (<10% De) (Murray; Wintle, 2000). As taxas de doses anuais de radiação gama e beta foram calculadas pelo Laboratório supracitado pela determinação dos radioisótopos (Tório, Urânio e Potássio) a partir do método de espectroscopia, enquanto as taxas de radiação cósmica foram estimadas com as equações de Prescott e Hutton (1994).

Os elementos morfológicos avaliados consistiram em meandros abandonados, divisores hidrográficos rebaixados, vales secos e cotovelos de drenagem. Estes elementos foram identificados a partir de imagens de satélite PlanetScope (Planet, 2023) e outras disponibilizadas no Google Earth após eventos de precipitação, de forma a destacar os meandros abandonados então preenchidos por água. As demais feições foram identificadas a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) FABDEM (Forest And Buildings Removed Copernicus DEM) (Hawker *et al.*, 2022; Bielski *et al.*, 2024). A ocorrência destas feições foi posteriormente validada durante os trabalhos de campo. Utilizando o mesmo MDE, elaborou-se o perfil topográfico longitudinal do rio Espírito Santo a partir do plugin “Profile Tool” do QGIS. Este perfil foi comparado com uma curva de melhor ajuste ou ideal, obtida a partir da linha de tendência logarítmica gerada a partir do gráfico representativo do perfil longitudinal no *software Microsoft Excel*, sendo gerado também o coeficiente de determinação R² (Henriques; Valadão, 2017), de forma a ressaltar possíveis anomalias no perfil.

RESULTADOS

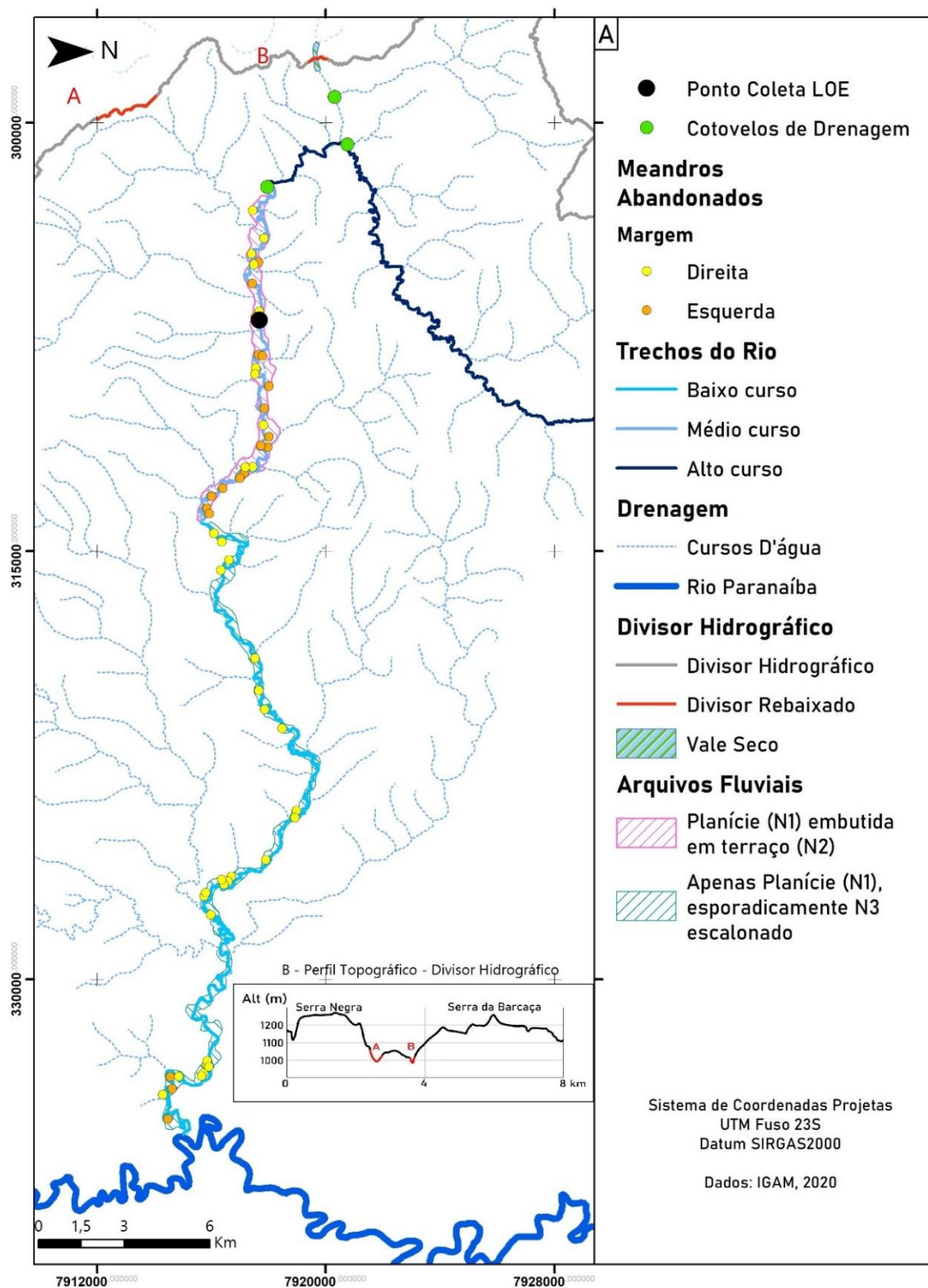
A Figura 2 sintetiza os resultados dos levantamentos em termos de arquivos fluviais, de distribuição dos meandros abandonados, divisores rebaixados, cotovelos de drenagem e trechos de vales secos na bacia do rio Espírito Santo, sobretudo ao longo do próprio rio principal. Nota-se que os cotovelos de drenagem se concentram no alto curso, associados a trechos de leito rochoso, e nas proximidades de divisores rebaixados e vales secos (Figura 3). No médio curso, meandros abandonados se distribuem por ambas as margens do curso d’água, em áreas de maior largura do fundo de vale, marcado pela presença de planície embutida em terraços (Figura 4). Nessa área, o leito apresenta material aluvial grosso, de seixos a matacões, com importantes sinais de encouraçamento, processo entendido como “a formação de um pavimento detrítico no leito de um curso d’água que, por alterações na capacidade e/ou competência do fluxo, mantém seus grãos imóveis ou temporariamente imóveis” (Cota, 2019, p. 33). Por fim, o baixo curso do rio Espírito Santo concentra meandros abandonados concentrados na margem direita, em área de planície mais estreita que no trecho imediatamente a montante (Figura 5). Os materiais de leito e da própria planície em estudo são arenosos, apresentado pontualmente escalonamento em relação a um nível deposicional mais antigo e mais alto, marcado pela ocorrência de seixos. Estes elementos serão apresentados em detalhe nos tópicos seguintes.

Feições geomórficas

A Figura 2 mostra que os meandros abandonados do rio Espírito Santo se concentram apenas no médio e no baixo curso. O médio curso concentra 28 feições. Elas se distribuem de forma quase igualitária entre suas margens, sendo 15 na margem esquerda e 13 na margem direita. O baixo curso, por outro lado, concentra 26 meandros abandonados. Todavia, eles se distribuem de forma muito concentrada na margem direita, a sul. Isso indica que, neste trecho, o rio apresenta tendência preferencial de migração para norte. Isso é observado também em outros cursos d’água da área (Facury, 2024). O médio curso apresenta direção similar ao baixo curso, mas não segue o mesmo padrão de distribuição concentrada dos meandros em apenas uma margem.

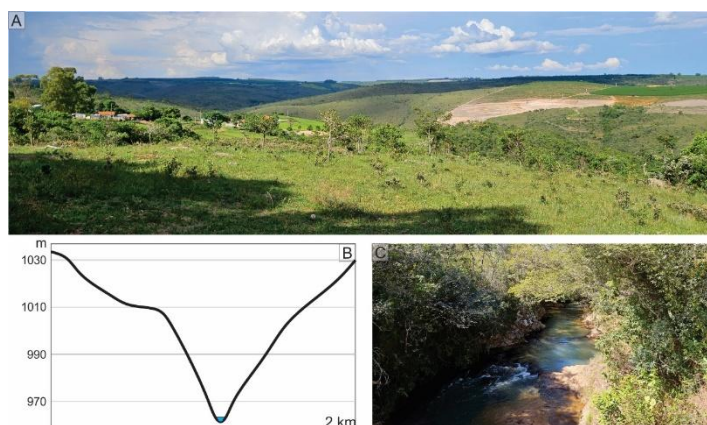
Os cotovelos de drenagem ocorrem no alto curso do rio Espírito Santo, em trecho onde dois cotovelos subsequentes provocam uma mudança de quase 180° no sentido deste curso d’água. Ao prolongar o eixo do rio em sua parte mais elevada antes dos cotovelos de drenagem, em sentido oeste, chega-se a um vale seco, localizado numa porção rebaixada do divisor hidrográfico (Figura 2B). Este divisor separa as bacias dos rios Espírito Santo e Dourado. O prolongamento do vale seco para oeste chega ao leito atual do córrego Feio, que também drena para oeste. Esta configuração sugere a ocorrência de um processo de captura fluvial na área.

Figura 2 - Bacia do rio Espírito Santo. A - Distribuição de feições morfológicas e arquivos fluviais na bacia do rio Espírito Santo; B - Perfil Topográfico do divisor hidrográfico da bacia do rio Espírito Santo, com destaque para trechos rebaixados



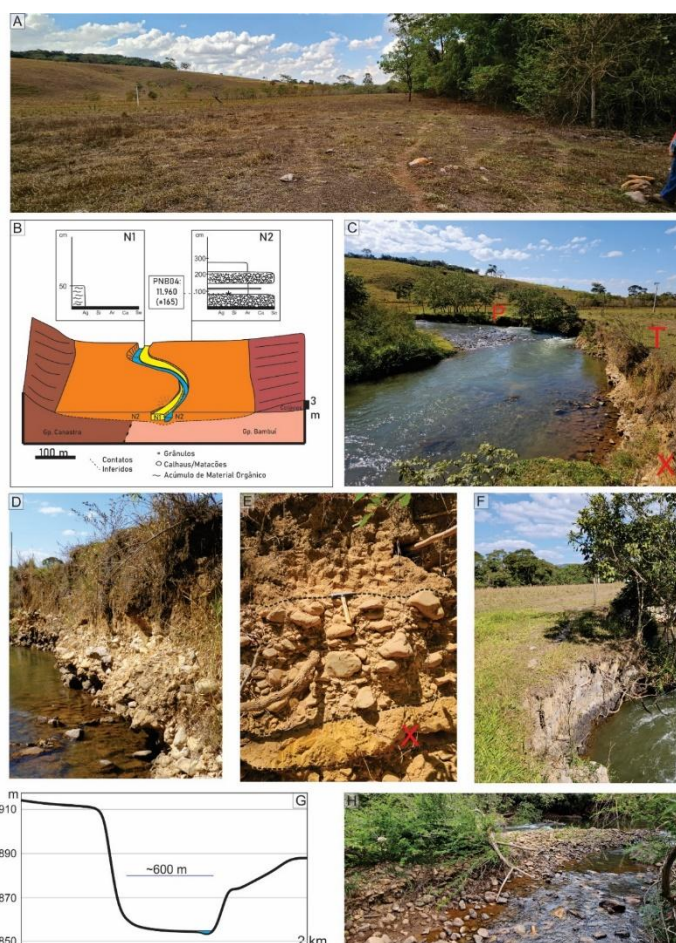
Fontes: IGAM, 2020. Elaboração: Os autores, 2024.

Figura 3 - Aspectos do alto curso do rio Espírito Santo. A - Visão geral das vertentes com vales profundos; B - Perfil transversal, demonstrando o vale em "V" neste trecho; C - Leito rochoso do rio Espírito Santo em seu alto trecho



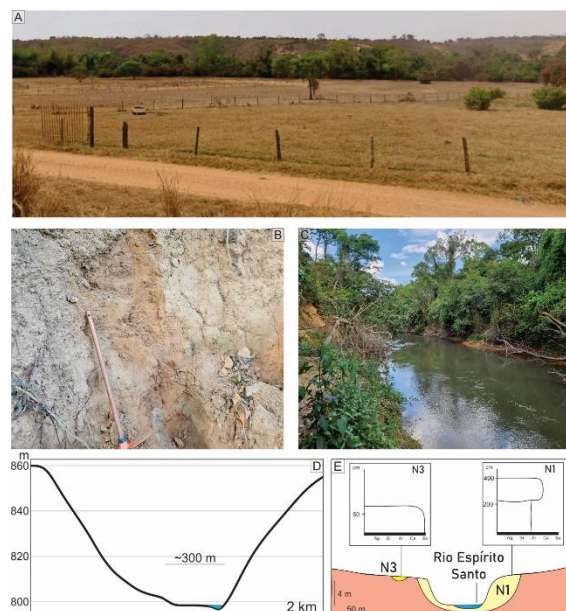
Elaboração: Os autores, 2024.

Figura 4 - Médio curso do rio Espírito Santo. A - Vista do fundo de vale, em zona de transição entre terraços e planícies; B - Esquema representativo dos arquivos fluviais encontrados neste trecho; C - Disposição dos arquivos fluviais: P representa área de planície, associada ao N1; T os terraços associados ao N2 e X o local de coleta para LOE; D - Perfil de terraço exposto em margem erosiva, exibindo sedimentos de grosso calibre; E - Detalhe da intercalação entre fácies arenosas e de calhaus e blocos; F - Depósitos argilosos da planície; G - Perfil transversal representando o extenso fundo de vale do rio Espírito Santo nas proximidades do distrito de São João da Serra Negra e da cidade de Guimarães; H - Ilha formada por seixos, calhaus e blocos



Elaboração: Os autores, 2024.

Figura 5 - Baixo curso do rio Espírito Santo, nas proximidades do distrito de Santana de Patos. A - Vista da planície do rio Espírito Santo em seu baixo curso; B - Depósitos arenosos nas margens do rio Espírito Santo; C - Vista do rio Espírito Santo, com margens arenosas; D - Perfil transversal do rio Espírito Santo em seu baixo curso, ressaltando a planície extensa; E - Esquema representando os arquivos fluviais encontrados no baixo curso e perfis síntese dos depósitos encontrados



Elaboração: Os autores, 2024.

Os arquivos fluviais

A área em estudo é marcada por duas zonas em termos de padrões de arquivos fluviais: i) o médio curso do Espírito Santo, marcado pela presença do Nível Depositional 1 (N1), associado à planície atual embutida em relação ao Nível Depositional 2 (N2), associado a um extenso terraço fluvial; e ii) o baixo curso, marcado pela ocorrência mais restrita de planície (N1) e, em raras ocasiões, pela presença de um Nível Depositional 3 (N3), escalonado em relação à planície. O N3 não apresenta influência na topografia, consistindo-se apenas em um registro sedimentar morfológicamente descaracterizado.

Os depósitos da planície no médio curso são pouco espessos, com até 50 cm, e marcados por material argiloso com coloração escura, indicando o acúmulo de matéria orgânica em função da flutuação do nível freático e saturação do substrato, o que dificulta a decomposição. A planície se encontra embutida em um terraço (N2) com pacote sedimentar de até 3 m de espessura e que ocupa a maior parte do fundo de vale, chegando a mais de 500 m de extensão lateral (Figura 4A, B). O N2 apresenta intercalação entre fácies de seixos, calhaus e matacões e fácies de areia fina, cada uma com cerca de 70 cm de espessura (Figura 4E). Os clastos são de quartzo (seixos) e quartzito, provenientes de rochas do Grupo Canastra, subarredondados e autossustentados, com distribuição aleatória de materiais de maior ou menor granulometria e eventual ocorrência de *clusters*, provavelmente pela aglutinação causada pela precipitação de ferro. As fácies arenosas finas não apresentam estruturas sedimentares. A fácies arenosa mais profunda foi datada por meio de LOE, resultando na idade de 11.960 ± 165 anos. O valor da dispersão da amostra estudada foi de 10% ($\pm 2\%$) o que indica que os grãos estiveram expostos à luz solar por tempo suficiente para o fotoesvaziamento pré-soterramento e que não há fortes indícios de mistura de grãos de diversas idades. Estes dados suportam a constatação de que se trata de sedimentos de origem aluvial, sobretudo pela baixa mistura de grãos de diversas idades.

Por sua vez, o baixo curso do rio Espírito Santo (Figura 5) apresenta planície aluvial marcada pela presença de um espesso pacote arenoso, atingindo até 4 m entre o topo da planície e a lâmina d'água durante a estação seca. A fácies superior é marcada pela presença de areia mais grossa, enquanto a fácies inferior é de areia fina (Figura 5B e E), não tendo sido encontradas estruturas de sedimentação. O N3 é representado por apenas um perfil, encontrado na margem esquerda nas proximidades da confluência com o rio Paranaíba. Este perfil é marcado por uma fácies de seixos subarredondados de quartzo, quartzito e pequenos nódulos ferruginosos, sem organização aparente, com cerca de 60 cm

de espessura. O perfil encontrado está escalonado em relação à planície atual do rio, sendo que a organização e os elementos citados podem ser vistos na Figura 5E.

Características dos fundos de vale e materiais de leito

O fundo de vale e os materiais de leito apresentam diferenças relevantes ao longo do rio Espírito Santo. No alto curso, o rio apresenta forte encaixamento, formando um vale em “V” (Figura 3A e B), sem planície relevante e com a presença de leito rochoso escavado nos quartzitos do Grupo Canastra (Figura 3C).

No médio curso, o rio apresenta um padrão muito diferente: o fundo de vale é extenso, chegando a mais de 500 m de extensão lateral em alguns trechos (Figura 4A e G). A maior extensão do fundo de vale é marcada por um terraço fluvial, que apresenta um pacote sedimentar com fácies basal de seixos, calhaus e matacões (Figura 4C). A dinâmica fluvial atual resulta na erosão do terraço e na gradual mobilização dos clastos para o leito atual no período de cheias, principalmente por quedas por gravidade (desbarrancamentos) de porções das margens, o que também foi observado por Santos, Magalhães Júnior e Cherem (2008). Os clastos terminam por pavimentar o leito em um processo de encouraçamento - *bed armouring* (Cota, Magalhães Júnior, Barros, 2018; Cota, Henriques, Magalhães Júnior, 2022), dado que a energia dominante na maior parte do ano, e mesmo nos períodos de cheia, é insuficiente para fazer com o que os fluxos transportem o material detrítico mais grosso (falta de competência). Isso é corroborado pela ausência dos seixos e matacões mais a jusante, indicando que eles não são transportados ou o são apenas raramente. Como consequência, surgem ilhas com bases detríticas e topos com sedimentos finos (areia, silte e argila) relativos à dinâmica fluvial atual (Figura 4H).

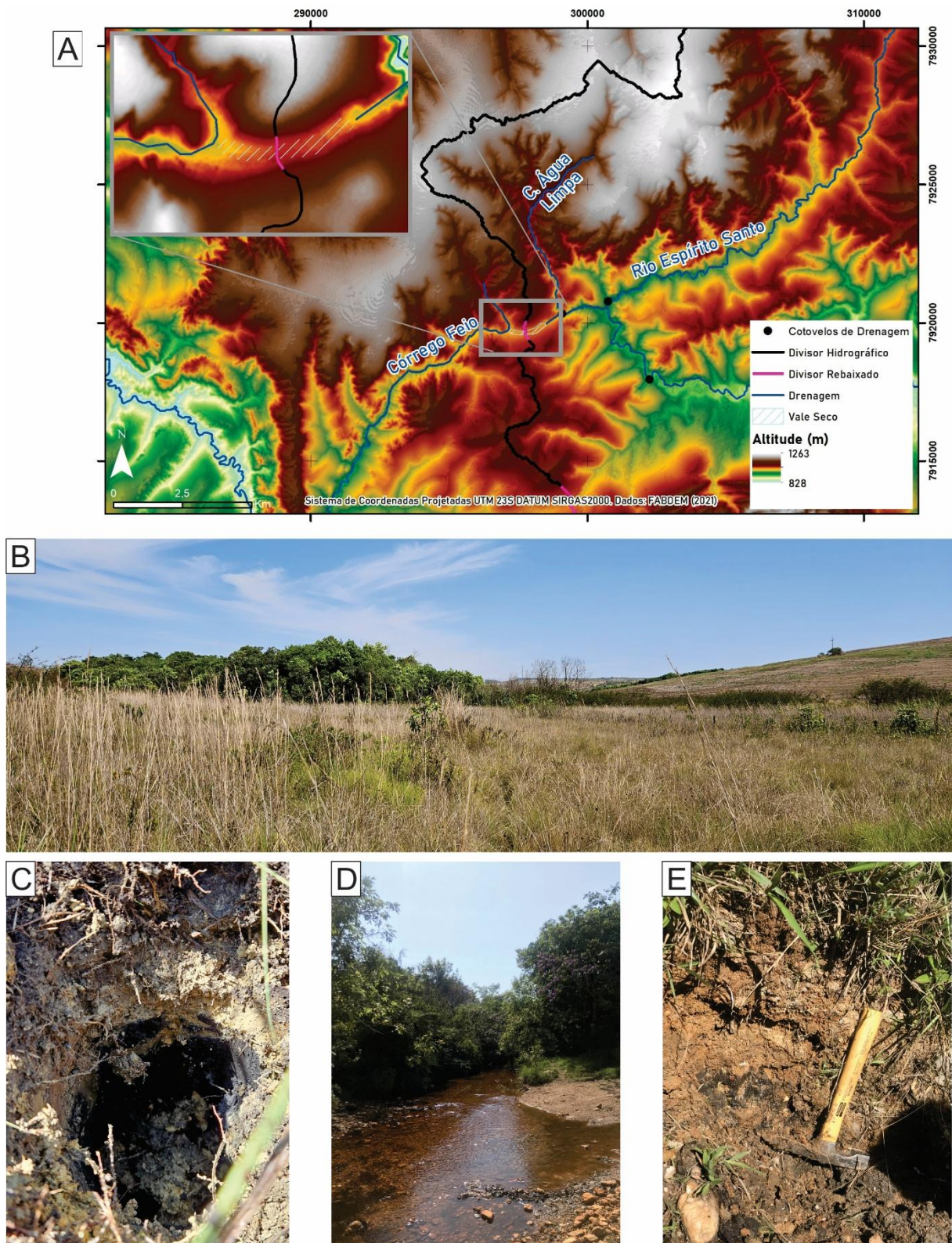
O baixo curso é marcado por um fundo de vale menos extenso do que no médio curso, raramente superando 400 m de extensão lateral (Figura 5A e D). Ele é marcado pela ocorrência de uma planície arenosa no entorno (Figura 5B e C). O leito atual também apresenta material fino, não sendo possível visualizar a ocorrência de calhaus e matacões conforme encontrados no trecho à montante.

Dinâmica fluvial na passagem pleistoceno-holoceno

A distribuição de cotovelos de drenagem, a ocorrência de um vale seco em divisor rebaixado e o alinhamento do alto curso do rio Espírito Santo com o Córrego Feio (Figura 6A) indicam a ocorrência de uma captura fluvial neste trecho. A captura estaria associada ao recuo das cabeceiras do rio Espírito Santo até a interceptação de um paleo-córrego Feio, que abrangia o atual alto curso do rio Espírito Santo e o vale seco em questão (Figura 6B). A captura transformou o córrego Água Limpa em um afluente farpado do rio Espírito Santo, sendo, antes, um afluente do antigo córrego Feio. Esta seria uma captura fluvial típica segundo a proposta de Bishop (1995), em que o curso captor, ao apresentar maior agressividade, tem um recuo das cabeceiras para montante até interceptar outro curso d'água. No presente caso, o rio Espírito Santo teve um recuo de cabeceiras para norte, até interceptar o paleo-córrego Feio de direção Leste-Oeste.

Entende-se que os registros sedimentares, incluindo os de leito, a configuração do fundo de vale e a distribuição dos meandros abandonados ao longo do rio Espírito Santo estão relacionados a um sistema de respostas ao evento de captura fluvial em questão. Logo após a captura fluvial, o alto curso do rio Espírito Santo teria recebido um grande *input* de energia associado ao condicionamento de um novo nível de base em cota altimétrica mais baixa. Isso promoveu uma forte incisão da rede de drenagem, expondo o leito rochoso no trecho mais alto. Ocorreu também o abandono de parte do paleo-córrego Feio, formando o vale seco a oeste do rio Espírito Santo, atualmente um local de retenção hídrica e acumulação de matéria orgânica (Figura 6B e C). O atual Córrego Feio, mais a oeste, não apresenta um vale em V e tem sinais de acumulação orgânica e leito aluvial grosso (Figura 6D e E), indicando uma dinâmica fluvial muito diversa do rio Espírito Santo a leste.

Figura 6 - A - Detalhe da área submetida a processo de captura fluvial; B - Vista do interflúvio rebaixado com vale seco destacado em A; C - Condição de acumulação de matéria orgânica no vale seco; D - Córrego Feio com leito aluvial, a jusante do vale seco; E - Acumulação orgânica e seixos no córrego Feio a jusante do vale seco



Fonte: FABDEM, 2021. Elaboração: Os autores, 2024.

O rápido e acentuado evento de incisão fluvial foi responsável por fornecer grandes quantidades de sedimentos de calibre mais grosso para o médio Espírito Santo, em um momento de readequação ao novo balanço energético do curso d'água. Isso promoveu o entulhamento do vale neste trecho, formando os extensos terraços fluviais que hoje condicionam a largura relevante do fundo de vale nesta área, o que não ocorre no baixo curso. É possível que o entulhamento do vale também tenha sido auxiliado pela incisão da drenagem no domo de Serra Negra, como sugerido por Casseti (1977). No entanto, descarta-se uma origem exclusiva dos sedimentos em Serra Negra, pois os depósitos fluviais encontrados com seixos, calhaus e matacões ocorrem a montante da confluência do rio Espírito Santo com os córregos que drenam a Serra, o que indica que o vetor de transporte destes sedimentos foi, de fato, o próprio rio Espírito Santo. Isso é corroborado pela ausência de sedimentos de grosso calibre entulhando o fundo de vale de rios vizinhos localizados no entorno do domo de Serra Negra, como os rios Dourados e Salitre. Se o domo de Serra Negra fosse a principal fonte destes sedimentos, seria esperado que todos os vales do entorno fossem marcados por acumulações de seixos, calhaus e blocos.

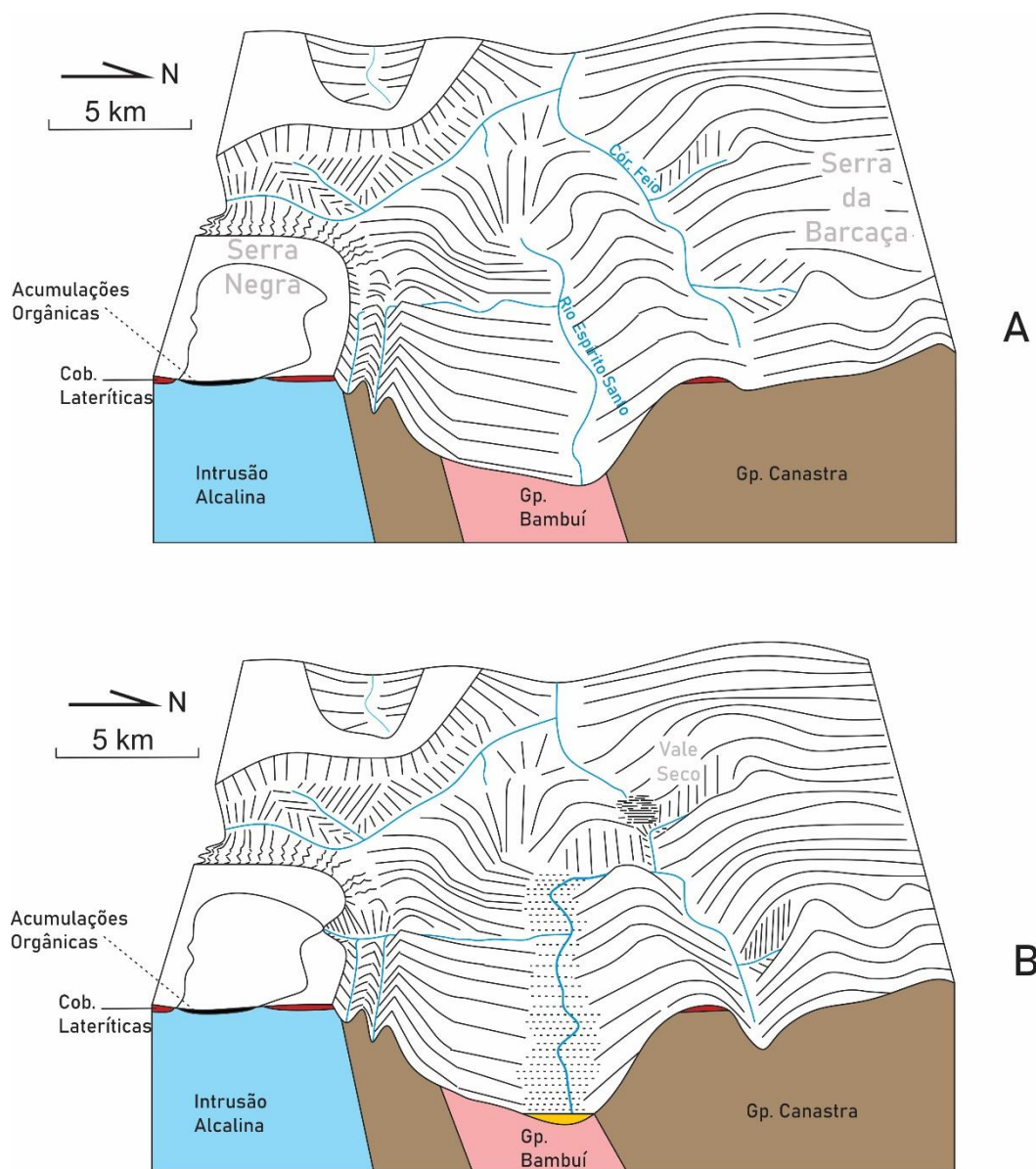
A grande quantidade de sedimentos de grosso calibre não pôde ser transportada para além do médio rio Espírito Santo. O acúmulo dessa grande quantidade de clastos de calibre elevado promoveu o encouraçamento do leito fluvial em questão, dificultando sobremaneira a incisão fluvial neste trecho. Dessa forma, o rio Espírito Santo passou a migrar lateralmente com maior frequência, formando os diversos meandros abandonados distribuídos entre ambas as margens. A migração lateral em resposta a eventos de encouraçamento é bem documentada (Vericat *et al.*, 2006; Cota, 2019) e está relacionada ao balanço energético fluvial quando impossibilitado o processo de incisão vertical. Estes processos resultaram em uma configuração de vale única na região, com características muito diversas dos outros afluentes do rio Paranaíba (Facury, 2024).

Assim, o baixo curso do rio Espírito Santo não fora afetado pela disposição dos sedimentos de grosso calibre, tendo em vista sua retenção no médio curso. Dessa forma, encontra-se maior similaridade do baixo curso com os demais cursos d'água da bacia do rio Paranaíba, apresentando leito e planícies arenosas, além de fundo de vale com largura restrita em comparação com o médio curso do rio Espírito Santo.

O perfil do N3 encontrado no baixo curso também apresenta semelhança do ponto de vista estratigráfico e de posição no fundo de vale com perfis em cursos d'água vizinhos (Facury, 2024). Desse modo, é possível considerar que o processo de incisão que provocou o escalonamento entre a planície atual e o N3 no baixo curso do rio Espírito Santo seja o mesmo causador da disponibilização de energia para o recuo das cabeceiras na parte alta deste rio, estando associados a um evento de natureza regional. A concentração de meandros abandonados na margem sul do rio neste trecho também configura um padrão similar ao encontrado regionalmente (Facury, 2024).

A Figura 7 esquematiza a configuração dos vales em estudo no período pré (A) e pós (B) captura fluvial. A datação de 11.960 ± 165 anos na fácies arenosa encontrada entre as fácies de grosso calibre no N2 do rio Espírito Santo pode indicar o período aproximado do processo de deposição dos sedimentos provenientes da área capturada. Assim, a captura fluvial teria ocorrido no final do Pleistoceno. Este período é marcado, localmente, pelo aumento da umidade (Ledru *et al.*, 1996), o que se reflete de maneira global, como observado no período pós-Último Máximo Glacial. Os momentos de transição entre climas mais secos e mais úmidos representam os períodos de maior potencial de trabalho geomorfológico, já que há elevação da precipitação, mas ainda não há vegetação bem estabelecida para proteção das vertentes (Knox, 1972). Assim, nota-se uma possível condicionante climática para a mobilização dos sedimentos grossos, conforme explicação e proposta de Casseti (1977) para essa região. No Brasil, outros estudos apontam para a formação de importantes depósitos fluviais datados deste período de transição entre o clima mais seco do Último Máximo Glacial e o umedecimento gradativo posterior (Barros *et al.*, 2011; Perez Filho *et al.*, 2022).

Figura 7 - Proposta de evolução do relevo na bacia do rio Espírito Santo. A - Momento prévio à captura; B - Cenário pós-captura, com formação do vale seco, cotovelos de drenagem, incisão da drenagem no alto rio Espírito Santo e entulhamento do vale no médio rio Espírito Santo

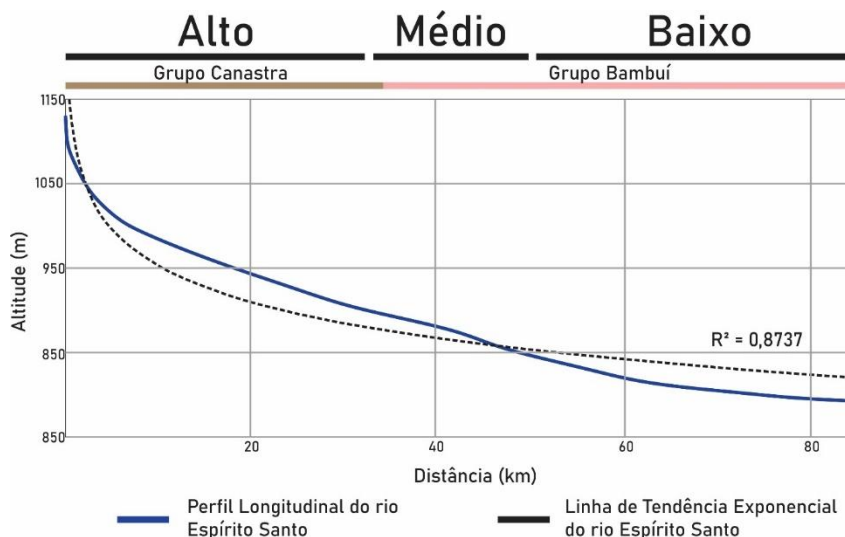


Elaboração: Os autores, 2024.

Todavia, apenas o fator climático não necessariamente explica a causa da captura fluvial avaliada. Se apenas a variação climática fosse a razão para a incisão fluvial e o recuo das cabeceiras, seria esperado que os diversos cursos d'água da região passassem por estes eventos de forma mais ou menos similar, de acordo com as variações litoestruturais. Todavia, neste caso em específico, nota-se uma possível incisão muito concentrada em um curso d'água (o captor, rio Espírito Santo), em detrimento de outro (o capturado, córrego Feio). Dessa forma, é possível sondar que outros elementos afetaram a discrepância de energia para incisão fluvial nestes dois canais. Sugere-se a possível atuação de reativações neotectônicas de falhas pré-existentes, sobretudo nos contatos locais entre rochas dos Grupos Canastras e Bambuí, marcados por contatos tectônicos de empurrão. Apesar disso, o perfil longitudinal do rio Espírito Santo (Figura 8) não demonstra fortes quebras no contato entre os grupos litológicos, o que pode indicar que a quebra de declive causada por uma possível reativação já tenha se propagado para montante, não deixando registros relevantes. A mais importante anomalia do perfil se concentra no limite entre o médio e o baixo curso, onde ocorre uma área de transição na relação entre o perfil longitudinal e a curva de melhor ajuste, indicando uma tendência à agradação no

trecho baixo e degradação no trecho médio. Todavia, é possível que o encouraçamento de leito seja o responsável por manter o perfil com certa anomalia como apresentado, impedindo a degradação no médio rio Espírito Santo.

Figura 8 - Perfil Longitudinal do rio Espírito Santo, variação nas unidades litológicas e nos trechos do curso d'água



Fonte: extraído de FABDEM, 2021. Elaboração: Os autores, 2024.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo demonstrou que um complexo conjunto de respostas e compensações passou a atuar no rio Espírito Santo desencadeado pela ocorrência de um evento de captura fluvial no final do Pleistoceno. Este evento foi responsável pela forte incisão da rede de drenagem no alto curso, que ocasionou um grande aporte de sedimentos de grosso calibre para o médio curso, resultando no entulhamento do vale, no encouraçamento do leito fluvial e na migração lateral do canal fluvial. Estes eventos resultaram em uma configuração de relevo única na região, com diferenças relevantes em comparação com vales vizinhos. O baixo rio Espírito Santo se mostra pouco afetado pelos processos de captura fluvial, apresentando mais coerência com os padrões encontrados regionalmente.

A datação por meio da LOE realizada permitiu a comparação da idade do depósito encontrado com arquivos fluviais sedimentares de outras regiões, além de possibilitar a interpretação de sua relação com as dinâmicas de variabilidade climática do fim do Quaternário. A partir disso, nota-se uma correlação temporal entre os depósitos fluviais no fundo de vale do N2, datados em 11.960 ± 165 anos, e o aumento da umidade na região após o Último Máximo Glacial. A grande disponibilização de sedimentos nos períodos de transição de clima seco para úmido é esperada (Knox, 1972), todavia, entende-se que há também possíveis contribuições de reativações neotectônicas locais, provocando desigualdades nos balanços energéticos fluviais em rios de bacias vizinhas.

O estudo dos registros sedimentares fluviais, com informações levantadas em campo e a avaliação de feições morfológicas a partir de trabalho em Sistema de Informação Geográfica, representa uma importante integração de dados diversos para a compreensão da evolução dos sistemas fluviais. Nota-se, ainda, a importância e a necessidade de estudos dos arquivos fluviais em outras bacias vizinhas, de forma a esclarecer os processos e condicionantes das mudanças ambientais no interior do Brasil.

AGRADECIMENTOS

À FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, pelo financiamento dos projetos APQ 00511-21 e APQ 00770-24. Aos integrantes do grupo de pesquisa RIVUS - Geomorfologia e Recursos Hídricos (UFMG).

REFERÊNCIAS

- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: DNPM, 1970.
- BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do quaternário tardio em Minas Gerais/sudeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, p. 371-385, set. 2011. <https://doi.org/10.1590/S1982-45132011000300001>
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Identificação e classificação de níveis deposicionais fluviais. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020. Cap 10.
- BARROS, L. F. P.; REIS, R. A. P. A produção científica em geomorfologia fluvial na Revista Brasileira de Geomorfologia: panorama bibliográfico, tendências e lacunas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 20, n. 3, 2019. <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1553>
- BIELSKI, C.; LÓPEZ-VÁZQUEZ, C.; GROHMANN, C. H.; GUTH, P. L.; HAWKER, L.; GESCH, D.; TREVISANI, S.; HERRERA-CRUZ, V.; SERGE, R.; CORSEAU, A.; REUTER, H. I.; STROBL, P. Novel Approach for Ranking DEMs: Copernicus DEM Improves One Arc Second Open Global Topography. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 62, id. 3368015, 2024. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2024.3368015>
- BRIDGE, J. **Rivers and Floodplains - Forms, Processes and Sedimentary Record**. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2003.
- CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MARTINS, E. S.; GOMES, R. A. T. Chapada dos Veadeiros: The Highest Landscapes in the Brazilian Central Plateau. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Org.). **World Geomorphological Landscapes**. 1ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 2015. p. 221-230. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8023-0_20
- CASSETI, V. **Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem de Serra Negra-MG**. 1977. Dissertação (Mestrado), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1977.
- CHARLTON, R. O. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1 ed. Routledge: Nova Iorque, 2008. <https://doi.org/10.4324/9780203371084>
- CORRÊA, I. C. S. **Variações Climáticas no Quaternário**. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS, 2021.
- COTA, G. E. M. **Discussão dos processos de encouraçamento de leitos fluviais (bed armouring) na perspectiva geomorfológica: o caso do rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero/MG**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.
- COTA, G. E. M.; HENRIQUES, R. J.; MAGALHÃES JÚNIOR, R. J. Processos de Encouraçamento de Leitos Fluviais (*Bed Armouring*) na Perspectiva Geomorfológica: O Caso do rio Conceição - Quadrilátero Ferrífero/Mg. **RAEGA - O Espaço Geográfico em Análise**, [S. l.], v. 53, p. 95-115, 2021. <https://doi.org/10.5380/raega.v53i0.78844>
- COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. Processos de Encouraçamento de Leitos Fluviais: Sistematização de Bases Teóricas e Estudo de Caso na Serra do Espinhaço Meridional (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 19, n. 4, 2018. <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i4.1437>
- DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Geomorphology**, [S. l.], v. 166, p. 10-37, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.011>
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos da Região do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004.
- FACURY, D. M. **Evolução Neocenoica do relevo no Oeste de Minas Gerais: Compreensões a partir do Alto rio Paranaíba**. 2024. 230 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2024.

- FERREIRA, A. de B. Variabilidade Climática e Dinâmica Geomorfológica. **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, Lisboa v. 1, p. 7-15, 2002.
- HASUI, Y. Compartimentação Geológica do Brasil. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. Cap. 7.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos litoestruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
- HAWKER, L.; UHE, P.; PAULO, L.; SOSA, J.; SAVAGE, J.; SAMPSON, C.; NEAL, J. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letter**, v. 17, 2022. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f>
- HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Contribuições do modelo de regressão não-linear logarítmico aplicado à análise de perfis longitudinais em geomorfologia fluvial. **Geografias**, Edição Especial - II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem, p. 54-70, 2017. <https://doi.org/10.35699/2237-549X..13457>
- IGAM - INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Hidrografia**. Belo Horizonte: IGAM, 2020. Dado em formato vetorial (shapefile). Escala 1:100.000. Disponível em: <https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/>. Acesso em: 08 de maio de 2024.
- INMET - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas 1991-2020**. Brasília, 2022.
- KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes**. A new perspective. Nova Iorque: Routledge, 1998.
- KNOX, J. C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 62, n. 3, p. 401-410, 1972. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1972.tb00872.x>
- LEDRU, M. P. Late quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>
- LEDRU, M. P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIES, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 123, p. 239-257, 1996. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8)
- MAGALHÃES, P. M. **Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção Sudoeste da Bacia do São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.
- MAHAN S. A.; RITTENOUR, T. M.; NELSON, M. S.; ATAEE, N.; BROWN, N.; DEWITT, R.; DURCAN, J.; EVANS, M.; FEATHERS, J.; FROUIN, M.; GUÉRIN, G.; HEYDARI, M.; HUOT, S.; JAIN, M.; KEEN-ZEBERT, A.; LI, B.; LÓPEZ, G. L.; NEUDORF, C.; PORAT, N.; RODRIGUES, K.; SAWAKUCHI, A. O.; SPENCER, J. Q. G.; THOMSEN, J. Q. G. Guide for interpreting and reporting luminescence dating results. **Geological Society of America Bulletin**, v. 135, n. 5/6, p. 1480-1502, 2022. <https://doi.org/10.1130/B36404.1>
- MARQUES, K. P. P. **Tropical landscape evolution and its relationship with paleosurfaces, Ferralsols and ferruginous duricrusts in the Alto Paranaíba region (Central Plateau, Minas Gerais State, Brazil)**. 2021. 123 p. Tese (Doutorado), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2021.
- MORAES, L. C.; SEER, H. J. Terras Raras. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; VOLL, E.; CUNHA, E. C. (coord.). **Recursos Minerais de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CODEMGE, 2018.
- MORBIDELLI, L.; GOMES, C. B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonate associations from Brazil. **Earth Sciences Review**, v. 39, p. 135-168, 1995. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00031-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00031-3)
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single Aliquot Regenerative-Dose Protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73, 2000. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: SHRODER, J. F. **Treatise on Geomorphology**. [S.l.]: Elsevier, 2013. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7>

PEREZ FILHO, A. MOREIRA, B.; LAMMLE, L.; SOUZA, A. O.; TORRES, B. A.; ADERALDO, P.; VALEZIO, E. V.; MACHADO, D. O. B. F.; PREBIANCA, M. M.; MAZONI, A. F.; ZABINI, C.; RUBIRA, F. G. Genesis and Distribution of Low Fluvial Terraces Formed by Holocene Climate Pulses in Brazil. **Water**, v. 14, 2022. <https://doi.org/10.3390/w14192977>

PINHO, J. M. M.; FÉBOLI, W. L.; SIGNORELLI, N. (Eds.). **Projeto Vazante - Paracatu, Estado de Minas Gerais e Goiás**: texto explicativo. Belo Horizonte: CPRM, 2017. 356 p., 12 mapas geológicos escala 1:100.000.

PLANET. **Understanding PlanetScope Instruments**. Disponível em: <https://developers.planet.com/docs/apis/data/sensors/>. Acesso em: 30 abr. 2023.

PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR Dating: large Depths and Long Terms Time Variations. **Radiation Measurements**, v. 23, p. 497-500, 1994. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)

ROCHA, L. G. M. **Caracterização magnética da porção central do lineamento Azimute 125º**. 2013. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2013.

RUIZ, F. V.; CORDEIRO, P.; REICH, M.; MOTTA, J. G.; RIBEIRO, C. C.; ANGERER, T.; BERNARDES, R. B. The genetic link between kamafugite magmatism and alkaline-carbonatite complexes in the Late Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, Central Brazil. **International Geology Review**, v. 64, 2022. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2127127>

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais** (Tensões Intraplaca, Descontinuidades Crustais e Morfogênese). 1991. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v1i1e2.233>

SANTANA, J. K. R.; FARIAS, P. L. C.; XAVIER, J. P. S.; FIGUEIREDO, V. P. Precisão de GPS de Smartphones: uma ferramenta para pesquisas acadêmicas e trabalhos em campo. **Revista de Geografia - PPGEO UFJF**, v. 9, n. 2, p. 255-267, 2019. <https://doi.org/10.34019/2236-837X.2019.v9.30154>

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. An Introduction to the Study of Landforms. 1 ed. Londres: Routledge, 2014. <https://doi.org/10.4324/9781315841182>

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental** (Denudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos Crustais). 257 f. 1998. Tese (Doutor em Geologia), Universidade Federal da Bahia, Salvador. 1998.

VERICAT, D.; BATALLA, R. J.; GARCIA, C. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. **Geomorphology**, v. 76, p. 122-136, 2006. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.10.005>

Recebido em: 04/02/2025

Aceito para publicação em: 28/04/2025