

Artigo de Pesquisa

Aspectos genéticos e evolutivos do Geossítio Cânions dos Apertados, no Seridó Geoparque Mundial da UNESCO, NE do Brasil

Genetics and evolutionary aspects of the Apertados Canyons Geosite, in the Seridó UNESCO Global Geopark, NE Brazil

Assucena Nogueira Batista Dantas ¹, Abner Monteiro Nunes Cordeiro ², Frederico de Holanda Bastos ³, Davi do Vale Lopes ⁴, Marcos Antônio Leite do Nascimento ⁵ e Rubson Pinheiro Maia ⁶

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro de Ensino Superior do Seridó, Caicó, Rio Grande do Norte, Brasil. assucenadantas@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6768-4625>

² Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia, Centro de Ensino Superior do Seridó, Caicó, Rio Grande do Norte, Brasil. abner.cordeiro@ufrn.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4867-7083>

³ Bolsista de Produtividade em Pesquisa 2 (CNPq), Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Ceará, Brasil. fred.holanda@uece.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4330-7198>

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia, Centro de Ensino Superior do Seridó, Caicó, Rio Grande do Norte, Brasil. davi.lopes@ufrn.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3336-7397>

⁵ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil. marcos.leite@ufrn.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8158-7186>

⁶ Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Ceará, Brasil. rubsonpinheiro@yahoo.com.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

Recebido: 07/05/2025; Aceito: 31/07/2025; Publicado: 08/09/2025

Resumo: Este trabalho analisa o processo de drenagem transversal responsável pela esculturação dos Cânions dos Apertados, localizado na porção setentrional da Serra das Umburanas, no Nordeste do Brasil. As evidências morfológicas e litoestruturais de superimposição foram obtidas por meio de sensoriamento remoto (e.g., extração de lineamentos estruturais, rede de drenagem, declividade) e trabalhos de campo. Observou-se, na área da bacia hidrográfica do rio Picuí, remanescentes de uma paleosuperfície agradacional; presença de outras drenagens transversais (*water gaps*) seccionando a mesma barreira topográfica; e inflexões ortogonais de cursos fluviais. Essas evidências permitiram deduzir que o mecanismo de superimposição de drenagem foi responsável pela Formação dos Cânions dos Apertados. Esse mecanismo foi influenciado por mudança do nível de base regional, oscilações climáticas e reativações tectônicas, verificadas a partir do Mioceno Médio, resultantes de esforços compressivos W-E e NW-SE, ao longo das estruturas de deformação.

Palavras-chave: Barreira topográfica; Drenagem transversal; Garganta rochosa; Rio Picuí; Superimposição.

Abstract: This paper reports and analyze the transverse drainage process responsible for the sculpting of the Apertados Canyon (Seridó UNESCO Global Geopark), located in the northern portion of the Umburanas Mountain Range, in Northeastern Brazil. Morphological and lithostructural evidence of superimposition was obtained through remote sensing (e.g., extraction of structural lineaments, drainage network, slope) and field work. Remnants of an agradational paleosurface were observed in the Picuí River basin area; the presence of other transverse drainages (water gaps) cutting the same topographic barrier; and orthogonal inflections of river courses. This evidence allowed us to deduce that the superimposition drainage mechanism was responsible for the formation of the Apertados Canyon. This mechanism was influenced by changes in regional base level, climatic oscillations and tectonic reactivations, observed from the Middle Miocene onwards, resulting from W-E and NW-SE compressive efforts, along the deformation structures.

Keywords: Topographic barrier; Transverse drainage; Rocky gap; Picuí River; Superimposition.

1. Introdução

Drenagens transversais (e.g., antecedência, superimposição) (Stoker; Mather, 2003; Douglass; Schmeeckle, 2007; Douglass et al. 2009), discordantes da trama litoestrutural regional, ocorrem em toda porção setentrional da Província Geológica Borborema (PGB), demonstrando ao longo do tempo uma considerável influência na modelagem do relevo e na organização da rede hidrográfica regional (Peulvast; Claudino-Sales, 2004; Peulvast; Bétard, 2015; Maia; Bezerra, 2019; Corrêa et al., 2019).

A superimposição de drenagem é o processo de rearranjo fluvial mais reportado na geomorfologia fluvial (Douglass; Schmeeckle, 2007; Douglass et al., 2009; Larson et al., 2017), o que pressupõe a exumação de substrato geológico subjacente mais resistente (Summerfield, 1991; Holbrook; Schumm, 1999; Twidale, 2004; Bordal, 2014), que irá constituir altos topográficos (e.g., crista residual), cujo avanço vertical da incisão gera vales transversais, geralmente, perpendiculares ao *trend* litoestrutural regional (Douglass; Schmeeckle, 2007; Hilgendorf et al., 2020), por meio de cânions ou *gaps* epigênicas (*water gaps*) (Thompson, 1939).

Frequentemente, desenvolvidas durante ou após um período de atividade tectônica (Douglass et al., 2009), as drenagens transversais e os mecanismos morfogenéticos responsáveis pelo seu desenvolvimento (e.g., soerguimento diferencial, rebaixamento do nível de base, oscilações climáticas) vêm sendo discutidos na literatura geomorfológica, desde o século XIX (Gilbert, 1877; Dutton, 1882; Davis, 1889; Powell, 1895; Lane, 1899; Johnson, 1931; Meyerhoff; Olmstead, 1934, 1936; Oberlander, 1965; McKee et al., 1967; Clark, 1989; Lee, 2013; Whipple et al., 2017; Rodrigues; Salgado; Maia, 2022).

No contexto da Província Geológica Borborema (PGB), processos epigênicos por meio dos mecanismos de antecedência e superimposição foram pouco debatidos nos modelos de evolução geomorfológica propostos para a região (Ab'sáber, 1969; Andrade; Lins, 1965; Mabesoone; Castro, 1975; Peulvast; Claudino-Sales, 2004, 2006; Maia; Bezerra, 2014).

Na porção setentrional da PGB, especificamente, no setor oriental do Domínio Rio Piranhas-Seridó (DRPS) (Nascimento; Medeiros; Galindo, 2015), canais fluviais, a exemplo dos rios Seridó, Carnaúba e Picuí (Figura 1), que descem das vertentes ocidentais do Planalto da Borborema, seccionam cristas residuais quartzíticas de orientação preferencial NNE-SSW, alinhadas e descontínuas, formando cânions e gargantas epigênicas, denominados de vales transversais (Stokes; Mather, 2003; Douglas et al., 2009; Becerril; Heydt; Durán, 2010; Larson et al., 2017), tendo como expressivo exemplo, os Cânions dos Apertados, cuja singularidade justifica sua indicação como um Geossítio do Seridó Geoparque Mundial da UNESCO (Nascimento et al., 2021).

Diante do exposto, a presente pesquisa analisa a gênese e evolução dos Cânions dos Apertados, desenvolvidos em quartzitos da Formação Equador, unidade ediacarana do Grupo Seridó (Van Schmus et al., 2003; Cabral Neto et al., 2018). As análises foram realizadas com base nos condicionantes (neo)tectônicos, litoestruturais e nas oscilações climáticas cenozoicas, referentes às flutuações no grau de aridez, os quais em conjunto potencializaram o poder de incisão dos sistemas fluviais da área de estudo.

2. Área de Estudo

O Geossítio Cânions dos Apertados (GCA), integrante do Seridó Geoparque Mundial da UNESCO, localiza-se na porção setentrional da Serra das Umburanas, próximo às encostas ocidentais do Planalto da Borborema, sob as coordenadas geográficas 6°20'31"S e 36°30'07"W (Figura 1). Esse geossítio constitui uma feição geomorfológica modelada em quartzitos da Formação Equador (Grupo Seridó), que ocorrem flanqueados por micaxistos da Formação Seridó, ambos sobrepostos aos paragneisses da Formação Jucurutu (Medeiros et al., 2012) e parcialmente recobertos por arenitos laterizados da Formação Serra dos Martins (FSM) (Cabral Neto et al., 2018). Os quartzitos apresentam-se bastante fraturados, por vezes com exudados de quartzo e intrudidos por diques de pegmatitos com dimensões variadas (Medeiros et al., 2021).

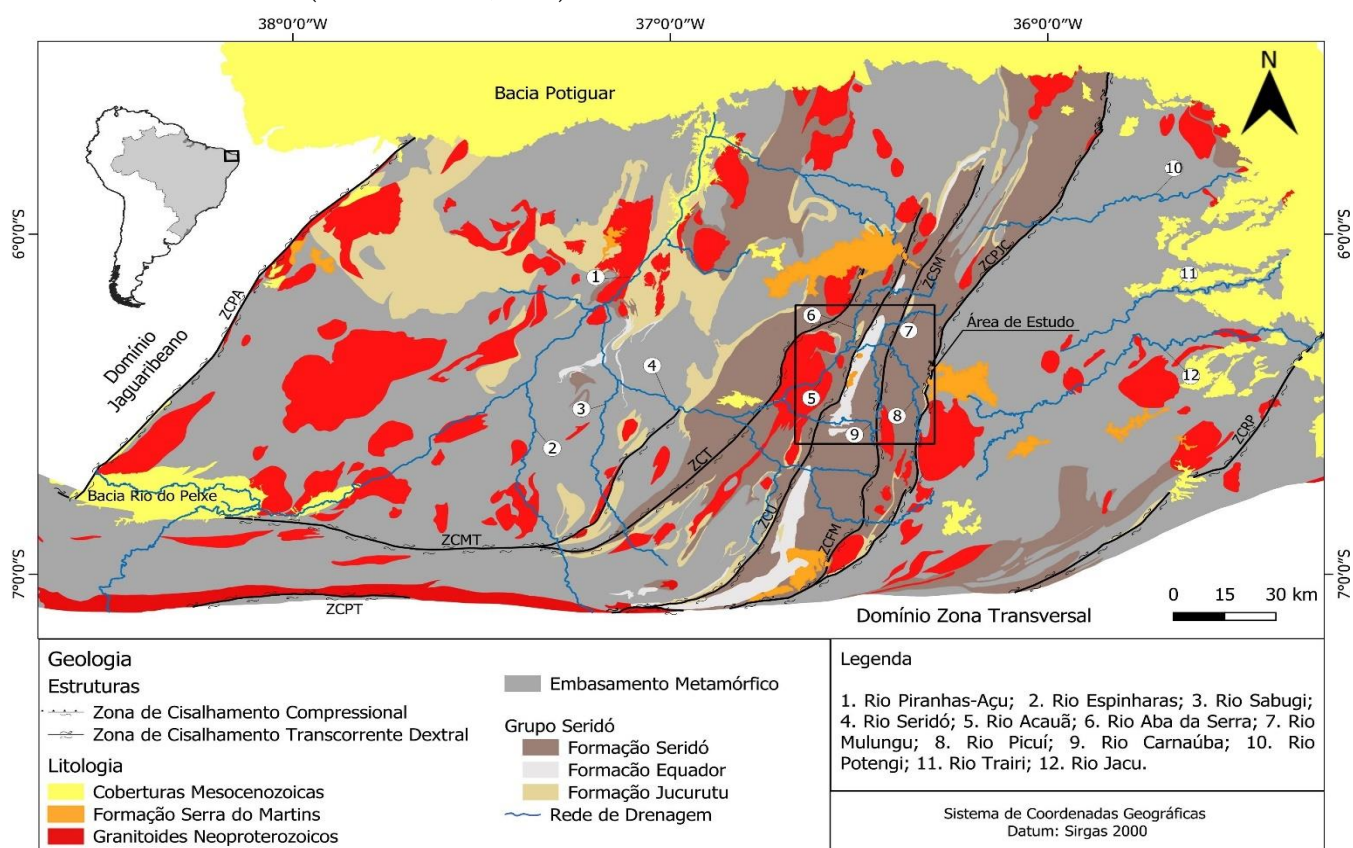


Figura 1. Arcabouço geológico simplificado dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, NE da porção setentrional da PGB, e localização da área de estudo e entorno. Fonte: Elaborado pelos autores (2025), com base em Medeiros et al. (2012); Nascimento, Medeiros e Galindo (2015); Cabral Neto et al. (2018); e Dantas, Medeiros e Cavalcanti (2021). Legenda: ZC: Zona de Cisalhamento; ZCPT: Patos; ZCMT: Malta; ZCPA: Portalegre; ZCRP: Remígio Pocinhos; ZCT; Totoró; ZCU: Umburana; ZCFM: Frei Martinho; ZCSM: Santa Mônica; ZCPJC: Picuí João Câmara.

Os quartzitos da Formação Equador, são formados mineralogicamente por quartzo (85%), muscovita (15%), turmalina preta, traços de minerais opacos (óxido de ferro), além de plagioclásio e sillimanita (Cavalcanti Neto, 2008), que estão associados à fração terrígena de um ambiente marinho raso do tipo *rift* intracontinental (Jardim de Sá, 1994; Caby et al., 1995), onde a progressiva extensão e afinamento crustal resultaram no aprofundamento de uma pequena bacia oceânica (Bacia Seridó) (Nascimento, 2002; Padilha et al., 2021), cuja sucessão sedimentar (Grupo Seridó) foi comprimida e metamorfizada (deformação transpressiva) durante o Ciclo Brasileiro (Archanjo et al., 2013; Hollanda et al., 2015). Segundo Van Schmus et al. (2003), a Bacia do Seridó pode ter se originado em um curto ciclo tectônico distensional e contracional entre 700 Ma e 600 Ma.

A Serra das Umburanas (antiforme regional) (Cavalcanti Neto, 2008; Medeiros et al., 2017), com uma área de $\approx 141 \text{ km}^2$, trata-se de um relevo residual, ligeiramente, alongado, com direção preferencial NNE-SSW, condicionada pelas ZCU e ZCFM, apresentando cotas altimétricas entre 450 e 690 m (Figura 1; Figura 2).

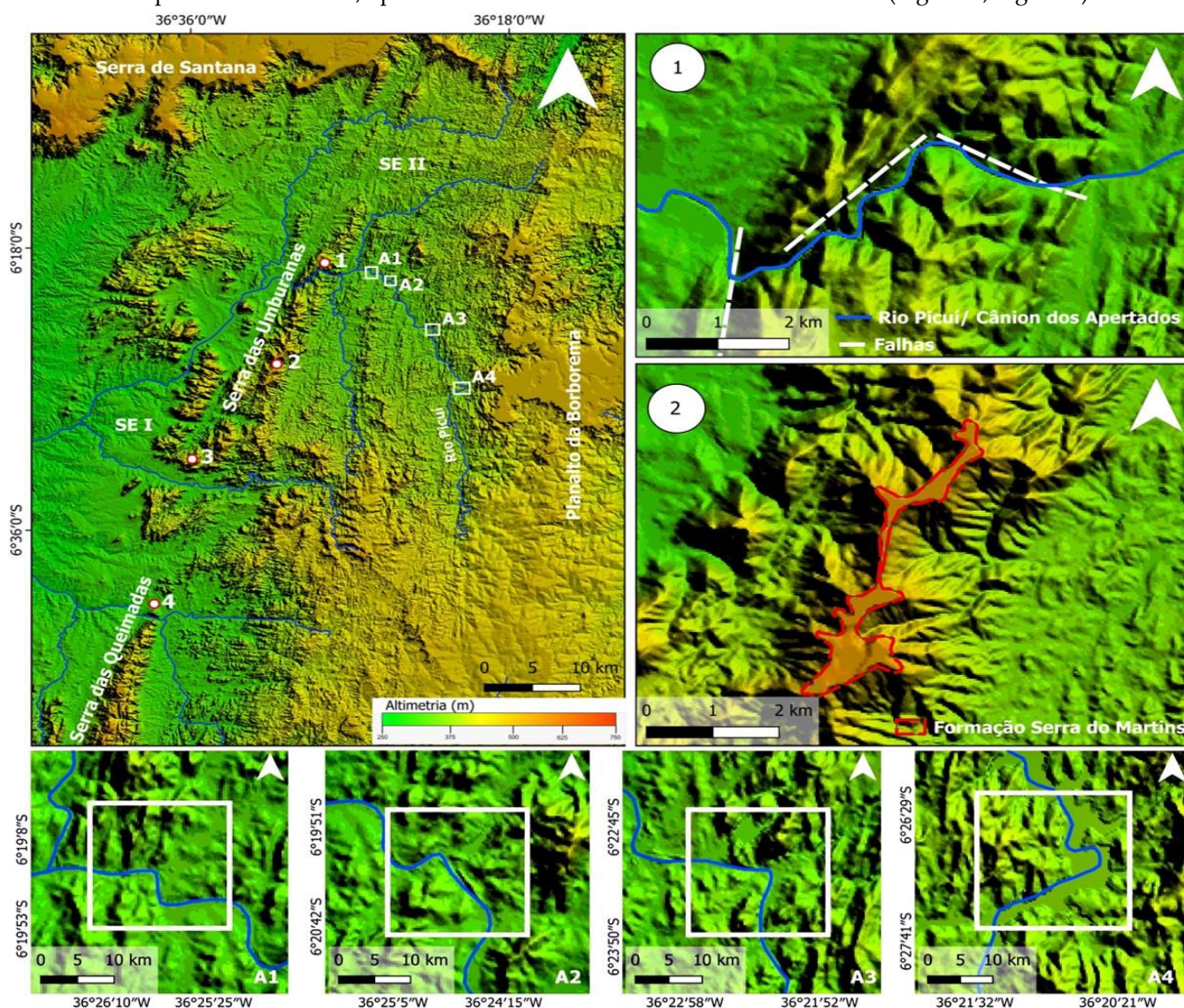


Figura 2. Hipsometria, unidades de relevo e anomalias de drenagem no canal do rio Picuí. Fonte: Elaborado pelos autores (2025), a partir de edição de imagem NASADEM. Legenda: SEI e SEII: Superfícies Erosivas; 1: Cânions dos Apertados; 2: Capeamento arenítico laterizado (Formação Serra do Martins-FSM); 3. *Water gap* de Carnaúba dos Dantas; 4. *Water gap* de Parelhas (Boqueirão de Parelhas); A1 a A4: Inflexões ortogonais no canal do rio Picuí.

Do ponto de vista geomorfológico, a Serra das Umburanas localiza-se na superfície erosiva dos Sertões do Piranhas (Diniz et al., 2022), onde os processos denudacionais cenozoicos, concordantes com as estruturas de deformação dúcteis e rúpteis, conduziram o progressivo rebaixamento do embasamento metamórfico, revelando um diversificado mostruário de formas graníticas e quartzíticas, a exemplo de maciços, *inselbergs*, lajedos e cristas residuais.

O clima da área de estudo é semiárido, com médias pluviométricas anuais entre 400 e 500 mm (Jesus; Mattos, 2013; Diniz; Pereira, 2015), e evapotranspiração potencial anual da ordem de 2.200 mm (Jesus; Mattos, 2013). A curta estação chuvosa é, normalmente, evidenciada nos primeiros quatro meses do ano (Neves et al., 2010), entre o fim do verão e meados do outono, com trimestre mais chuvoso de fevereiro a abril, seguida de uma estação seca que pode se prolongar por mais de oito meses (Diniz; Pereira, 2015).

O principal sistema atmosférico que responde pela quadra chuvosa da região é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Ferreira; Mello, 2005), cuja expressividade é associada aos episódios de El Niño, o qual favorece a redução da precipitação, e La Niña, que proporciona períodos com anomalias positivas de precipitação (Rodrigues et al., 2017). As temperaturas oscilam entre mínimas de 18°C, médias de 27,5°C e máximas de 33°C (Mascarenhas et al., 2005). A rede de drenagem é constituída por pequenos cursos de água efêmeros e intermitentes que desaguam no rio Picuí e este, por sua vez, compõe a bacia hidrográfica do rio Piranhas-Açu.

Na região, tem-se predominância de Luvissolos Crômicos, Neossolos Litólicos e Regolíticos e ainda podem ser identificados Latossolos Amarelos e/ou Plintossolos Pétricos associados, principalmente, às áreas com rochas sedimentares (Santos et al., 2023; Silva et al., 2024). Na área de estudo, os métodos tradicionais de manejo e exploração da Caatinga, aliados às condições climáticas inerentes a este bioma, estão a contribuir de forma significativa para a ampliação da degradação ambiental. Os usos antrópicos, relacionados a ampliação das pastagens, supressão da vegetação nativa, exploração mineral de argila e técnicas rudimentares de plantios de subsistência, podem potencializar a degradação dos solos, comprometer a qualidade e quantidade dos recursos hídricos, assim como reduzir a biodiversidade e a qualidade de vida da população.

3. Materiais e Métodos

O método empregado envolveu ampla revisão bibliográfica especializada em drenagem transversal, levantamentos cartográficos, expedições de campo e aquisição de imagens com câmera e veículo aéreo não-tripulado (Vant) modelo Mavic 2 Pro, equipado com uma câmera 4K de 35 mm. As expedições de campo objetivaram identificar, registrar e analisar as evidências morfológicas e geológicas que comprovem o desenvolvimento de drenagem transversal pelo mecanismo de superimposição e, conjuntamente, entender o papel da incisão vertical do rio Picuí associado às características litoestruturais dos quartzitos que sustentam a Serra das Umburanas.

As informações geológicas obtidas a partir do mapa geológico e de recursos minerais de lítio-Província Pegmatítica da Borborema, na escala 1:250.000 (Cabral Neto et al., 2018), e do mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte, na escala 1:500.000 (Dantas; Medeiros; Cavalcante, 2021), associadas a dados sobre mudanças no campo de tensões intraplaca (Cremonini; Karner, 1995; Assumpção et al., 2016; Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023), assim como sobre o espessamento crustal (*magmatic underplating*), relacionado ao evento termotectônico “Magmatismo Macau” (Werneck; Magini; Salgueiro, 2018; Oliveira; Medeiros, 2012), e as oscilações no grau de aridez, verificadas no Pleistoceno Superior e no Holoceno Médio (Wang et al., 2004; Zhang et al., 2017; Behling et al., 2000; Fadina et al., 2019; Souza et al., 2023), subsidiaram, junto à bibliografia relacionada ao papel dos sistemas

fluviais na evolução da paisagem geomorfológica, a análise do processo de superimposição na área de estudo, e a consequente esculturação dos Cânions dos Apertados.

A cena S07W037, do modelo *Forest And Buildings Removed Copernicus DEM* (FABDEM) V1-2 com resolução espacial de ~30 m (Neal; Hawker, 2023), foi utilizada para extrair atributos topográficos (altimetria e declividade), que permitiram analisar variações morfológicas, as quais foram analisadas juntamente com dados litoestruturais, obtendo-se produtos cartográficos de geologia e o mapa de declividade. Em seguida, foram extraídos do FABDEM a rede de drenagem e os lineamentos estruturais. A rede de drenagem foi obtida no *software* QGIS 3.36.0-Maidenhead (QGIS Associação), utilizando-se o *limiar* de 1.000 *pixels* e a hierarquia fluvial de Strahler (1952).

O diagrama de rosetas, referente à frequência direcional dos azimutes da rede de drenagem e dos lineamentos, foi elaborado por meio da ferramenta *AzimuthFinder* (Queiroz et al., 2015) e de *scrips* no RStudio-2023.12.1-402 (Equipe RStudio, 2020). Destaca-se que os rios de 1ª e 2ª ordem possuem controle apenas litológico e não condiz com o contexto regional. Dessa forma, as rosetas de drenagem foram elaboradas a partir dos rios de 3ª ordem, permitindo uma melhor compreensão da rede de drenagem em consonância com as características geológicas e topográficas da área de estudo.

O fator de assimetria (AF) (Hare; Gardner, 1985), que visa identificar a ocorrência de basculamento por possíveis causas tectônicas em uma bacia hidrográfica, foi obtido através da razão entre a área da margem direita de uma bacia hidrográfica e a área total da mesma (El Hamdouni et al., 2008; Cherem et al., 2020; Oliveira et al., 2023). O AF é definido pela seguinte equação: $FA = 100(A_r/A_t)$, onde A_r é a área correspondente a margem direita da bacia e A_t é a área total da mesma (Hare; Gardner, 1985).

A confecção do perfil geológico-topográfico e dos blocos diagramas, que deram suporte a interpretação geomorfológica da área de estudo e ao processo de superimposição de drenagem, foi realizada por meio do *software* CorelDRAW Graphics Suit (Windows).

4. Resultados

4.1. O controle (neo)tectônico e litoestrutural do relevo e da drenagem

A Serra das Umburanas encontra-se disposta ao longo das zonas de cisalhamento de Umburana e Frei Martinho, as quais exerceram influência na direção das superfícies de descontinuidades (e.g., falhas, fraturas, diques de pegmatito) e nos processos denudacionais. Os setores com maior densidade de fraturamento estão localizados no embasamento encaixante, constituído por micaxistos da Formação Seridó, delineando as superfícies erosivas (SE I e SE II) (Figura 2), periféricas aos relevos residuais. No caso dos granitoides e quartzitos, apesar da incidência de planos de fraqueza (Figura 3), a resistência litológica à erosão responde pelos sobressaltos topográficos da área de estudo, e aponta para uma erosão diferencial por controle litoestrutural.

As estruturas de deformação rúpteis de direção E-W e NW-SE (Figura 3), embora em menor expressividade, seccionam tanto o embasamento encaixante quanto a Serra das Umburanas, sendo um condicionante importante de vales superimpostos, observados na porção oriental do DRPS (Figuras 3). Especificamente, no município de Currais Novos-RN, o fluxo transversal do rio Picuí secciona, na direção E-W, o antiforme Serra das Umburanas, esculpindo um vale transversal encaixado de ~ 7 km de extensão e ~ 40 m de largura, com vertentes, em ambas as margens, com inclinação variando entre 35° (setor oriental) a subverticais (setor ocidental), e desnível vertical que pode chegar aos 110 m, denominado de Cânions dos Apertados (Figura 3A e 3B).

A presença de inflexões ortogonais no canal do rio Picuí (Figura 2), denunciam a adaptação, progressiva, do fluxo às estruturas geológicas de direção NW-SE e W-E, as quais divergem das direções da tectônica predominante N-S e NNE-SSW. Essa divergência estrutural está relacionada às tensões intraplaca, predominantemente

compressivas de direção W-E a NW-SE, desde o Mioceno Médio até os dias atuais (Bezerra et al., 2020), associadas a expansão do assoalho oceânico mesoatlântico (forças de *ridge push*), à compressão na Cadeia Andina (Cremonini; Karner, 1995; Ferreira et al., 2008; Assumpção et al., 2016), e/ou ao campo de *stress* extensional E-W, oriundo da intrusão do magmatismo Macau (Bezerra et al., 2007), representado na área de estudo pelo *Plug Saco do Inferninho* (Figura 3) (Barros et al., 2021) e por um exame de diques de basalto, dispostos numa faixa de orientação N-S, com cerca de 350 km de extensão por 60 km de largura (Ngonge et al., 2016; Barros et al., 2021).

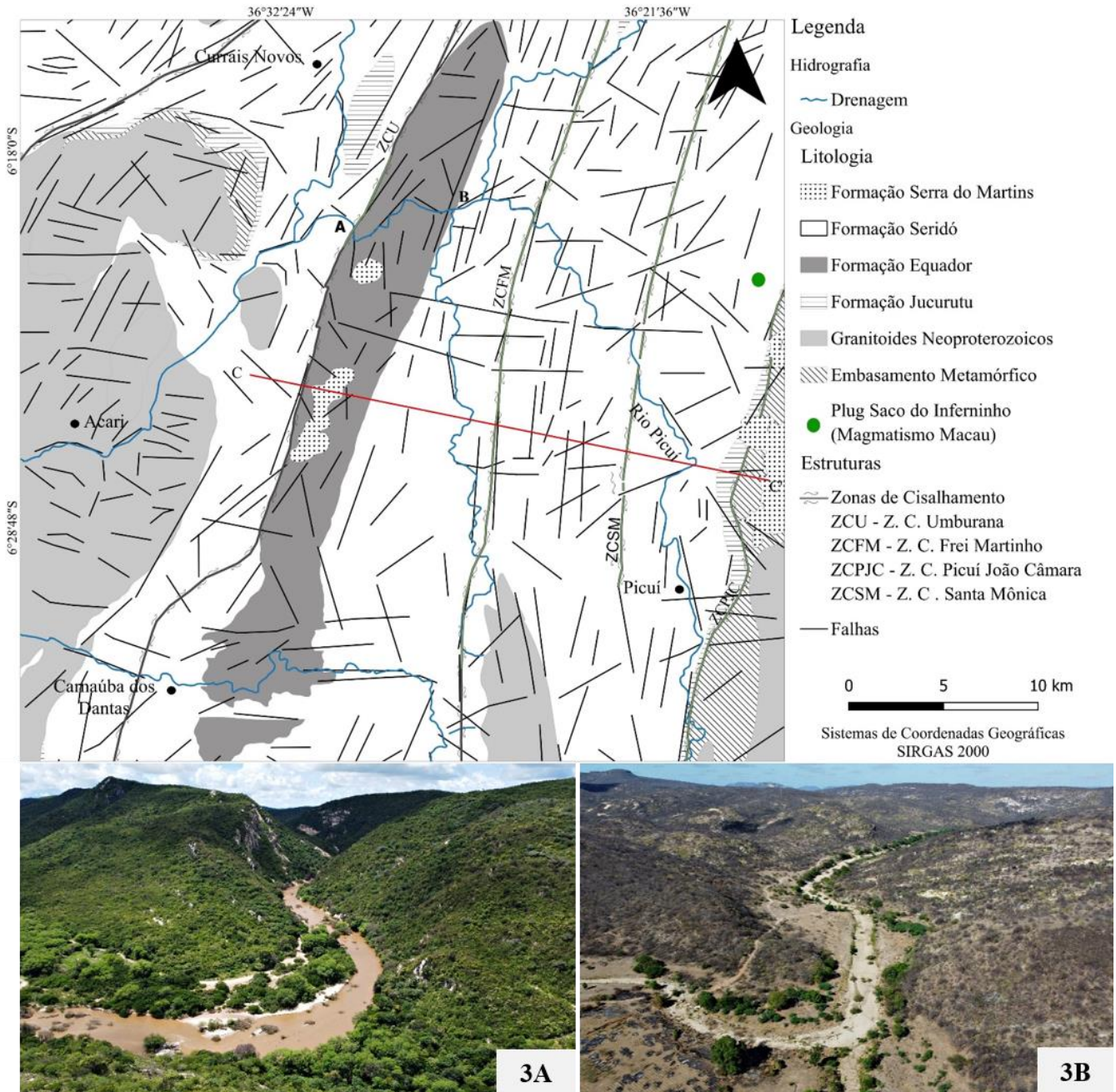


Figura 3. Distribuição das estruturas de deformação dúcteis e rúpteis na área de estudo, onde fica evidente a estreita relação entre a drenagem do rio Picuí e as estruturas rúpteis de direção W-E. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).
 Legenda: (3A) Vista frontal da porção ocidental dos Cânions dos Apertados; (3B) Início da incisão transversal do rio Picuí, no antiforme Serra das Umburanas; (C-C') Traço vermelho - perfil geológico-topográfico (Figura 4). Observar o contraste da vegetação no período chuvoso (3A) e seco (3B).

As reativações tectônicas, verificadas a partir do Mioceno Médio (Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023), resultantes de esforços compressivos W-E e NW-SE (Cremonini; Karner, 1995; Bezerra; Vita-Finiz, 2000; Assumpção et al., 2016), ao longo das estruturas de deformação, e o espessamento crustal (*magmatic underplating*), associado ao evento termotectônico “Magmatismo Macau” (Oliveira; Medeiros, 2012), com pico principal entre 30-20 Ma (Werneck; Magini; Salgueiro, 2018; Bezerra et al., 2020), podem ter sido o fator preponderante para a alteração do nível de base regional, a partir do rejuvenescimento altimétrico do Planalto da Borborema, intensificando o grau de incisão vertical da rede de drenagem do rio Picuí, e a ação denudacional, na área de estudo.

O escalonamento entre as superfícies erosivas (SE I [250 a 350 m]; SE II [350 a 500 m]) e as superfícies de cimeira do Planalto da Borborema, com ou sem capeamento arenítico laterizado (FSM) (Figura 4), refletem a densidade de estruturas de deformação rúpteis, em consonância com a resistência das litologias que compõem a área de estudo, assim como a influência dos processos de soerguimento de caráter compressivo desde o Neógeno, na distribuição topográfica atual (Figura 4).

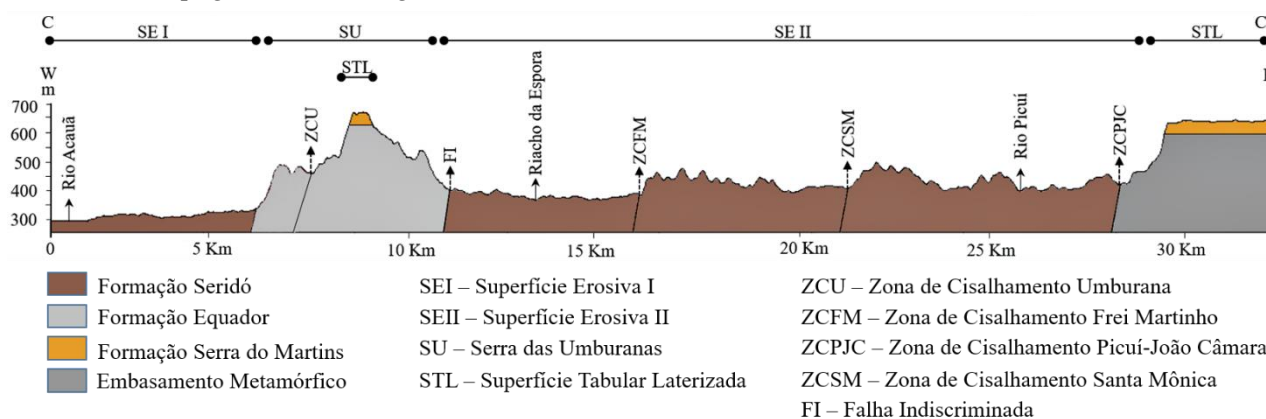


Figura 4. Perfil geológico-topográfico, sentido W-E, da área de estudo. Fonte: Elaborado pelos autores (2025), com base em Costa et al. (2019). Legenda: C – C’ identificação do local do perfil na figura 3.

Portanto, o alçamento diferencial do Planalto da Borborema e entorno imediato (SE II) pode ser resultante dos processos epirogênicos associados ao magmatismo Macau (Bezerra et al., 2007; Corrêa et al., 2010; Oliveira; Medeiros, 2012), bem como das reativações tectônicas cenozoicas (Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023) ou, mais provavelmente, da complexa interação entre ambos os mecanismos, sendo fundamentais na interpretação de ciclos denudacionais, assim como no processo de superimposição de drenagem do rio Picuí.

O basculamento lateral da SEII, associado, principalmente, as estruturas de deformação rúpteis de orientação variando de W-E, WNW-ESSE e NNW-SSE (Gráfico 1B), que seccionam a SEII, justificam a mudança de orientação da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Picuí-BHRP (Figura 5), a qual foi direcionada para um ponto de confluência na vertente oriental da Serra das Umburanas, tendo como resultado a esculturação de um vale confinado e por vezes escarpados, os Cânions dos Apertados. A esse respeito, Maia (2023) e Bagni et al. (2022) afirmam que *trends* de fraturas condicionam a formação de vales estruturais e cânions a partir do encaixe da rede de drenagem, e o consequente alargamento do plano de fraqueza (Martins et al., 2009).

Em relação ao canal principal do rio Picuí, à medida que seu curso secciona a Serra das Umburanas, este se adapta as estruturas rúpteis, que controlam segmentos do vale transversal com inflexões ortogonais de W para NE e de NE para NW. Cunha et al. (2005) afirmam que a incisão vertical do rio Tejo, perpendicularmente à orientação da crista quartzítica “Serra das Talhadas”, na região central de Portugal (Vila Velha de Ródão), foi viabilizada por fraturas de direção NE-SW e SSW-NNE.

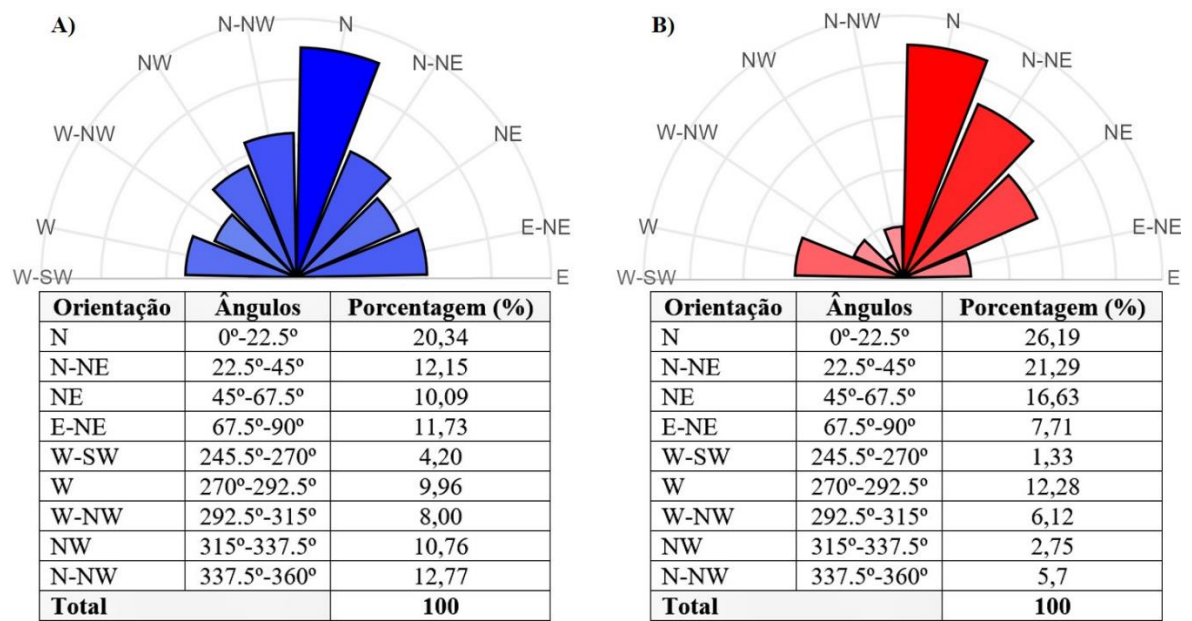


Gráfico 1. Diagramas em rosetas da direção preferencial dos azimutes da rede de drenagem (A) e dos lineamentos estruturais (B), extraídos da BHRP. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

De acordo com o fator de assimetria de bacia de drenagem ($AF=54,75$), a BHRP foi ou ainda está submetida a basculamento tectônico, com migração gradativa do canal principal para o lado esquerdo, ou seja, em direção a porção mais abatida da SEII (Figura 5).

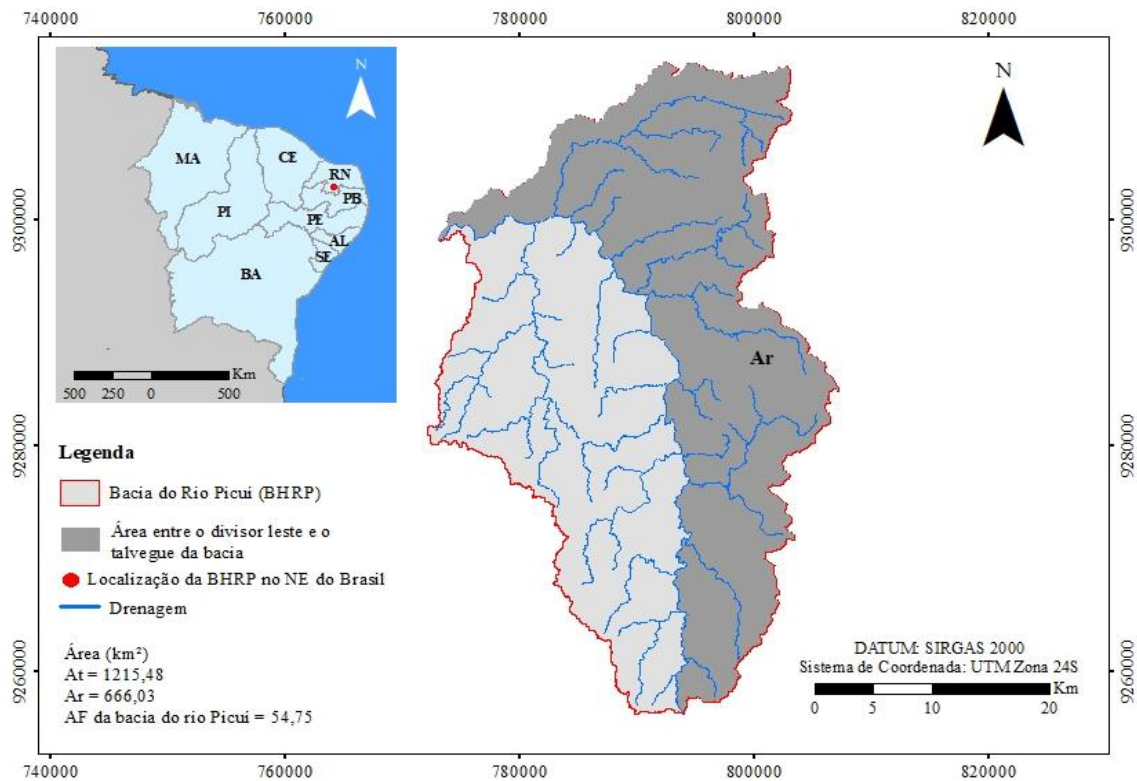


Figura 5. Localização e índice de assimetria da BHRP (sentido do fluxo fluvial para NW-W). Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: At (Área total da bacia); Ar (Área do lado direito da bacia: olhando para jusante); AF (Fator de assimetria da bacia).

Valores de fator de assimetria (AF) maiores que 50 (AF=50: estabilidade tectônica; $57 \leq AF < 65$: moderadamente basculada; $AF < 57$: fracamente basculada; $AF \geq 65$: fortemente basculada) indicam basculamento e migração de canal fluvial para o lado esquerdo (El Hamdouni et al., 2008; Cherem et al., 2020; Oliveira et al., 2023). De acordo com Alexander e Leeder (1987), taxas menores de basculamento lateral podem provocar a migração lenta do canal fluvial por erosão preferencial da porção abatida (Holbrook; Schumm, 1999).

4.2 Indicadores paleoclimáticos, exumação e superimposição

Testemunhos preservados, porém, desconectados, de um antigo capeamento laterítico encontram-se distribuídos sobre a Serra das Umburanas, conferindo-lhe um aspecto tabular nos setores de maior altitude, entre as cotas 670 a 690 m (Figura 6). Estas superfícies tabulares constituem importantes indicadores da progressiva exumação do antiforme, assim como do consequente processo de inversão de relevo, por erosão diferencial, já que elas correspondem a um antigo nível de base deposicional (paleosuperfície deposicional) (Maia; Bétard; Bezerra, 2016), relacionados aos sistemas agradacionais da FSM de idade estimada entre o Oligoceno (25 Ma) (Moraes Neto et al., 2009) e o Mioceno (20 Ma) (Lima, 2008).

A exumação da Serra das Umburanas, levando-se em consideração a idade de deposição dos sedimentos associados a FSM (25-20 Ma), as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, obtidas para os óxidos/hidróxidos de Mn e Fe, que ocorrem cimentando os arenitos fluviais da FSM (intemperismo laterítico), variando de 17 a 13 Ma (Lima, 2008), e as taxas de denudação de 15-22 m.Ma⁻¹ (Moraes Neto et al., 2012) e 10-24 m.Ma⁻¹ (Brito et al., 2025), estabelecidas, respectivamente, para esse setor da PGB e para o Maciço do Pereiro, possivelmente, iniciou-se entre o Mioceno Médio/Superior, logo após o alçamento epigenético do Planalto da Borborema (Corrêa et al., 2010; Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023).

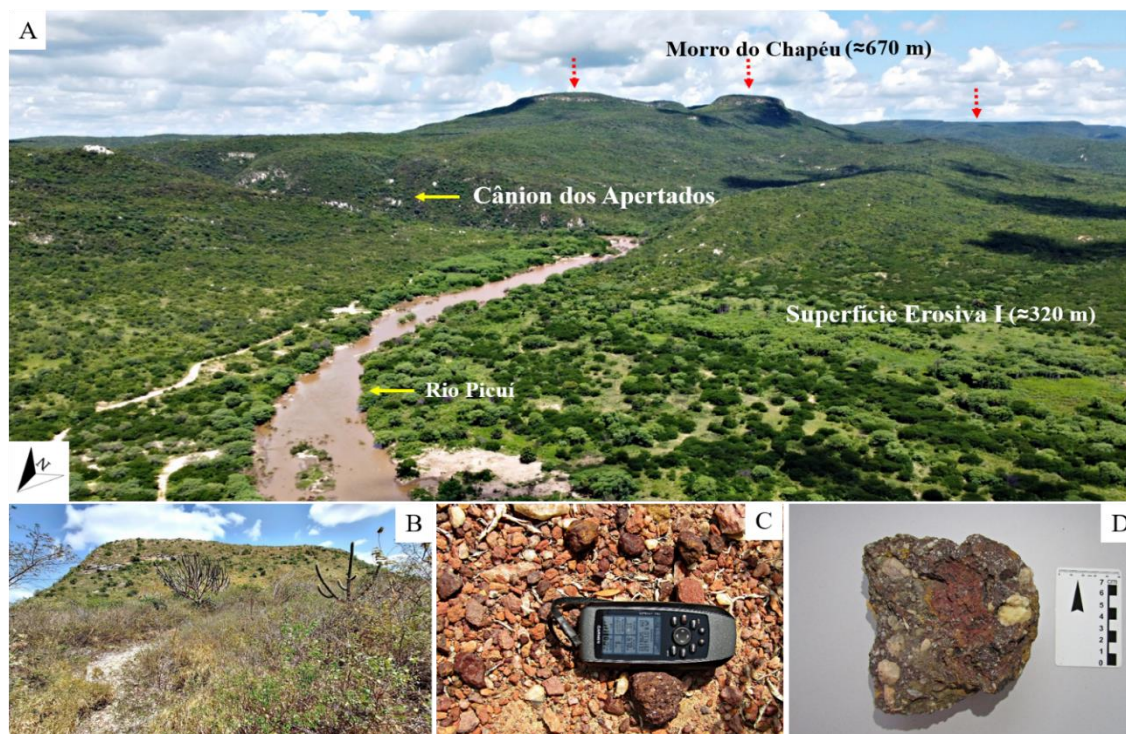


Figura 6. (A) Vista parcial da superfície somital da Serra das Umburanas com testemunhos tabulares e desconectados de um antigo capeamento laterítico contínuo associado a FSM (setas vermelhas). (B) Escarpa oriental do Morro do Chapéu. (C e D) Fragmentos subarredondados de óxidos/hidróxidos de ferro, associados ao dismantelamento da FSM (amostras coletadas no Morro do Chapéu). Fonte: acervo dos autores (2025).

Outro ponto relevante a ser considerado, no processo de exumação da Serra das Umburanas, foi a mudança marcada pela progressiva aridificação do clima, iniciada no Mioceno (Harris; Mix, 2002; Bétard, 2012; Peulvast; Bétard, 2015; Souza et al., 2023), a qual desencadeou uma fase de denudação intensa que coincidiu com o limite das idades deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, entre 22-17 Ma (Lima, 2008; Rossetti et al., 2013), expondo, por erosão diferencial, litologias subjacentes, a exemplo dos quartzitos da Formação Equador e de diques de pegmatito, além de proporcionar o desmantelamento do capeamento arenítico laterizado que recobria a superfície somital da Serra das Umburanas e do Planalto da Borborema.

Estudos paleoclimáticos a partir do Pleistoceno Superior, no NE brasileiro, também indicam alterações climáticas bruscas, com mudanças de regimes fluviais e eventos de coluviamento, associadas a períodos com fortes precipitações e maior concentração de umidade, durante eventos em escala milenar (e.g., *Heinrich*) (Wang et al., 2004; Zhang et al., 2017; Souza et al., 2023), entre 60-24 ka (Behling et al., 2000; Fadina et al., 2019) e entre 15,5-12,3 ka (Behling et al., 2000; Bouimetarhan et al., 2018), e no intervalo denominado de Ótimo Climático, entre 7,5-4,5 ka (Corrêa, 2001; Mutzenberg, 2007; Missura, 2013).

Essas oscilações no grau de aridez, verificadas no Pleistoceno Superior e Holoceno Médio (Ótimo Climático), caracterizadas por precipitação possivelmente regular, minimizaram a intermitência de fluxo dos sistemas fluviais, a exemplo do rio Picuí e de seus afluentes, os quais drenam uma área de $\approx 1.216 \text{ km}^2$. Já o alçamento pós-Paleógeno do Planalto da Borborema e de seu entorno imediato (SE II) foi responsável pela modificação do nível de base regional, o qual ocasionou o rejuvenescimento da rede de drenagem, intensificando a ação denudacional e o grau de incisão vertical, segundo as estruturas de deformação rúpteis definidas pelas zonas de cisalhamento (NNE-SSW) e pelas tensões intraplacas, cuja ordenação na rocha encaixante possui uma variada quantidade de direção, sendo as principais delas W-E (12,28%), WNW-ESSE (6,12%), NNW-SSE (5,7%) e NW-SE (2,75%) (Gráfico 1).

Desse modo, à mudança do nível de base regional favoreceu à exumação da Serra das Umburanas e de diques de pegmatitos mineralizados (Cabral Neto et al., 2018), verificados na SEII, os quais foram seccionados transversalmente pela rede de drenagem do rio Picuí, em função da ocorrência de deformações de caráter rúptil que divergem da orientação dos *trends* de lineamentos estruturais do DRPS (Gráfico 1B).

Na área da BHRP (Figura 5), o flanco ocidental do Planalto da Borborema apresenta superfícies com elevação média de 650 m, aproximadamente 310 m acima do local onde ocorreu o processo de superimposição. Esse desajuste no gradiente fluvial da BHRP, associado à mudança de direção do rio Picuí e de alguns tributários, por meio de inflexões ortogonais, frequentes na SEII, e a consequente confluência do sistema de drenagem, viabilizou a acentuada incisão fluvial na Serra das Umburanas, subordinada a planos de fraqueza nos quartzitos da Formação Equador.

Por outro lado, a presença de remanescentes de antigo capeamento laterítico, associados a FSM, sobre a superfície somital da Serra das Umburanas, sugere que o início do processo de superimposição se deu após o desmantelamento da paleosuperfície deposicional e concomitante a exumação da Serra das Umburanas, ou seja, entre o Mioceno Médio e Superior (Figura 7).

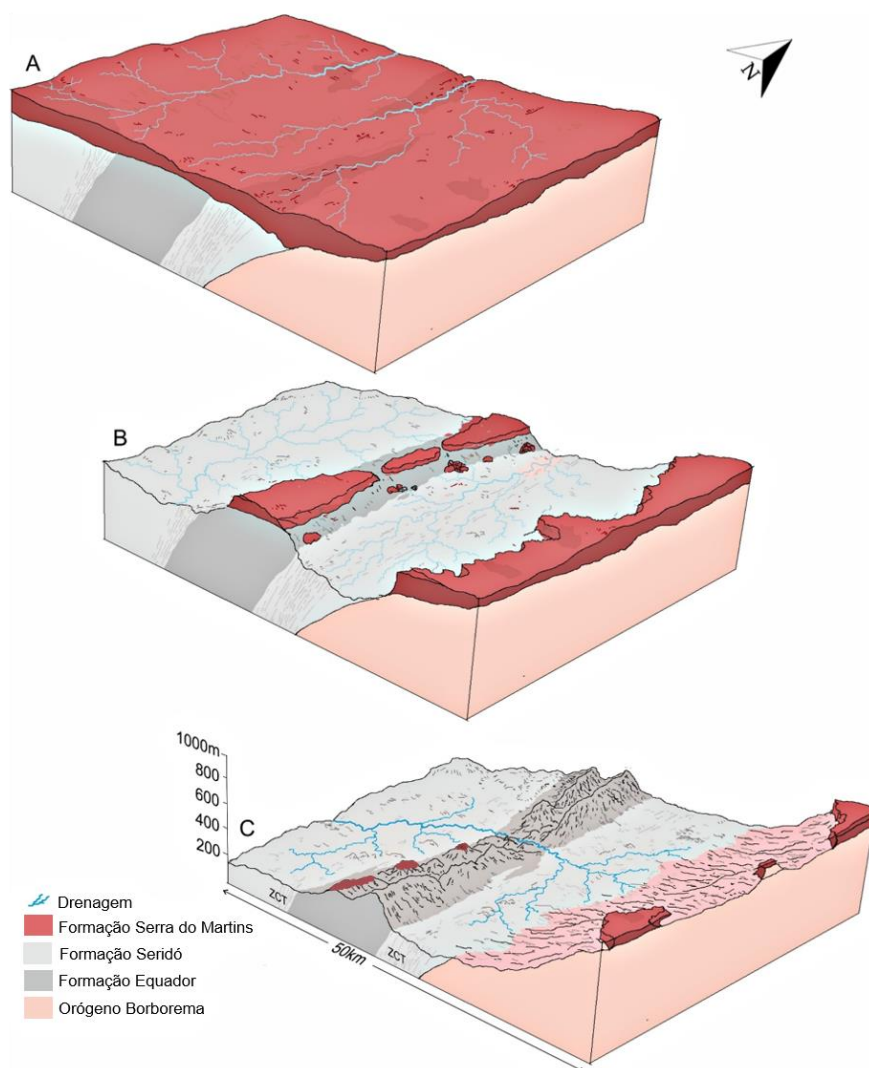


Figura 7. Síntese do modelo evolutivo de drenagem transversal por superimposição na área de estudo. (A) Representa o estágio inicial pré-exumação. (B) Fase intermediária de erosão e recuo do capeamento representado pela FSM. (C) Estágio atual, com a superimposição da drenagem que deu origem a formação dos Cânions dos Apertados. Fonte: Elaborado pelos autores (2025).

5. Discussão

5.1. Análise da drenagem, aspectos genéticos e evolutivos dos Cânions dos Apertados

Segundo Twidale (2004) e Lee (2013), canais “tronco”, ou seja, de maior ordem, geralmente, adaptam-se a setores de fraqueza litoestrutural do embasamento, seguindo o curso dos vales estruturais (Holbrook; Schumm, 1999). Na porção setentrional da PGB, os rios formam vales encaixados com direção preferencial NE-SW (Maia; Bezerra, 2011), denotando uma adaptação às estruturas geológicas pré-existentes (Rodrigues; Salgado; Maia, 2022). Sobre drenagens transversais, padrões discordantes de rios, Stokes e Mather (2003) e Douglass et al. (2009) afirmam que cursos fluviais seccionam estruturas geológicas, como falhas e cinturões de montanhas orogênicas, constituindo, frequentemente, desfiladeiros ou cânions (Thompson, 1939; Oberlander, 1965; Clarck, 1989; Alvarez, 1999; Larson et al., 2017).

Para compreender o processo de superimposição de drenagem em uma área específica, é necessário identificar os mecanismos que condicionaram sua origem e desenvolvimento, afim de aprimorar a compreensão do sistema fluvial. Para Stokes et al. (2008), os mecanismos de drenagem transversal correspondem a resposta da incisão fluvial, no leito rochoso, ao aumento potencial do fluxo, controlado pela interação complexa entre variáveis internas (geomórficas) ou externas (tectônica, eustática e climática), as quais afetam significativamente o sistema fluvial (Schumm, 1981).

Mudanças no regime compressional intraplaca do Mioceno Médio ao Holoceno (Bezerra et al., 2020; Oliveira et al., 2023), caracterizado por tensões de direção W-E e NW-SE (Cremonini; Karner, 1995; Bezerra; Vita-Finiz, 2000), relacionadas ao estágio *drift* de movimentação da Placa Sul-Americana (Ferreira et al., 2008; Assumpção et al., 2016), foram responsáveis por condições de anomalias direcionais na porção setentrional da PGB (Bezerra et al., 2011; Maia; Bezerra, 2019).

Na área de estudo, o processo de superimposição indica que a rede de drenagem da BHRP evoluiu sistematicamente de dominância longitudinal, onde os canais fluviais, possivelmente, seguiam as direções predominantes das superfícies de descontinuidades (N-S [26,19%], NNE-SSW [21,29%] e NE-SW [16,63%]) (Gráfico 1B), para dominância transversal, ou seja, com direção de fluxo perpendicular ao controle litoestrutural, predominando as direções de drenagem NNW-SSE (12,77%), NW-SE (10,76%) e W-E (9,96%), seguidas das direções WNW-ESE (8%) e WSW-ENE (4,2%) (Gráfico 1A).

A migração gradual do canal do rio Picuí indica que a litologia da BHRP, assim como os *trends* de lineamentos topográficos (e.g., cristas e vales), associados aos planos de deformação brasileira de orientação predominante N-S e NNE-SSW, não foram os fatores dominantes na orientação da rede de drenagem da BHRP, deixando o basculamento e a declividade da SEII, onde predominam as classes de ≤ 8 e 8-20% (Figura 8), assim como as interações com as estruturas de deformação rúpteis de direção W-E (12,28%), WNW-ESSE (6,12%), NNW-SSE (5,7%) e, de forma secundária, as direções NW-SE (2,75%) e WSW-ENE (1,33%) (Gráfico 1B), como fatores determinantes.

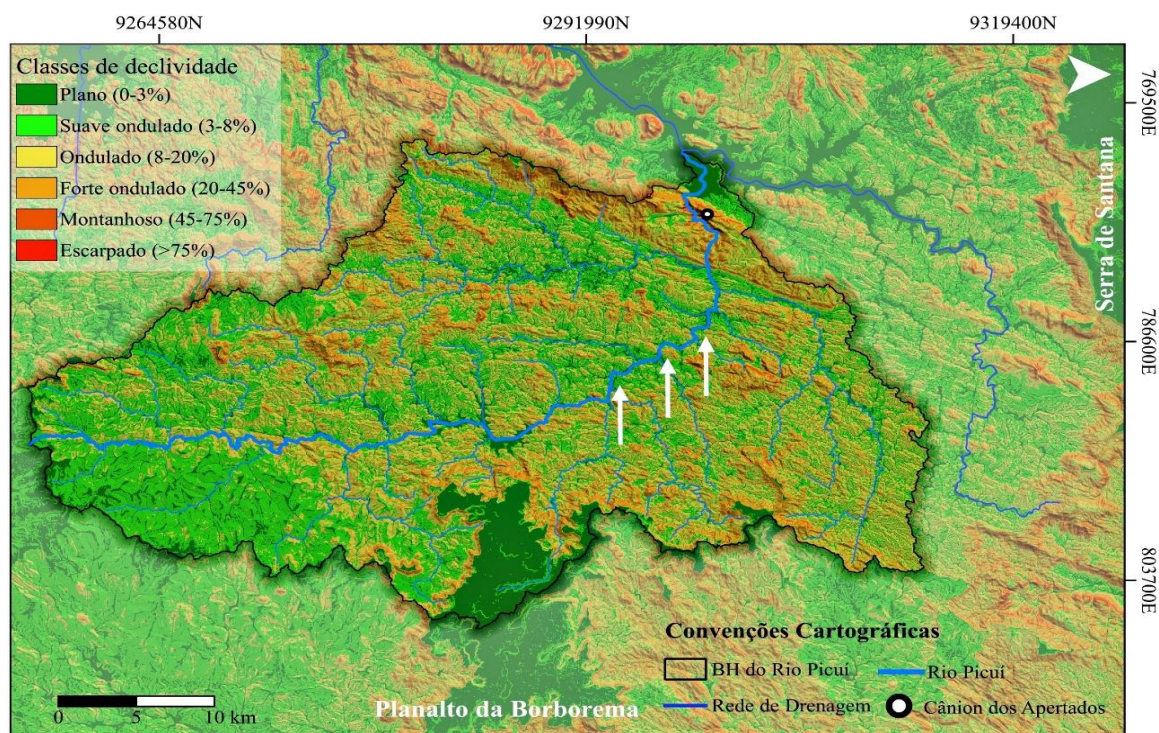


Figura 8. Mapa de declividade da BHRP. Fonte: Elaborado pelos autores (2025). Legenda: as setas brancas indicam a mudança gradual do fluxo do rio Picuí, perpendicular ao controle litoestrutural da bacia.

O sistema de falha resultante dos esforços compressivos cenozoicos promoveu mudanças significativas na orientação da rede de drenagem da BHRP. As inflexões ortogonais, verificadas nos principais canais da BHRH, estão comumente associadas à influência dos lineamentos estruturais de orientação variando de W-E a WNW-ESSE (Gráfico 1A). Para Maia e Bezerra (2011), além do quadro paleoclimático e da configuração do embasamento, a tectônica atual constitui-se de grande importância na definição dos modelos evolutivos, sobretudo fluviais, em função da adaptação às linhas de fraqueza pré-existentes, como falhas e zonas de cisalhamento (Maia; Bezerra, 2019).

Os setores com classes de $\leq 3\%$ e 3-8% de declividade, localizadas sobre o Planalto da Borborema, respectivamente, no alto curso da BHRP (porção meridional) e na porção centro-oriental (setor mais elevado da BHRP - “Platô Tabuliforme de Picuí-Cuité”), justificam-se em decorrência da presença de arenitos laterizados da FSM, recobrando parcialmente as superfícies de cimeira, o que lhes confere topo plano, comumente associados a solos muito porosos, como, os Latossolos Amarelos e os Plintossolos Pétricos (Santos et al., 2023; Silva et al., 2024).

Segundo Whipple, Hancock e Anderson (2000) e Peifer et al. (2022), vários processos contribuem para a incisão fluvial em rios de leito rochoso (*bedrock rivers*), sendo os principais a abrasão (*abrasion*), o destacamento (*plucking*), a corrosão (*corrosion*), a cavitação (*cavitation*) e a escavação por fluxo de detritos (*debris-flow scour*). Dentre os processos que contribuíram e que ainda contribuem na incisão fluvial do rio Picuí sobre a Serra das Umburanas podemos destacar a abrasão. Nos Cânions dos Apertados, o desgaste abrasivo é responsável por esculpir nos quartzitos formas erosivas de leito fluvial, como, por exemplo, marmitas (*potholes*), estrias erosivas (*flutes*) e marcas de ondas (*ripples*) (Figura 9).

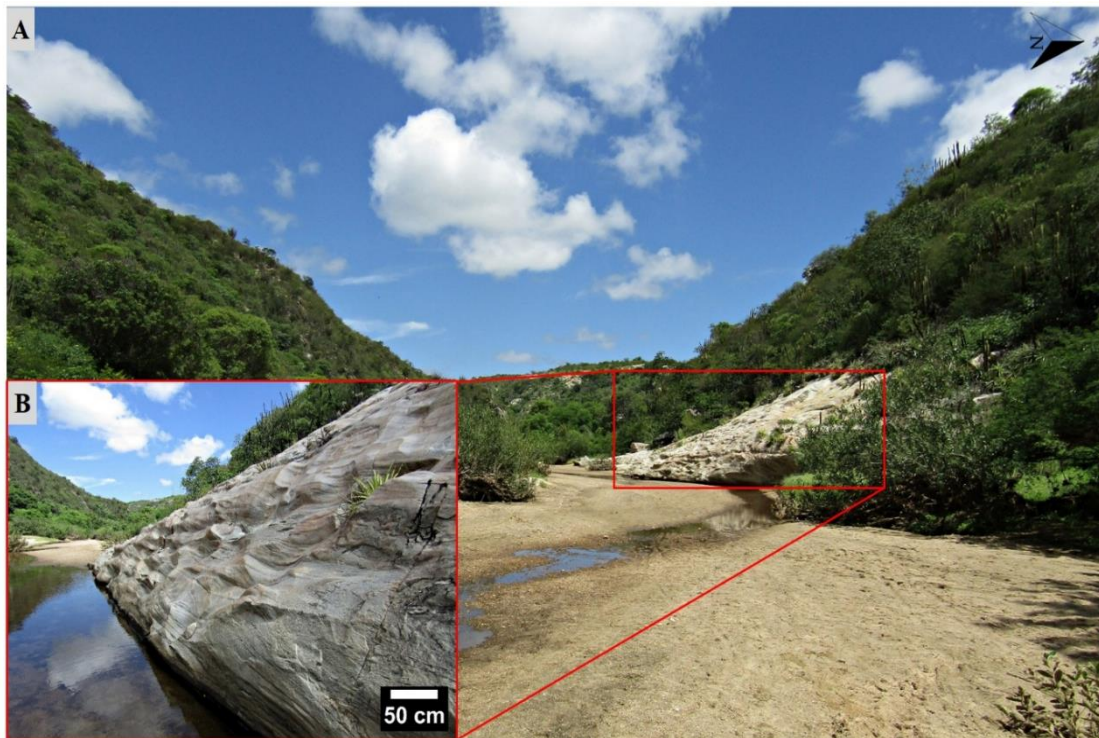


Figura 9. (A) Vista a jusante de paredão no talvegue do rio Picuí (período de estiagem) com presença de marcas de ondas (*ripples*) com comprimento centimétrico (B), esculpidas pelas colisões energéticas entre os grãos de sedimentos e a superfície do leito rochoso exposto, testemunhando a erosão vigorosa por carga suspensa. Fonte: Acervo dos autores (2025).

A presença dessas formas erosivas, esculpidas em leito fluvial rochoso e nos paredões dos Cânions, testemunha a erosão vigorosa por combinação de abrasão por carga de fundo e suspensa (Whipple; Dibiase; Crosby, 2013; Peifer et al., 2022; Dias et al., 2024), além disso, a inclinação das vertentes dos Cânions dos Apertados, também denuncia a capacidade erosiva do rio Picuí.

Os paredões dos Cânions dos Apertados também são suscetíveis a movimentos gravitacionais de massa em praticamente toda sua extensão. Esses paredões, nos trechos de maior amplitude (porção centro-ocidental), podem chegar facilmente a 100 m de altura, apresentando inclinações subverticais e padrões de fraturamento sub-horizontal e subvertical (Figura 10). As fraturas subverticais, que seccionam transversalmente as discontinuidades sub-horizontais, proporcionam diferentes padrões de segmentação nos quartzitos da Formação Equador, condicionando, assim, a ocorrência de movimentos gravitacionais do tipo queda de blocos (*rockfalls*).

Na base dos paredões dos Cânions dos Apertados são encontrados depósitos de tálus com blocos de tamanhos variados que foram se desprendendo e se movimentando no sentido da declividade ao longo do tempo geológico. No leito do rio Picuí, também é possível observar blocos de quartzito de diferentes tamanhos, que podem variar de dm^3 a m^3 , e formatos irregulares, resultantes de movimentos gravitacionais (Figura 10).

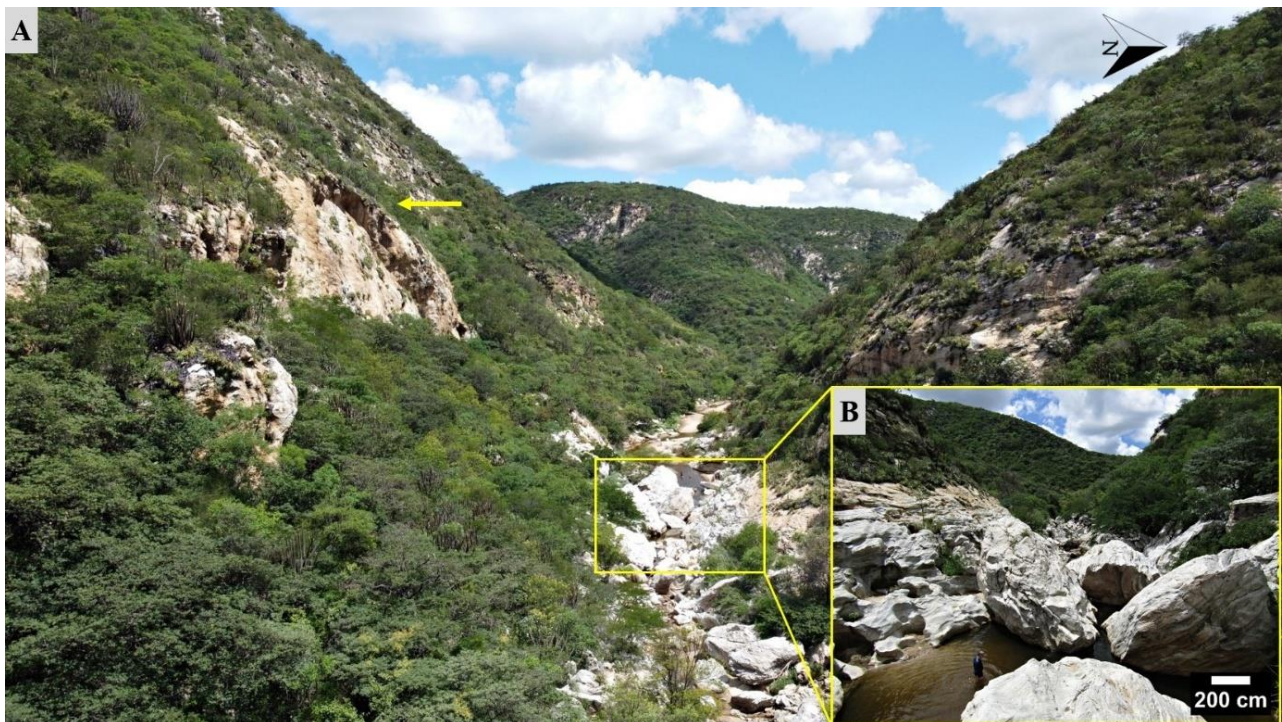


Figura 10. (A) Paredão com cicatriz de movimento de massa (queda de bloco), causada pelo desprendimento de placa rochosa. (B) Blocos de quartzito de grandes proporções depositados no leito do rio Picuí, setor centro-ocidental dos Cânions dos Apertados. Fonte: Acervo dos autores (2025).

A identificação de depósitos de tálus na base dos paredões, assim como a presença de blocos de quartzito no leito do rio Picuí, principalmente, no setor centro-ocidental, sugere fases morfogênicas de recuo dos escarpamentos dos Cânions dos Apertados, associadas aos movimentos gravitacionais de massa (Figura 10). As superfícies de discontinuidades nos quartzitos da Formação Equador (fraturas, veios e diques de quartzo e pegmatito) e a inclinação subvertical dos escarpamentos condicionaram e ainda condicionam movimentos de massa, porém, não comprometem a manutenção dos escarpamentos.

Uma questão central na evolução vertical dos Cânions dos Apertados reside na resistência dos quartzitos da Formação Equador, em decorrência da difícil dissolução da sílica (SiO_2), principal composto químico presente no

quartzo (Penteado, 1983; Hollocher, 2014). Os quartzitos que sustentam a Serra das Umburanas são compostos, mineralogicamente, por quartzo (85%), muscovita (15%), turmalina preta, traços de óxido de ferro, plagioclásio e sillimanita (Cavalcanti Neto, 2008).

No entanto, a impermeabilidade dos quartzitos, associada a existência de superfícies de descontinuidades facilitaram a capacidade de incisão vertical do fluxo fluvial do rio Picuí, ou seja, as estruturas de deformação rúpteis conduziram e aglutinaram o fluxo hídrico, tanto na superfície topográfica como em subsuperfície, dando-o maior poder de incisão. O rio Picuí, para atingir seu nível de base e igualá-lo ao nível de base da SEI, aprofundou seu vale na Formação Equador, o qual se adaptou às estruturas de deformação rúpteis que seccionam a Serra das Umburanas, resultando na erosão que gerou um cânion com aspecto sinuoso.

5. Conclusões

Conclui-se que os Cânions dos Apertados se trata de caso de drenagem transversal que evoluiu a partir de uma combinação complexa de fatores tectônicos, litológicos e paleoclimáticos, cuja interpretação pode ser feita a partir do modelo de superimposição de drenagem, a partir da correlação entre as seguintes evidências:

- Identificação de remanescentes de uma paleosuperfície agradacional no topo da Serra das Umburanas, constituída por arenitos parcialmente laterizados (FSM), de idade inferida como do Oligo-Mioceno, depositados sobre os quartzitos da Formação Equador;
- Existência de outras *water gaps*, como, por exemplo, o Boqueirão de Parelhas (Figura 2), sobre essa mesma formação geológica, tendo em vista que a Serra das Umburanas, estruturalmente, é um prolongamento da Serra das Queimadas;
- Mudança do nível de base regional, em resposta ao alçamento do Planalto da Borborema, em função do magmatismo Oligo-miocênico (Magmatismo Macau), e com ele, solidariamente, a SEII, a qual potencializou o poder de incisão vertical do rio Picuí;
- Estabelecimento de clima seco a partir do Mioceno com o respectivo dismantelamento da unidade sedimentar FSM e consequente exposição dos quartzitos que hoje configuram a Serra das Umburanas;
- Erosão diferencial do embasamento pré-cambriano, concomitante a fragmentação da FSM, justificando sobressaltos topográficos (e.g., Serra das Umburanas), relacionados aos quartzitos da Formação Equador, e superfícies de aplainamento rebaixadas, associadas aos micaxistos da Formação Seridó.

A idade de formação da paleosuperfície deposicional FSM, que recobria parcialmente, tanto a SEII como o Planalto da Borborema, e o seu consequente dismantelamento, relacionado a progressiva aridificação de um clima anteriormente úmido, iniciada no Mioceno, pode ser considerada como um marcador da incisão vertical do rio Picuí sobre a Serra das Umburanas, segundo as estruturas de deformação rúpteis. Já as oscilações climáticas regionais, verificadas no Pleistoceno Superior e Holoceno Médio, minimizaram a intermitência de fluxo dos sistemas fluviais da BHRP, resultando numa maior disponibilidade hídrica e, justificando, assim, o maior poder erosivo do rio Picuí.

Contribuições dos Autores: Concepção, A.N.B.D., A.M.N.C., F.H.B. e D.V.L.; metodologia, A.N.B.D., A.M.N.C., F.H.B. e D.V.L.; software, A.N.B.D. e R.P.M.; pesquisa, A.N.B.D., A.M.N.C., F.H.B. e D.V.L.; escrita do artigo, A.N.B.D., A.M.N.C. e F.H.B.; revisão, A.N.B.D., A.M.N.C., F.H.B., D.V.L., R.P.M. e M.A.L.N.; supervisão, A.M.N.C. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: CNPq (projetos: 310887/2021-6 e 403944/2023-6) e FUNCAP (UNI-0210-00042.01.00/23)

Agradecimentos: A autora A.N.B.D. agradece a CAPES pela bolsa de pesquisa; o autor F.H.B. agradece ao CNPq (projetos: 310887/2021-6 e 403944/2023-6) e a FUNCAP (UNI-0210-00042.01.00/23); o autor M.A.L.N. agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa 1D (Processo 313856/2023-0); De igual modo, estendemos nossos agradecimentos ao Centro de

Ensino Superior do Seridó (CERES/UFRN), ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (GEOCERES/UFRN) e ao Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia Aplicada (LAGESA/UFRN) pelo suporte à pesquisa.

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

Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, n. 18, p. 1-23, 1969.
2. ALEXANDER, J.; LEEDER, M. R. Active tectonic control on alluvial architecture. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORE, R. M.; HARVEY, M. D. (Eds.). **Recent developments in fluvial sedimentology**. v. 39. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.: 1987, p. 243-252. DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.87.39.0243>.
3. ALVAREZ, W. Drainage on evolving fold-thrust belts: a study of Transverse canyons in the Apennines. **Basin Research**, v. 11, p. 267-284, 1999. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1999.00100.x.
4. ANDRADE, G. O; LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Instituto de Ciências da Terra**, v.3-4, p. 11-28, 1965.
5. ARCHANJO, C. J.; VIEGAS, L. G.; HOLLANDA, M. H. B.; SOUZA, L. C.; LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 701-714, 2013. DOI: 10.1016/j.gr.2012.05.005.
6. ASSUMPÇÃO, M.; DIAS, F. L.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFFI, J. B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278-295, 2016. DOI: 10.1016/j.jsames.2016.07.005.
7. BAGNI, F. L.; ERTHAL, M. M.; TONIETTO, S. N.; MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.; BALSAMO, F.; CÓDOBA, V. C.; SOUZA, F. G.; BROD, J. A.; FERNANDES, C. P.; FONSECA, J. P. T. Karstified layers and caves formed by superposed epigenic dissolution along subaerial unconformities in carbonate rocks – impact on reservoir-scale permeability. **Marine and Petroleum Geology**, v. 138, e105523, 2022. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2022.105523.
8. BARRETO, L. L.; COSTA, L. R. F. Evolução geomorfológica e condicionantes morfoestruturais do Cânion do rio Poti-Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 411-424, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v15i3.504.
9. BARROS, P. S. C.; LISBOA, V. A. C.; SANTOS, J. J. A.; LIMA, R. G.; CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M. L. S. *Plug Saco do Inferninho: evidência do magmatismo Macau em Picuí-PB*. **Revista Principia**, n. 56, p. 212-225, 2021. DOI: 10.18265/1517-0306a2021id4724.
10. BECERRIL, J. A. O.; HEYDT, G. G.; DURÁN, J. J. The role of sculpted forms along endokarstic active conduits in the development of fluviokarstic canyons. The Rio Puron cave conduit (Spain). In: ANDREO, B.; CARRASCO, F.; DURÁN, J. J.; LAMOREAUX, J. W. (Eds.). **Advances in research in karst media**. Berlin: Springer, 2010. p. 387-392. DOI: 10.1007/978-3-642-12486-0_60.
11. BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00046-3.
12. BÉTARD, F. **Montagnes humides au coeur du nordeste brésilien semi-aride: Le cas du massif de Baturité (Ceará)**. Thèse (Doctorat) - Université de Paris IV, École Doctorale de Géographie de Paris, Sorbonne, 2007. 442p.
13. BEZERRA, F. H. R.; AMARAL, R. F.; SILVA, F. O.; SOUSA, M. O. L.; FONSECA, V. P.; VIEIRA, M. M. **Folha Macau: SB.24-X-D-II**. Escala 1:100.000. Nota explicativa. Rio Grande do Norte: UFRN/CPRM, 2007. 63p.
14. BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F. D.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America - Integration of

- seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, v. 510, n. 3–4, p. 269–290, 2011. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.08.005.
15. BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; BRITO NEVES, B. B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, F. C. C.; DANTAS, E. L.; ANDRADE FILHO, C.; GÓES, A. M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, n. 18, p. 78–90, 2014. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.12.021.
 16. BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591–594, 2000. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2.
 17. BEZERRA, F. H.; CASTRO, D. L.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L.; MOURA-LIMA, E. N.; ROSSETTI, D. F.; BERTOTTI, G.; SOUZA, Z. S.; NOGUEIRA, F. C. C. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil – implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, p. 88–104, 2020. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001.
 18. BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995.
 19. BOUIMETARHAN, I.; CHIESSI, C. M.; GONZÁLEZ-ARANGO, C.; DUPONT, L.; VOIGT, I.; PRANGE, M.; ZONNEVELD, K. Intermittent development of forest corridors in northeastern Brazil during the last deglaciation: climatic and ecologic evidence. **Quaternary Science Reviews**, v. 192, p. 86–96, 2018. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.05.026.
 20. CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **J. South. Am. Earth Sci.**, v. 8, n. 3–4, p. 235–246, 1995. DOI: 10.1016/0895-9811(95)00011-4.
 21. CABRAL NETO, I.; SILVEIRA, F. V.; FERNANDES, P. R.; PAES, V. J. C.; SANTOS, L. D.; MEDEIROS, V. C. **Mapa geológico e de recursos minerais de lítio-Província Pegmatítica da Borborema**. Escala 1:250.000. Natal: CPRM, 2018.
 22. CAVALCANTI NETO, M. T. O. A faixa cuprífera do Rio Grande do Norte e Paraíba e as relações de contato entre as Formações Equador e Seridó. **Holos**, v. 03, n. 24, p. 105–118, 2008. DOI: 10.15628/holos.2008.210.
 23. CHEREM, L. F. S.; FARIA, S. D.; ZANCOPÉ, M. H. C.; SORDI, M. V.; NUNES, E. D.; ROSA, L. E. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020. 417 p.
 24. CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1980. 188p.
 25. CLARK, G. M. Central and Southern Appalachian water and wind gap origins: review and new data. **Geomorphology**, v. 2, n. 1–3, p. 209–232, 1989. DOI: 10.1016/0169-555X(89)90013-5.
 26. CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 359–372, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i2.1330.
 27. CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica os compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2001. 386p.
 28. CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; MUTZENBERG, D. S.; CAVALCANTI, L. C. S. The semi-arid domain of the Northeast of Brazil. In: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (Eds.). **The physical geography of Brazil: environment, vegetation and landscape**. Springer nature Switzerland, 2019. p. 119–150.
 29. CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1–2, p. 35–52, 2010. DOI: 10.5935/0100-929X.20100003.
 30. COSTA, A. P. et al. **Mapa geológico da Província Mineral do Seridó: estados da Paraíba e Rio Grande do Norte**. Escala 1:350.000. Recife: SGB/CPRM, 2019.

31. CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Boletim...** Recife, 1995, v. 14, p. 181-184.
32. CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A.; DAVEAU, S.; FRIEND, P. F. Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão-central Portugal (Atlantic Iberian border). **Geomorphology**, n. 64, p. 271-298, 2005. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.07.004.
33. DANTAS, E. P.; MEDEIROS, V. C.; CAVALCANTE, R. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte**. Escala 1:500.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Recife: SGB/CPRM, 2021.
34. DAVIS, W. M. The rivers and valleys of Pennsylvania. **Natl. Geogr. Mag.**, v. 1, p. 183-253, 1889.
35. DAVIS, W. M. **Rock floors in arid humid climates**. Journal of Geology, 1930. p. 1-27.
36. DIAS, J. R. V.; CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Controle litoestrutural no desenvolvimento de marmitas no leito rochoso do rio Picuí, Seridó Geoparque Mundial da UNESCO, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 25, n. 3, e2565, 2024. DOI: 10.20502/rbg.v25i3.2565.
37. DINIZ, M. T. M.; PEREIRA, V. H. C. Climatologia do Estado do Rio Grande do Norte, Brasil: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 35, n. 3, p. 488-506, 2015. DOI: 10.5216/bgg.v35i3.38839.
38. DINIZ, M. T. M.; SOUZA, A. C. D.; MEDEIROS, D. B. S.; OLIVEIRA, A. V. L. C.; SILVA, S. D. R. Enclave de cerrado e a atualização do mapeamento das unidades de paisagem do Estado do Rio Grande do Norte. **Mercator**, v. 21, e21014, 2022. DOI: 10.4215/rm2022.e21014.
39. DOUGLASS, J.; SCHMEECKLE, M. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. **Geomorphology**, v. 84, n. 1-2, p. 22-43, 2007. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.004.
40. DOUGLASS, J. C.; MEEK, N.; DORN, R. I.; SCHMEECKLE, M. W. A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121 n. 3/4, p. 586-98, 2009. DOI: 10.1130/B26131.1.
41. DUTTON, C. E. Tertiary history of the Grand Canyon district. **American Journal of Science**, v. 3, n. 140, p. 81-89, 1882.
42. EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, T.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, v. 1-2, p. 150-173, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.08.004.
43. FADINA, O. A.; VENANCIO, I. M.; BELEM, A.; SILVEIRA, C. S.; BERTAGNOLLI, D. DE C.; SILVA-FILHO, E. V.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Paleoclimatic controls on mercury deposition in northeast Brazil since the Last Interglacial. **Quaternary Science Reviews**, v. 221, n. 1, 105869, 2019. DOI: 10.1016/j.quascirev.2019.105869.
44. FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005. DOI: 10.5380/abclima.v1i1.25215.
45. FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; NASCIMENTO, A. F.; SÁ, J. M.; FRANÇA, G. S. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics**, v. 456, n. 3/4, p. 111-126, 2008. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.01.009.
46. GILBERT, K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain – U.S. Govt. Printing Office, 1877. 160p. DOI: 10.3133/70038096.
47. HARE, P. H.; GARDNER, T. W. M. Geomorphic indicators of vertical neotectonismo along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACH, J. T. (Eds.). **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin, 1985. P. 75-104.

48. HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. **Geology**, v. 30, p. 447-450, 2002. DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2.
49. HILGENDORF, Z.; WELLS, G.; LARSON, P. H.; MILLETT, J.; KOHOUT, M. From basins to rivers: understanding the revitalization and significance of top-down drainage integration mechanisms in drainage basin evolution. **Geomorphology**, v. 352, 107020, 2020. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.107020.
50. 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**, v. 305, n. 1-3, p. 287-306, 1999. DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00011-6.
51. HOLLANDA, M. H. B. M.; ARCHANJO, C. J.; BAUTISTA, J. R.; SOUZA, L. C. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Research**, v. 258, p. 186-207, 2015. DOI: 10.1016/j.precamres.2014.12.009.
52. HOLLOCHER, K. **A pictorial guide to metamorphic rocks in the field**. 1. ed. London: Taylor e Francis Group, 2014. 326p. DOI: 10.1201/b17436.
53. JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994. 803p.
54. JENNERJAHN, T. C.; ITTEKKOT, V.; ARZ, H. W.; BEHLING, H.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. **Science**, v. 306, n. 5705, p.2236-2239, 2004. DOI: 10.1126/science.1102490.
55. JESUS, E. S.; MATTOS, A. Análise espaço temporal da evapotranspiração sobre a microrregião do Seridó no Estado do Rio Grande do Norte. **Holos**, v. 6, n. 29, p. 22-32, 2013. DOI: 10.15628/holos.2013.1713.
56. JOHNSON, D. W. **Stream sculpture on the Atlantic slope: a study in the evolution of Appalachian river**. New York: Columbia University Press, 1931. 142p. DOI: 10.7312/john92980.
57. LANE, A. A note on a method of stream capture. **Geological Society of America Bulletin**, v. 10, p. 12-14, 1899.
58. LARSON, P. H.; MEEK, N.; DOUGLASS, J.; DORN, R. I.; SEONG, Y. B. How rivers get across mountains: Transverse drainages. **Annals of the American Association of Geographers**, v. 107, n. 2, p. 274-283, 2017. DOI: 10.1080/24694452.2016.1203283.
59. LEE, J. A survey of transverse drainages in the Susquehanna river basin, Pennsylvania. **Geomorphology**, v. 186, p. 50-67, 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.12.022.
60. LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas**. Tese (Doutorado em Geodinâmica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008. 594p.
61. MAIA, R. P. Aspectos morfoestruturais do carste em arenitos no nordeste brasileiro: o caso de Castelo do Piauí. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 3, e2249. 2023. DOI: 10.20502/rbg.v24i3.2249.
62. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011. DOI: 10.20502/rbg.v12i0.257.
63. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 61-74, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v15i1.419.
64. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural geomorphology in Northeastern Brazil**. 1. ed. Springer International Publishing, 2019. 122 p.
65. MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins-NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 273-285, 2016. DOI: [10.20502/rbg.v17i2.801](https://doi.org/10.20502/rbg.v17i2.801).

66. MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975, Fortaleza. **Anais ...** Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1975. p. 3-36.
67. MARTINS, A. A.; CUNHA, P. P.; MATOS, J.; GUIOMAR, N. Quantificação da incisão do rio Tejo no sector entre Gavião e Chamusca, usando os terraços fluviais como referências geomorfológicas. **Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, v. 6, p. 83-86, 2009.
68. MASCARENHAS, J. C.; BELTRÃO, B. A.; SOUZA JUNIOR, L. C.; PIRES, S. T. M.; ROCHA, D. E. G. A.; CARVALHO, V. G. D. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, Estado do Rio Grande do Norte. **Diagnóstico do município de Currais Novos**. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005. 12p.
69. MCKEE, E. D.; WILSON, R. F.; BREED, W. J.; BREED, C. S. Evolution of the Colorado river in Arizona: an hypothesis developed at the Symposium on Cenozoic Geology of the Colorado Plateau in Arizona, August 1964. **Museum of Northern Arizona**, n. 44, 67p, 1967.
70. MEDEIROS, V. C.; NASCIMENTO, M. A. L.; DANTAS, B. L.; CUNHA, A. L. C. Programa Geologia do Brasil. Currais Novos. **Folha SB.24-Z-B-II**. Escala 1:100.000. Recife: CPRM, 2012.
71. MEDEIROS, V. C.; CAVALCANTI, R.; CUNHA, A. L. C.; DANTAS, A. R.; COSTA, A. P.; BRITO, A. A.; RODRIGUES, J. B.; SILVA, M. A. O furo estratigráfico de riacho Fechado (Currais Novos/RN), Domínio Rio Piranhas-Seridó (Província Borborema, NE Brasil): procedimentos e resultados. **Estudos Geológicos**, v. 27, n. 3, p. 3-44, 2017. DOI: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v27n3p1-40.
72. MEDEIROS, V. C.; CAVALCANTI, R.; SANTOS, F. G.; RODRIGUES, J. B.; SANTANA, J. S.; COSTA, A. P.; CBRAL NETO, I. The Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeastern Brazil: review of geological-geochronological data and implications for stratigraphy and crustal evolution. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 4, n. 3, p. 179-207, 2021. DOI: 10.29396/jgsb.
73. MEYERHOFF, H. A.; OLMSTEAD, E. W. Wind gaps and water gaps in Pennsylvania. **American Journal Science**, v. 5, n. 27, p.410-416, 1934.
74. MEYERHOFF, H. A.; OLMSTEAD, E. W. The origins of Appalachian drainage. **American Journal Science**, v. 232, p. 21-42, 1936. DOI: 10.2475/ajs.s5-32.187.21.
75. MISSURA, R. **Bacia do riacho Pioré-PE, análise morfotectônica e morfoestratigráfica**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2013. 196p.
76. MORAIS NETO, J. M. **Thermochronology, landscape evolution and denudation history of eastern Borborema Province, Northeastern Brazil**. Tese (Doutorado em Geologia) - University of Queensland, Australia, Queensland, 2009. 354p.
77. MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D.; ALKMIN, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 7, p. 1070–1086, 2009. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002.
78. MORAIS NETO, J. M.; VASCONCELOS, P. M.; STONE, J.; LIMA, M. D. Denudation patterns in the Borborema Province, northeastern Brazil: constraints from cosmogenic ¹⁰Be isotope analysis. In: International Geological Congress, 34., 2012, Brisbane. **Proceedings...** Brisbane, Australia, 2012, p. 2722.
79. MUTZENBERG, D. S. **Gênese e ocupação pré-histórica do sítio arqueológico Pedra do Alexandre: uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do vale do rio Carnaúba-RN**. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) - Programa de Pós-Graduação em Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2007. 142p.
80. NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C.; GALINDO, A. C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 281-299, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.09.008.
81. NASCIMENTO, M. A. L.; SILVA, M. L. N.; ALMEIDA, M. C.; COSTA, S. S. S. Evaluation of typologies, use values, degradation risk, and relevance of the Seridó aspiring UNESCO Geopark geosites, Northeast Brazil. **Geoheritage**, v. 13, n. 2, p. 25, 2021.

82. NEAL, J.; HAWKER, L. **FABDEM Updates - FABDEM V1-2**. 2023. DOI: 10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn.
83. NEUENDORF, K. K. E.; MEHL, J. P.; JACKSON, J. A. (Eds.). **Glossary of geology**. Alexandria: American Geological Institute, 2011. 799p.
84. NEVES, J. A. **Análise pluviométrica do Rio Grande do Norte - período: 1963-2009**. Natal: EMPARN, 2010. 71p.
85. NGONGE, E. D.; HOLLANDA, M. H. B. M.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, D. C. Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil. **Lithos**, v. 266/267, p. 453-470, 2016. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.10.008.
86. OBERLANDER, T. M. **The Zagros streams: a new interpretation of transverse drainage in an orogenic zone**. Syracuse University: Syracuse University Press, 1965. 168p.
87. OLIVEIRA, G. P. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019. 161p.
88. OLIVEIRA, G. P.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A. The influence of Cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 104124, 2023. DOI: 10.1016/j.jsames.2022.104124.
89. OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 60-76, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.02.004.
90. PADILHA, A. L.; SANTOS-MATOS, A. C.; BATISTA, J. C.; VITORELLO, Í.; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A. Magnetotelluric evidence for a Rhyacian suture zone hidden underneath the Seridó belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 365, 106413, 2021. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106413.
91. PEIFER, D.; CREMON, É. H.; VAL, P.; FERNANDES, N. F. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1512-1523, 2022. DOI: 10.20502/rbg.v23i2.2143.
92. PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 186p.
93. PEULVAST, J.-P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe basin as a Keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.009.
94. PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian "Nordeste": constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v.62, n. 1-2, p. 89-122, 2004. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.02.006.
95. PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V. Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva: um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. In: SILVA, J. B.; LIMA, L. C.; ELIAS, D. (Org.). **Panorama da Geografia Brasileira I**. São Paulo: Annablume, 2006. p. 277-317.
96. PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, n. 62, p. 39-60, 2008. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.005.
97. POWELL, J. W. Physiographic processes. In: **The Physiography of the United States: Ten Monographs** (National Geographic Society). New York: The American Book Company, 1895. 344p.
98. QGIS ASSOCIAÇÃO. QGIS Geographic Information System. URL: <http://www.qgis.org>.
99. QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; DO NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014. DOI: 10.5327/Z1519-874X201400010005.
100. REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande e São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 483-501, 2018. DOI: 0000-0001-7594-7133.

101. RODRIGUES, W. F. **A importância dos rearranjos de drenagem para a organização hidrográfica do nordeste setentrional brasileiro**. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2023. 155p.
102. RODRIGUES, W. F.; SALGADO, A. A. R.; MAIA, R. P. Evidências de captura fluvial no semiárido setentrional brasileiro: o caso do divisor entre os rios Acaraú e Aracatiaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1334-1356, 2022. DOI: 10.20502/rbg.v23i2.2047.
103. RODRIGUES, L. O.; SOUZA, W. M.; COSTA, V. S. O.; PEREIRA, M. L. T. Influência dos eventos de El Niño e La Niña no regime de precipitação do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 6, p. 1995-2009, 2017. DOI: 10.26848/rbgf.v10.6.p1995-2009.
104. ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; DOMINGUEZ, J. M. L. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 123, p. 87-112, 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.04.005.
105. RStudio Team, 2020. RStudio: Integrated Development Environment for R. URL: <http://www.rstudio.com/>.
106. SANTOS, A. S.; LIRA, D. I.; COSTA, T. S. B.; ROCHA, D. F.; LOPES, D. V. Interações pedogeomorfológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas-Açu, no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.16, n.04, p. 1776-1792, 2023. DOI: 10.26848/rbgf.v16.4.p1776-1792.
107. SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, n. 31, p. 19-29, 1981.
108. SILVA, I. G.; ROCHA, D. F.; LOPES, D. V.; SOUZA, J. J. L. L. Caracterização morfológica, física e química de um Latossolo Amarelo, no semiárido brasileiro. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, p. 1-11, 2024. DOI: 10.48025/ISSN2675-6900.v5n1.2024.608.
109. SOUZA, D. V.; SPINOLA, D.; SANTOS, J. C.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; OLIVEIRA, R. A. P.; ELTINK, E.; LOPES, D. V.; SPÖLT, C.; CHERKINSKY, A.; REIS, H. F.; SILVA, J. O.; AULER, A.; CRUZ, F. W. Relict soil features in cave sediments record periods of wet climate and dense vegetation over the last 100 kyr in a present-day semiarid region of northeast Brazil. **Catena**, v. 226, p. 107092, 2023. DOI: 10.1016/j.catena.2023.107092.
110. STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the río Almazora, Betic Cordillera, southeast Spain. **Geomorphology**, v. 50, n. 1-3, p. 59-81, 2003. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00208-8.
111. STOKES, M.; MATHER, A. E.; BELFOUL, A.; FARIK, F. Active and passive tectonic controls for Transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High atlas Mountains, Morocco). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 2-20, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.06.015.
112. STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological society of America bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923-938, 1952.
113. SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 537p.
114. THOMPSON, H. D. Drainage evolution in the Southern Appalachians. **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, n. 8, p. 1323-1356, 1939. DOI: 10.1130/GSAB-50-1323.
115. TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159- 218, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.03.001.
116. VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, v. 127, n. 4, p. 284-327, 2003. DOI: 10.1016/S0301-9268(03)00197-9.
117. WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, 2004. DOI: 10.1038/nature03067.

118. WERNECK, L. S.; MAGINI, C.; SALGUEIRO, A. R. G. N. L. Análise de correspondências de litogeoquímica de vulcanismos cenozoicos na porção setentrional da Província Borborema, Brasil. **Revista do Instituto de Geociência**, v. 18, n. 3, p. 105-116, 2018. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v18-125491.
119. WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock Rivers. In: SHRODER J. f. (Eds.). *Treatise on geomorphology*. 1. ed. San Diego: Academic Press, 2013. p. 550-573. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.
120. WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUIOMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **JGR Earth Surface**, v.122, n.1, p. 248-273, 2017. DOI: 10.1002/2016JF003973.
121. WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 112, n. 3, p. 490–503, 2000. DOI: 10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2.
122. ZHANG, Y.; CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; SAWAKUCHI, A. O.; HÄGGI, C.; ZABEL, M.; PORTILHO-RAMOS, R. C.; SCHEFUß, E.; CRIVELLARI, S.; WEFER, G. Different precipitation patterns across tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger stadials. **Quaternary Science Reviews**, v. 177, p. 1-9, 2017. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.10.012.



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.