

Artigo de Revisão

O paradoxo da longevidade das montanhas pós-orogênicas

The paradox of post-orogenic mountain longevity

Daniel Peifer^{1,2}, Pedro Val³, Marcilene dos Santos⁴ e Tiago Novo¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geologia, Belo Horizonte, Brasil. peiferdaniel@gmail.com; tiagoanovo@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9238-5072>; <https://orcid.org/0000-0002-1999-862X>

² Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, Belo Horizonte, Brasil. peiferdaniel@gmail.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9238-5072>

³ Queens College, City University of New York, New York, USA. pval@qc.cuny.edu.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5370-4122>

⁴ Universidade Estadual Paulista (UNESP), Campus de Ourinhos, Ourinhos, São Paulo, Brasil. marcilene.santos@unesp.br.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4883-1511>

Recebido: 23/11/2025; Aceito: 24/08/2026; Publicado: 30/09/2026

Resumo: A evolução da topografia após o término dos processos orogênicos responsáveis pela formação de cadeias montanhosas tem intrigado as geociências há mais de um século. Paisagens intraplaca com relevos expressivos, picos acima de 2000 m e elevações médias superiores a 1000 m persistem mesmo onde o espessamento crustal tectônico cessou há dezenas ou centenas de milhões de anos. A longevidade do relevo nesses orógenos antigos permanece enigmática, e é notável que, em alguns cinturões orogênicos Brasileiros, sua história pré-cambriana seja mais bem compreendida do que sua evolução pós-orogênica. Esta revisão sintetiza o conhecimento atual sobre o paradoxo da longevidade das montanhas pós-orogênicas. Examinamos: i) sua distribuição global; ii) abordagens para estimar a escala temporal do decaimento topográfico; iii) hipóteses sobre a evolução das paisagens pós-orogênicas; e iv) um exemplo numérico simples que ilustra o papel central da resposta isostática-flexural na redução do relevo. Argumentamos que a evolução das montanhas pós-orogênicas se distribui ao longo de um contínuo entre dois cenários extremos, “rejuvenescimento topográfico” e “sobrevivência prolongada do relevo”, cuja importância relativa varia entre paisagens de acordo com suas histórias geodinâmicas e climáticas. Esperamos estimular novas pesquisas sobre a evolução das paisagens pós-orogênicas, utilizando cenários brasileiros como laboratórios naturais.

Palavras-chave: geomorfologia; paisagens pós-orogênicas; topografia; decaimento topográfico; evolução de paisagens.

Abstract: How landscapes evolve in the aftermath of mountain building has intrigued geoscientists for more than a century. Intraplate landscapes with pronounced relief, peaks exceeding 2000 m, and mean elevations above 1000 m persist even where tectonic crustal thickening ceased tens or hundreds of millions of years ago. The longevity of relief in these ancient orogens remains puzzling, and it is striking that, in some Brazilian orogenic belts, their Precambrian history is better understood than their post-orogenic evolution. This review synthesises current understanding of the paradox of post-orogenic mountain longevity. We examine: i) the global distribution of these mountains; ii) approaches used to estimate the timescale of topographic decay; iii) hypotheses proposed to explain post-orogenic landscape evolution; and iv) a simple numerical example illustrating the central role of the flexural-isostatic response in relief reduction. We argue that post-orogenic mountain evolution generally lies between two end-member scenarios, ‘topographic rejuvenation’ and ‘long-term relief survival’, with the relative importance of each varying among landscapes according to their geodynamic and climatic histories. We hope to stimulate further research on post-orogenic landscape evolution, using Brazilian settings as natural laboratories.

Keywords: geomorphology; post-orogenic landscapes; topography; topographic decay; landscape evolution.

1. Introdução

A formação de cadeias de montanhas na Terra decorre da dinâmica interna do planeta, que impulsiona o movimento das placas litosféricas e os processos tectônicos a ele associados (Dewey; Bird, 1970; England; Molnar, 1990; Summerfield, 1991; Burbank; Anderson, 2001). Em ambientes continentais, a orogênese constitui um dos principais mecanismos de geração de relevo elevado, pois envolve processos como encurtamento crustal e magmatismo, que frequentemente resultam em espessamento crustal e, em termos isostáticos, favorecem o desenvolvimento de maiores elevações da superfície (e.g., England; Molnar, 1990; Gilchrist; Summerfield, 1990, 1991; Burbank; Anderson, 2001; Watts, 2001; Clift; Vannucchi, 2004; Teixell et al., 2009). Apesar disso, em muitas das montanhas que observamos hoje na Terra, a fase principal de espessamento crustal e de soerguimento de rochas associada à orogênese cessou há dezenas ou centenas de milhões de anos, embora os processos erosivos permaneçam ativos. A longa persistência do relevo nessas “montanhas pós-orogênicas”, isto é, em paisagens cujo relevo elevado persiste após o encerramento da fase principal de construção orogênica, desafia profissionais das áreas de geologia e geomorfologia há mais de um século, tendo constituído uma das questões centrais nos primeiros estágios da geomorfologia e permanecendo, apesar do longo debate, sem uma explicação única e amplamente aceita (Bishop, 2007; Peifer, 2018), em parte porque diferentes cenários geodinâmicos podem sustentar relevo elevado por mecanismos distintos.

Modelos conceituais e numéricos predizem que o término do soerguimento crustal tectônico determina o decaimento de longo-termo do relevo, uma vez que a ação conjunta de todos os processos geomórficos que intemperizam e movem materiais encosta abaixo, na direção do nível de base, não é contrabalançada por soerguimento tectônico (e.g., Davis, 1899; Ahnert, 1970; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). Todavia, assumindo uma condição de equilíbrio isostático entre a crosta e o manto subjacente mais denso, e adotando, conforme Liu (2014), os valores médios de densidade da crosta ($\rho_c = 2700 \text{ kg/m}^3$) e do manto ($\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$), espera-se que a crosta responda à remoção denudacional de massa com movimentos verticais compensatórios (Ahnert, 1970; Turcotte; Schubert, 1982). No limite de isostasia local do tipo Airy, esse soerguimento isostático de rocha pode compensar aproximadamente 82% da espessura removida por denudação para as densidades adotadas (e.g., Ahnert, 1970; Turcotte; Schubert, 1982). Assim, embora a compensação isostática da denudação atue prolongando a longevidade do relevo pós-orogênico, esperamos – e isso é inevitavelmente alcançado em exercícios de modelagem numérica (e.g., Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013) – que a topografia em paisagens pós-orogênicas seja rebaixada ao nível do mar em algumas dezenas de milhões de anos (Ahnert, 1970; Kooi; Beaumont, 1996; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Bishop, 2007).

Estimativas quantitativas do tempo necessário para que o relevo pós-orogênico seja reduzido ao nível de base, obtidas por diferentes abordagens, resultaram em valores geralmente entre uma e duas ordens de grandeza menores do que o tempo decorrido desde a última fase de atividade orogênica em muitas dessas paisagens (e.g., Gilluly, 1955; Schumm, 1963; Judson; Ritter, 1964; Ahnert, 1970; Pinet; Souriau, 1988). Isso evidencia a dificuldade das abordagens quantitativas e dos modelos de decaimento topográfico propostos até o momento em reproduzir, simultaneamente, a antiguidade inferida e a persistência de relevo topograficamente expressivo, ainda elevado e montanhoso, em muitos orógenos antigos. Nesse sentido, o principal desafio explicativo é que a presença de relevo ainda elevado e localmente montanhoso nessas paisagens tende a favorecer taxas mais elevadas de denudação (e.g., Ahnert, 1970; Montgomery; Brandon, 2002; Portenga; Bierman, 2011; Harel; Mudd; Attal, 2016), enquanto sua preservação implica taxas de denudação muito baixas mantidas ao longo de intervalos extremamente longos de tempo (e.g., Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Bishop, 2007; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013; Peifer, 2018). Assim, embora a compensação isostática da denudação e outros mecanismos e *feedbacks* geomórficos possam prolongar substancialmente a persistência do relevo pós-orogênico, os modelos de decaimento topográfico propostos até o momento convergem, em última instância, para a redução progressiva do relevo em direção ao nível de base e para o desenvolvimento de uma topografia amplamente aplainada (Ahnert, 1970; Kooi; Beaumont, 1996; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). A discrepância fundamental, portanto, não reside apenas no tempo necessário para o decaimento do relevo, mas também no fato de que esses modelos tendem, em última instância, a produzir paisagens de baixo relevo, enquanto diversos orógenos antigos preservam, após intervalos temporais comparáveis, topografia ainda elevada, localmente íngreme e montanhosa. Essa discordância entre as estimativas de redução do relevo e a topografia atual de cenários pós-orogênicos estabeleceu o “paradoxo das montanhas persistentes” (Pelletier, 2008, p. 101, tradução dos autores), que levou, em última instância, a duas explicações extremas: ou 1) eventos pós-orogênicos de rejuvenescimento topográfico são necessários para explicar

a sobrevivência do relevo (e.g., Hack, 1982; Pazzaglia; Brandon, 1996; Quigley et al., 2007; Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Liu, 2014; Gallen, 2018; Silva; Sacek, 2019; Calegari et al., 2021; Fonte-Boa et al., 2022); ou 2) outros processos geomórficos capazes de inibir ou reduzir a eficiência da erosão precisam ser incorporados a essas estimativas, aumentando, assim, o tempo necessário para o decaimento topográfico (e.g., Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013; Scharf et al., 2013; Vasconcelos et al., 2019; Peifer et al., 2021).

As paisagens pós-orogênicas e cratônicas ocupam uma parcela expressiva das áreas continentais e, ainda assim, sabemos relativamente pouco sobre sua dinâmica e evolução em longo prazo (Bishop, 2007). Neste sentido, apresentamos uma revisão crítica e integrada do problema da persistência de topografia montanhosa em orógenos antigos, estruturada em torno do paradoxo das montanhas persistentes e das principais evidências, abordagens quantitativas, hipóteses e interações propostas para explicar sua evolução. Enfatizamos, em particular, que muitas regiões elevadas brasileiras estão espacialmente relacionadas aos sistemas orogênicos Brasileiros do Gondwana Ocidental (e.g., Alkmim, 2015), embora a topografia atual dessas áreas nem sempre reflita diretamente e exclusivamente a herança orogênica antiga, podendo também registrar soerguimentos e reorganizações associados ao rifteamento do Atlântico Sul e à evolução pós-rifte. Assim, esta contribuição destaca o enigma das paisagens pós-orogênicas, com a intenção de estimular geocientistas brasileiros a investigar a história geomórfica dessas paisagens e contribuir para a elucidação desse instigante paradoxo. Pretendemos também fornecer um ponto de partida, principalmente para pós-graduandos, para a compreensão de conceitos importantes, como a compensação isostática-flexural da denudação, o decaimento topográfico e o modelo *stream-power* de incisão fluvial.

De maneira específica, nesta contribuição, nós: i) apresentamos os vários exemplos de paisagens pós-orogênicas no planeta Terra; ii) explicamos as diferentes abordagens quantitativas para estimar a redução pós-orogênica do relevo, com ênfase nos fatores que controlam a longevidade do relevo; iii) exploramos as principais hipóteses explicativas concorrentes para a história geomórfica de paisagens pós-orogênicas, analisando suas implicações testáveis; iv) apresentamos um exemplo, no Quadrilátero Ferrífero (QF), que demonstra o papel fundamental da resposta isostática-flexural na evolução topográfica de orógenos antigos. Para isso, usamos uma abordagem numérica na qual a espessura elástica efetiva desempenha um papel importante; e v) sintetizamos os fatores geomórficos e as interações que provavelmente exercem papéis essenciais na dinâmica evolutiva de paisagens pós-orogênicas.

2. Montanhas Pós-Orogênicas no Planeta

Existem vários exemplos de montanhas pós-orogênicas na superfície da Terra, tais como o Cinturão Dobrado do Cabo (África do Sul), os Montes Urais (Rússia), os Montes Apalaches (EUA), os Ghats Ocidentais (Índia), as Escandes (Escandinávia), várias partes da Grande Escarpa da Austrália, a Grande Escarpa da Namíbia, o Escudo das Guianas e a Grande Escarpa do Sri Lanka (Figura 1A). Em conjunto, esses exemplos ocupam lugar central na literatura sobre a evolução de paisagens pós-orogênicas por associarem relevo ainda elevado ou montanhoso a longos intervalos de tempo transcorridos desde a fase principal de atividade orogênica, configurando o problema da longevidade do relevo em orógenos antigos (e.g., Twidale, 1976, 1999; Pazzaglia; Brandon, 1996; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Bishop, 2007; Pelletier, 2008; Peifer, 2018). Essas paisagens diferem em vários aspectos, sendo as principais discrepâncias: (1) a idade do término da última orogenia; (2) o arranjo geométrico e a densidade de descontinuidades estruturais; (3) as condições climáticas impostas e sua variação no tempo; (4) a história tectônica pós-orogênica; e (5) a espessura elástica efetiva (T_e), parâmetro relacionado à rigidez flexural da litosfera. Observam-se, por exemplo, variações significativas na precipitação anual: os valores não ultrapassam algumas centenas de milímetros por ano na Namíbia e na África do Sul; alcançam pouco mais de 1.000 mm por ano nas paisagens pós-orogênicas brasileiras e nos Montes Apalaches; e atingem entre 2.000 e 10.000 mm por ano no Sri Lanka e nos Ghats Ocidentais (Figura 1B). De forma semelhante, o intervalo de tempo decorrido desde o término do último evento de espessamento crustal tectônico, que define o início do período pós-orogênico, difere para cada um desses orógenos antigos. Usamos aqui o termo “orógeno antigo” por simplicidade, embora estejamos geralmente descrevendo unidades geotectônicas com histórias tectônicas polifásicas. Nos casos em que houve soerguimentos ou reativações tectônicas posteriores, esse marco temporal não se refere a esses eventos tardios, mas ao término da fase principal de espessamento crustal tectônico responsável pela formação da proto-topografia herdada. Assim, é possível que o relevo esteja sobrevivendo há ~280-300 Ma nos Montes Urais, na Rússia (Berzin et al., 1996; Puchkov, 1997), ~325-360 Ma nos Montes Apalaches, nos EUA (Hibbard, 2000; Wagner; Stewart; Metcalf, 2012), ~380 Ma no Lachlan Fold Belt, na Austrália (Blackburn; Ferrier; Perron, 2018), ~400 Ma nas Escandes

(Pedersen; Huismans; Moucha, 2016) e ~450-500 Ma no Quadrilátero Ferrífero, no Brasil (Chemale Jr.; Rosière; Endo, 1994; Alkmim; Marshak, 1998). Ressaltamos, contudo, que vários desses exemplos estão inseridos em margens passivas maduras, nas quais a topografia atual pode refletir não apenas herança orogênica, mas também processos associados ao rifteamento e à evolução pós-rifte, como flexura, compensação isostática, reativações tectônicas e, em alguns casos, magmatismo posterior. Assim, os exemplos reunidos aqui não devem ser entendidos como expressões geomorfológicas equivalentes entre si, mas como paisagens em que o relevo elevado persiste após o encerramento da fase principal do espessamento crustal tectônico.

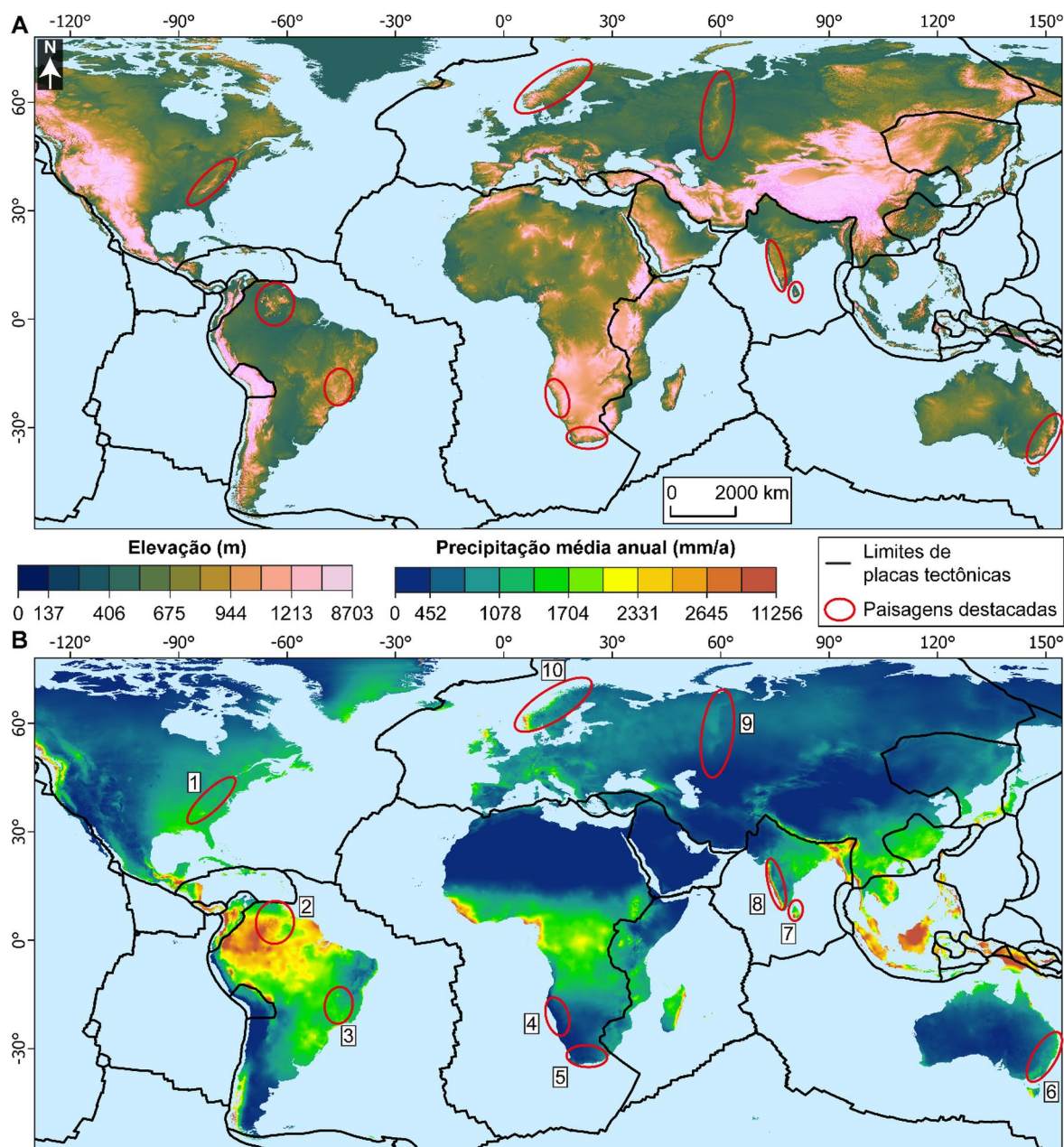


Figura 1. Elevação e precipitação média anual nos principais exemplos de montanhas pós-orogênicas na superfície da Terra. (A) Elevação global (fonte: GMTED2010; Danielson; Gesch, 2011). (B) Precipitação média anual (fonte: WorldClim v. 2; Fick; Hijmans, 2017). As linhas pretas representam os limites das placas tectônicas segundo o modelo PB2002 de Bird (2003). As elipses vermelhas indicam as paisagens pós-orogênicas destacadas: (1) os Montes Apalaches; (2) o Escudo das Guianas; (3) o SE do Brasil; (4) a Grande Escarpa da Namíbia; (5) o Cinturão Dobrado do Cabo; (6) o SE da Austrália; (7) o orógeno do Sri Lanka; (8) os Ghats Ocidentais; (9) os Montes Urais; e (10) as Escandes.

Apesar das importantes diferenças geomórficas e geológicas, todas as paisagens pós-orogênicas possuem características comuns fundamentais que sugerem uma história evolutiva compartilhada, ao menos até certo ponto, após o término da orogênese. A principal dessas características é a morfologia declivosa que caracteriza rios e vertentes em partes dessas paisagens que, muitas vezes, são comparáveis à morfologia de configurações tectonicamente ativas (e.g., von Blanckenburg; Hewawasam; Kubik, 2004; Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Scharf et al., 2013), embora a morfologia declivosa seja mais frequente em orógenos jovens. Além disso, orógenos antigos geralmente exibem, em superfície, uma variedade expressiva de litologias com características, erodibilidade e histórias geológicas distintas, incluindo rochas cristalinas, unidades vulcânicas, rochas metassedimentares e coberturas sedimentares de diferentes idades e composições (e.g., Calegari et al., 2021; Marques et al., 2021; Peifer et al., 2021; Fonte-Boa et al., 2022). Isto implica fortes contrastes em resistência litológica frente à erosão e ao intemperismo, tanto lateralmente quanto em profundidade, impactando tanto o padrão de denudação quanto o estilo e a escala temporal da resposta transiente da paisagem (e.g., Braun et al., 2014; Gallen, 2018; Peifer et al., 2021; Fadul; Oliveira; Val, 2022). Ademais, é razoável assumir que o período pós-orogênico nessas paisagens envolve um intervalo de tempo de relativa quiescência tectônica, significativamente mais estável do que o regime tectônico das orogenias ativas (e.g., Twidale, 1976; Mandal et al., 2015). Por fim, as taxas de denudação em paisagens pós-orogênicas são ordens de magnitude inferiores às observadas em configurações tectonicamente ativas (Bishop, 2007). Compilações globais de taxas de denudação derivadas de inventários de ^{10}Be em materiais detríticos (com tempo de integração entre 10^3 - 10^5 anos) e taxas de exumação inferidas a partir da mensuração de traços de fissão em apatita (com tempo de integração entre 10^6 - 10^8 anos) indicam que orógenos jovens erodem geralmente a taxas que variam entre ~400-3000 m/Ma, enquanto os orógenos antigos erodem a taxas que variam entre ~1-100 m/Ma (Portenga; Bierman, 2011; Harel; Mudd; Attal, 2016; Blackburn; Ferrier; Perron, 2018).

No Brasil, em particular, temos vários exemplos de paisagens pós-orogênicas, tais como a Serra do Espinhaço, a Serra Geral do Tocantins, a Chapada dos Veadeiros, o Arco do Alto Paranaíba, o Quadrilátero Ferrífero, a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar (Figura 2). Muitas dessas áreas, especialmente relacionadas aos cinturões orogênicos ao redor dos crátons Brasileiros (e.g., Alkmim, 2015), configuram feições de topografia regionalmente pronunciada e que compartilham algumas características geomórficas, como relativa quiescência tectônica cenozoica, baixa sismicidade, arquitetura estrutural complexa, presença em superfície de litologias com resistências contrastantes e forte variabilidade espacial da topografia, na qual coexistem áreas de relevo suave e áreas de relevo mais acidentado e íngreme. Ao mesmo tempo, diferem de modo marcante em suas histórias geotectônicas e climáticas, na espessura elástica efetiva da litosfera, no padrão espacial de precipitação, nas taxas de denudação e na resistência das rochas expostas em superfície. Em parte desses casos, sobretudo na margem atlântica do Sudeste brasileiro e Arco do Alto Paranaíba, a topografia atual também registra soerguimentos e reorganizações associados à separação entre a América do Sul e a África, de modo que a herança orogênica antiga não deve ser interpretada como o único e exclusivo controle do relevo atual. Assim, essas paisagens reúnem atributos típicos de cenários pós-orogênicos, mas também uma expressiva heterogeneidade geomórfica e geotectônica, o que as torna laboratórios naturais particularmente promissores para investigar o paradoxo da longevidade do relevo em orógenos antigos.

Destacamos também a existência de orógenos cuja deformação compressiva principal cessou provavelmente entre ~25 e 50 Ma, tais como a porção sul das Montanhas Rochosas (Colorado, EUA), a cordilheira dos Pireneus (entre a Espanha e a França), a cordilheira do Atlas (Marrocos) e os Alpes Ocidentais (e.g., Tucker; van der Beek, 2013). Diferentemente dos exemplos clássicos de orógenos antigos discutidos acima, esses sistemas representam paisagens que ingressaram na fase pós-orogênica mais recentemente. Por isso, a comparação entre suas características geomórficas e as observadas em orógenos antigos pode fornecer *insights* importantes sobre a evolução das montanhas após o encerramento da fase principal dos processos formadores de relevo (Tucker; van der Beek, 2013).

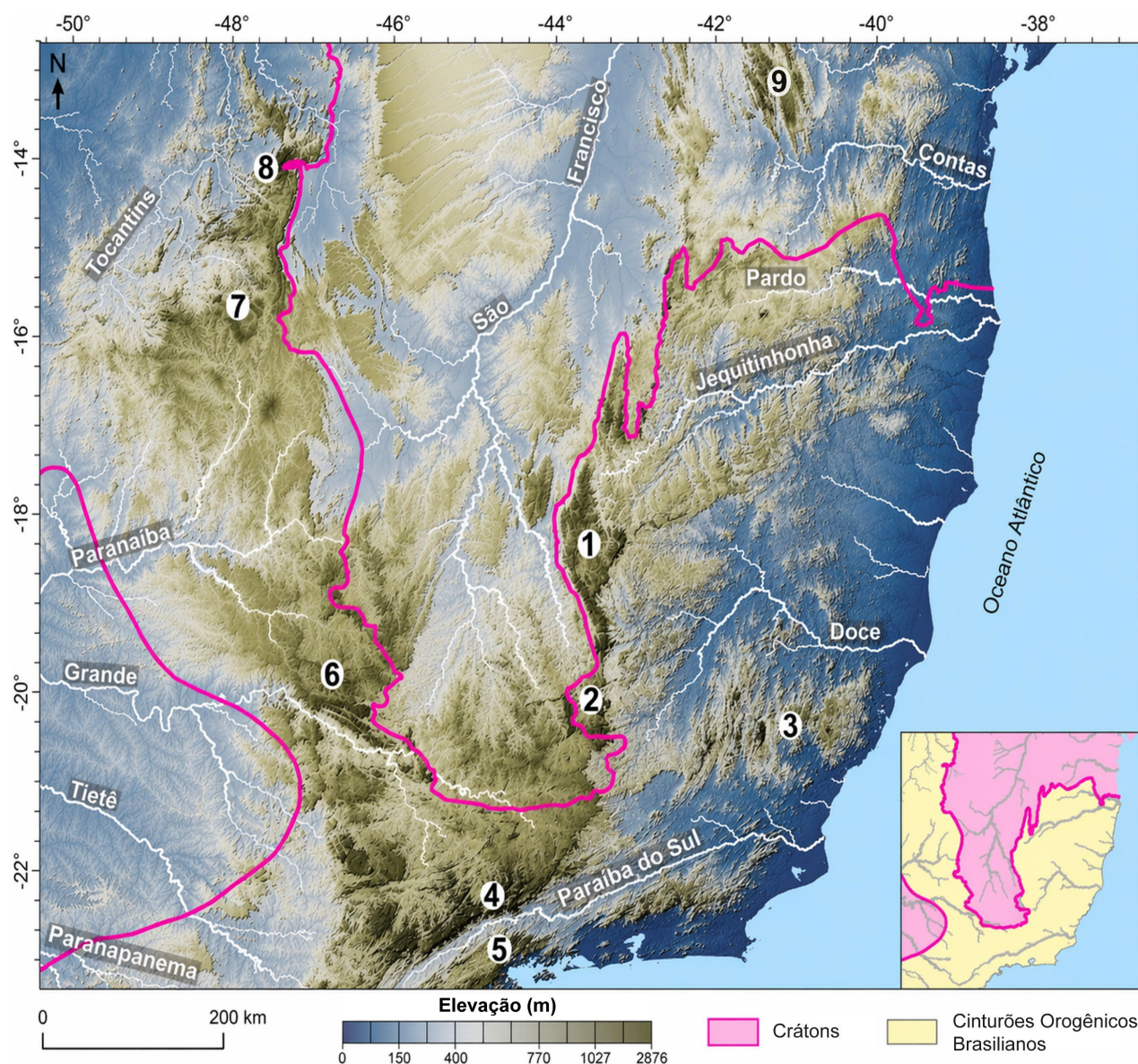


Figura 2. Elevação e contexto tectônico (mapa inserido) do Sudeste do Brasil. As linhas em rosa representam os limites dos crátons. De modo geral, as áreas associadas aos cinturões orogênicos ao redor dos crátons Brasileiros são topograficamente pronunciadas, enquanto as áreas dentro dos limites dos crátons são topograficamente deprimidas. Rios com área de contribuição superior a 100 km² são representados por linhas brancas cuja espessura escala com a área de contribuição a montante. Números destacam paisagens pós-orogênicas: (1) Serra do Espinhaço Meridional; (2) Quadrilátero Ferrífero; (3) Serra Capixaba; (4) Serra da Mantiqueira; (5) Serra do Mar; (6) Arco do Alto Paranaíba; (7) Serra Geral do Tocantins; (8) Chapada dos Veadeiros; (9) Chapada Diamantina. Fonte dos dados de elevação: Copernicus DEM, com resolução de 30 m. Base geológica: CPRM (2004). A delimitação cratônica representada segue essa base cartográfica institucional e deve ser entendida como uma possibilidade dentre as diferentes representações dos limites cratônicos na literatura, incluindo propostas mais recentes.

3. Estimativas de Decaimento Topográfico Pós-orogênico

Existem várias abordagens analíticas para estimar o tempo necessário para a redução pós-orogênica do relevo. A abordagem mais direta baseia-se na divisão simples da elevação média da paisagem pela taxa média de rebaixamento denudacional da superfície. Estimativas baseadas nessa abordagem resultaram em períodos de 10 a 25 Ma para que o relevo pós-orogênico fosse reduzido ao nível do mar (e.g., Gilluly, 1955; Schumm, 1963; Judson; Ritter, 1964). De modo geral, as taxas médias de rebaixamento da superfície foram estimadas a partir da mensuração do fluxo sedimentar em rios modernos, em estudos pioneiros. Estes resultados foram fundamentais para o estabelecimento de um (quase) consenso de que as paisagens e as formas de relevo são desenvolvimentos

recentes, não mais antigos do que o Neógeno (*e.g.*, Thornbury, 1969). Todavia, essas estimativas iniciais de decaimento topográfico apresentam duas falhas importantes: 1) elas foram derivadas assumindo taxas médias de denudação mais rápidas que as taxas representativas de paisagens pós-orogênicas (Young, 1983; Bishop, 2007); e 2) elas ignoram o papel da isostasia no decaimento topográfico, bem como negligenciam a redução das taxas de denudação com a redução do relevo (*e.g.*, Ahnert, 1970; Pinet; Souriau, 1988; Summerfield; Hulton, 1994; Bishop, 2007).

Métodos alternativos foram, portanto, propostos. Dentre esses, uma das formulações mais influentes assume que a efetividade dos processos denudacionais depende da magnitude da topografia e que, conseqüentemente, à medida que a topografia é reduzida ao longo do tempo, as taxas de denudação também diminuem (*e.g.*, Ahnert, 1970; Pinet; Souriau, 1988). É importante, contudo, distinguir as métricas topográficas empregadas nesses estudos. Ahnert (1970) relacionou as taxas de denudação ao relevo local médio, utilizado como uma aproximação da declividade média, enquanto Pinet e Souriau (1988) relacionaram a denudação mecânica à elevação média das bacias. Assim, embora ambos expressem uma dependência entre denudação e topografia, as variáveis topográficas utilizadas não são estritamente equivalentes. Nas formulações a seguir, H deve, portanto, ser entendido de maneira geral como a métrica topográfica considerada em cada abordagem; ao discutirmos os resultados específicos de cada estudo, preservamos a definição originalmente empregada pelos autores. Sob a hipótese de que a taxa de redução de H é proporcional ao próprio valor de H , o decaimento topográfico pode ser representado pela seguinte equação diferencial:

$$\frac{dH}{dt} = -\frac{1}{\lambda_d} \cdot H, \quad (1)$$

onde H representa a métrica topográfica considerada, t é o tempo e λ_d denota a constante de decaimento topográfico, representando o tempo necessário para que o relevo seja reduzido a $1/e$ ($\sim 0,37$) vezes o seu valor inicial, ou seja, em torno de 37% de H_0 (Pinet; Souriau, 1988). A solução da Eq. (1) é dada por:

$$H = H_0 \cdot e^{-\frac{t}{\lambda_d}}, \quad (2)$$

onde H_0 é o valor inicial da métrica topográfica H , correspondente ao início do intervalo de decaimento considerado. Por sua vez, se a taxa média de denudação (D) variar aproximadamente de forma linear com H , pode-se escrever:

$$D = a \cdot H + b, \quad (3)$$

em que a é o coeficiente angular e b é o intercepto da regressão linear (Ahnert, 1970; Pinet; Souriau, 1988). No caso simplificado em que b é desprezível frente a $a \cdot H$, recupera-se a forma exponencial da Eq. (1), de modo que:

$$\lambda_d = \frac{1}{a}. \quad (4)$$

Nessa forma simplificada, o tempo de decaimento topográfico t_d , isto é, o tempo necessário para reduzir a métrica topográfica de seu valor inicial H_0 até um valor final H_f , é dado por:

$$t_d = \lambda_d \ln\left(\frac{H_0}{H_f}\right), \quad (5)$$

de modo que, se H_f corresponder a H_0/e , então $t_d = \lambda_d$.

Em uma formulação relacionada, Ahnert (1970) mostrou que, na ausência de soerguimento, o relevo seria reduzido a 10% de seu valor inicial em aproximadamente 11 Ma. Ao considerar a compensação isostática, esse tempo aumentaria para pelo menos 18,5 Ma. Mantida a forma exponencial dessas trajetórias, sua extrapolação até 1% do relevo inicial corresponde a aproximadamente 22 Ma na ausência de compensação e a pelo menos 37 Ma quando a compensação isostática é considerada. Esses valores devem ser interpretados como estimativas de ordem de grandeza, condicionadas pelas hipóteses adotadas para a relação entre denudação e relevo. Para estabelecer empiricamente essa relação, Ahnert (1970) utilizou taxas médias de denudação de bacias hidrográficas de latitudes médias, derivadas de cargas sedimentares fluviais, e as relacionou ao relevo local médio das respectivas bacias. O relevo local foi calculado como a diferença entre as elevações máxima e mínima em janelas de 20 x 20 km, e os valores obtidos nessas janelas foram posteriormente utilizados para calcular o relevo local médio de cada bacia. As trajetórias de decaimento propostas por Ahnert (1970), com e sem compensação isostática, são representadas

esquemáticamente na Figura 3. Pinet e Souriau (1988), empregando uma abordagem análoga, mas relacionando a denudação mecânica à elevação média das bacias, estimaram uma escala característica de decaimento de aproximadamente 25 Ma para cinturões orogênicos com idade superior a 250 Ma.

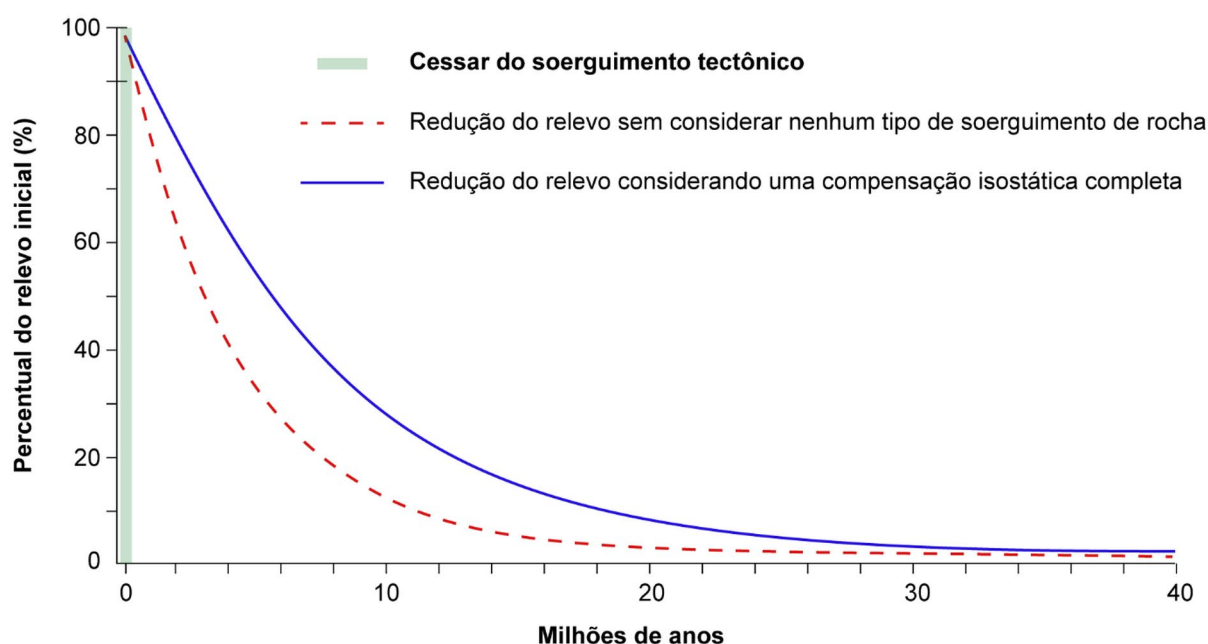


Figura 3. Representação esquemática do decaimento do relevo pós-orogênico ao longo do tempo segundo Ahnert (1970). A linha vermelha tracejada representa a trajetória de decaimento na ausência de compensação isostática, enquanto a linha azul representa a trajetória quando a compensação isostática decorrente do alívio de carga denudacional é considerada. Segundo Ahnert (1970), o relevo é reduzido a 10% de seu valor inicial em aproximadamente 11 Ma no primeiro caso e em pelo menos 18,5 Ma no segundo. Modificado de Ahnert (1970).

Mais recentemente, Baldwin, Whipple e Tucker (2003) avaliaram o decaimento topográfico em orógenos antigos assumindo que as taxas de incisão fluvial em rios de leito rochoso controlam o tempo necessário para a redução do relevo. Esta abordagem representa uma modificação da definição de Whipple (2001) para a resposta transiente da rede de drenagem em caso de interrupção abrupta do soerguimento tectônico. A solução analítica de Baldwin, Whipple e Tucker (2003) baseia-se na aplicabilidade do modelo de incisão fluvial *stream-power*, que assume que a taxa de incisão fluvial de longo-termo (E) é uma função potência da área de contribuição a montante (A), da declividade local do canal fluvial (S) e de um termo de eficiência erosiva (K) pela relação (Howard; Kerby, 1983):

$$E = K \cdot A^m \cdot S^n, \quad (6)$$

em que m e n são expoentes positivos que refletem o processo de incisão fluvial dominante, a hidráulica do canal e o fluxo de sedimentos (Whipple; Tucker, 1999). Recomendamos a leitura de Peifer et al. (2022) como ponto de partida para a compreensão do modelo *stream-power* de incisão fluvial.

Com a interrupção abrupta do soerguimento tectônico, o modelo *stream-power* prevê que a resposta transiente da rede de drenagem se inicie no nível de base, onde uma redução do gradiente local gera um *knickpoint* côncavo (Whipple, 2001; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Figura 4). *Knickpoints* são descontinuidades morfológicas em perfis longitudinais fluviais associadas a variações localizadas na declividade. Embora sejam mais conhecidos como aumentos abruptos do gradiente local, *knickpoints* côncavos representam o caso oposto, uma redução abrupta do gradiente local (e.g., Whipple, 2001; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Ruetenik et al., 2018; Gailleton et al., 2019). Sua resposta transiente é análoga à dos *knickpoints* convexos, mas em sentido oposto. Um *knickpoint* côncavo marca uma redução abrupta da taxa local de incisão fluvial que se propaga a montante pela rede de drenagem como uma onda de erosão reduzida. Essa resposta pode ocorrer, por exemplo, após uma diminuição da taxa de soerguimento de rocha ou uma elevação do nível de base (e.g., Whipple, 2001; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Chen; Shyu; Chang, 2015). Após a interrupção do soerguimento tectônico, o *knickpoint* côncavo separa um trecho a jusante que

já se ajustou à nova condição de soerguimento de um trecho a montante que ainda preserva o gradiente herdado do perfil anterior em estado estacionário (Figura 4). É importante notar que esse trecho a montante não permanece fixo em elevação: embora seu gradiente se mantenha inalterado até a passagem da resposta transiente, sua elevação absoluta diminui ao longo do tempo, porque a incisão inicialmente continua à taxa anterior à perturbação enquanto o soerguimento de rocha foi reduzido (Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Figura 4).

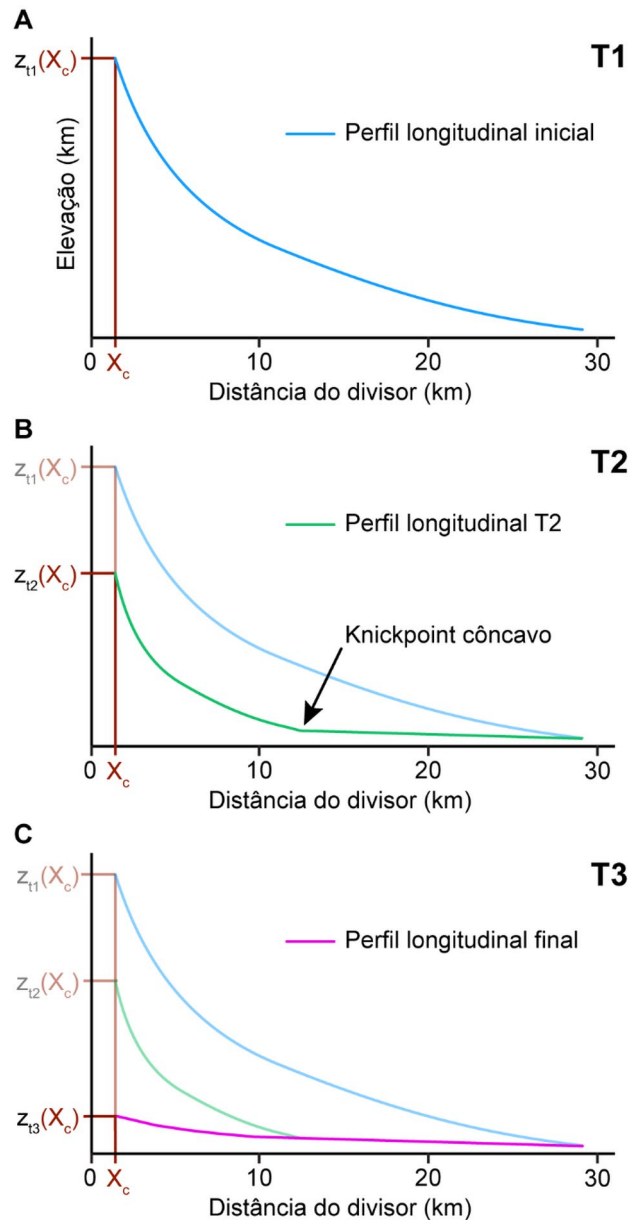


Figura 4. Esquema conceitual simplificado da resposta transiente de um perfil fluvial a uma redução abrupta da taxa de soerguimento tectônico, adaptado de Baldwin, Whipple e Tucker (2003). Em T1 (painel A), o canal apresenta seu perfil longitudinal inicial, ajustado à condição anterior à perturbação. Após a redução do soerguimento, a resposta propaga-se a montante como uma onda de erosão reduzida delimitada por um *knickpoint* côncavo. Em T2 (painel B), esse *knickpoint* separa um trecho a jusante que já se ajustou à nova condição de soerguimento de um trecho a montante que ainda preserva o gradiente herdado do perfil inicial. A elevação da cabeceira, entretanto, diminui ao longo desse intervalo, de modo que $z_{T2}(x_c) < z_{T1}(x_c)$. Em T3 (painel C), o perfil final mostrado no esquema representa um estágio mais avançado da resposta transiente, após maior propagação a montante, e a elevação da cabeceira foi reduzida para $z_{T3}(x_c)$. No exemplo ilustrado, a redução da taxa de soerguimento tectônico é levada ao limite de $U = 0$.

Assim, assumindo uma condição de estado estacionário da paisagem até a interrupção abrupta do soerguimento tectônico, podemos estimar a escala de tempo de decaimento topográfico como o tempo necessário para a propagação do *knickpoint* côncavo do nível de base regional, em que x (i.e., a distância ao longo do canal) é igual a 0, até o limite superior do canal fluvial, onde $x = x_c$. Calcula-se o tempo de decaimento topográfico nessa abordagem como (e.g., Whipple; Tucker, 1999; Goren; Fox; Willett, 2014):

$$t_d = \int_0^{x_c} \frac{dx}{V_{kp}} = \int_0^{x_c} \frac{dx}{K \cdot A(x)^m \cdot S(x)^{n-1}}, \quad (7)$$

onde V_{kp} é a celeridade da migração a montante do *knickpoint* côncavo, dada pela equação de onda cinemática não-linear $V_{kp} = K \cdot A(x)^m \cdot S(x)^{n-1}$ (Rosenbloom; Anderson, 1994; Whipple; Tucker, 1999). Ressaltamos que essa abordagem pressupõe que a taxa de soerguimento tectônico imediatamente anterior à interrupção da atividade tectônica ($U_{inicial}$) era, em todos os lugares da paisagem, equilibrada pelas taxas de incisão fluvial de longo prazo. Portanto, os parâmetros $U_{inicial}$, K , A , S , m e n afetam a escala temporal de redução topográfica pós-orogênica (Whipple; Tucker, 1999; Whipple, 2001; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003). Em particular, enfatizamos que: i) no caso mais simples em que $n = 1$, o tempo de resposta fluvial não depende de S ou $U_{inicial}$; e ii) valores baixos de K , geralmente relacionados com a exposição de rochas resistentes ao intemperismo e erosão (e.g., Peifer et al., 2021) ou áreas que recebem pouca precipitação (e.g., Ferrier; Huppert; Perron, 2013), reduzem a celeridade da migração dos *knickpoints*, implicando um aumento significativo da escala de tempo de decaimento topográfico. Note-se, portanto, que K é um parâmetro fundamental na dinâmica evolutiva pós-orogênica, controlando tanto a resposta transiente da paisagem (ver Eq. (7)) quanto as taxas de erosão fluvial (ver Eq. (6)) (Peifer, 2018; Peifer et al., 2021; Haag et al., 2025).

Assumindo valores razoáveis para K , A , S , m , n e $U_{inicial}$, Baldwin, Whipple e Tucker (2003) relataram que o relevo pós-orogênico foi reduzido ao nível do mar em ~2-5 Ma, ou em ~10-30 Ma caso se contabilize uma resposta isostática-flexural máxima. Neste estudo, a implementação de outros processos que atuam inibindo a incisão fluvial, somada aos efeitos da resposta isostática-flexural, resultou em estimativas mais longas de decaimento topográfico, embora as paisagens simuladas tenham assumido configurações de planura regional generalizada similares à morfologia das superfícies de aplainamento clássicas (Baldwin; Whipple; Tucker, 2003). Por exemplo, a escala de tempo de redução do relevo aumenta para ~35-90 Ma caso a rede de drenagem alcance uma condição de “transporte-limitado” em que sedimentos aluviais recobrem permanentemente leitos e margens, inibindo a incisão fluvial (Baldwin; Whipple; Tucker, 2003). Por sua vez, a adição de um limiar crítico (*threshold*) para a incisão fluvial nesta paisagem simulada em condições de “transporte-limitado” (*transport-limited*) – isto é, a incisão fluvial ocorrerá, nestas simulações, apenas quando ocorrerem eventos chuvosos capazes de produzir vazões que excedam um valor crítico – estende as estimativas de decaimento topográfico para >100 Ma (Baldwin; Whipple; Tucker, 2003).

Sabemos que o próprio sedimento atua como agente erosivo, fornecendo ferramentas que amplificam processos de incisão fluvial, como a abrasão (Sklar; Dietrich, 2001). Por isso, a resposta transiente pós-orogênica foi modelada, alternativamente, como uma função não linear do aporte de sedimentos aos canais (e.g., Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). Nessa abordagem, o término do soerguimento crustal tectônico determina uma redução significativa da frequência de deslizamentos, que ditam o volume e o calibre dos sedimentos fornecidos aos canais (Larsen; Montgomery, 2012). Por sua vez, a diminuição do aporte de sedimentos restringe o abastecimento de ferramentas erosivas aos canais fluviais, reduzindo, assim, as taxas de incisão fluvial, o que, em última análise, estende a escala temporal de redução topográfica pós-orogênica (Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). Sob tais condições, paisagens simuladas apresentam picos com elevações máximas de 2.000 m até 200 Ma após o término do soerguimento tectônico (Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). Neste caso, o relevo montanhoso pode ser sustentado por até 300 Ma, momento em que a paisagem simulada assume uma configuração de planura generalizada, dominada por canais aluviais nos quais a capacidade de transporte é inferior ao aporte de sedimentos (Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013).

Além disso, esses modelos geralmente não explicitam que, em muitos orógenos antigos, as rochas hoje expostas em superfície não correspondem apenas às unidades originalmente deformadas durante a orogênese, mas também a litologias exumadas de níveis crustais mais profundos. Esse ponto é particularmente relevante em setores do Sudeste do Brasil, onde parte do relevo atual é sustentada por domos gnáissicos e por outras unidades

metamórficas e ígneas, exumadas após a erosão das unidades superiores do orógeno. Nesse contexto, a erosão diferencial passa a atuar sobre um arranjo litológico herdado da arquitetura interna do orógeno, e a exumação progressiva de rochas mais duras e resistentes pode reduzir a eficiência erosiva ao longo do tempo, prolongando a persistência do relevo (Summerfield; Hulton, 1994; Bishop, 2007; Braun et al., 2014; Peifer et al., 2021).

Todos esses cálculos subestimam, embora em graus diferentes, a longevidade do relevo topográfico pós-orogênico de paisagens como as Escandes, onde o soerguimento tectônico provavelmente cessou ~400 Ma (e.g., Pedersen; Huismans; Moucha, 2016), ou o Quadrilátero Ferrífero, onde o último grande evento tectônico provavelmente ocorreu ~450-500 Ma (e.g., Chemale Jr.; Rosière; Endo, 1994; Alkmim; Marshak, 1998). Assim, a persistência de taxas de erosão extremamente lentas, condição necessária à sobrevivência do relevo, só pode ser explicada caso o relevo “residual” apresente características topográficas essencialmente planas, tal qual a paisagem simulada “final” alcançada por todas as estimativas (e.g., Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013). Todavia, esse relevo pós-orogênico “final”, conceitualmente semelhante às superfícies de aplainamento (e.g., Davis, 1899), não é uma descrição verossímil da topografia essencialmente erosiva e ainda em escala de quilômetros que caracteriza as montanhas pós-orogênicas contemporâneas (Bishop, 2007).

4. Explicações para a Topografia Pós-orogênica

Apesar do longo debate na geomorfologia, o nosso conhecimento sobre a dinâmica e a evolução das paisagens pós-orogênicas ainda é incompleto (Bishop, 2007; Pelletier, 2008; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013; Blackburn; Ferrier; Perron, 2018; Gallen, 2018; Vasconcelos et al., 2019; Peifer et al., 2021; Fadul; Oliveira; Val, 2022). As incertezas têm produzido uma diversidade de fatores explicativos para a persistência de relevo montanhoso em paisagens intraplaca, os quais, geralmente, estão relacionados com: 1) a sobrevivência de longo-termo de formas de relevo que tiveram uma origem antiga, como uma espécie de “remanescentes erosivos de paisagens fósseis” (e.g., Twidale, 1976; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003; Bishop, 2007; Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013; Scharf et al., 2013; Pedersen; Huismans; Moucha, 2016; Vasconcelos et al., 2019; Peifer et al., 2021); ou 2) um rejuvenescimento topográfico pós-orogênico (e.g., Hack, 1982; Pazzaglia; Brandon, 1996; Quigley et al., 2007; Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Liu, 2014; Calejari et al., 2021; Marques et al., 2021; Fadul; Oliveira; Val, 2022; Fonte-Boa et al., 2022; Fonseca et al., 2023; Crelier et al., 2025; Fonseca; De Grave, 2025). Essas hipóteses concorrentes implicam respostas distintas sobre como a dinâmica litosférica, a variabilidade litológica, as condições climáticas e a denudação interagem para moldar a topografia ao longo de escalas de tempo de milhões de anos.

Por um lado, a persistência subaérea do relevo (*i.e.*, exposição contínua, sem soterramento) gerado por uma orogenia antiga é necessariamente resultado da ação conjunta de fatores que inibem os processos de denudação por dezenas ou centenas de milhões de anos, em um contexto de relativa estabilidade tectônica. Nesse sentido, mecanismos propostos para a redução de longo-termo das taxas de denudação incluem, entre outros: a exposição de litologias resistentes que são praticamente “inertes” à degradação física e química (e.g., Twidale, 1976; Scharf et al., 2013; Peifer et al., 2021); o pequeno aporte de sedimentos detríticos de granulometria mais grossa aos canais, que atuam como ferramentas abrasivas e sem as quais a erosão fluvial é lenta e ineficaz (e.g., Egholm; Knudsen; Sandiford, 2013); uma condição de drenagem “transporte-limitada” (*transport-limited*), decorrente de um aporte de sedimentos fornecidos aos canais muito superior à capacidade de transporte desses rios, implicando o recobrimento contínuo do leito rochoso por aluvião, o que impede, por sua vez, a erosão fluvial (e.g., Baldwin; Whipple; Tucker, 2003); e a “atividade desigual” (*unequal activity*), conceito desenvolvido por Crickmay (1976) que assume taxas diferenciais de intemperismo entre áreas elevadas, que expulsam água superficial, e vales adjacentes menos elevados, caracterizados por maior contato com a água, o que resulta no aumento do relevo (em vez de sua redução) com o passar do tempo (e.g., Twidale, 1976). Além disso, a compensação isostática da denudação necessariamente favorece a persistência do relevo (Gilchrist; Summerfield, 1990; Bishop; Brown, 1992; Bishop, 2007), embora também possa desencadear rejuvenescimento do relevo (e.g., Bishop; Goldrick, 2010; Silva; Sacek, 2019). Na próxima seção deste manuscrito, apresentamos um exemplo que ilustra como a isostasia prolonga a persistência do relevo pós-orogênico.

Essa hipótese de persistência de longo-termo do relevo sugere uma redução lenta e progressiva da topografia e das taxas de denudação com o término da orogênese (Baldwin; Whipple; Tucker, 2003). Isso implica que a morfologia atual do remanescente erosivo é mais uma história de longo-termo de controles geológicos passivos – caracterizada, portanto, por um ajuste profundo entre as feições herdadas (litologias expostas e estruturas geológicas) e as formas topográficas – do que o resultado dos processos que estão acontecendo agora (Hack, 1975;

Bishop, 2007). Nesse caso, a hipótese requer que as taxas de denudação variem espacialmente, com taxas lentas onde a denudação é inibida (Figura 5), de modo que as áreas mais elevadas da paisagem, com morfologia acentuada e sob rochas resistentes e pouco falhadas ou fraturadas, estariam “fora do alcance” dos processos erosivos (e.g., Crickmay, 1976; Twidale, 1976). Essa é uma consequência empírica testável. Por exemplo, contrastes significativos nas taxas de denudação entre áreas elevadas e vales foram observados em alguns estudos que analisaram taxas de denudação derivadas das concentrações de ^{10}Be em materiais detríticos (e.g., Portenga; Bierman, 2011; Bierman et al., 2014). Além disso, evidências geocronológicas obtidas em materiais supergênicos e superfícies preservadas indicam que, ao menos, porções de diversas paisagens pós-orogênicas no planeta, inclusive na Índia, África do Sul, Austrália e Brasil, já estavam expostas e submetidas ao intemperismo químico há dezenas de milhões de anos, o que reforça sua antiguidade geomorfológica (e.g., Beauvais et al., 2008; Monteiro et al., 2014; Bonnet et al., 2016; Beauvais et al., 2016; Vasconcelos et al., 2019; Jean et al., 2020). Esses dados derivam, principalmente, de datações (U-Th)/He e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos/hidróxidos de ferro (e.g., hematita e goethita) e óxidos de K-Mn presentes em perfis de intemperismo, apontando, de modo geral, para fases de intenso intemperismo químico iniciadas há dezenas de milhões de anos (e.g., Beauvais et al., 2008; Monteiro et al., 2014; Bonnet et al., 2016; Beauvais et al., 2016; Vasconcelos et al., 2019; Jean et al., 2020). Por fim, essa hipótese de sobrevivência de longo-termo do relevo pressupõe que os perfis longitudinais dos rios apresentem uma morfologia côncava para cima, na qual a elevação decresce suavemente à medida que se avança a jusante, sem a presença de *knickpoints* (e.g., Hack, 1975; Young, 1989; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003). Observe-se que todas essas características são típicas de rios em estado estacionário em configurações ativas.

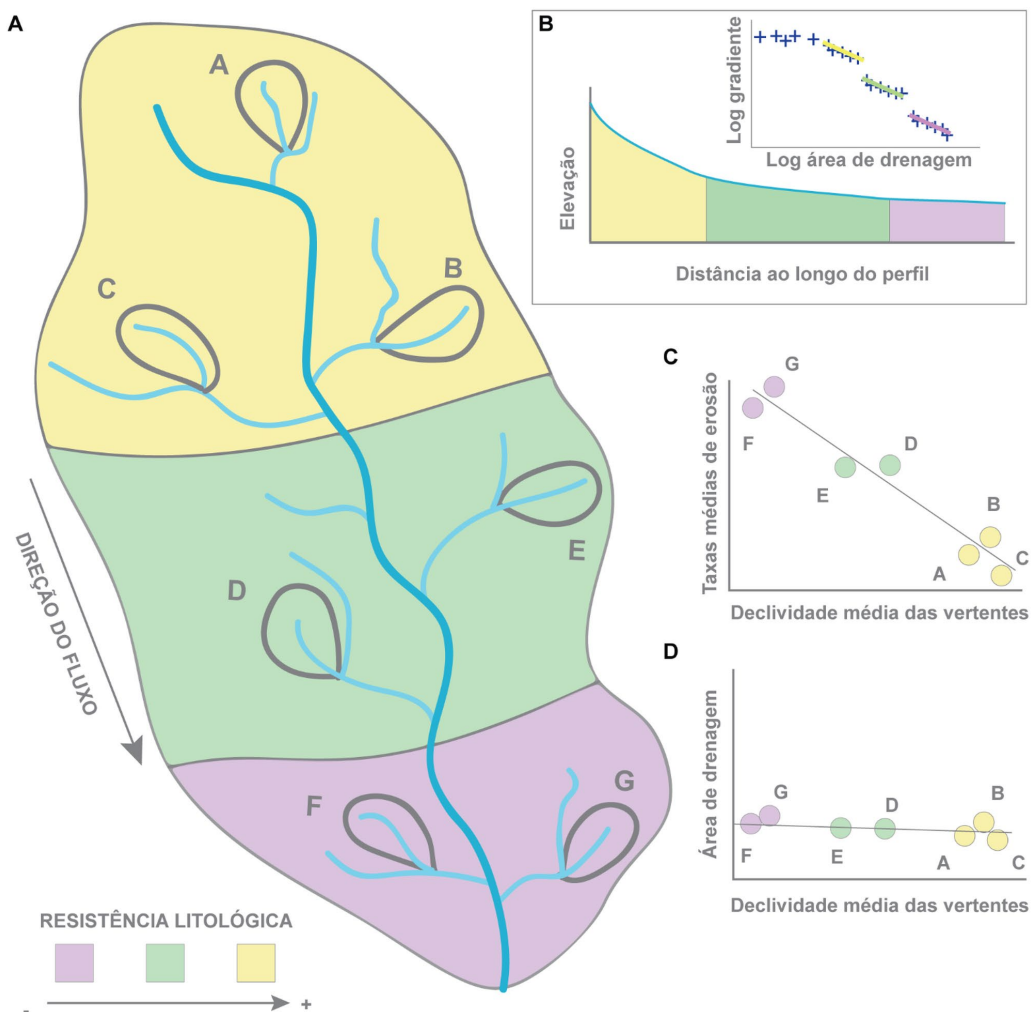


Figura 5. Esquema representativo de uma paisagem consistente com a hipótese de sobrevivência de longo-termo do relevo. (A) Visão em planta de uma bacia hipotética litologicamente diversa. (B) O rio principal dessa bacia apresenta um perfil longitudinal côncavo, no qual a declividade local do canal fluvial está positivamente relacionada à resistência do leito rochoso (i.e., trechos mais declivosos em rochas mais resistentes). Esta relação entre morfologia e

tipo de rocha também é evidenciada no gráfico de gradiente-área de drenagem inserido no painel B. O painel C mostra que as taxas médias de erosão por bacia são inversamente correlacionadas com a resistência litológica e que as áreas sobre rochas mais resistentes apresentam maior declividade média das vertentes do que as áreas sobre rochas mais erodíveis. O painel D mostra que as sub-bacias A, B, C, D, E, F e G possuem áreas de contribuição semelhantes. Portanto, as terras altas sobre rochas resistentes são mais altas porque se denudaram menos e mais lentamente do que as áreas ao redor, sobre rochas menos resistentes.

Por outro lado, vimos que há uma discrepância significativa entre as escalas de tempo de decaimento topográfico estimadas e as reais em montanhas pós-orogênicas (Bishop, 2007; Peifer, 2018). Essa discrepância foi amplamente interpretada como evidência de que a topografia pós-orogênica não poderia ser tão antiga quanto havia sido argumentado até então (cf. Bishop, 2007). Nesse sentido, a “antiguidade” de centenas de milhões de anos proposta para algumas paisagens intraplaca carece de corroboração geocronológica (Bishop, 2007). Além disso, taxas de denudação estimadas nessas paisagens indicam que, ainda que lentamente, as áreas mais elevadas continuam sendo ativamente erodidas, em vez de estarem “fora do alcance” da erosão (e.g., Belton et al., 2004). Por exemplo, uma taxa de denudação de 10 m/Ma, razoável para orógenos antigos, implica 5 km de denudação em 500 milhões de anos (Bishop, 2007). Como consequência, vários autores propuseram que o relevo pós-orogênico tem origem recente, sendo resultado do fornecimento de crosta por processos de soerguimento de rocha que ocorreram muito após o término da respectiva orogenia antiga (e.g., Hack, 1982; Pazzaglia; Brandon, 1996; Quigley et al., 2007; Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Liu, 2014; Calegari et al., 2021).

Mecanismos propostos como capazes de rejuvenescer a topografia pós-orogênica incluem: esforços de campo distante (*far-field stress*): soerguimento crustal resultante da propagação intraplaca de esforços tectônicos gerados por fontes de tensão nas distantes bordas das placas (e.g., Hack, 1982; Quigley et al., 2007; Cogné; Gallagher; Cobbold, 2011; Calegari et al., 2021; Campos et al., 2023); soerguimento crustal resultante de processos dinâmicos no manto (e.g., Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Liu, 2014; Sacek, 2017; Silva; Sacek, 2019); soerguimento crustal isostático-flexural (e.g., Gilchrist; Summerfield, 1990; Pazzaglia; Gardner, 1994; Bishop; Goldrick, 2010; Ruetenik; Jansen; Sandiford, 2024); o acréscimo permanente de material na base da litosfera (*underplating*; e.g., Young, 1989; Matmon; Bierman; Enzel, 2002); e a exposição de rochas com erodibilidade contrastante (e.g., Gallen, 2018; Fadul; Oliveira; Val, 2022). Como sabemos que a erosão é controlada pela topografia (Ahnert, 1970; Montgomery; Brandon, 2002; Portenga; Bierman, 2011; Harel; Mudd; Attal, 2016), a hipótese de rejuvenescimento topográfico implica uma diferenciação geomórfica em que as áreas rejuvenescidas são mais declivosas e erodem a taxas mais altas do que as áreas não rejuvenescidas. Nesse sentido, um conjunto expressivo de dados termocronológicos, sedimentológicos e geomórficos demonstra que a história pós-orogênica de (ao menos) alguns desses orógenos antigos, ao contrário do que prevê a hipótese de sobrevivência, não foi constante (i.e., igualmente lenta) ao longo do tempo e do espaço, apresentando, notadamente, episódios de advecção rápida de rocha pela janela crustal rasa na direção da superfície (e.g., Gallagher; Hawkesworth; Mantovani, 1994; Pazzaglia; Brandon, 1996; Gunnell; Fleitout, 1998; Quigley et al., 2007; Japsen et al., 2012; Tucker; van der Beek, 2013; Liu, 2014; Gallen, 2018; Calegari et al., 2021; Marques et al., 2021; Fadul; Oliveira; Val, 2022; Fonte-Boa et al., 2022). Entretanto, ainda conhecemos pouco sobre os processos capazes de rejuvenescer a topografia, por exemplo, quanto à sua geometria, intensidade e duração, bem como sobre suas interações com outros fatores, como a espessura elástica efetiva e a litologia. Além disso, muitas vezes, não dispomos de suporte empírico independente para demonstrar sua atuação (Gallen, 2018). Note-se que esta hipótese de rejuvenescimento topográfico não explica algumas evidências observacionais importantes para a hipótese da sobrevivência do relevo, tais como o ajuste profundo entre as formas topográficas e a natureza das rochas expostas (Hack, 1960).

Uma hipótese alternativa propõe que as montanhas pós-orogênicas estão em um estado de “equilíbrio topográfico”, em que a morfologia da superfície é constante ao longo do tempo, resultado de taxas de denudação uniformes em toda a paisagem, independentemente de variações espaciais na litologia ou nas formas topográficas (Hack, 1960; Howard, 1965). Isso implica que o soerguimento crustal é igual às taxas de erosão em qualquer ponto da paisagem e que as formas topográficas são mais declivosas onde rochas mais resistentes estão expostas (Hack, 1975). Este conceito de equilíbrio topográfico é controverso no contexto de paisagens pós-orogênicas, pois o soerguimento crustal é necessário para mantê-lo (Hack, 1960; Howard, 1965; Bishop, 2007). Ainda assim, alguns orógenos antigos, como os Montes Apalaches (e.g., Matmon et al., 2003), o Cinturão Dobrado do Cabo (e.g., Scharf et al., 2013) e os Ghats Ocidentais (e.g., Mandal et al., 2015), foram interpretados como estando em equilíbrio

topográfico, embora o soerguimento crustal nesses casos provavelmente seja apenas resultante da resposta isostática-flexural à denudação. Todas essas incertezas permitem concluir que a história pós-orogênica de muitas paisagens permanece enigmática até o momento (Bishop, 2007; Peifer et al., 2021).

5. Exemplo do Efeito da Isostasia no Decaimento Topográfico

A diferença de densidade entre a crosta e o manto faz com que mudanças na distribuição de cargas crustais causem ajustes isostáticos por meio de movimentos verticais de rocha (Watts, 2001). Assim, cargas adicionais, por exemplo, via deposição de sedimentos ou carga de geleiras, provocam subsidência, ao passo que a remoção de carga, por meio do derretimento de geleiras ou de processos denudacionais, resulta em soerguimento isostático (Gilchrist; Summerfield, 1990; Bishop; Brown, 1992; Bishop, 2007). A resposta a essas mudanças de carga depende, contudo, da rigidez flexural da litosfera e pode se distribuir por uma área significativamente mais ampla do que aquela em que a carga foi removida ou adicionada (Watts, 2001). Como a rigidez flexural não é uma grandeza intuitiva, utiliza-se frequentemente a espessura elástica efetiva (T_e), isto é, a espessura que uma placa puramente elástica deveria ter para reproduzir o mesmo comportamento flexural da litosfera real (Watts, 2001; Turcotte; Schubert, 1982). De maneira geral, para uma carga de determinada dimensão espacial, valores menores de T_e implicam menor suporte flexural e maior grau de compensação isostática, enquanto valores maiores de T_e implicam maior suporte flexural e uma resposta distribuída por maiores distâncias (Watts, 2001). No cenário pós-orogênico idealizado considerado neste exercício, assumimos que o soerguimento tectônico de longo-termo é desprezível em comparação com os efeitos da denudação e de sua resposta isostática. Nesse limite, a remoção continuada de massa por denudação produz uma carga negativa que é parcialmente compensada pela resposta isostática-flexural da litosfera. Portanto, a isostasia constitui um componente inevitável da história geomórfica de orógenos antigos e atua prolongando a persistência pós-orogênica do relevo (Gilchrist; Summerfield, 1990; Bishop; Brown, 1992; Bishop, 2007).

Para facilitar a compreensão do papel da isostasia no decaimento topográfico, apresentamos um exemplo empírico simplificado no Quadrilátero Ferrífero (QF), em Minas Gerais. Para isso, utilizamos as taxas médias de denudação por bacia hidrográfica derivadas de concentrações de ^{10}Be *in situ* em sedimentos fluviais apresentadas por Peifer et al. (2021). Essas concentrações são utilizadas para estimar taxas de denudação médias por bacia, integradas ao longo do tempo de integração do nuclídeo, e não representam medidas diretas da redução da elevação da superfície em escalas de milhões de anos. As estimativas indicam que a denudação no QF é, de maneira geral, lenta, variando entre $0,6 \pm 0,1$ e $22,2 \pm 1,9$ m/Ma. Entretanto, a denudação no QF não é espacialmente uniforme, com taxas extremamente lentas ($<3,5$ m/Ma) sob quartzitos em áreas declivosas, em contraste com taxas mais rápidas, de até $22,2 \pm 1,9$ m/Ma sob rochas mais friáveis em áreas de relevo suave (Peifer et al., 2021). Usamos aqui a métrica topográfica que melhor explica as taxas de denudação estimadas, o “relevo local” (*local relief*) ($R^2 = 0,73$; $p < 0,01$; Peifer et al., 2021), isto é, a amplitude de elevação calculada em uma janela circular de 2 km de diâmetro neste estudo, para construir uma superfície espacialmente contínua e modelada de taxas de denudação. A média espacial dessa superfície é 10,49 m/Ma. Esse valor corresponde, portanto, à média espacial da superfície modelada para o QF e não à média aritmética das taxas das bacias hidrográficas amostradas por Peifer et al. (2021).

Estimamos inicialmente o limite de resposta isostática local associado à perda denudacional de massa assumindo um modelo de isostasia do tipo Airy, no qual variações na topografia são balanceadas por mudanças na espessura da crosta, pela relação (Liu, 2014):

$$h_{\text{Airy}} = \frac{\rho_c}{\rho_m} \cdot H_{\text{den.ep}}, \quad (8)$$

onde h é o soerguimento isostático (advecção vertical de rocha), ρ_c é a densidade da crosta (2700 kg/m^3), ρ_m é a densidade da astenosfera (3300 kg/m^3) e $H_{\text{den.ep}}$ é a taxa média de denudação espacialmente ponderada do QF ($10,49 \text{ m/Ma}$) multiplicada pelo tempo considerado no cálculo. Para essas densidades, o limite local de Airy corresponde à compensação de aproximadamente 82% da espessura removida por denudação.

Entretanto, a rigidez da litosfera impede que a resposta à remoção de carga seja necessariamente igual ao limite de compensação local de Airy. Neste exercício ilustrativo, representamos, em primeira ordem, esse efeito por meio do grau de compensação C , seguindo a solução para uma carga periódica apresentada por Turcotte e Schubert (1982). Nessa formulação, C corresponde à razão entre a amplitude da deflexão efetiva da litosfera e a deflexão hidrostática máxima esperada para a mesma carga. Assim, C varia entre 0 e 1: $C = 0$ representa o limite

em que a carga é sustentada integralmente pela rigidez elástica da litosfera, com deflexão desprezível, enquanto $C = 1$ representa o limite de compensação hidrostática completa. Aplicamos essa relação, como uma aproximação de primeira ordem, à carga negativa associada à remoção denudacional de massa no QF.

Assumindo que a litosfera pode ser aproximada por uma placa elástica fina de espessura constante sobre um substrato fluido (e.g., Turcotte; Schubert, 1982; Gilchrist; Summerfield, 1990, 1991; Bishop; Brown, 1992; Baldwin; Whipple; Tucker, 2003), calculamos C para uma carga periódica por meio de (Turcotte; Schubert, 1982):

$$C = \frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_c + \frac{D}{g} \cdot \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^4}, \quad (9)$$

onde D é a rigidez flexural da placa elástica, g é a aceleração gravitacional, assumida aqui como $9,82 \text{ m/s}^2$, e λ o comprimento de onda da carga negativa aplicada, isto é, a escala espacial característica da remoção de massa representada no modelo. A rigidez flexural D é dada por (Turcotte; Schubert, 1982):

$$D = \frac{Y \cdot T_e^3}{12 \cdot (1 - \nu^2)}, \quad (10)$$

em que Y é o módulo de Young, um parâmetro mecânico que descreve a rigidez de um material sólido assumido aqui como 70 GPa (e.g., Turcotte; Schubert, 1982; Pelletier, 2004), ν é o coeficiente de Poisson, representando uma medida adimensional da deformação de um material em direções ortogonais à carga aplicada, assumido aqui como $0,25$ (e.g., Turcotte; Schubert, 1982; Bishop; Brown, 1992; Pelletier, 2004; Watts, 2007; Wickert, 2016), e T_e representa a espessura elástica efetiva, que presumivelmente varia entre $\sim 30\text{-}40 \text{ km}$ para o QF (Bizzi et al., 2003; Tassara et al., 2007).

Na Eq. (9), λ representa o comprimento de onda da carga periódica aplicada, enquanto T_e controla a rigidez flexural D por meio da Eq. (10). Portanto, seguindo a formulação de Turcotte e Schubert (1982), λ e T_e são tratados como parâmetros independentes. Para o cenário ilustrativo adotado neste exercício, consideramos $\lambda = 475 \text{ km}$ e $C = 0,38$. Para $Y = 70 \text{ GPa}$, $\nu = 0,25$, $\rho_c = 2700 \text{ kg/m}^3$, $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$ e $g = 9,82 \text{ m/s}^2$, a combinação das Eqs. (9) e (10) corresponde a $T_e \approx 37 \text{ km}$, valor inserido no intervalo de $\sim 30\text{-}40 \text{ km}$ estimado para o QF. A sensibilidade de C a diferentes valores de λ e T_e é apresentada na Figura 7A. No exercício, a resposta vertical efetiva à denudação é aproximada pela aplicação desse grau de compensação à resposta local de Airy da Eq. (8).

Dado que variações laterais em litologia controlam o padrão e as taxas de denudação no QF (Peifer et al., 2021), separamos, por simplicidade, as litologias expostas em três grupos de erodibilidade litológica em nosso exercício: quartzitos e itabiritos integram as “rochas resistentes”; xistos, filitos, unidades dolomíticas e rochas metavulcânicas, predominantemente máficas, compõem as “rochas intermediárias”; e rochas cristalinas, sobretudo gnaisses e granitoides, incluindo aquelas expostas em domos gnáissicos, integram as “rochas pouco resistentes”. Nesse sentido, com base nos dados de Peifer et al. (2021), computamos as taxas médias de denudação para cada grupo de erodibilidade litológica (Figura 6).

Para explorar, de maneira ilustrativa, as possíveis consequências desse padrão espacial de denudação sobre a evolução do relevo, extrapolamos para 10 e 20 Ma as taxas médias atribuídas aos diferentes grupos de erodibilidade litológica (Figura 6). Essa extrapolação não implica que as taxas derivadas de ^{10}Be representem diretamente a redução da elevação da superfície nessas escalas temporais. Pelo contrário, trata-se de um exercício simplificado que pressupõe, exclusivamente para fins ilustrativos, a persistência do padrão espacial atual de denudação ao longo de milhões de anos. Para isso, computamos a resposta isostática-flexural da denudação espacialmente ponderada do QF utilizando $C = 0,38$ para o cenário de referência. Enfatizamos que esse procedimento tem o propósito de ilustrar o efeito potencial da isostasia sobre o decaimento topográfico pós-orogênico e não constitui uma reconstrução quantitativa da evolução futura do QF. Taxas derivadas de nuclídeos cosmogênicos integram intervalos muito mais curtos, geralmente da ordem de $10^3\text{-}10^5$ anos, e não podem ser diretamente extrapoladas para dezenas ou centenas de milhões de anos. Além disso, não consideramos mudanças na geologia em função da profundidade, que provavelmente se tornam importantes nas escalas temporais consideradas. Por fim, a maneira simplificada como representamos a redução da elevação da superfície não resolve explicitamente a dinâmica dos

processos fluviais, de vertente e de intemperismo por meio dos quais as paisagens erosivas perdem massa ao longo do tempo.

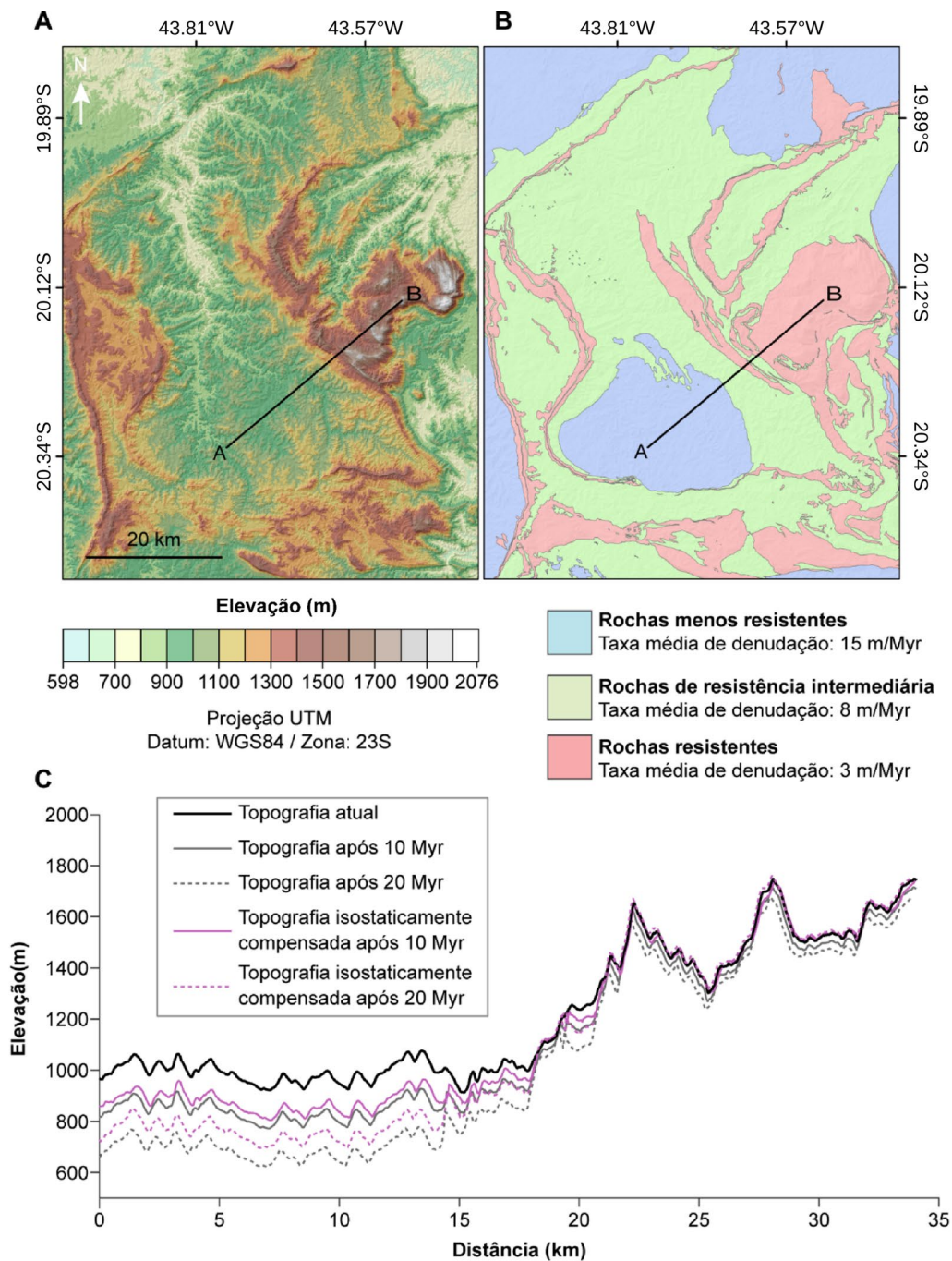


Figura 6. Efeito extrapolado das taxas de denudação estimadas no relevo topográfico do Quadrilátero Ferrífero. (A) Mapa topográfico colorido de acordo com a elevação acima do nível do mar. (B) Mapa simplificado de resistência litológica, classificada em três grupos (rochas resistentes, intermediárias e pouco resistentes), e as taxas médias de denudação quantificadas por grupo. (C) Perfis *swath* mostrando valores médios de elevação ao longo da linha AB e áreas adjacentes (largura do *swath* = 1 km), representando: (i) o perfil topográfico atual (linha preta grossa); (ii) o mesmo perfil considerando as taxas médias de denudação para 10 e 20 Myr; e (iii) os perfis topográficos resultantes da compensação isostática-flexural decorrente do alívio da carga denudacional após 10 e 20 Myr. Para o cenário ilustrativo representado em (C), adotamos $\lambda = 475$ km e $C = 0,38$, correspondente a $T_e \approx 37$ km para os parâmetros físicos descritos no texto.

Como demonstrado por Peifer et al. (2021), a exposição de rochas com diferentes níveis de erodibilidade na superfície do QF determina variações espaciais nas taxas de denudação. A extrapolação temporal desse padrão espacialmente desigual de denudação indica que o relevo cresce progressivamente ao longo do tempo, em vez de decair, em função da distribuição espacial da erodibilidade litológica e do gradiente associado às taxas de denudação (Figuras 6 e 7B). Todavia, a resposta isostática-flexural da denudação ocorre com uma extensão espacial significativamente maior do que a escala local das variações litológicas (Gilchrist; Summerfield, 1990; Watts; McKerrow; Fielding, 2000; Watts, 2001). Isso implica que tanto as áreas elevadas sobre rochas resistentes, caracterizadas por taxas lentas de denudação, quanto as áreas circunvizinhas em rochas de maior erodibilidade, com taxas mais rápidas de denudação, são igualmente soerguidas por isostasia, resultando em uma lenta “redução líquida” da elevação média da paisagem ao longo do tempo, embora a elevação média das áreas sobre rochas resistentes esteja aumentando suavemente (Figura 7B). Nesse sentido, vários autores argumentaram que a compensação isostática-flexural de taxas desiguais de denudação resulta no crescimento do relevo em paisagens pós-orogênicas (e.g., Stephenson, 1984; Lambeck; Stephenson, 1986; Bishop; Brown, 1992; Bishop; Goldrick, 2010), embora esse mecanismo seja mais conhecido como apresentado por Molnar e England (1990).

Entretanto, a topografia não pode aumentar indefinidamente, uma vez que a elevação média da paisagem diminui ao longo do tempo (Figura 7B). Mantendo todas as hipóteses simplificadoras do exercício, a extrapolação do padrão de denudação e de sua compensação isostática-flexural sugere uma escala de tempo da ordem de 200 Ma para que a elevação média regional alcance o nível do mar. Nas áreas sobre rochas resistentes, a elevação média aumenta suavemente no intervalo ilustrado (Figura 7B), de modo que o exercício não fornece uma escala cronológica específica de decaimento para esse domínio. A estimativa da ordem de 200 Ma para a elevação média regional não deve ser interpretada como uma previsão cronológica para a evolução do QF, mas apenas como uma estimativa de ordem de grandeza que ilustra como a combinação entre denudação diferencial e resposta isostática-flexural pode prolongar substancialmente a persistência do relevo. Ainda assim, o exercício mostra que, mesmo na ausência de soerguimento tectônico ativo, uma paisagem marcada por fortes contrastes litológicos pode preservar relevo expressivo por intervalos muito longos. Isso não implica que episódios de rejuvenescimento topográfico não tenham ocorrido ou não possam ocorrer, mas demonstra que mecanismos intrínsecos a uma paisagem erosiva pós-orogênica podem favorecer a persistência do relevo.

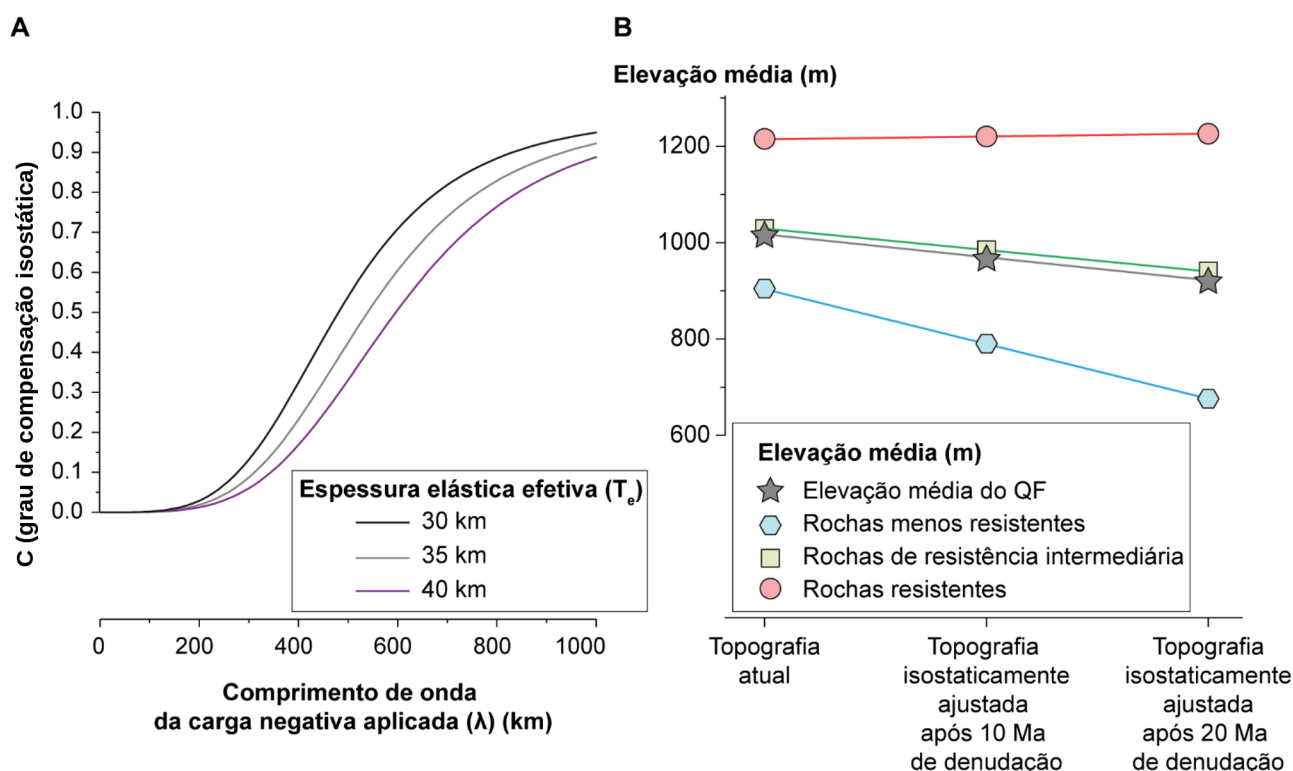


Figura 7. (A) Grau de compensação isostática (C) para diferentes valores de espessura elástica efetiva (T_e) e comprimento de onda da carga negativa aplicada (λ); e (B) variação da elevação média ao longo do tempo

considerando a resposta isostática-flexural ao alívio da carga denudacional no QF. Para o cenário ilustrativo em (B), adotamos $\lambda = 475$ km e $C = 0,38$, correspondente a $T_e \approx 37$ km para os parâmetros físicos descritos no texto. O painel (A) mostra a sensibilidade de C a variações independentes de λ e T_e . As cores no gráfico (B) representam áreas subjacentes a rochas com resistências contrastantes, cuja distribuição espacial é apresentada na Figura 6B, enquanto as estrelas cinza representam a elevação média do QF.

Destacamos que o exercício aqui apresentado não tem a pretensão de resolver todos os problemas relacionados à isostasia e à flexura em montanhas pós-orogênicas. No caso escolhido, a escala da topografia é muito inferior ao comprimento de onda da carga negativa aplicada (*i.e.*, $\lambda = 475$ km), de modo que ignoramos a deflexão flexural periférica da litosfera. Essa deflexão da litosfera é particularmente importante em outros casos, como, por exemplo, em estudos que exploram a evolução geomórfica de margens passivas elevadas, nas quais ocorre tanto a remoção denudacional de carga nas áreas elevadas, quanto o recebimento deposicional de carga nas bacias sedimentares adjacentes (*e.g.*, Weissel; Karner, 1989; Gilchrist; Summerfield, 1990, 1991; Tucker; Slingerland, 1994; Sacek; Braun; van der Beek, 2012; Silva; Sacek, 2019). Para tratamentos mais completos da isostasia e da flexura litosférica, recomendamos Turcotte e Schubert (1982) e Watts (2001, 2007).

6. Síntese e Considerações Finais

O termo “paisagens pós-orogênicas” designa paisagens tectonicamente estáveis por dezenas ou centenas de milhões de anos que ainda exibem relevo montanhoso apesar de estarem expostas à ação prolongada dos processos denudacionais ao longo desse período (Bishop, 2007). Como vimos, vários estudos exploraram a história pós-orogênica dessas paisagens, utilizando uma ampla gama de métodos e conjuntos de dados, e, ainda assim, não se alcançou consenso quanto à sua evolução ao longo do tempo. É emblemático que não haja consenso nem mesmo sobre a evolução dos Montes Apalaches, o cenário pós-orogênico mais estudado no mundo: enquanto Hack (1960) e Matmon et al. (2003) sustentam interpretações compatíveis com a sobrevivência de longo prazo do relevo, Hack (1982), Pazzaglia e Gardner (1994), Gallen, Wegmann e Bohnenstiehl (2013), Gallen (2018) e Stokes et al. (2023) enfatizam a importância do rejuvenescimento topográfico posterior. Essa controvérsia persiste embora técnicas modernas como termocronologia (*e.g.*, McKeon et al., 2014), análise de nuclídeos cosmogênicos (*e.g.*, Matmon et al., 2003; Portenga et al., 2013; Stokes et al., 2023), análise quantitativa da morfologia de perfis longitudinais, entre muitas outras (*e.g.*, Liu, 2014; Gallen, 2018; Stokes et al., 2023), tenham sido extensivamente aplicadas para elucidar a história geomórfica recente dessa área. De toda forma, a dinâmica e a evolução das paisagens pós-orogênicas foram explicadas, de maneira geral, a partir de duas perspectivas geralmente interpretadas como mutuamente exclusivas: ou o relevo teria sido gerado em orogenias antigas, tendo sobrevivido desde então pela ação de vários fatores que inibiram substancialmente os processos erosivos, ou o relevo seria recente, resultado de processos geodinâmicos ou climáticos capazes de rejuvenescer a topografia.

Entretanto, essa é uma falsa dicotomia. É perfeitamente plausível que um relevo de origem antiga seja rejuvenescido posteriormente por processos de soerguimento crustal, gerados por diferentes mecanismos, isolados ou até mesmo superpostos. Nesse sentido, os processos tectônicos formadores de montanha que atuaram há centenas de milhões de anos nessas paisagens, muitas vezes no contexto de histórias tectônicas polifásicas, resultaram, ao mesmo tempo, na construção de uma topografia montanhosa e na configuração de um arcabouço estrutural e litológico complexo, no qual rochas com composições, idades e resistências diferentes estão dispostas de forma adjacente. Por um lado, a construção dessa “proto-topografia” definiu uma configuração topográfica elevada em relação às áreas rebaixadas circunvizinhas, impondo, assim, uma dinâmica evolutiva erosiva caracterizada por um balanço de massa de “perda líquida”. Os processos denudacionais sempre comandaram a evolução de longo-termo e continuam ativos, e a progressiva perda denudacional de massa precisa, necessariamente, ser compensada pela resposta isostática-flexural. Portanto, a resposta isostática é um elemento fundamental da história geomórfica dessas paisagens, atuando de modo a prolongar a persistência do relevo (Gilchrist; Summerfield, 1990; Bishop; Brown, 1992; Bishop, 2007; Ruetenik; Jansen; Sandiford, 2024). Enfatizamos aqui que a distribuição espacial da espessura elástica efetiva é um fator essencial na história isostática-flexural dessas configurações. Além disso, vimos que a heterogeneidade litológica é característica nessas paisagens, com a presença, lado a lado, na superfície, de rochas extremamente resistentes (*e.g.*, quartzitos) e de rochas pouco resistentes (*e.g.*, granitos em áreas com clima quente e úmido), e que esses gradientes de erodibilidade afetam significativamente o padrão de denudação da paisagem (*e.g.*, Peifer et al., 2021).

Essas características, somadas a outros fatores importantes, como as lentas taxas de denudação típicas de configurações intraplaca, a baixa sismicidade, a diminuição da frequência de deslizamentos no período pós-orogênico e o pequeno aporte de sedimentos de granulometria grossa aos canais, convergem para uma tendência de persistência de longo-termo dessa “proto-topografia”. Essa “tendência de persistência” não implica que a topografia permaneça inalterada ao longo do período pós-orogênico, mas sim que as mudanças geomórficas ocorram muito lentamente, especialmente em áreas sobre rochas resistentes, de modo que o decaimento completo do relevo ao nível do mar ocorreria somente após centenas de milhões de anos de denudação contínua. Além disso, é razoável assumir que, à medida que essas paisagens envelhecem, seu núcleo metamórfico é progressivamente exumado, de modo que as rochas expostas são, em tese, cada vez mais densas, duras e resistentes em algumas áreas (Braun et al., 2014), o que implica uma redução ainda mais lenta da elevação da superfície (Bishop, 2007). Assim, a história pós-orogênica dessas paisagens pode incluir crescimento do relevo, em vez de uma simples redução progressiva até a planura generalizada, como consequência natural de fortes contrastes espaciais na erodibilidade litológica. É importante ressaltar que as estimativas de decaimento topográfico na literatura não incorporam explicitamente a variabilidade espacial da erodibilidade litológica, embora essa variabilidade possa exercer controle de primeira ordem sobre a distribuição das taxas de denudação (e.g., Peifer et al., 2021).

Um exemplo representativo do que talvez seja consequência dessa “tendência de persistência” é a coincidência espacial entre as paisagens pós-orogênicas brasileiras e os cinturões orogênicos ao redor dos crátons Brasileiros (e.g., Alkmim, 2015), que, muito provavelmente, configuraram uma proto-topografia elevada no final do evento compressivo Brasileiro, enquanto os crátons circunvizinhos configuravam áreas rebaixadas. A topografia brasileira atual preserva, em primeira ordem, esse mesmo padrão amplo de regiões elevadas e rebaixadas (Figura 2) (e.g., Alkmim, 2015). Assim, argumentamos que é mais razoável que tal “manutenção” da macro-morfologia esteja ligada à tendência de persistência de uma proto-topografia, em vez de representar uma história complexa de ciclos geográficos interrompidos por soerguimento epirogênico, que deixou diferentes superfícies aplainadas em níveis de altimetria específicos (e.g., King, 1956). Ou seja, é implausível que o relevo tenha sido completamente destruído – várias vezes – ao longo do período pós-orogênico, retornando recentemente a uma macro-configuração muito similar àquela esperada para o final do evento compressivo Brasileiro. A interpretação baseada em destruição e reconstrução repetidas do relevo carece de respaldo físico ou empírico.

Por outro lado, existe um conjunto robusto de evidências empíricas de que diversos mecanismos (tectônicos, climáticos, mantélicos e litológicos) atuaram causando rejuvenescimento topográfico e variações espaciais e temporais em taxas de erosão em vários orógenos antigos durante a sua fase pós-orogênica (e.g., Pazzaglia; Brandon, 1996; Quigley et al., 2007; Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013; Tucker; van der Beek, 2013; Liu, 2014; Gallen, 2018; Calegari et al., 2021; Marques et al., 2021; Fadul; Oliveira; Val, 2022; Fonte-Boa et al., 2022; Fonseca et al., 2023; Campos et al., 2023; Crelier et al., 2025; Fonseca; De Grave, 2025). Embora as evidências para mecanismos individuais sejam específicas de cada caso, é razoável esperar que essas fontes de forçamento transiente afetem montanhas pós-orogênicas de maneira mais geral, com diferentes amplitudes e em diferentes escalas espaciais e temporais. Por exemplo, esforços tectônicos de campo distante (*far-field*) são transmitidos para o interior das placas tectônicas, acumulando-se em zonas pré-existentes de fraqueza crustal, como zonas de cisalhamento e lineamentos expressivos, e o acúmulo temporal desses esforços em descontinuidades estruturais, dependente da natureza e das relações geométricas dessas estruturas com as tensões regionais, pode causar sismicidade e soerguimento de rocha (e.g., Zoback, 1992; Talwani, 2017). Além disso, sabemos que a história climática cenozoica dessas configurações registra múltiplas oscilações entre condições ora mais úmidas, ora mais secas, ainda que essas mudanças ocorram em diferentes escalas de tempo (e.g., Zachos et al., 2001). Dadas as escalas de tempo geológicas de evolução dessas paisagens, esperamos que a litologia varie com a profundidade, de modo que a exumação de rochas com erodibilidade diferencial cause uma resposta transiente complexa da rede de drenagem e vertentes adjacentes, tal como sugerido por trabalhos recentes (e.g., Forte; Yanites; Whipple, 2016; Perne et al., 2017; Gallen, 2018; Fadul; Oliveira; Val, 2022). Outros exemplos que poderiam ser elencados incluem: i) a compensação isostática-flexural da denudação, que pode tanto desencadear uma resposta transiente regional (e.g., Bishop; Goldrick, 2010) quanto reativar estruturas pré-existentes (e.g., Silva; Sacek, 2019); ii) a topografia dinâmica, que em geral afeta a morfologia dessas paisagens por meio de mudanças de elevação relativamente modestas e em grandes comprimentos de onda, ainda que, em alguns casos, essas amplitudes possam alcançar valores da ordem de 1 km (Braun, 2010); e iii) mudanças no nível do mar, desencadeando transiência regional (e.g., Bishop et al., 2005).

Enfatizamos que todos esses mecanismos atuam superimpostos sobre uma “proto-topografia” caracterizada tanto por fortes contrastes geológicos, laterais e em profundidade, que, como vimos, controlam o tempo de resposta transiente da paisagem, quanto por uma configuração específica de espessura elástica efetiva. Entretanto, não esperamos que a mesma combinação de mecanismos atue em toda parte com a mesma intensidade. No contexto brasileiro, a hipótese de manutenção de relevo elevado por herança orogênica antiga parece mais plausível em setores menos afetados por deformações cenozoicas pós-rifte, como a Serra do Espinhaço, do que em trechos da margem atlântica, onde a topografia atual provavelmente reflete de forma mais direta a superposição entre a herança orogênica e o rejuvenescimento tectônico posterior. Nesse sentido, argumentamos que a evolução das montanhas pós-orogênicas é mais bem compreendida como um contínuo entre essas duas hipóteses extremas, com o balanço entre elas variando de uma paisagem para outra de acordo com suas histórias geodinâmicas e climáticas. De toda forma, o nosso conhecimento sobre a evolução pós-orogênica dos orógenos antigos permanece incompleto, e são necessários mais trabalhos para elucidar a história pós-orogênica de muitas paisagens intraplaca. Como vimos, o território brasileiro oferece laboratórios naturais especialmente promissores para esse avanço. Esperamos, portanto, que esta contribuição estimule novas investigações sobre a evolução pós-orogênica do relevo, especialmente no contexto brasileiro.

Contribuições dos Autores: Concepção, D.P.; escrita – preparação do rascunho original, D.P.; escrita – revisão e edição, P.V., M.S. e T.N.; aquisição de financiamento, D.P. e T.N. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Disponibilidade de dados: Os dados topográficos utilizados para produzir as Figuras 2 e 6 estão disponíveis em <https://opentopography.org>.

Financiamento: D.P. recebeu bolsa de pós-doutorado da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), no âmbito do Programa CAPES-PrInt, processo nº 88887.367976/2019-00, durante a fase inicial desta pesquisa, e posteriormente apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brasil), processo nº 446330/2024-8.

Agradecimentos: Os autores agradecem aos Editores da Revista Brasileira de Geomorfologia e aos três revisores anônimos pela leitura cuidadosa, pelos comentários construtivos e pelas sugestões que contribuíram para aprimorar a clareza, a organização e a robustez do manuscrito.

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

Declaração de Uso de Inteligência Artificial: Durante a elaboração, a revisão e a finalização deste manuscrito, os autores utilizaram o ChatGPT como apoio editorial, incluindo verificações de consistência do manuscrito e da carta-resposta, conferência bibliográfica e formal, refinamentos pontuais de linguagem e apoio à tradução para o inglês. Todo o conteúdo produzido com apoio da ferramenta foi revisado, editado e verificado criticamente pelos autores. A interpretação científica, a seleção conceitual, as decisões metodológicas e a redação final permaneceram sob responsabilidade integral dos autores. Nenhuma ferramenta de inteligência artificial generativa foi utilizada para criar ou alterar dados científicos, resultados analíticos, figuras, mapas ou imagens. Os autores assumem total e integral responsabilidade pelo conteúdo final do manuscrito, inclusive por eventuais imprecisões ou incorreções.

Referências

1. AHNERT, F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, v. 268, n. 3, p. 243–263, 1970. DOI: 10.2475/ajs.268.3.243.
2. ALKMIM, F. F. Geological background: a tectonic panorama of Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Ed.). *Landscapes and Landforms of Brazil*. Dordrecht: Springer, 2015. p. 9–17. DOI: 10.1007/978-94-017-8023-0_2.
3. ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, n. 1-2, p. 29–58, 1998. DOI: 10.1016/S0301-9268(98)00032-1.
4. BALDWIN, J. A.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, n. B3, p. 7(1)–7(17), 2158, 2003. DOI: 10.1029/2001JB000550.
5. BEAUVAIS, A.; BONNET, N. J.; CHARDON, D.; ARNAUD, N.; JAYANANDA, M. Very long-term stability of passive margin escarpment constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of K-Mn oxides. *Geology*, v. 44, n. 4, p. 299–302, 2016. DOI: 10.1130/G37303.1.

6. BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNOQUE, O.; COLIN, F. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: the ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 113, n. F4, p. 1–15, 2008. DOI: 10.1029/2008JF000996.
7. BELTON, D. X.; BROWN, R. W.; KOHN, B. P.; FINK, D.; FARLEY, K. A. Quantitative resolution of the debate over antiquity of the central Australian landscape: implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, n. 1-2, p. 21–34, 2004. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00705-2.
8. BERZIN, R.; ONCKEN, O.; KNAPP, J. H.; PEREZ-ESTAUN, A.; HISMATULIN, T.; YUNUSOV, N. T.; LIPILIN, A. Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment. *Science*, v. 274, n. 5285, p. 220–221, 1996. DOI: 10.1126/science.274.5285.220.
9. BIERMAN, P. R.; COPPERSMITH, R.; HANSON, K.; NEVELING, J.; PORTENGA, E. W.; ROOD, D. H. A cosmogenic view of erosion, relief generation, and the age of faulting in southern Africa. *GSA Today*, v. 24, n. 9, p. 4–11, 2014. DOI: 10.1130/GSATG206A.1.
10. BIRD, P. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, n. 3, p. 1–52, 2003. DOI: 10.1029/2001GC000252.
11. BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, n. 3, p. 329–365, 2007. DOI: 10.1002/esp.1493.
12. BISHOP, P.; BROWN, R. Denudational isostatic rebound of intraplate highlands: the Lachlan River valley, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 17, n. 4, p. 345–360, 1992. DOI: 10.1002/esp.3290170405.
13. BISHOP, P.; GOLDRICK, G. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 346, n. 1, p. 267–287, 2010. DOI: 10.1144/SP346.14.
14. BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, n. 6, p. 767–778, 2005. DOI: 10.1002/esp.1191.
15. BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapa & SIG*. Brasília: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2003.
16. BLACKBURN, T.; FERRIER, K. L.; PERRON, J. T. Coupled feedbacks between mountain erosion rate, elevation, crustal temperature, and density. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 498, p. 377–386, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.07.003.
17. BONNET, N. J.; BEAUVAIS, A.; ARNAUD, N.; CHARDON, D.; JAYANANDA, M. Cenozoic lateritic weathering and erosion history of Peninsular India from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene K–Mn oxides. *Chemical Geology*, v. 446, p. 33–53, 2016. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.04.018.
18. BRAUN, J. The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience*, v. 3, n. 12, p. 825–833, 2010. DOI: 10.1038/ngeo1020.
19. BRAUN, J.; SIMON-LABRIC, T.; MURRAY, K. E.; REINERS, P. W. Topographic relief driven by variations in surface rock density. *Nature Geoscience*, v. 7, n. 7, p. 534–540, 2014. DOI: 10.1038/NGEO2171.
20. BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. *Tectonic Geomorphology*. Malden, MA: Blackwell Science, 2001. 274 p.
21. CALEGARI, S. S.; PEIFER, D.; NEVES, M. A.; CAXITO, F. A. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). *Geomorphology*, v. 393, p. 1–22, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107946>.
22. CAMPOS, D. S.; SANTOS, M.; MARQUES, K. P. P.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Impact of tectonic topographic rejuvenation in landscapes with high bedrock/duricrust strength: Insights from geomorphic evidence in a post-rifted region (SE Brazil). *Geomorphology*, v. 435, p. 1–23, 2023. DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108749.
23. CHEMALE JR, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65, n. 1-4, p. 25–54, 1994. DOI: 10.1016/0301-9268(94)90098-1.
24. CHEN, Y. W.; SHYU, J.; CHANG, C. P. Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology. *Tectonics*, v. 34, p. 2249–2270, 2015. DOI: 10.1002/2014TC003795.
25. CLIFT, P.; VANNUCCHI, P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, v. 42, n. 2, p. 1–31, 2004. DOI: 10.1029/2003RG000127.
26. COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 309, n. 1-2, p. 118–130, 2011. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.06.025.
27. CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília: CPRM, 2004. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Disponível em: <<https://geosgb.sgb.gov.br/downloads/>>. Acesso em: 10 ago. 2026.

28. 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. 1–15, 2025. DOI: 10.1038/s41598-025-87470-1.
29. CRICKMAY, C. H. The hypothesis of unequal activity. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Eds.). *Theories of Landform Development*. Binghamton: SUNY, 1976. p. 103–109.
30. DANIELSON, J. J.; GESCH, D. B. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1073, 2011. 26 p. DOI: 10.3133/ofr20111073.
31. DAVIS, W. M. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, v. 14, n. 5, p. 481–504, 1899. DOI: 10.2307/1774538.
32. DEWEY, J. F.; BIRD, J. M. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, v. 75, n. 14, p. 2625–2647, 1970. DOI: 10.1029/JB075i014p02625.
33. EGHOLM, D. L.; KNUDSEN, M. F.; SANDIFORD, M. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. *Nature*, v. 498, n. 7455, p. 475–478, 2013. DOI: 10.1038/nature12218.
34. ENGLAND, P.; MOLNAR, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, v. 18, n. 12, p. 1173–1177, 1990. DOI: 10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2.
35. FADUL, C. M.; OLIVEIRA, P.; VAL, P. Ongoing landscape transience in the eastern Amazon Craton consistent with lithologic control of base level. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 47, n. 13, p. 3117–3132, 2022. DOI: 10.1002/esp.5447.
36. FERRIER, K. L.; HUPPERT, K. L.; PERRON, J. T. Climatic control of bedrock river incision. *Nature*, v. 496, n. 7444, p. 206–209, 2013. DOI: 10.1038/nature11982.
37. FICK, S. E.; HIJMANS, R. J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 12, p. 4302–4315, 2017. DOI: 10.1002/joc.5086.
38. FONSECA, A.; DE GRAVE, J. Intraplate deformation of Gondwana terranes and implications for the Wilson Cycle. *Scientific Reports*, v. 15, n. 1, p. 1–11, 2025. DOI: 10.1038/s41598-025-27764-6.
39. FONSECA, A.; NOVO, T.; FONTE-BOA, T.; KUCHENBECKER, M.; FRAGOSO, D. G. C.; PEIFER, D.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DE GRAVE, J. Control of inherited structural fabric on the development and exhumation of passive margins - Insights from the Araçuaí Orogen (Brazil). *Geoscience Frontiers*, v. 14, n. 6, p. 1–19, 2023. DOI: 10.1016/j.gsf.2023.101628.
40. FONTE-BOA, T. M.; PEIFER, D.; FONSECA, A.; NOVO, T. A. The southeast Brazilian rifted continental margin is not a single, continuous upwarp: variations in morphology and denudation patterns along the continental drainage divide. *Earth-Science Reviews*, v. 231, p. 1–20, 2022. DOI: 10.1016/j.earscirev.2022.104091.
41. FORTE, A. M.; YANITES, B. J.; WHIPPLE, K. X. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41, n. 12, p. 1736–1757, 2016. DOI: 10.1002/esp.3947.
42. GAILLETON, B.; MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; PEIFER, D.; HURST, M. D. A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles. *Earth Surface Dynamics*, v. 7, n. 1, p. 211–230, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-211-2019.
43. GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B9, p. 18117–18145, 1994. DOI: 10.1029/94JB00661.
44. GALLEN, S. F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 493, p. 150–160, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.029.
45. GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W.; BOHNENSTIEHL, D. R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. *GSA Today*, v. 23, n. 2, p. 4–10, 2013. DOI: 10.1130/GSATG163A.1.
46. GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Denudation, isostasy and landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 16, n. 6, p. 555–562, 1991. DOI: 10.1002/esp.3290160607.
47. GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, v. 346, n. 6286, p. 739–742, 1990. DOI: 10.1038/346739a0.
48. GILLULY, J. Geologic contrasts between continents and ocean basins. In: POLDERVAART, A. (Ed.). *Crust of the Earth: A Symposium*. Geological Society of America Special Paper 62, 1955. p. 7–18. DOI: 10.1130/SPE62-p7.
49. GOREN, L.; FOX, M.; WILLETT, S. D. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 119, n. 8, p. 1651–1681, 2014. DOI: 10.1002/2014JF003079.
50. GUNNELL, Y.; FLEITOUT, L. Shoulder uplift of the Western Ghats passive margin, India: a denudational model. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, v. 23, n. 5, p. 391–404, 1998. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199805)23:5<391::AID-ESP853>3.0.CO;2-5.

51. HAAG, M.; SCHOENBOHM, L.; WOLPERT, J.; JESS, S.; BIERMAN, P.; CORBETT, L.; SOMMER, C.; ENDRIZZI, G. Rock strength controls erosion in tectonically dead landscapes. *Science Advances*, v. 11, n. 4, p. 1–12, 2025. DOI: 10.1126/sciadv.adr2610.
52. HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Eds.). *Theories of Landform Development*. Binghamton: SUNY, 1975. p. 87–102.
53. HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 258-A, p. 80–97, 1960.
54. HACK, J. T. Physiographic divisions and differential uplift in the Piedmont and Blue Ridge. U.S. Geological Survey Professional Paper 1265, 1982. 49 p. DOI: 10.3133/pp1265.
55. HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. *Geomorphology*, v. 268, p. 184–196, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.
56. HIBBARD, J. Docking Carolina: Mid-Paleozoic accretion in the southern Appalachians. *Geology*, v. 28, n. 2, p. 127–130, 2000. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<127:DCMAIT>2.0.CO;2.
57. HOWARD, A. D. Geomorphological systems; equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, v. 263, n. 4, p. 302–312, 1965. DOI: 10.2475/ajs.263.4.302.
58. HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. *GSA Bulletin*, v. 94, n. 6, p. 739–752, 1983. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2.
59. JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; GREEN, P. F.; COBBOLD, P. R.; CHIOSSI, D.; LILLETVEIT, R.; MAGNAVITA, L. P.; PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bulletin*, v. 124, n. 5-6, p. 800–816, 2012. DOI: 10.1130/B30515.1.
60. JEAN, A.; BEAUVAIS, A.; CHARDON, D.; ARNAUD, N.; JAYANANDA, M.; MATHE, P. E. Weathering history and landscape evolution of Western Ghats (India) from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of supergene K–Mn oxides. *Journal of the Geological Society*, v. 177, n. 3, p. 523–536, 2020. DOI: 10.1144/jgs2019-048.
61. JUDSON, S.; RITTER, D. F. Rates of regional denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research*, v. 69, n. 16, p. 3395–3401, 1964. DOI: 10.1029/JZ069i016p03395.
62. KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n. 2, p. 147–265, 1956.
63. KOOL, H.; BEAUMONT, C. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 101, n. B2, p. 3361–3386, 1996. DOI: 10.1029/95JB01861.
64. LAMBECK, K.; STEPHENSON, R. The post-Palaeozoic uplift history of south-eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 33, n. 2, p. 253–270, 1986. DOI: 10.1080/08120098608729363.
65. LARSEN, I. J.; MONTGOMERY, D. R. Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. *Nature Geoscience*, v. 5, n. 7, p. 468–473, 2012. DOI: 10.1038/ngeo1479.
66. LIU, L. Rejuvenation of Appalachian topography caused by subsidence-induced differential erosion. *Nature Geoscience*, v. 7, n. 7, p. 518–523, 2014. DOI: 10.1038/ngeo2187.
67. MANDAL, S. K.; LUPKER, M.; BURG, J. P.; VALLA, P. G.; HAGHIPOUR, N.; CHRISTL, M. Spatial variability of ¹⁰Be-derived erosion rates across the southern Peninsular Indian escarpment: A key to landscape evolution across passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 425, p. 154–167, 2015. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.05.050.
68. MARQUES, K. P.; DOS SANTOS, M.; PEIFER, D.; DA SILVA, C. L.; VIDAL-TORRADO, P. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, v. 391, 107892, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107892.
69. MATMON, A.; BIERMAN, P. R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M.; CAFFEE, M. Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. *Geology*, v. 31, n. 2, p. 155–158, 2003. DOI: 10.1130/0091-7613(2003)031<0155:TASURO>2.0.CO;2.
70. MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*, v. 30, n. 12, p. 1135–1138, 2002. DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030<1135:PATOGE>2.0.CO;2.
71. MCKEON, R. E.; ZEITLER, P. K.; PAZZAGLIA, F. J.; IDLEMAN, B. D.; ENKELMANN, E. Decay of an old orogen: Inferences about Appalachian landscape evolution from low-temperature thermochronology. *GSA Bulletin*, v. 126, n. 1-2, p. 31–46, 2014. DOI: 10.1130/B30808.1.
72. MOLNAR, P.; ENGLAND, P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, v. 346, p. 29–34, 1990. DOI: 10.1038/346029a0.
73. MONTEIRO, H. S.; VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; SPIER, C. A.; MELLO, C. L. (U–Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 131, p. 267–289, 2014. DOI: 10.1016/j.gca.2014.01.036.

74. MONTGOMERY, D. R.; BRANDON, M. T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 201, n. 3-4, p. 481-489, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00725-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2).
75. PAZZAGLIA, F. J.; BRANDON, M. T. Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. *Basin Research*, v. 8, n. 3, p. 255-278, 1996. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1996.00274.x.
76. PAZZAGLIA, F. J.; GARDNER, T. W. Late Cenozoic flexural deformation of the middle US Atlantic passive margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B6, p. 12143-12157, 1994. DOI: 10.1029/93JB03130.
77. PEDERSEN, V. K.; HUISMANS, R. S.; MOUCHA, R. Isostatic and dynamic support of high topography on a North Atlantic passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 446, p. 1-9, 2016. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.04.019.
78. PEIFER, D. P. The pattern and style of landscape evolution in post-orogenic settings. Tese (Doutorado em Geociências) – School of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, Glasgow, 2018. 273 p.
79. 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.
80. PEIFER, D.; PERSANO, C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. *Earth Surface Dynamics*, v. 9, n. 2, p. 167-181, 2021. DOI: 10.5194/esurf-9-167-2021
81. PELLETIER, J. D. Estimate of three-dimensional flexural-isostatic response to unloading: Rock uplift due to late Cenozoic glacial erosion in the western United States. *Geology*, v. 32, n. 2, p. 161-164, 2004. DOI: 10.1130/G20059.1.
82. PELLETIER, J. D. *Quantitative Modeling of Earth Surface Processes*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. DOI: 10.1017/CBO9780511813849.
83. PERNE, M.; COVINGTON, M. D.; THALER, E. A.; MYRE, J. M. Steady state, erosional continuity, and the topography of landscapes developed in layered rocks. *Earth Surface Dynamics*, v. 5, n. 1, p. 85-100, 2017. DOI: 10.5194/esurf-5-85-2017.
84. PINET, P.; SOURIAU, M. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, v. 7, n. 3, p. 563-582, 1988. DOI: 10.1029/TC007i003p00563.
85. PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R. Understanding Earth's eroding surface with ¹⁰Be. *GSA Today*, v. 21, n. 8, p. 4-10, 2011. DOI: 10.1130/G111A.1.
86. PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R.; RIZZO, D. M.; ROOD, D. H. Low rates of bedrock outcrop erosion in the central Appalachian Mountains inferred from in situ ¹⁰Be. *Geological Society of America Bulletin*, v. 125, n. 1-2, p. 201-215, 2013. DOI: 10.1130/B30559.1.
87. PUCHKOV, V. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 121, n. 1, p. 201-236, 1997. DOI: 10.1144/GSL.SP.1997.121.01.09.
88. QUIGLEY, M.; SANDIFORD, M.; FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. Bedrock erosion and relief production in the northern Flinders Ranges, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, n. 6, p. 929-944, 2007. DOI: 10.1002/esp.1459.
89. ROSENBLUM, N. A.; ANDERSON, R. S. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B7, p. 14013-14029, 1994. DOI: 10.1029/94JB00048.
90. RUETENIK, G. A.; HOKE, G. D.; MOUCHA, R.; VAL, P. Regional landscape response to thrust belt dynamics: The Iglesia basin, Argentina. *Basin Research*, v. 30, n. 6, p. 1141-1154, 2018. DOI: 10.1111/bre.12295.
91. RUETENIK, G. A.; JANSEN, J. D.; SANDIFORD, M. Surface uplift due to time-varying elastic thickness in continental interiors. *Geophysical Research Letters*, v. 51, n. 15, p. 1-11, 2024. DOI: 10.1029/2023GL107719.
92. SACEK, V. Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 459, p. 48-57, 2017. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.11.026.
93. SACEK, V.; BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P. The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, n. B4, p. 1-18, 2012. DOI: 10.1029/2011JB008547.
94. SCHARF, T. E.; CODILEAN, A. T.; DE WIT, M.; JANSEN, J. D.; KUBIK, P. W. Strong rocks sustain ancient postorogenic topography in southern Africa. *Geology*, v. 41, n. 3, p. 331-334, 2013. DOI: 10.1130/G33806.1.
95. SCHUMM, S. A. The disparity between present rates of denudation and orogeny. *U.S. Geological Survey Professional Paper 454-H*, 1963. p. H1-H13. DOI: 10.3133/pp454H.
96. SILVA, R. M.; SACEK, V. Shallow necking depth and differential denudation linked to post-rift continental reactivation: The origin of the Cenozoic basins in southeastern Brazil. *Terra Nova*, v. 31, n. 6, p. 527-533, 2019. DOI: 10.1111/ter.12423.
97. SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, v. 29, n. 12, p. 1087-1090, 2001. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<1087:SARSCO>2.0.CO;2.
98. STEPHENSON, R. Flexural models of continental lithosphere based on the long-term erosional decay of topography. *Geophysical Journal International*, v. 77, n. 2, p. 385-413, 1984. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb01940.x.

99. STOKES, M. F.; LARSEN, I. J.; GOLDBERG, S. L.; MCCOY, S. W.; PRINCE, P. P.; PERRON, J. T. The erosional signature of drainage divide motion along the Blue Ridge Escarpment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 128, n. 1, p. 1–21, 2023. DOI: 10.1029/2022JF006757
100. SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Harlow: Longman Scientific & Technical; New York: Wiley, 1991. 537 p.
101. SUMMERFIELD, M. A.; HULTON, N. J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B7, p. 13871–13883, 1994. DOI: 10.1029/94JB00715.
102. TALWANI, P. On the nature of intraplate earthquakes. *Journal of Seismology*, v. 21, n. 1, p. 47–68, 2017. DOI: 10.1007/s10950-016-9582-8.
103. TASSARA, A.; SWAIN, C.; HACKNEY, R.; KIRBY, J. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, n. 1-2, p. 17–36, 2007. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.10.008.
104. TEIXELL, A.; BERTOTTI, G.; DE LAMOTTE, D. F.; CHARROUD, M. The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics*, v. 475, n. 1, p. 1–8, 2009. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.08.018.
105. THORNBURY, W. D. *Principles of Geomorphology*. 2^a ed. New York: Wiley, 1969.
106. TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B6, p. 12229–12243, 1994. DOI: 10.1029/94JB00320.
107. TUCKER, G. E.; VAN DER BEEK, P. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research*, v. 25, n. 3, p. 241–259, 2013. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2012.00559.x.
108. TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. New York: Wiley, 1982. 450 p.
109. TWIDALE, C. R. Landforms ancient and recent: the paradox. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 81, n. 3, p. 431–441, 1999. DOI: 10.1111/j.0435-3676.1999.00072.x.
110. TWIDALE, C. R. On the survival of paleoforms. *American Journal of Science*, v. 276, n. 1, p. 77–95, 1976. DOI: 10.2475/ajs.276.1.77.
111. VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; STONE, J.; PIACENTINI, T.; FIFIELD, L. K. Stranded landscapes in the humid tropics: Earth's oldest land surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 519, p. 152–164, 2019. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.04.014.
112. VON BLANCKENBURG, F.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P. W. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet, tropical highlands of Sri Lanka. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 109, n. F3, F03008, 2004. DOI: 10.1029/2003JF000049.
113. WAGNER, L. S.; STEWART, K.; METCALF, K. Crustal-scale shortening structures beneath the Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. *Lithosphere*, v. 4, n. 3, p. 242–256, 2012. DOI: 10.1130/L184.1.
114. WATTS, A. B. An overview. In: SCHUBERT, G. (Ed.). *Treatise on Geophysics*. v. 6, Crust and Lithosphere Dynamics. Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 1–48. DOI: 10.1016/B978-044452748-6/00100-0.
115. WATTS, A. B. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 458 p.
116. WATTS, A. B.; MCKERROW, W. S.; FIELDING, E. Lithospheric flexure, uplift, and landscape evolution in south-central England. *Journal of the Geological Society*, v. 157, n. 6, p. 1169–1177, 2000. DOI: 10.1144/jgs.157.6.1169.
117. WEISSEL, J. K.; KARNER, G. D. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, n. B10, p. 13919–13950, 1989. DOI: 10.1029/JB094iB10p13919.
118. WHIPPLE, K. X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, v. 301, n. 4-5, p. 313–325, 2001. DOI: 10.2475/ajs.301.4-5.313.
119. 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, n. B8, p. 17661–17674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120.
120. WICKERT, A. D. Open-source modular solutions for flexural isostasy: gFlex v1.0. *Geoscientific Model Development*, v. 9, n. 3, p. 997–1017, 2016. DOI: 10.5194/gmd-9-997-2016.
121. YOUNG, R. W. Crustal constraints on the evolution of the continental divide of eastern Australia. *Geology*, v. 17, n. 6, p. 528–530, 1989. DOI: 10.1130/0091-7613(1989)017<0528:CCOTEO>2.3.CO;2.
122. YOUNG, R. W. The tempo of geomorphological change: evidence from southeastern Australia. *The Journal of Geology*, v. 91, n. 2, p. 221–230, 1983. DOI: 10.1086/628758.
123. ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, n. 5517, p. 686–693, 2001. DOI: 10.1126/science.1059412.

124. ZOBACK, M. L. First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 97, n. B8, p. 11703–11728, 1992. DOI: 10.1029/92JB00132.



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.