

Artigo de Pesquisa

Superfícies de aplainamento e mobilidade de divisores hidrográficos na Chapada do Araripe (NE Brasil)

Planation surfaces and divide mobility in the Chapada do Araripe (NE Brazil)

José Guilherme de Oliveira ¹, Leonardo José Cordeiro Santos ² e Lionel Siame ³

¹ Universidade Federal do Paraná (UFPR), Departamento de Geografia, Curitiba, Brasil. E-mail: joseguilhermegeo@gmail.com ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7504-2913>

² Universidade Federal do Paraná (UFPR), Departamento de Geografia, Curitiba, Brasil. E-mail: santos.ufpr@gmail.com ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1165-6382>

³ Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France. E-mail: siame@cerege.fr ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4288-9528>

Recebido: 31/03/2026; Aceito: 23/06/2026; Publicado: 27/06/2026

Resumo: Este estudo investiga as superfícies de aplainamento e a dinâmica dos divisores hidrográficos no Nordeste do Brasil, com foco na região da Chapada do Araripe. A pesquisa integra métricas morfométricas e interpretação geológica regional para compreender os processos que moldam a evolução do relevo por meio da migração de divisores e interposição de superfícies de aplainamento. Foram aplicadas métricas geomorfométricas com base em modelo digital de elevação (incluindo IPT, Ksn, índice χ e métricas de Gilbert) e identificados três níveis principais de superfície: S1 (>710 m), S2 (485–710 m) e S3 (<485 m), que refletem estágios distintos de pediplanação desde o Cretáceo. A análise revela que a preservação dessas superfícies está fortemente condicionada por fatores estruturais, litológicos e climáticos. Adicionalmente, os resultados indicam variações na estabilidade dos divisores hidrográficos entre as bacias do Parnaíba, Jaguaribe e São Francisco, com tendência de migração nas faces Jaguaribe-São Francisco e São Francisco-Parnaíba, associada a processos de reorganização fluvial. O trabalho propõe um modelo evolutivo para a paisagem da região, ressaltando a interação entre herança tectônica, erosão diferencial e as mudanças climáticas ao longo do tempo geológico.

Palavras-chave: Superfícies de aplainamento; evolução de paisagens; geomorfometria; estabilidade de divisores.

Abstract: This study investigates planation surfaces and the dynamics of river divides in Northeast Brazil, with a focus on the Chapada do Araripe region. The research integrates morphometric metrics and regional geological interpretation to understand the processes that shape the evolution of the relief through the migration of divides and the interposition of planation surfaces. Geomorphometric metrics based on a digital elevation model (including TPI, Ksn, χ index, and Gilbert metrics) were applied, and three main surface levels were identified: S1 (>710 m), S2 (485–710 m), and S3 (<485 m), which reflect distinct stages of pediplanation since the Cretaceous. The analysis reveals that the preservation of these surfaces is strongly conditioned by structural, lithological, and climatic factors. Additionally, the results indicate variations in the stability of the river divides among the Parnaíba, Jaguaribe, and São Francisco basins, with a tendency toward migration on the Jaguaribe-São Francisco and São Francisco-Parnaíba divides, associated with fluvial reorganization processes. This work proposes an evolutionary model for the region's landscape, highlighting the interactions among tectonic heritage, differential erosion, and climate change over geological time.

Keywords: Planation surfaces; landscape evolution; geomorphometry; divide stability.

1. Introdução

O Nordeste do Brasil constitui um cenário privilegiado para a análise da evolução do relevo, reunindo uma notável diversidade morfoestrutural decorrente da longa interação entre o embasamento pré-cambriano intensamente deformado e as coberturas sedimentares posteriores. Essa complexidade é acentuada pelas oscilações climáticas cenozóicas, que imprimiram uma assinatura geomorfológica única à região (Peulvast; Bétard, 2015; Maia; Bezerra; Sales, 2010). Em especial, a preservação de extensas superfícies de aplainamento de diferentes idades torna o Nordeste um arquivo privilegiado da história geomorfológica, com grande potencial para integrar processos de longa duração, como os ciclos de pediplanação, a processos ainda em curso, como a reorganização das redes de drenagem e a mobilidade dos divisores hidrográficos.

A Província Borborema, um dos principais domínios estruturais da região, exhibe níveis escalonados de superfícies que refletem ciclos sucessivos de pediplanação associados a eventos de soerguimento e erosão (Maia; Bezerra; Sales, 2010). Tais superfícies ocorrem sobre bacias sedimentares como a do Araripe, onde o registro estratigráfico pós-rift da abertura do Atlântico é fortemente influenciado por reativações de zonas de cisalhamento neoproterozoicas (Castro; Castelo Branco, 1999; Peulvast; Bétard, 2015). Recentemente, Oliveira et al. (2025) quantificaram as taxas de denudação ao redor dessa chapada por meio de nuclídeos cosmogênicos (^{10}Be e ^{26}Al), revelando valores baixos (6–19 m/Myr) compatíveis com um contexto cratônico estável, e confirmaram que a erosão diferencial, e não a tectônica ativa, constitui o motor principal da inversão do relevo regional. Esse arcabouço cronológico robusto evidencia que as superfícies de aplainamento preservadas funcionam como registros da história erosiva de longo prazo, mas também como marcadores das condições de desequilíbrio que alimentam a dinâmica atual dos divisores.

É nessa dinâmica atual que reside a questão central deste trabalho. A migração de divisores de drenagem em resposta a desequilíbrios topográficos é bem documentada em margens continentais elevadas: no sudeste do Brasil, ao longo do escarpamento da Serra Geral, contrastes nos valores de χ e vales subdimensionados indicam que tributários costeiros capturam gradualmente drenagens interiores (Sordi et al., 2018; Dal Pai et al., 2023; Crelier et al., 2025; Haag et al., 2025), com taxas de denudação até oito vezes maiores ao longo da escarpa reforçando a expansão das bacias costeiras. De forma análoga, o divisor transcontinental sul-americano, que separa a bacia do Paraná das bacias atlânticas, apresenta uma tendência sistemática de migração meridional associada a contrastes litoestruturais e à retroalimentação pelo nível de base (Crelier et al., 2025).

No contexto nordestino, indícios de reorganizações fluviais análogas têm sido identificados. Rodrigues et al. (2024) propõem que o cânion do rio Poti, na borda elevada da Bacia Sedimentar do Parnaíba, originou-se de uma captura fluvial subterrânea em rochas siliciclásticas, com transferência de aproximadamente 10.540 km² da bacia do paleorrio Acaraú. Bastos et al. (2024) sugerem que a maior intensidade dos processos denudacionais no setor ocidental da mesma bacia pode estar favorecendo novas capturas. Apesar desses avanços, faltam abordagens quantitativas integradas que articulem métricas de relevo, superfícies geomórficas e dinâmica de drenagem.

Diante desse cenário, propomos a seguinte hipótese central: a configuração atual dos divisores hidrográficos no entorno da Chapada do Araripe reflete não apenas heranças estruturais e litológicas de longo prazo, registradas nas superfícies de aplainamento escalonadas, mas também desequilíbrios erosivos ativos que promovem a migração diferencial desses divisores entre bacias com distintos níveis de base e capacidades erosivas. Para testá-la, este estudo aplica métricas morfométricas (índice χ , Ksn e métricas de Gilbert) integradas ao mapeamento das superfícies de aplainamento e à interpretação de perfis longitudinais, com os seguintes objetivos: (i) identificar e caracterizar diferentes níveis altimétricos de superfícies erosivas preservadas; (ii) avaliar os controles estruturais e litológicos na sua preservação; e (iii) analisar a estabilidade e o potencial de reorganização dos principais divisores hidrográficos regionais. O conjunto dessas análises visa oferecer um modelo de evolução da paisagem que articule heranças de longo prazo e dinâmicas atuais no semiárido nordestino.

2. Área de Estudo

A área de estudo insere-se no contexto da Chapada do Araripe. Essa área é delimitada por três importantes bacias hidrográficas brasileiras, ao norte, a bacia do Jaguaribe, ao sul, a do São Francisco e ao oeste, a do Parnaíba (Figura 1).

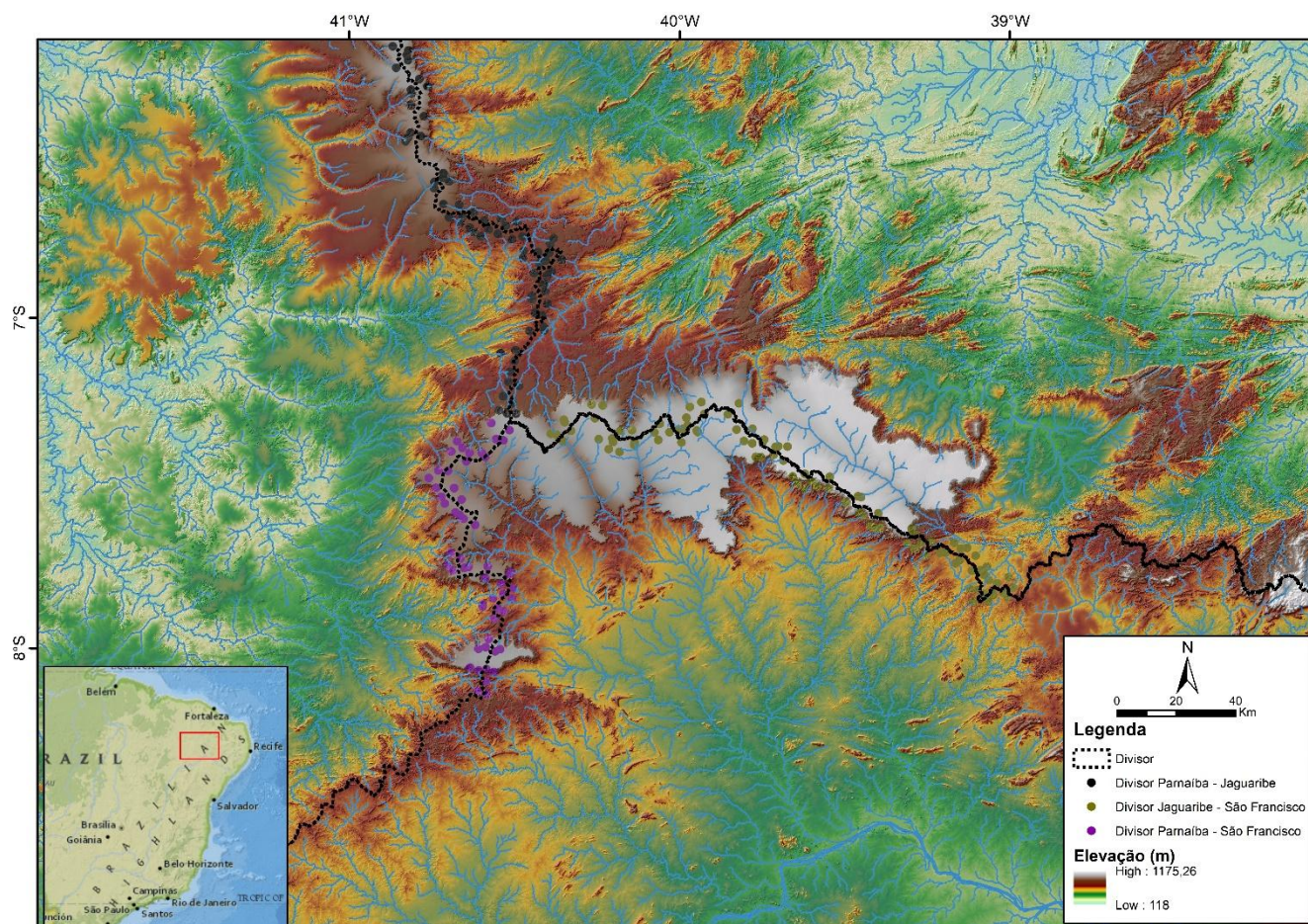


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

2.1. Contexto geológico e geomorfológico

A maior parte da área de estudo está inserida na província estrutural Borborema (Almeida et al., 1977), com exceção de parte a oeste, localizada na província Parnaíba. A Província Borborema é formada por um “conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a orogênese Brasileira, no final do Neoproterozoico” (Oliveira, 2008, p. 43). A área é marcada por uma série de terrenos Pré-Cambrianos, recobertos por bacias sedimentares mesozoicas (Assine, 1992).

A composição litológica é dominada por grandes áreas de gnaisses/migmatitos (que representam o embasamento), cinturões semicontínuos de rochas supracrustais e intrusões brasileiras, que são cortadas por zonas de cisalhamento transcorrentes (Neves, 2003).

Ao longo da província, o embasamento se encontra intensamente deformado e marcado por zonas de cisalhamento de idades neoproterozoicas. No Eocretáceo a reativação dessas zonas durante o rifteamento intracontinental Mesozóico possibilitou a estruturação interna das bacias sedimentares intracratônicas (Castro; Castelo Branco, 1999).

Entre as bacias sedimentares da região denominada *rift* do Vale do Cariri (bacias sedimentares Barro, Betânia, Cedro, Fátima, Padre Marcos, São José do Belmonte e Socorro), situada entre as zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco, a Bacia do Araripe destaca-se por sua maior extensão espacial, de cerca de 8.000 km² (Ponte; Ponte Filho, 1996). Segundo Castro e Castelo Branco (1999 p. 132), esse conjunto de bacias sedimentares indica “resquícios de uma bacia mesozoica pretérita de dimensões regionais, que sofreu uma intensa ação erosiva”.

A forma da bacia do Araripe (oeste-leste) é atribuída à reativação de zonas de fraqueza associadas ao lineamento de Patos. As estruturas de direção preferencial NE-SW encontradas ao longo da bacia são concordantes ao eixo de deformação distensional e com a subsidência tectônica responsável pela implantação das bacias do Trend Cariri-Potiguar, e estão associadas às zonas de fraquezas proterozoicas (Matos, 1987; Castro; Castelo Branco, 1999). O alto estrutural (Horst Dom Leme) separa as sub-bacias de Feitoria (oeste) e do Cariri (leste).

A bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste e possui uma sequência de formações que englobam os diferentes estágios do rifteamento que separou os continentes americano e africano, ocorrido durante o Cretáceo. A sequência estratigráfica é composta de formações oriundas de sistemas deposicionais fluviais, lacustres e costeiros (Assine, 1992; Assine, 2007) (Figura 2).

Na Bacia do Araripe, a Formação Cariri, de idade paleozoica, é composta por arenitos imaturos de sistemas fluviais entrelaçados com paleodrenagem para NNW, correlacionável ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. As formações Brejo Santo e Missão Velha, da sequência pré-rifte (Jurássico superior), registram ambientes lacustres e fluviais entrelaçados, respectivamente, com paleodrenagem para o SSW em direção às bacias da margem leste. A Formação Santana, de idade aptiana-albiana, subdivide-se em três membros: Crato (calcários lacustres com rica fauna fóssil), Ipupi (evaporitos em ambiente costeiro árido) e Romualdo (folhelhos com influência marinha, concreções e coquinas). Por fim, a Formação Exu, depositada entre o Albiano e o Cenomaniano em discordância com as unidades anteriores, é constituída por arenitos fluviais em ciclos com granodecrescência ascendente e sistemas entrelaçados, cujo padrão de paleocorrentes para oeste reflete o soerguimento epirogênico e a reestruturação da paleodrenagem continental a partir do Albiano (Assine, 2007).

As duricrusts neogênicas ocorrem como remanescentes de um antigo capeamento laterítico contínuo, hoje fragmentado, sustentando feições tabulares entre 680 e 720 m no setor NW da Bacia do Araripe e na porção SW do Maciço do Quincuncá. Sua fragmentação está associada à progressiva aridificação climática iniciada no Mioceno (~13 Ma), que favoreceu processos de remoção mecânica do manto de intemperismo, restando atualmente apenas testemunhos desconectados nos municípios de Campos Sales e Araripe (Cordeiro; Bastos; Maia, 2018).

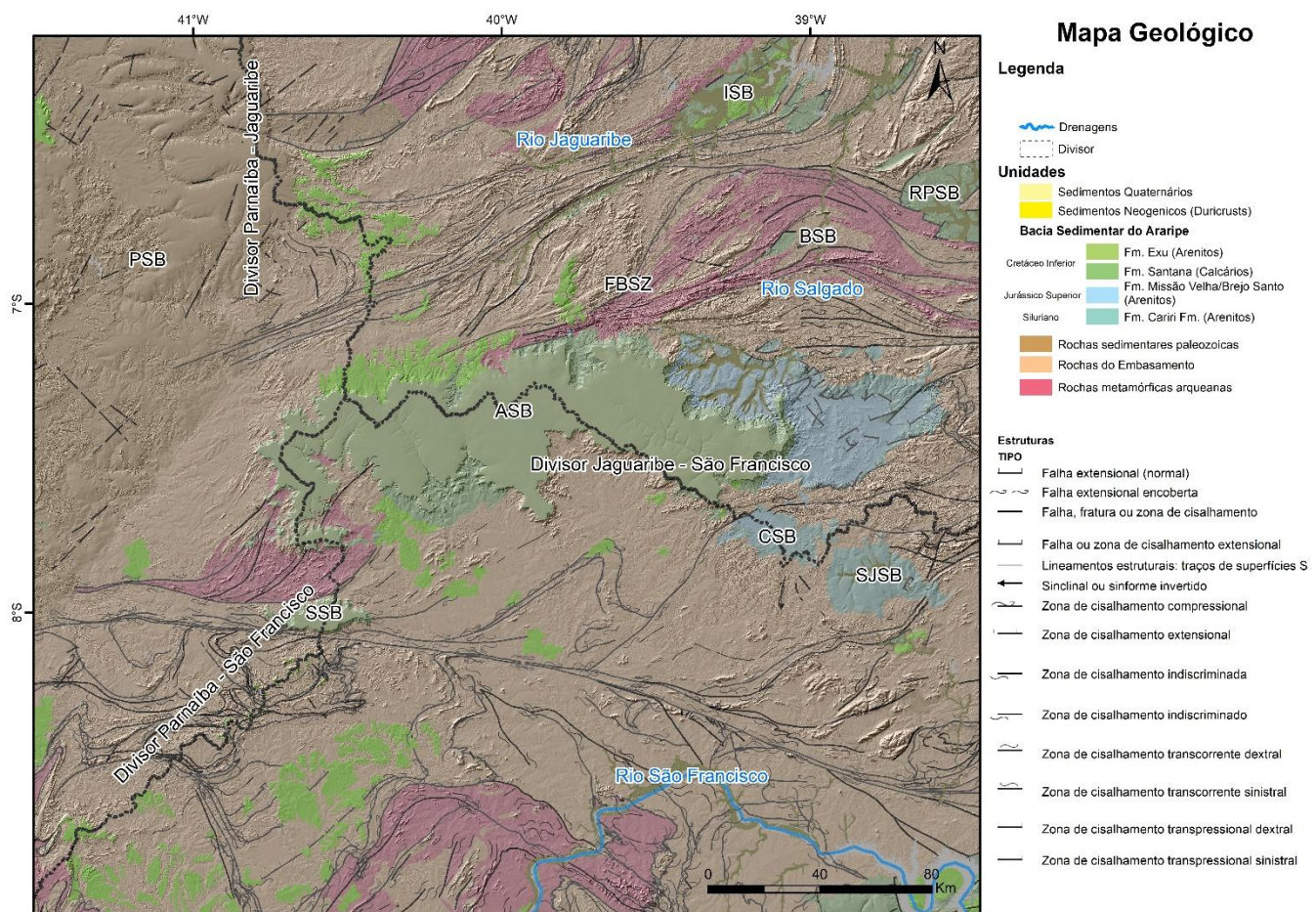


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo. As siglas contidas no mapa representam as bacias sedimentares do rift do vale do Cariri: ASB – Araripe, BSB – Barro, CSB – Cedro, ISB – Iguatu, RPSB – Rio do Peixe, SSB – Socorro, SJSB – São José do Belmonte. Fontes: Adaptado de Angelim et al (2004); Valença; Neumann; Mabeoone (2003); Peulvast; Bétard (2015).

O embasamento cristalino da área é composto por rochas de idade arqueana a paleoproterozoica, incluindo gnaisses TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito), migmatitos e granulitos de alto grau metamórfico, que afloram nas áreas rebaixadas circundantes à Chapada. Esses terrenos pertencem ao Domínio Ceará Central e ao Domínio Rio Grande do Norte (Van Schmus et al., 1995), separados por zonas de cisalhamento de idade neoproterozoica.

Segundo estudos clássicos, o relevo do Nordeste Setentrional brasileiro organiza-se em diferentes níveis escalonados de superfícies de aplainamento, resultantes de sucessivos soerguimentos acompanhados de fases de erosão generalizada, em condições de climas secos ou de alternâncias climáticas (Maia; Bezerra; Sales, 2010).

Com base na obra de King (1956) e de Mabesoone e Castro (1975), Ribeiro (2012) distingue quatro fases de aplainamento da região.

I. A primeira fase de um aplainamento geral da região, provavelmente ocorreu no Jurássico inferior, antes da reativação Wealdeniana, considerada como uma discordância regional, o que favoreceu o surgimento da Superfície Gondwana;

II. A segunda fase teria ocorrido entre o Albiano e o Oligoceno, durante um soerguimento epirogênico lento, chamado de Superfície Sul-Americana. Essa fase é caracterizada por dois níveis: Cariris Velhos e Borborema, com abaulamento e deposição de sedimentos correlativos;

III. A terceira fase estaria relacionada à dissecação da Superfície Sul-Americana e consequente elaboração da superfície geral da região, exumando grandes áreas da superfície Gondwana, e ocorreu no Pleistoceno Inferior, chamada de Superfície Sertaneja no interior e Superfície dos Tabuleiros na costa;

IV. Na quarta fase teria ocorrido um novo ciclo polifásico, chamado de Ciclo Paraguaçu, nesta superfície mais jovem, com duas fases de pedimentos e de terraços.

Esses ciclos de aplainamento, segundo Demangeot (1983, p.56) levam a uma situação em que “a originalidade do relevo advém do embutimento notável de aplainamento cíclicos, da justaposição de sistemas de erosão diferentes, mas, também, de influências estruturais ainda mal conhecidas”.

Embora essas superfícies marquem níveis distintos do relevo e o princípio de superfícies cada vez mais antigas à medida que se desloca em direção ao topo seja aplicável em alguns casos, Maia, Bezerra e Sales (2010) destacam que em alguns ambientes, paleosuperfícies agradacionais de gêneses e idades semelhantes, estão dispostas em cotas distintas, como é o caso da superfície Albiana-Cenomaniana identificada por Peulvast e Claudino-Sales (2004) da seção pós-rifte da Bacia Potiguar – RN e Bacia do Araripe – CE, a primeira não passando da cota 180m e a segunda chegando a cota 900m de altitude.

Para além das superfícies aplainadas, existem indícios de controle estrutural no relevo na região ressaltados por autores como Maia e Bezerra (2014). Conforme esses autores o relevo do Nordeste do Brasil é controlado por zonas de cisalhamento dúcteis e suas reativações, destacando-se dois aspectos principais: o controle exercido pela erosão diferencial, sendo as zonas de cisalhamento, geralmente, marcada por corpos graníticos, que são mais resistentes à erosão, de forma a originar sobressaltos topográficos; e a reativação frágil das zonas de cisalhamento, gerando abatimentos e soerguimentos, segundo os planos de deformação brasileira, condicionando a geração de um relevo marcado por trends de lineamentos estruturais.

3. Materiais e Métodos

O modelo digital de elevação (MDE) utilizado no presente estudo foi disponibilizado a partir do projeto FABDEM. O modelo foi elaborado com base no MDS global Copernicus, com resolução espacial de 30 metros. Os dados estão disponíveis em uma grade de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m na linha do equador) para o globo (Hawker et al., 2022).

O MDE foi submetido a um filtro para corrigir eventuais ruídos. Foi aplicado o algoritmo *fill* no software *ArcMap 10.3*, a ferramenta remove variações ao longo dos pixels que podem influenciar extrações posteriores feitas sobre o MDE. Essa remoção é importante sobretudo para uma maior consistência nas etapas de extração da rede de drenagem. Em testes, em MDE sem a aplicação dos filtros, a rede de drenagem apresentava uma quantidade elevada de ruídos, que acarretava problemas na extração das bacias de drenagem. A rede de drenagem foi extraída com base em uma área de contribuição de 10.000 m².

A extração dos perfis longitudinais e o cálculo do índice de declividade normalizado (Ksn) foram realizados no ambiente MATLAB, utilizando o *TopoToolbox* (Schwanghart; Scherler, 2014). O Ksn foi estimado a partir da

relação entre a declividade local e a área de drenagem acumulada, conforme o modelo de potência do *stream power law* (Whipple; Tucker, 1999), adotando-se um valor de concavidade de referência θ_{ref} igual a 0,45, calculado a partir da função *mnoptmin*, que identifica o valor de θ que minimiza a dispersão dos valores de K_{sn} ao longo da rede de drenagem, tornando-o estatisticamente mais representativo da concavidade regional. Foram realizados testes com θ_{ref} de 0,35, 0,40 e 0,50. Embora os resultados absolutos tenham variado, a relação entre as áreas estudadas permaneceu semelhante, sem alterações na hierarquia das bacias com maiores e menores valores. Os valores foram calculados e exportados no formato *shapefile*.

3.1. Superfícies de Aplainamento

Para o mapeamento das superfícies de aplainamento, áreas-alvo foram definidas com base nas seguintes características: topos, relevo plano e área superior a 20.000 m². A delimitação das superfícies iniciou-se pela extração da declividade, que foi reclassificada em duas classes: 0–10% e >10% (Figura 3c). Um arquivo matricial (raster) contendo esses valores foi gerado.

Em seguida, foi realizada uma álgebra de matrizes entre os arquivos de declividade e elevação. Os resultados incluíram classes de elevação com intervalos de 100 metros (Figura 3d). Todas as classes com declividade acima de 10% foram suprimidas, restando apenas as classes de valor inferior a 10% divididas em intervalos de 100 metros. Esse arquivo matricial foi então convertido em vetores.

Com a finalidade de diferenciar as feições morfológicas de topo e de vale, aplicou-se o Índice de Posição Topográfica (IPT/TPI) (Weiss, 2001). O IPT permite segmentar encostas, comparando cada pixel à elevação média de seu entorno, com base em um raio de análise. Um raio de 2 quilômetros foi definido, e pixels com valores inferiores à média do entorno foram selecionados. Esse arquivo matricial foi convertido em polígonos, representando todas as superfícies que não foram classificadas como topos (Figura 3b).

A próxima etapa consistiu na supressão do arquivo de vales em relação ao arquivo correspondente às superfícies de baixa declividade. O arquivo resultante contendo as superfícies topograficamente elevadas com inclinações inferiores a 10%, foi classificado em intervalos altimétricos de 100 metros.

Para reduzir o número de polígonos pequenos (<20.000 m²), utilizou-se a ferramenta *Eliminate Polygon Part* no *ArcMap*, que gera uma nova classe ao remover os vazios e os polígonos menores que o limite especificado. O limiar de 20.000 m² foi definido empiricamente, com base em testes exploratórios que indicaram que esse era o valor a partir do qual a eliminação de fragmentos não comprometia a integridade das feições mapeadas.

O limiar de declividade de 10% foi escolhido com base em testes realizados, a fim de evitar quaisquer áreas com o relevo não plano ou suave. O raio do IPT de 2 km foi otimizado por meio de testes sucessivos (1, 2 e 3 km) para discriminar efetivamente os topos dos vales em escala regional. A área mínima de 20.000 m² permite eliminar artefatos relacionados à resolução do MDE (30 m), preservando, ao mesmo tempo, remanescentes significativos de superfícies.

O fluxograma das etapas necessárias ao mapeamento das superfícies está ilustrado na Figura 3.

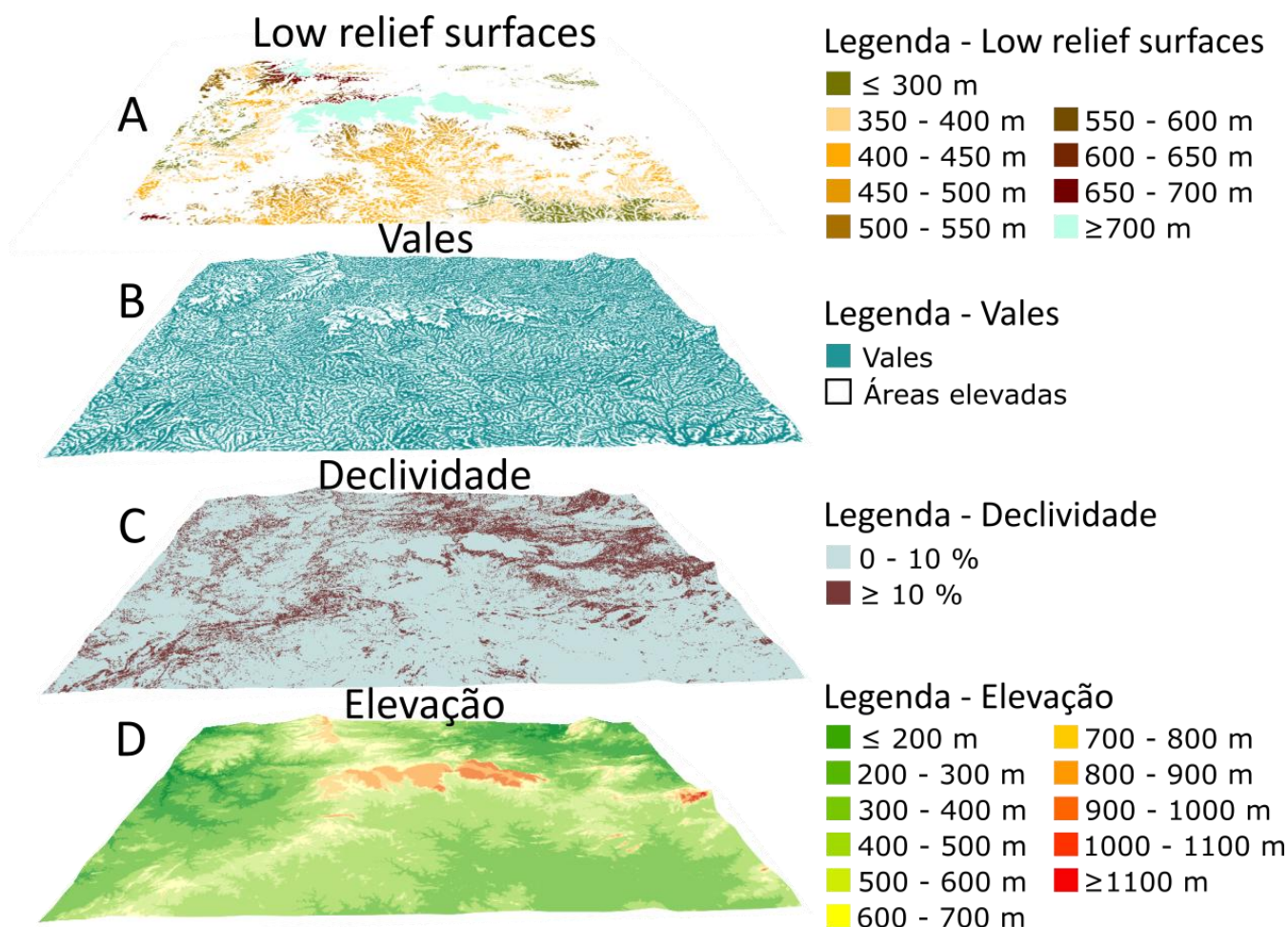


Figura 3. Camadas utilizadas na elaboração do mapa de superfícies de *low relief*: a) superfícies de *low relief*; b) vales; c) declividade; d) elevação.

Após o mapeamento, procedeu-se à divisão das superfícies em três classes altimétricas (S1, S2 e S3), definidas com base na análise do histograma de distribuição dos valores de elevação dos pixels resultantes. Os limiares foram estabelecidos a partir de quebras naturais (natural breaks) identificadas na distribuição, correspondendo às altitudes de 485 m e 710 m, que delimitam, respectivamente, as transições entre S3 e S2, e entre S2 e S1.

3.2. Avaliação da mobilidade dos divisores

Para a extração do χ foram utilizadas as ferramentas contidas no pacote *topotoolbox* (Schwanghart; Kuhn, 2010; Schwanghart; Scherler, 2014). O índice baseia-se na lei de *stream power*. Para a extração do χ , o nível de base foi fixado em 350 m, correspondente à altitude do nível de base mais elevado da área de estudo (bacia do São Francisco). Esta escolha permite assegurar que todas as cabeceiras de bacia analisadas se referem ao mesmo nível de referência, condição necessária para comparar os valores de χ entre bacias de formas e tamanhos diferentes (Forte; Whipple, 2018). Um θ_{ref} de 0,45, calculado com a função *mnoptmin* do *TopoToolbox*, foi aplicado a todas as extrações.

Além do índice χ , para a avaliação da estabilidade dos divisores foram também aplicadas as métricas propostas por Gilbert (1877), que permitem analisar bacias hidrográficas em que encostas com diferentes características apresentam variações na intensidade dos processos erosivos que as afetaram. Posteriormente, Forte e Whipple (2018) desenvolveram técnicas para o cálculo desses valores no ambiente *Python*, por meio de um conjunto de ferramentas integradas à *topotoolbox*.

Enquanto χ é aplicado à avaliação da possibilidade futura de movimentação dos divisores por meio de capturas das bacias agressoras sobre as bacias vítimas, as métricas de Gilbert são empregadas para avaliar o estado atual da rede de drenagem.

As métricas de Gilbert consistem em elevação, amplitude altimétrica e declividade (*elevation, gradient e relief*). A sua aplicação baseia-se na ideia de que o divisor se moverá quando as taxas de erosão não forem iguais em ambos os lados e que essa diferença provavelmente será impulsionada por diferenças no gradiente topográfico entre eles.

Para avaliar a dinâmica dos divisores hidrográficos, foram analisadas as relações entre os divisores das bacias na área de estudo, Jaguaribe-Parnaíba, Jaguaribe-São Francisco e Parnaíba-São Francisco, visando compreender a mobilidade e os processos de reorganização da rede de drenagem.

Nos perfis longitudinais apresentados nas figuras 8, 9 e 10 foram inseridas linhas horizontais, para facilitar a comparação entre eles. A linha vermelha marca a altitude de 350 metros, adotada como nível de base para as métricas de divisor. As demais linhas representam os limites das superfícies de aplainamento mapeadas: a verde corresponde à elevação de 485 metros, que separa as superfícies 3 e 2, enquanto a linha azul indica a elevação de 710 metros, limite entre as superfícies 2 e 1. Nos perfis também estão representados os knickpoints, que foram extraídos automaticamente ao longo da rede de drenagem utilizando a função knickpointfinder do *TopoToolbox* (Schwanghart; Scherler, 2017).

4. Resultados

4.1. Distribuição e caracterização das superfícies de aplainamento

A Figura 4 apresenta o mapa de distribuição das superfícies de aplainamento ao redor da Chapada do Araripe, em coerência com a identificação regional proposta por Oliveira et al. (2025) a partir da análise de MDE e de restrições geocronológicas. Esta cartografia, elaborada segundo a metodologia detalhada na seção 3.1, permite categorizar três classes altimétricas principais: S1 (acima de 710 metros), S2 (entre 485 e 710 metros) e S3 (abaixo de 485 metros).

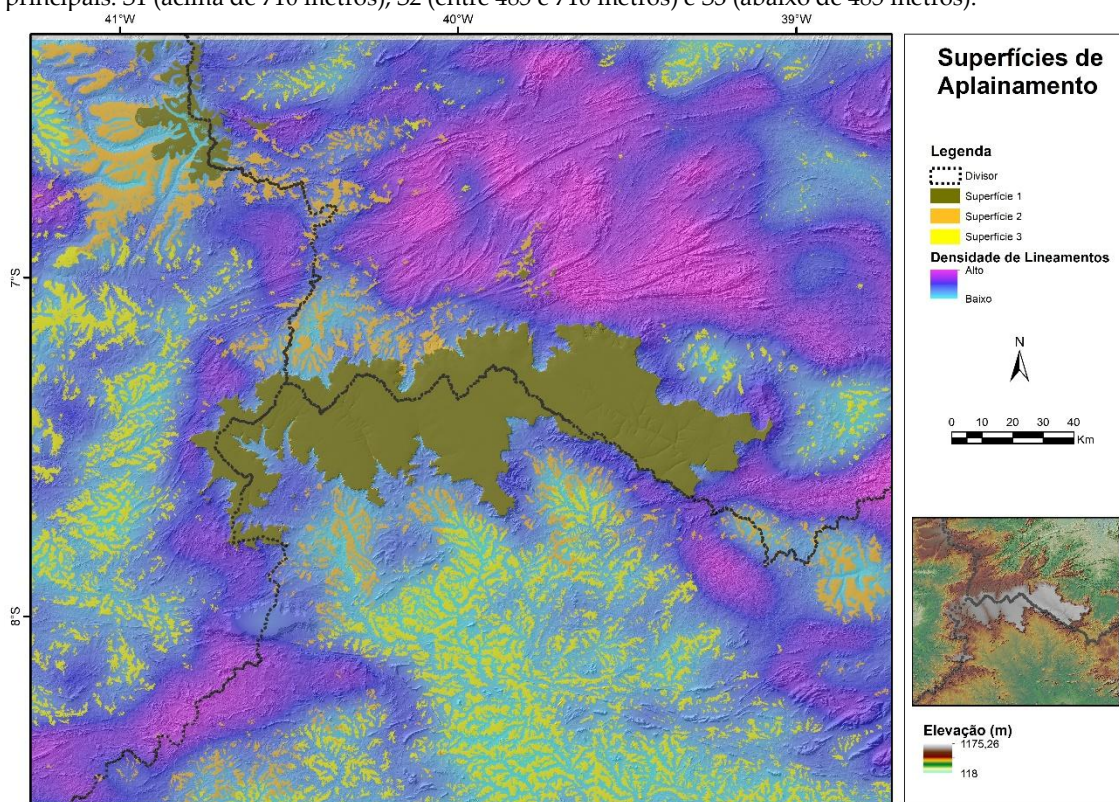


Figura 4. Superfícies de Aplainamento ao redor da Chapada do Araripe

A superfície S1 ocorre principalmente na cimeira da Chapada do Araripe e no planalto da Ibiapaba. Na Chapada do Araripe, essa superfície apresenta bordas escarpadas e relevo elevado. No planalto da Ibiapaba, a superfície se estende de forma contínua por cerca de 380 km entre os estados do Ceará e do Piauí (Moura Fé, 2015). A partir do sul da percée do rio Poti, observa-se uma redução progressiva da diferença altimétrica entre o topo das cornijas areníticas e o embasamento circunvizinho aplainado, com as superfícies sertanejas do setor situando-se em cotas superiores a 400 m. Essas superfícies foram designadas por Souza (2000) como Superfície Sertaneja Velha,

preservada a cerca de 200–300 m acima da Superfície Sertaneja Nova (abaixo de 200 m), esta última com presença marcante nos setores setentrionais da área de embasamento analisada.

A superfície S2 distribui-se em planaltos intermediários parcialmente dissecados, predominantemente no setor sudoeste da área de estudo, com cotas altimétricas entre 600 e 700 metros. Esses relevos residuais preservam crostas ferruginosas autóctones.

A superfície S3, mapeada entre 300 e 485 metros, constitui a unidade de maior abrangência espacial na área de estudo. Sua distribuição é descontínua, com presença mais expressiva nos setores sul e leste da área. Constatam-se superfícies em cotas mais baixas nos setores pré-litorâneos e mais elevadas no interior, separadas por relevos residuais graníticos, quartzíticos e ortognáissicos.

Outro aspecto evidenciado na Figura 4 é a relação inversa entre a presença de superfícies preservadas e a densidade de lineamentos estruturais. Áreas com alta concentração de feições estruturais, como falhas e zonas de cisalhamento, correspondem a setores de relevo mais dissecado, nos quais as superfícies foram parcialmente ou totalmente erodidas.

4.2. Mobilidade dos Divisores hidrográficos com métricas de Gilbert e Índice χ

O divisor Jaguaribe–São Francisco (Figura 5) localiza-se, em sua maior parte, sobre a Chapada do Araripe. Devido à topografia predominantemente plana de sua superfície cimeira, esse divisor apresenta características morfométricas singulares em relação às demais áreas analisadas. A partir do índice χ , observa-se uma aparente instabilidade do divisor, sugerindo uma tendência de migração para o sul, com a bacia do Jaguaribe potencialmente capturando áreas da bacia do São Francisco.

A métrica de elevação evidencia diferenças significativas na distribuição dos valores ao longo do divisor. Os maiores valores concentram-se na bacia do Jaguaribe, que drena a maior parte da porção leste da Chapada, associados às altitudes mais elevadas da cimeira. Na porção oeste do divisor, os maiores valores ocorrem na bacia do São Francisco. Essa configuração resulta em um elevado desvio padrão, de modo que as médias de ambas as bacias estejam dentro do intervalo indicativo de tendência à estabilidade, que se repete na declividade e na amplitude altimétrica.

Os maiores valores de declividade ocorrem na bacia do São Francisco, em função de grande parte dos canais mapeados estarem localizados sobre a cimeira, o que faz com que a análise a partir do raio incorpore áreas do escarpamento. Além disso, alguns canais mapeados situam-se diretamente sobre a escarpa, em setores de maior inclinação. Situação semelhante é observada na amplitude altimétrica, cuja distribuição segue padrão próximo ao da declividade, com maiores valores registrados no setor sul.

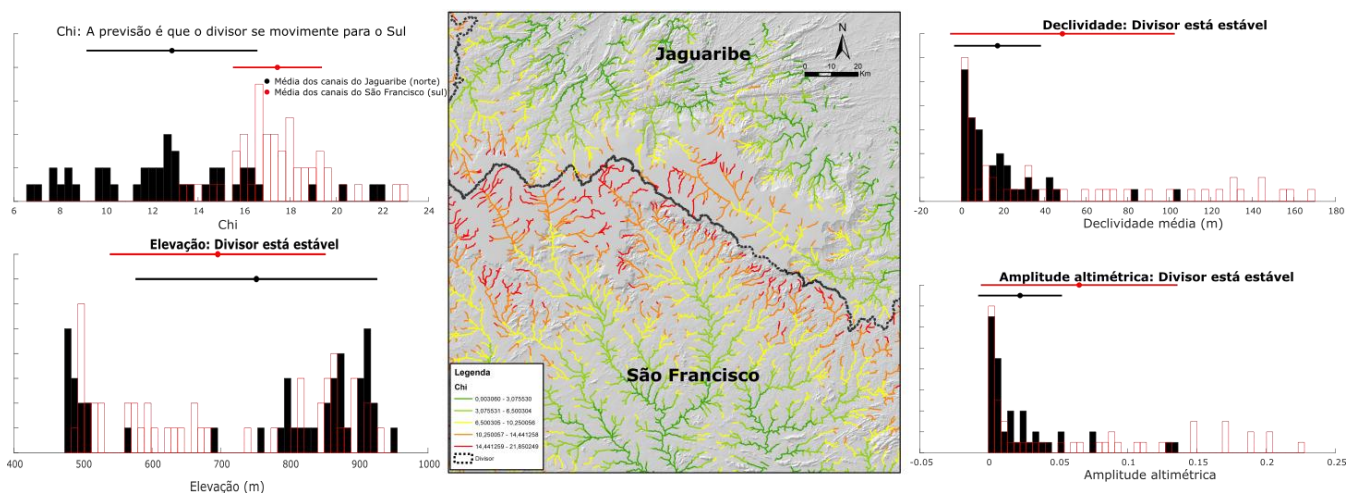


Figura 5. Análise do divisor Jaguaribe – São Francisco.

O divisor Parnaíba – Jaguaribe (Figura 6) apresenta em todas as métricas analisadas, inclusive no χ , indicações de estabilidade. Os valores de amplitude altimétrica e declividade são semelhantes entre as duas bacias, tanto em termos de média quanto de distribuição. Já a métrica de elevação, por sua vez, apresenta maior variação nos dados,

com a média dos valores observados nos canais da bacia do Parnaíba ligeiramente superior à dos canais do Jaguaribe.

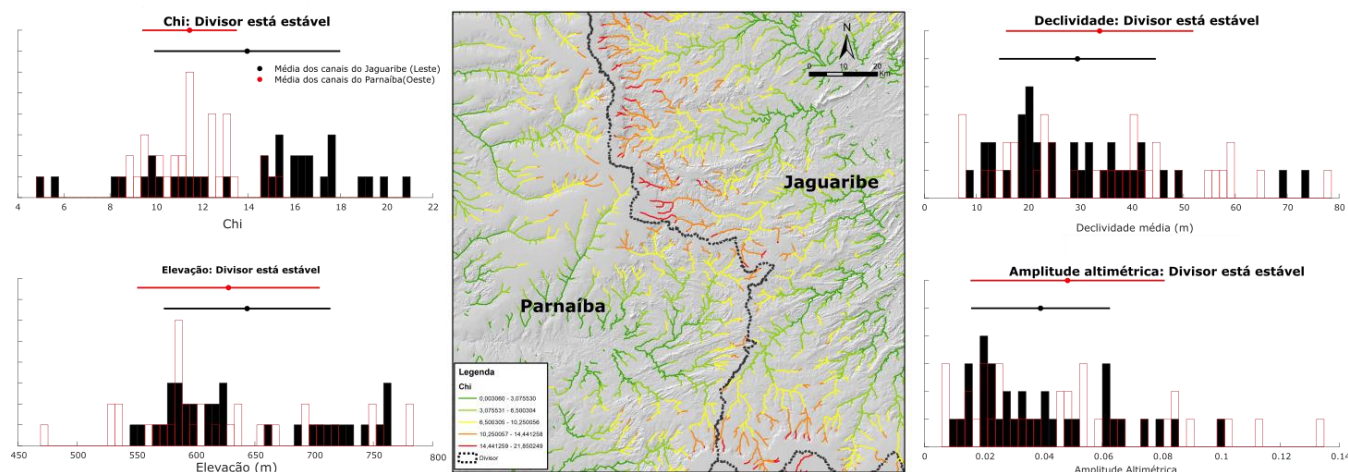


Figura 6. Análise do divisor Parnaíba - Jaguaribe.

A Figura 7 apresenta a análise integrada do divisor entre as bacias do Parnaíba (oeste) e do São Francisco (leste). O mapa evidencia diferenças expressivas no padrão do χ : os canais vinculados ao São Francisco apresentam valores mais altos, indicando maior ajustamento ao nível de base atual, enquanto os canais associados ao Parnaíba mostram valores mais baixos, sugerindo uma rede ainda em desequilíbrio. Essa assimetria aponta para uma tendência de migração do divisor em direção a leste, favorecendo a expansão da bacia do Parnaíba em relação à do São Francisco.

Os histogramas complementam essa interpretação. O contraste mais nítido ocorre no χ , com médias significativamente menores nos canais do Parnaíba que nos do São Francisco. Por outro lado, as distribuições de elevação, declividade e amplitude altimétrica não apresentam diferenças significativas entre as duas bacias.

Esse resultado sugere que, embora os critérios de Gilbert apontem para um divisor estável, o índice χ revela um desequilíbrio de longo prazo, com potencial de reorganização fluvial.

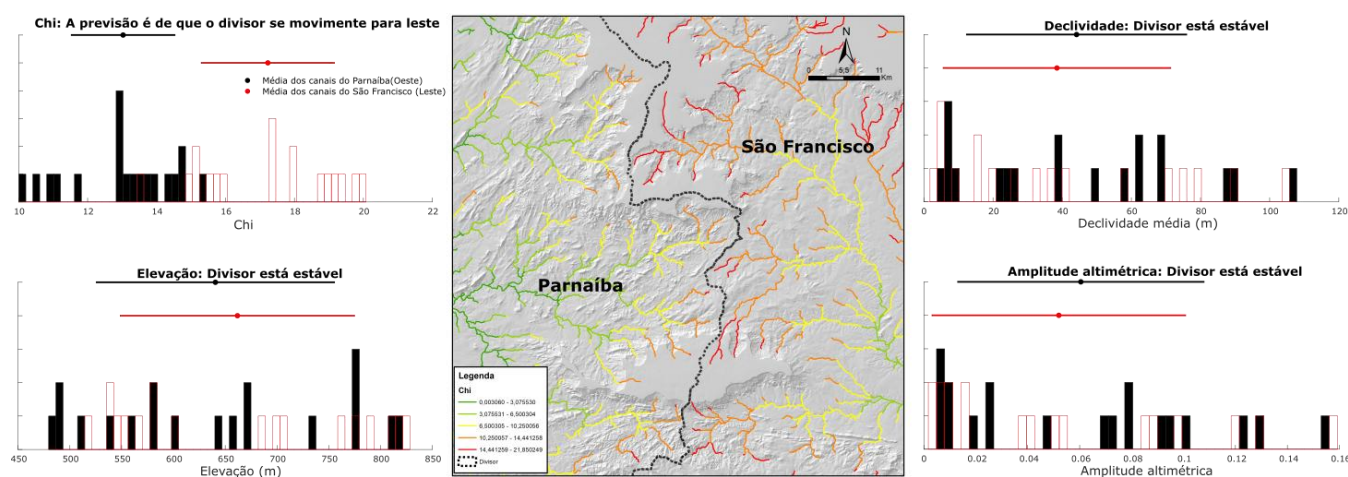


Figura 7. Análise do divisor Parnaíba – São Francisco.

A análise dos divisores evidencia diferenças relevantes no potencial de captura entre as bacias. No divisor Parnaíba–São Francisco, os valores mais elevados de χ se concentram no lado do São Francisco, indicando maior vulnerabilidade em relação à bacia vizinha. No divisor Jaguaribe–São Francisco, a bacia do Jaguaribe apresenta maior potencial de ganho de área. Considerando os três casos em conjunto, o Parnaíba sobressai-se como a bacia mais agressiva, ao passo que o São Francisco apresenta maior probabilidade de retração.

Tabela 1. Síntese das métricas de divisor para as bacias estudadas.

Divisor	χ	Elevação	Declividade	Amplitude	Interpretação
Jaguaribe – São Francisco	Instabilidade (χ mais alto no SF)	Estabilidade	Estabilidade	Estabilidade	Migração potencial para sul
Parnaíba - Jaguaribe	Estabilidade	Estabilidade	Estabilidade	Estabilidade	Divisor estável
Parnaíba - São Francisco	Instabilidade (χ mais alto no SF)	Estabilidade	Estabilidade	Estabilidade	Migração potencial para leste

Os canais da bacia do Jaguaribe (Figura 8) apresentam elevada energia em todas as faixas altimétricas, o que reflete uma forte compartimentação do relevo. Na faixa superior (>710 m / S1), o Ksn médio de 32,9 concentra-se nas bordas da Chapada do Araripe, onde a dissecação é mais intensa; no topo, os canais são menos declivosos. Na faixa intermediária (485–710 m / S2), o Ksn médio de 26,4 caracteriza a zona de maior incisão fluvial, com exceção do sudoeste cearense, onde superfícies lateríticas conferem maior estabilidade. Na faixa inferior (350–485 m / S3), o Ksn médio de 17,7 indica uma transição para vales mais amplos e para menor energia do relevo.

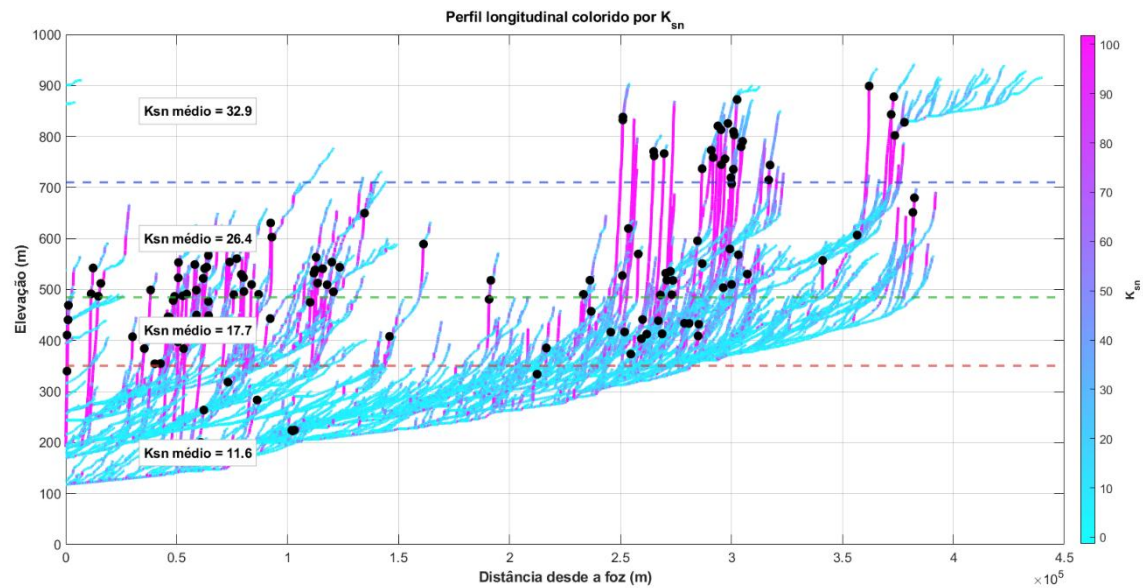


Figura 8. Perfis longitudinais dos rios da bacia do Jaguaribe. Pontos pretos indicam knickpoints.

Na bacia do São Francisco (Figura 9), apesar de o padrão altimétrico ser semelhante ao do Jaguaribe, os valores de Ksn são sistematicamente menores, indicando menor atividade erosiva e estágio mais avançado de estabilização. Os valores médios de 30,6 (S1), 18,9 (S2) e 9,4 (S3) revelam uma paisagem com menor contraste morfoestrutural, drenagem mais ajustada e dinâmica erosiva menos intensa.

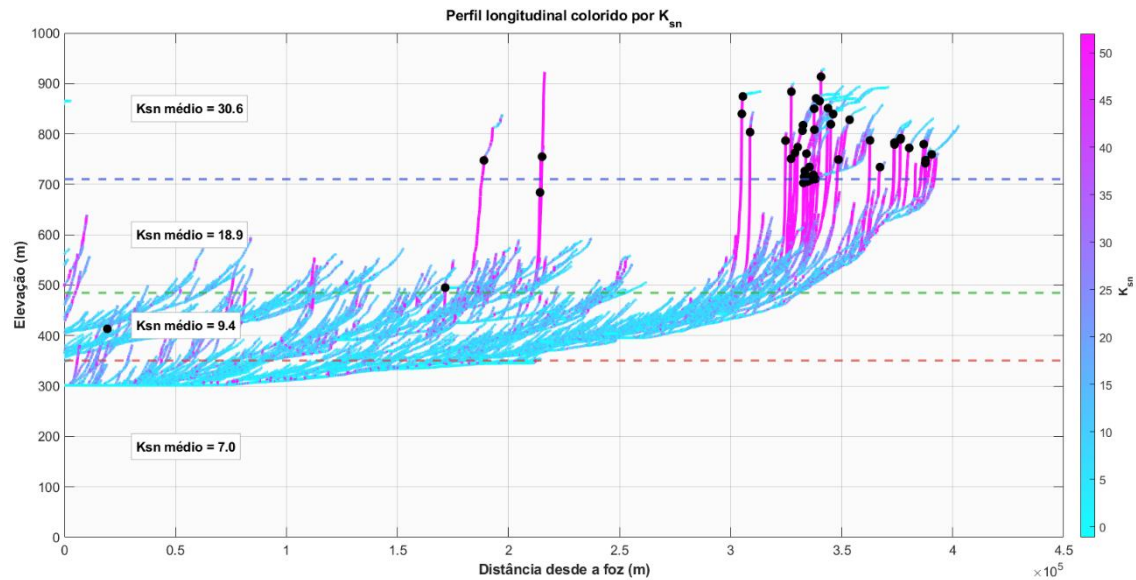


Figura 9. Perfis Longitudinais dos rios da bacia do São Francisco. Pontos pretos indicam knickpoints.

Por sua vez, a bacia do Parnaíba (Figura 10) apresenta canais com maior atividade erosiva na faixa intermediária (485–710 m / S2), com Ksn médio de 27,9, canais encaixados e frentes ativas de retração de vertentes. Na S1 (>710 m), o Ksn de 32,4, associado à baixa densidade de drenagem sugere preservação parcial das superfícies de topo. Na S3 (350–485 m), o Ksn de 15,5 marca a transição para encostas mais suaves e para o equilíbrio entre incisão e transporte sedimentar.

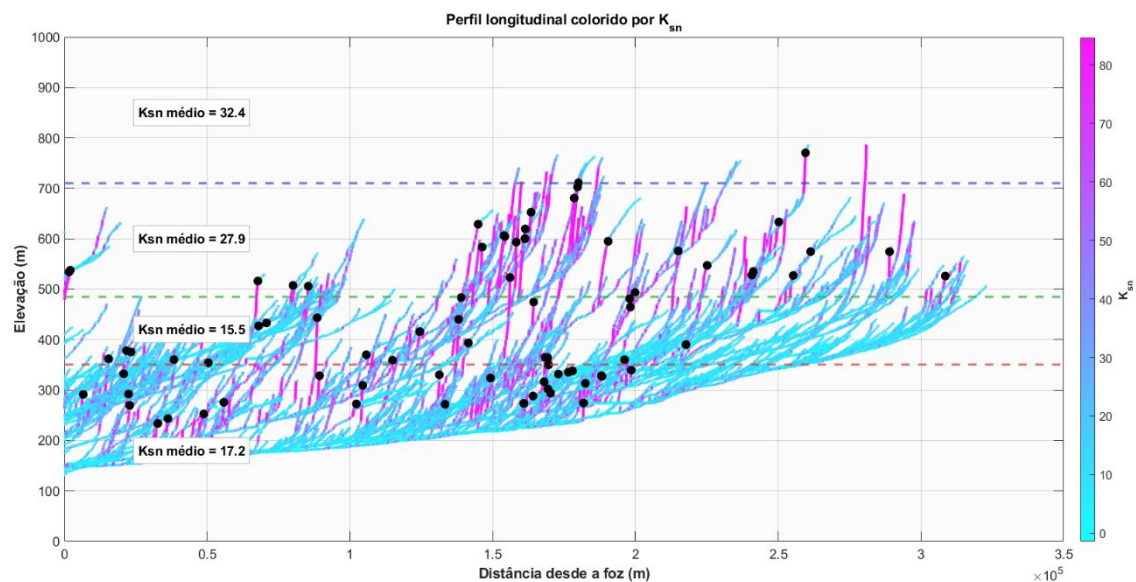


Figura 10. Perfis longitudinais dos rios da bacia do Parnaíba. Pontos pretos indicam knickpoints.

5. Discussão

5.1. Interpretação das superfícies

A compartimentação altimétrica identificada, S1 (>710 m), S2 (485–710 m) e S3 (<485 m), reflete estágios sucessivos de pediplanação e denudação ao longo do tempo geológico, organizados da superfície mais antiga para a mais jovem (Peulvast; Bétard, 2015; Claudino-Sales, 2016).

A S1 está associada à erosão diferencial de rochas resistentes da Formação Exu, cuja resistência litológica condicionou a preservação da morfologia tabular em altitudes elevadas (Peulvast; Bétard, 2015, 2021; Oliveira et

al., 2025). A extensão original dessa superfície era consideravelmente maior: relevos residuais suportados por unidades semelhantes à Formação Exu ocorrem em locais distantes da Chapada, como na bacia do Jatobá (Bastos et al., 2024), que indica um possível caráter regional da inversão pós-cretácea.

O recuo progressivo das escarpas foi impulsionado pelo sapping, por movimentos de massa (Peulvast et al., 2011) e pela erosão fluvial (Lima et al., 2022). O planalto da Ibiapaba, embora incluído em S1 por critérios altimétricos, possui história distinta: representa manchas exumadas de uma superfície sub-Paleozóica (pós-Brasiliense), soerguida a partir do Coniaciano (89,9–86,3 Ma) pela reativação transcorrente da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II associada à compressão ao longo da margem equatorial (Claudino-Sales; Peulvast, 2007; Peulvast et al., 2008; Szatmari et al., 1987).

Essa diferença de embasamento (Formação Exu na Chapada e Grupo Serra Grande na Ibiapaba) confere às duas áreas histórias de formação e cronologias de preservação distintas, com a Ibiapaba preservando superfícies mais antigas.

A S2 corresponde a superfícies lateríticas autóctones preservadas entre 485 e 710 m, predominantemente no setor sudoeste da bacia do Jaguaribe. A presença de crostas ferruginosas autóctones é interpretada como registro de condições paleoclimáticas úmidas do Paleógeno, indicando um intervalo de estabilidade tectônica e de clima úmido (Gunnell, 1998; Harris; Mix, 2002; Lima, 2008; Cordeiro; Bastos; Maia, 2018). Os recobrimentos lateríticos, situados em cotas de ~700 m e sustentando a base do escarpamento (~750 m), são interpretados como remanescentes de superfícies pré-Cenomanianas (Peulvast; Bétard, 2015; Angelim et al., 2004).

A S3 expressa o estágio mais recente de pediplanação, vinculado à incisão fluvial neógeno-quaternária e correspondente à Superfície Sertaneja (Peulvast; Claudino-Sales, 2004). Sua distribuição descontínua, com presença mais expressiva nos setores sul e leste, reflete a competência diferencial da denudação regressiva neogênica em relação à diversidade litológica regional. Cabe destacar também os valores de Ksn mais baixos ao longo dessa superfície (São Francisco: 9,4; Parnaíba: 15,5; Jaguaribe: 17,7). Essa superfície embasa grande parte dos relevos do Ceará, incluindo relevos residuais, inselbergs e inselgebirges (Claudino-Sales, 2016).

5.2. Integração das superfícies com as métricas de divisor

As métricas aplicadas aos divisores hidrográficos reforçam essa interpretação. O índice χ evidenciou contrastes no equilíbrio erosivo entre pares de bacias, destacando áreas propensas à migração dos divisores, como no caso do divisor Jaguaribe–São Francisco, no qual se observa uma tendência de recuo em direção ao sul.

De forma complementar, as métricas de Gilbert indicam uma condição atual de estabilidade dos divisores. Esse resultado assume particular relevância em contextos tectonicamente estáveis, nos quais as mudanças nos divisores tendem a ocorrer lentamente e são frequentemente condicionadas por assimetrias na erodibilidade litológica ou por variações climáticas (Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017).

A aparente contradição entre a instabilidade indicada pelo índice χ e a estabilidade preconizada pelas métricas de Gilbert pode refletir a atuação de processos em escalas temporais distintas. Enquanto o χ integra a história evolutiva da rede de drenagem (Willett et al., 2014), as métricas de Gilbert expressam condições morfológicas instantâneas. Essa dissociação é recorrente em crátons tropicais, onde a baixa taxa de erosão atual (métricas de Gilbert) tende a mascarar rearranjos fluviais lentos, porém contínuos (Whipple et al., 2017). No caso da Chapada do Araripe, a resistência diferencial das litologias, como os arenitos da Formação Exu, pode limitar a erosão e estabilizar divisores, enquanto contrastes no nível de base regional, como os associados à bacia do São Francisco, mantêm desequilíbrios de longa duração captados pelo χ .

A análise integrada das superfícies de aplainamento, dos perfis longitudinais das drenagens e das métricas de divisor permitiu compreender como os diferentes níveis altimétricos (S1, S2 e S3) contribuem para a dinâmica de dissecação da Chapada do Araripe e das áreas adjacentes.

Na S1 os perfis longitudinais indicam que, acima dessa cota (710 m), predominam canais curtos e íngremes, restritos às cabeceiras situadas nas margens da chapada. Esses canais atuam como agentes de retração das escarpas, promovendo a desmontagem progressiva dos limites dessa superfície.

A superfície intermediária (S2, 485–710 m) corresponde ao compartimento mais ativo do ponto de vista morfodinâmico. Os perfis longitudinais das três bacias revelam uma forte concentração de canais de alta declividade, que indica elevada atividade erosiva. Essa condição decorre tanto da menor resistência litológica quanto da reativação de estruturas neoproterozoicas, o que favorece a incisão fluvial. Desse modo, a S2 configura-

se como a principal frente de dissecação, atuando como zona de transição entre os topos preservados e os setores rebaixados do relevo.

A superfície inferior (S3, <485 m) corresponde ao estágio mais recente de pediplanação, amplamente representado pela Superfície Sertaneja. Nos perfis longitudinais, esse compartimento associa-se a segmentos de canais mais longos e de menor declividade, refletindo maior ajustamento da drenagem e menor contraste morfoestrutural. A S3 expressa, portanto, uma estabilização relativa da paisagem em cotas mais baixas, onde predominam processos de incisão mais lentos.

As diferenças dos perfis longitudinais entre bacias hidrográficas ressaltam o papel da drenagem na fragmentação das superfícies de aplainamento. Na bacia do Jaguaribe, os perfis são mais íngremes e densos na faixa intermediária (entre 485 e 710 m), indicando um possível maior dismantelamento da S2 e menor preservação da S3, o que sugere instabilidade e maior atividade de incisão fluvial (Oliveira et al., 2022). Na bacia do São Francisco, por sua vez, os perfis são mais suaves e há menor densidade de canais acima de 710 m, o que aponta para maior preservação de S3 e para um estágio mais avançado de estabilização. Na bacia do Parnaíba, o padrão apresenta-se intermediário em relação às demais, com canais bem definidos e declividades mais acentuadas, embora a densidade de drenagem diminua nas cotas superiores.”

Essa integração entre as superfícies e os perfis longitudinais permitiu propor que a rede de drenagem desempenha papel central na evolução escalonada do relevo: (i) atuando na desestruturação progressiva da S1 pelas cabeceiras das escarpas; (ii) concentrando sua energia erosiva na S2, exceto nas áreas onde recobrimentos lateríticos sustentam o relevo, que funciona como compartimento-chave de reorganização fluvial; e (iii) ajustando-se gradualmente à S3, superfície que se consolida como novo nível de base regional.

A integração das superfícies de aplainamento com as métricas de divisor revela como os níveis altimétricos herdados condicionam a reorganização fluvial atual:

- S1 (>710 m): Planalto bem drenado, com baixa densidade de canais - barreira à captura fluvial, explicando a estabilidade aparente do divisor Jaguaribe-São Francisco.
- S2 (485-710 m): Zona de transição, K_{sn} máximo no setor de instabilidade máxima, com concentração de knickpoints.
- S3 (<485 m): Ajustamento progressivo ao novo nível de base regional.

5.3. Modelo evolutivo do relevo

Os resultados obtidos revelam uma complexa interação entre herança estrutural, resistência litológica e reorganização fluvial na configuração atual da paisagem (Figura 11). O conjunto de evidências geomorfológicas, morfométricas e estruturais indica que a evolução do relevo da Chapada do Araripe foi marcada por fases de pediplanação e pulsos sucessivos de dissecação, que moldaram uma topografia escalonada em três grandes níveis (S1, S2 e S3).

A superfície superior (S1, >710 m) corresponde ao nível mais antigo preservado, associado à cobertura arenítica da Formação Exu. Sua morfologia tabular e bordas escarpadas refletem a resistência diferencial dos arenitos e a herança da inversão tectônica pós-cretácea, que isolou a Chapada como um extenso relevo residual. As cabeceiras associadas a este nível exibem valores elevados de K_{sn} (30–32), sugerindo setores ainda submetidos à incisão localizada, porém com baixa densidade de drenagem, o que indica predominância de estabilidade e de preservação morfológica.

A superfície intermediária (S2, 485–710 m) representa o compartimento com maior atividade morfogenética. Essa faixa altimétrica concentra os maiores valores médios de K_{sn} (entre 18 e 32, dependendo da bacia), refletindo a intensificação dos processos de dissecação do relevo e o papel das estruturas neoproterozoicas reativadas no controle da rede de drenagem. Os perfis longitudinais indicam que a S2 funciona como zona de transição entre a superfície preservada da S1 e os setores rebaixados da S3, sendo o principal domínio de incisão fluvial. Essa superfície registra, portanto, tanto um episódio paleoclimático úmido, marcado pela formação de crostas lateríticas, quanto uma fase atual de reorganização fluvial.

A superfície inferior (S3, <485 m) expressa o estágio mais recente de pediplanação, vinculado à Superfície Sertaneja, e associado a processos de incisão fluvial neógeno-quaternária. Os valores médios de K_{sn} mais baixos (≈9–15) e a predominância de canais longos e suavizados indicam ajuste próximo ao equilíbrio longitudinal e

menor contraste morfoestrutural, sugerindo estabilização relativa da paisagem. Essa superfície constitui o atual nível de base regional e se expande preferencialmente nos setores de menor resistência litológica.

A análise integrada entre as superfícies e as métricas de drenagem permite reconhecer que a evolução do relevo ocorreu de forma descontínua, em pulsos de erosão e estabilidade controlados por variações climáticas e reativações tectônicas. O padrão de Ksn crescente das cotas mais baixas às intermediárias, associado à densidade variável dos canais, evidencia ciclos de incisão regressiva, cujos efeitos são mais expressivos nas bordas da Chapada e nas cabeceiras tributárias.

Dessa forma, o modelo evolutivo proposto compreende três grandes fases:

- I. Uma fase inicial de pediplanação pós-cretácea, responsável pela gênese da S1 e pela inversão do relevo da Chapada. Esta fase corresponde à inversão de relevo pós-Cenomaniana, com manutenção de S1 em alta altitude. As taxas de denudação de longo prazo (~3-6 m/Myr, calculadas a partir da diferença S1-S3 ao longo de ~100 Myr) são coerentes com as taxas cosmogênicas corrigidas para soterramento (Oliveira et al., 2025, Figura 9A). A preservação de S1 resulta da resistência dos arenitos da Formação Exu, como confirmam as taxas locais de rebaixamento rochoso medidas em granito (2-3 m/Myr) versus em arenito (16-24 m/Myr).
- II. Uma fase de reajuste Paleógeno, com o desenvolvimento de lateritas e a fragmentação progressiva da S2. O desenvolvimento das lateritas (S2, 600-700 m) durante o Paleógeno (Cordeiro; Bastos; Maia, 2018) marca uma fase de estabilidade tectônica e climática. A diferença altimétrica S1-S2 (~200 m) sugere $\sim 4,8 \pm 2,1$ m/Myr de denudação ao longo de ~53 Ma (Eoceno- Oligoceno), valor compatível com as taxas cosmogênicas pleistocênicas do Jaguaribe e do São Francisco (6,3-12,5 m/Myr). Esta coerência indica uma relativa constância dos processos erosivos desde o Paleógeno, característica de contextos cratônicos estáveis.
- III. Uma fase no Neógeno-Quaternário, de intensificação da dissecação e do estabelecimento da S3 como novo nível de base regional. A fragmentação de S2 e o estabelecimento de S3 como novo nível de base regional aceleram-se durante o Neógeno-Quaternário, em resposta às variações climáticas pleistocênicas. As taxas de denudação cosmogênicas (20-200 ka) refletem esta fase recente, com variações espaciais (6-19 m/Myr) controladas pela litologia e pela hidrogeologia do Araripe.

Em conjunto, esses resultados demonstram que o relevo atual resulta da superposição de processos antigos e modernos, expressos pela manutenção de remanescentes de topo, pela fragmentação intermediária e pela reorganização fluvial contínua, que ainda atua na mobilidade dos divisores e no recuo das escarpas.

As métricas de Gilbert indicaram contrastes sutis, porém significativos, entre os lados opostos de alguns divisores, sugerindo tendências de migração direcional e ajustes erosivos diferenciais. No divisor Jaguaribe–São Francisco, observaram-se maior declividade e maior amplitude altimétrica voltadas para o setor do São Francisco, associadas a valores de χ mais baixos. Esse padrão indica que a bacia do Jaguaribe apresenta potencial de expansão sobre o divisor, favorecendo a captura progressiva de canais menores que drenam para o São Francisco. Trata-se de um processo coerente com os valores mais elevados de Ksn observados nas cabeceiras do Jaguaribe, os quais sugerem energia fluvial suficiente para promover a incisão regressiva e o recuo das escarpas da Chapada.

De modo semelhante, o divisor Parnaíba–São Francisco revelou um contraste inverso: os valores mais altos de χ e de declividade concentraram-se na bacia do Parnaíba, enquanto o São Francisco apresentou médias mais baixas, que indica maior vulnerabilidade à erosão. Essa configuração sugere uma tendência de migração do divisor em direção ao leste, com a possibilidade de captura de drenagens tributárias do São Francisco por canais associados ao Parnaíba, o que indica uma reorganização fluvial de longo prazo, ainda em curso, mas não necessariamente expressa em desníveis morfológicos abruptos.

As diferenças de amplitude altimétrica identificadas pelas métricas de Gilbert reforçam a ideia de que os processos de captura são localizados e graduais, controlados tanto por variações litológicas quanto pela herança estrutural neoproterozoica. O avanço das cabeceiras em zonas de menor resistência, principalmente sobre as formações mais brandas do embasamento cristalino e nos contatos entre litologias contrastantes, tem resultado em ajustes sutis na rede de drenagem, sem descontinuidades marcantes no relevo.

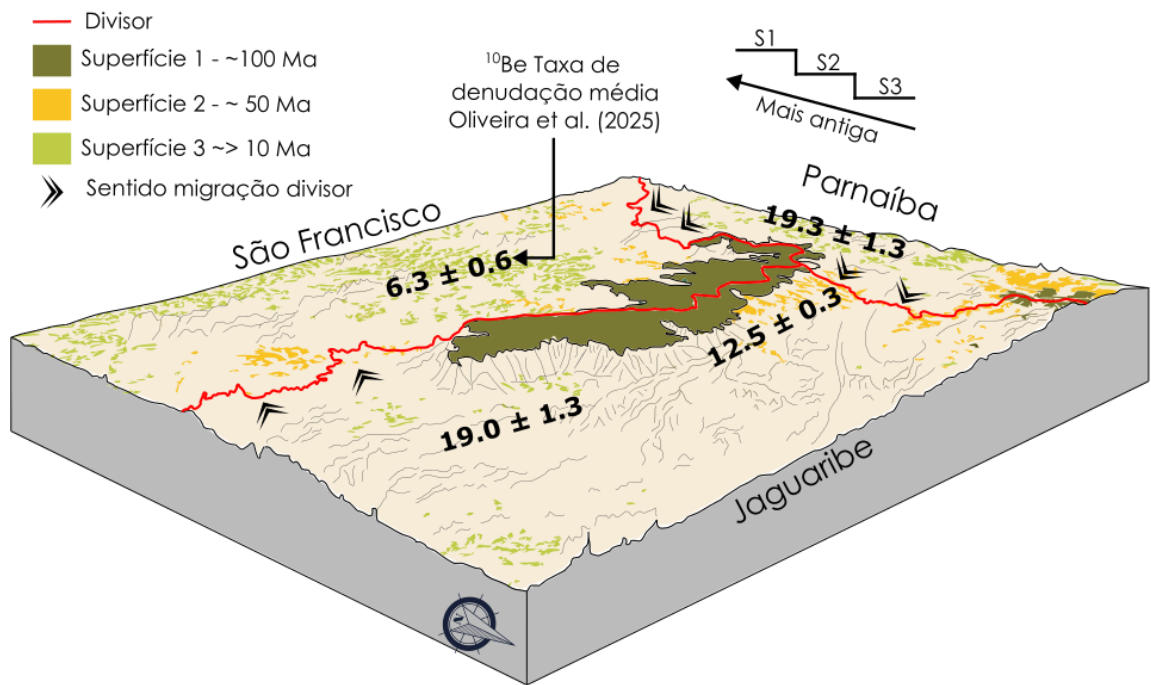


Figura 11. Síntese da distribuição das superfícies e da mobilidade dos divisores.

O Quadro 1 sintetiza as principais características das três superfícies identificadas, reunindo as faixas altimétricas, idades estimadas, processos dominantes, litologias associadas e evidências de mapeamento que fundamentam o modelo evolutivo proposto.

Quadro 1. Descrição Simplificada das superfícies e processos geomorfológicos

Superfície	Altimetria (m)	Idade Estimada	Processos Dominantes	Litologia Associada	Evidências de mapeamento
S1	> 710	Pós-Cretáceo (Cenomaniano – Paleógeno)	Inversão de relevo, erosão diferencial	Formação Exu (arenito resistente)	Morfologia tabular, escarpas íngremes, topos amplos preservados
S2	485 – 710	Paleógeno - (Eoceno–Mioceno)	Formação de crostas lateríticas, estabilidade tectônica e climática	Lateritas autóctones, embasamento cristalino	Platôs com crostas ferruginosas, baixa dissecação em setores localizados
S3	< 485	Neógeno – Quaternário	Incisão fluvial, erosão regressiva	Embasamento cristalino	Inselbergs e superfície sertaneja fragmentada

Os resultados obtidos na Chapada do Araripe inserem-se em um quadro regional mais amplo de evolução de paisagens em contextos cratônicos tropicais do Nordeste brasileiro. A coerência entre as taxas de denudação de longo prazo estimadas a partir das superfícies e as taxas cosmogênicas reportadas por Oliveira et al. (2025) sugere uma relativa constância dos processos erosivos desde o Paleógeno, característica de domínios tectonicamente estáveis. A reorganização fluvial identificada nos divisores — com tendência de expansão do Jaguaribe sobre o São Francisco e do Parnaíba sobre o São Francisco — é consistente com os indícios de capturas fluviais documentados em áreas adjacentes, como o cânion do rio Poti (Rodrigues et al., 2024) e os processos denudacionais assimétricos

da bacia do Parnaíba (Bastos et al., 2024), reforçando a ideia de que a reorganização da rede de drenagem é um fenômeno em curso em escala regional. A distribuição escalonada das superfícies e a mobilidade diferencial dos divisores refletem, portanto, não apenas a herança estrutural e litológica local, mas também um padrão evolutivo compartilhado por outras paisagens do Nordeste setentrional submetidas a condicionantes morfoestruturais e climáticos semelhantes.

6. Conclusões

Este estudo investigou a evolução do relevo e a dinâmica dos divisores hidrográficos na região da Chapada do Araripe por meio da integração entre o mapeamento de superfícies de aplainamento, métricas morfométricas e análise de perfis longitudinais.

Em relação à identificação e caracterização das superfícies erosivas preservadas, o mapeamento revelou três níveis altimétricos principais — S1 (>710 m), S2 (485–710 m) e S3 (<485 m) — correspondentes a estágios sucessivos de pediplanação desde o Cretáceo. A preservação dessas superfícies é desigual no espaço e reflete a ação conjunta de fatores litológicos, estruturais e climáticos. A resistência diferencial dos arenitos da Formação Exu foi identificada como o principal condicionante da preservação da S1, ao passo que a presença de crostas lateríticas autóctones na S2 indica um intervalo de estabilidade tectônica e de clima úmido no Paleógeno. A S3, por sua vez, expressa o estágio mais recente de pediplanação, com distribuição fragmentada controlada pela diversidade litológica regional e pela erosão regressiva no Neógeno-Quaternário. A relação inversa entre a densidade de lineamentos estruturais e o grau de preservação das superfícies confirma o papel determinante das zonas de cisalhamento neoproterozoicas na configuração do relevo atual.

Em relação à estabilidade e ao potencial de reorganização dos divisores hidrográficos, os resultados indicam um quadro de transição entre o equilíbrio e a reorganização. O divisor Parnaíba–Jaguaribe mostrou-se estável em todas as métricas aplicadas. Os divisores Jaguaribe–São Francisco e Parnaíba–São Francisco, por sua vez, apresentaram assimetrias no índice χ que apontam para tendências de migração — em direção ao sul no primeiro caso e ao leste no segundo — enquanto as métricas de Gilbert indicaram condições morfológicas próximas ao equilíbrio. Essa aparente contradição é interpretada como reflexo de processos operando em escalas temporais distintas: o χ captura desequilíbrios de longa duração na rede de drenagem, enquanto as métricas de Gilbert expressam o estado morfológico instantâneo, típico de contextos cratônicos em que a reorganização fluvial ocorre de forma lenta e contínua.

Em conjunto, esses resultados demonstram que a paisagem da Chapada do Araripe é produto da superposição de heranças geológicas de longo prazo e de processos erosivos ainda em curso, e que a abordagem integrada entre superfícies de aplainamento e métricas de divisor constitui uma ferramenta eficaz para decodificar essa complexidade em contextos cratônicos tropicais.

Contribuições dos Autores: Concepção, J.G.O.; metodologia, J.G.O.; software, J.G.O.; validação, L.J.C.S. e L.S.; análise formal, L.J.C.S. e L.S.; pesquisa, J.G.O.; recursos, L.J.C.S. e L.S.; preparação de dados, J.G.O.; escrita do artigo, J.G.O., L.J.C.S. e L.S.; revisão, L.J.C.S. e L.S.; supervisão, L.J.C.S. e L.S.; aquisição de financiamento, L.J.C.S. e L.S. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado do primeiro autor. Pelo Comitê Franco-Brasileiro de Colaboração Científica (CAPES-COFECUB — projetos 869/15 e 981/20) e ao IRD (JEAÍ SANA — Le Semi Aride du Nordeste à l'Anthropocène). Pelo CNPq, Brasil (Projetos nº 403944/2023-6 e 310887/2021-6) e à FUNCAP, Brasil (Projeto UNI-0210-00042.01.00/23). Lionel Siame agradece ao IRD pelo apoio através do programa de mobilidade “Mission de Longue Durée”.

Agradecimentos: Agradecemos aos dois revisores anônimos que forneceram comentários importantes que contribuíram significativamente para o aprimoramento do manuscrito.

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

Referências

1. ALMEIDA, F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B.B.; FUCK H.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391, 1977.
2. ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, J.R.C.; WANDERLEY, A.A.; FORGIARINI, L.L.; MEDEIROS, M. DE F. Folha SB.24-Jaguaribe. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM, 2004.
3. ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, n. 3, p. 289-300, 1992.
4. ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, p. 371-389, 2007.
5. BASTOS, F.H.; SIAME, L.; LIMA, D.L.S.; CORDEIRO, A.M.N. Lithostructural control of the relief in the eastern sector of the Parnaíba sedimentary basin (Ibiapaba Plateau), Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 25, n. 4, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i4.2589
6. CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M. G. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.17, n. 2-3, p. 130-144, 1999. DOI: 10.1590/S0102-261X1999000200003
7. CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. *Caminhos de Geografia, Uberlândia*, v. 7, n. 20, p. 1-21, 2007. DOI: 10.14393/RCG82015469
8. CLAUDINO-SALES, V. Megageomorfologia do Estado do Ceará. 2016.
9. CORDEIRO, A.B.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, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i2.1330
10. CRELIER, C.; ZUMBA, A.; PEIFER, D.; VAL, P. Mobility of South America's transcontinental drainage divide and shrinkage of the Paraná river basin linked to lithologic and geodynamic controls. *Scientific Reports*, v. 15, n.1, p. 3134, 2025. DOI: 10.1038/s41598-025-87470-1
11. DAL PAL, M. O.; SALGADO, A. A. R.; DE SORDI, M. V.; DE CARVALHO JUNIOR, O. A.; PAULA, E. V. Comparing morphological investigation with χ index and gilbert metrics for analysis of drainage rearrangement and divide migration in inland plateaus. *Geomorphology*, v. 423, n. 108554, 2023. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108554
12. DEMANGEOT, J. Geomorfologia regional brasileira – ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro. ROSADO, V. (sel. e org.). Sétimo livro das secas. Mossoró/RN: Escola Superior de Agricultura de Mossoró/Fundação Guimarães Duque (Coleção Mossoroense, v. 210), p. 37-52, 1983.
13. FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 493, p. 102-117, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.026
14. GILBERT, G.K. Geology of the Henry Mountains. USGS Report, Government Printing Office, Washington, D.C. 1877.
15. GUNNELL, Y. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, v.18, p. 47–57, 1998. DOI: 10.1016/S0921-8181(98)00034-4
16. HAAG, M. B.; SCHOENBOHM, L. M.; JESS, S.; BIERMAN, P.; WOLPERT, J.; CORBERT, L.; SOMMER, C. A. Erosional dynamics and escarpment retreat at the southern end of the South American passive margin escarpment. *Geomorphology*, v. 109885, 2025. DOI: 10.1016/j.geomorph.2025.109885
17. HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology*, v. 30, n. 5, p. 447-450, 2002. DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2
18. 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 Letters*, v. 17, n. 2, 2022. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f
19. KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
20. LIMA, M.D. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. PhD Thesis (Geodynamics and Geophysics) – Graduate Program in Geodynamics and Geophysics, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 251p, 2008.
21. LIMA, G.G.; BARROS, A. C.M.; CORREA, A. C.B.; MARÇAL, M. Conectividade fluvial no semiárido brasileiro, planalto sedimentar do Araripe. *Physis Terrae - Revista Ibero-Afro-Americana De Geografia Física e Ambiente*, v. 4, n.1-2, p. 21–44, 2022. DOI: 10.21814/physisterrae.4098
22. MAIA, R. P.; BEZERRA, F.H.R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. *Revista de Geografia (Recife)*, v. 27, n. 1. Esp, p. 6-19, 2010.

23. MAIA, R. P.; BEZERRA, F.H.R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. *Mercator-Revista de Geografia da UFC*, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014. DOI: 10.4215/RM2014.1301.0010
24. MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *Bol. do Núcleo Nordeste da Soc. Bras. de Geol. Recife: SBC*, p. 5-35, 1975.
25. MATOS, R.M.D. Sistema de riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. *Proceedings of Tectos. PETROBRÁS-DEPEX*, Rio de Janeiro, p. 126-159. 1987.
26. MOURA-FÉ, M. M. Evolução geomorfológica da Ibiapaba setentrional, Ceará: gênese, modelagem e conservação. 2015. 309 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.
27. NEVES, S.P. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlation with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, v. 22, n. 4, 2003. DOI: 10.1029/2001TC001352
28. OLIVEIRA, R.G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). PhD Thesis (Geodynamics and Geophysics) – Graduate Program in Geodynamics and Geophysics, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 p. 2008.
29. OLIVEIRA, J. G.; SANTOS, L. J. C.; SIAME, L. Caracterização de relevo por meio de indicadores morfológicos nas faces norte e sul da Chapada do Araripe–nordeste do Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 42, 2022. DOI: 10.11606/eISSN.2236-2878.rdg.2022.190706
30. OLIVEIRA, J. G.; SIAME, L. L.; SANTOS, L. J. C.; LEANNI, L.; RIBEIRO, S. C.; DE HOLANDA BASTOS, F.; Aster Team. Relief inversion and denudation dynamics in a semi-arid landscape (Araripe Plateau, NE Brazil): Insights from cosmogenic nuclides and geomorphic surfaces. *Evolving Earth*, v. 3, n. 100064, 2025. DOI: 10.1016/j.eve.2025.100064
31. 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
32. PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: Lessons from a review of recent geological and geomorphological studies in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 111, n. 103464, 2021. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103464
33. 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. 89-122, 2004. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.02.006
34. 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*, v. 62, n. 1-2, p. 39-60, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.005>
35. PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F.; MAGALHÃES, A.O. Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: the eastern Araripe basin (Ceará, Brazil). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, v. 17, n. 1, p. 33-52, 2011.
36. PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: DNPM, 1996, 68p.
37. RIBEIRO, S.C. Etnogeomorfologia sertaneja: proposta metodológica para a classificação das paisagens da sub-bacia do rio Salgado/CE. 2012. 282 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.
38. RODRIGUES, W. F.; MAIA, R. P.; SILVA, H. V. M.; SALGADO, A. A. R. Subterranean river captures in siliciclastic rocks in a semi-arid climate: the case of the Poti River Canyon, Brazilian Northeast. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 25, n. 2, e2446, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i2.2446
39. SCHWANGHART, W.; KUHN, N. J. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis: *Environmental Modelling & Software*, v. 25, p. 770-781, 2010. DOI: 10.1016/j.envsoft.2009.12.002
40. SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences: *Earth Surface Dynamics*, v. 2, p. 1-7, 2014. DOI: 10.5194/esurf-2-1-2014.
41. SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, v. 5, n. 4, p. 821-839, 2017. DOI: 10.5194/esurf-5-821-2017
42. SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÈS, D.; PAISANI, J. C.; LÉANNI, L.; Aster Team. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology*, v. 306, p. 155-169, 2018. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.01.007
43. SOUZA, M. J. N. Bases naturais e esboço do zoneamento geoambiental do estado do Ceará. In: LIMA, L. C.; SOUZA, M. J. N.; MORAES, J. O. (Org.). *Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará*. Fortaleza: FUNECE, 2000. p. 13-98.

44. SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLF, S. Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.
45. VALENÇA, L.M.M.; NEUMANN, V.H.; MABESOONE, J.M. An overview on Callovian–Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. *Geol. Acta* 1, p. 261–275, 2003.
46. VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.
47. WEISS, A. Topographic position and landforms analysis. In: Poster presentation, ESRI user conference, San Diego, CA. 2001.
48. WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104(B8), p. 17661–17674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120
49. WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2017. DOI: 10.1002/2016JF003973
50. WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. *Science*, v. 343, n. 6175, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765



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.