

RIOS DE LEITO ROCHOSO: DOS PROCESSOS À PAISAGEM, E DE VOLTA

Data de submissão: 20/07/2023

Data de aceite: 02/08/2023

Adalto Gonçalves Lima

Universidade Estadual do Centro-Oeste,
Departamento de Geografia, Guarapuava
– PR
<http://orcid.org./0000-0002-6054-702X>

RESUMO: Os rios de leito rochoso (*bedrock rivers*) são elementos importantes na evolução da paisagem, pois eles controlam as taxas de rebaixamento dos níveis de base. Ao longo da última década muitos estudos foram desenvolvidos sobre esse tipo de rio e ampliaram o conhecimento sobre os processos erosivos que nele operam. Além disso, esse conhecimento tem sido incorporado a diversos modelos de incisão fluvial e sua relação com a evolução da paisagem, sobretudo com a evolução dos perfis longitudinais. Neste artigo, são analisadas as principais contribuições nessa temática, de modo a destacar os avanços obtidos na última década (2010-2021). A revisão se concentra sobre a caracterização do que seja um rio de leito rochoso, sobre os processos de abrasão e arrancamento (*plucking*), bem como discute a integração desse conhecimento com alguns modelos de incisão. Em todos os tópicos articulam-

se breves conceituações de fundamentos estabelecidos em décadas anteriores com os avanços e desdobramentos verificados recentemente. Uma análise final procura delinear algumas perspectivas de pesquisa a partir das lacunas identificadas.

PALAVRAS-CHAVE: Geomorfologia fluvial; Erosão fluvial; Evolução da paisagem.

BEDROCK RIVERS: FROM PROCESSES TO LANDSCAPE, AND BACK

ABSTRACT: Bedrock rivers are important parts of landscape evolution, as they control the rates of lowering of base levels. Over the last decade, many studies have been carried out on this type of river and have expanded our knowledge of the erosive processes that operate in it. In addition, this knowledge has been incorporated into several models of river incision and its relationship with the evolution of the landscape, especially with the evolution of the longitudinal profiles. In this article, the main contributions on this topic are analyzed, to highlight the advances made in the last decade (2010-2021). The review focuses on the characterization of what a bedrock river is, on the abrasion and plucking processes, as well as

discussing the integration of this knowledge with some incision models. In all topics, brief conceptualizations of foundations established in previous decades are articulated with recent advances and developments. A final analysis seeks to outline some research perspectives based on the identified gaps.

KEYWORDS: Fluvial geomorphology; Fluvial erosion; Landscape evolution

1 | INTRODUÇÃO

A preocupação inicial da ciência geomorfológica era sobre como a paisagem física do planeta evoluía. William Morris Davis, no final do século XIX, se destacou ao considerar como os rios são os agentes fundamentais da evolução da paisagem, ao lado da tectônica. Em seu conceito de ciclo normal de erosão, Davis considerava que os rios possuíam uma fase jovem, na qual se caracterizavam por altos gradientes e vales estreitos, passando com o tempo a declives suaves e vales amplos. A preocupação de se obter uma perspectiva ampla sobre os mecanismos de evolução da paisagem não poderia avançar para algo mais concreto sem a observação dos processos geomorfológicos ou de suas bases físicas de funcionamento. Esse movimento de retorno na escala dos estudos somente aconteceu de modo mais efetivo a partir da segunda metade do século XX (CHURCH, 2010). Contudo, as pesquisas fluviais se fixaram na busca dos modelos ideais, como foi o caso da geometria hidráulica (LEOPOLD e MADDOCK, 1953). Para isso, os rios aluviais foram o alvo constante, seja pela dinâmica mais rápida de suas mudanças, seja pelo fato de suas margens serem historicamente o local preferencial de ocupação humana.

Embora existisse a consideração de que os rios cortam diretamente o substrato rochoso, desde a formulação inicial de Davis sobre os estágios de evolução fluvial, foi somente no final do século XX que os estudos dos processos geomorfológicos fluviais chegaram aos rios de leito rochoso de forma mais intensa e sistematizada. Em um trabalho, que constitui um marco, Tinkler e Wohl (1998a) reuniram o conhecimento acumulado ao longo de algumas décadas sobre os rios de leito rochoso. Pouco depois, Whipple, Hancock e Anderson (2000), de modo mais focado, sistematizaram o conhecimento acumulado sobre os processos erosivos em leitos fluviais rochosos. No Brasil, a apresentação dos conceitos fundamentais sobre este tipo de rio, sobretudo sobre os tipos de processos, apareceu uma década depois (LIMA, 2010).

Desde as sínteses iniciais, muitas pesquisas foram realizadas mundo afora, versando sobre os rios de leito rochoso em diversos ambientes geológicos e explorando as questões em aberto a respeito dos processos erosivos. Concomitantemente, observou-se um movimento de integração do conhecimento adquirido à formulação de modelos de evolução dos perfis longitudinais de rios e de evolução da paisagem das bacias hidrográficas. O retorno ao estudo das paisagens, que tanto marcou o início da ciência geomorfológica, agora se faz com o auxílio de tecnologia computacional no processamento de grande quantidade dados, com imagens de alta resolução e com as datações radiométricas (ver

CHURCH, 2010). Ao mesmo tempo que se volta à questão sobre como as paisagens evoluem, via modelos matemáticos e reintegrando a tectônica, vão ficando evidentes as lacunas que impedem os modelos de explicar a realidade satisfatoriamente. Essas lacunas somente podem ser preenchidas com mais conhecimento sobre os processos erosivos e sua relação com diversas variáveis do ambiente natural. Assim, volta-se da paisagem para os processos intracanal e destes para as paisagens, em um ciclo de retroalimentação.

Neste artigo, sem a intenção de ser exaustivo, tenta-se analisar algumas das principais contribuições ao conhecimento sobre os rios de leito rochoso e que vieram a lume na última década (2010-2021). A exposição está organizada de modo a abranger o conceito de rios de leito rochoso, os processos erosivos operantes nesses rios e a vinculação desse conhecimento com a perspectiva da evolução da paisagem. Embora haja diversos processos que operam sobre os leitos rochosos (HANCOCK; ANDERSON; WHIPPLE, 1998; WHIPPLE; HANCOCK; ANDERSON, 2000), o foco aqui será apenas sobre dois, ou seja, a abrasão e o arrancamento, pois estes são os mais importantes para a incisão em leito rochoso. Como a temática sobre esses rios é ainda pouco desenvolvida na pesquisa geomorfológica nacional, em cada tópico aqui tratado, articulam-se breves conceituações de alguns fundamentos estabelecidos em décadas anteriores, para depois conectar com os avanços e desdobramentos verificados mais recentemente. Por fim, analisa-se criticamente algumas lacunas que ainda precisam ser preenchidas e que devem direcionar as pesquisas futuras.

2 | RIOS DE LEITO ROCHOSO (*BEDROCK RIVERS*)

Os rios de leito rochoso são aqueles que correm diretamente sobre o substrato rochoso, diferentemente dos rios aluviais, que correm sobre os sedimentos incoerentes ou pouco coesos, depositados previamente por eles mesmos. Na definição de Tinkler e Wohl (1998b), são trechos ao longo dos quais a exposição de rocha é significativa (>50%), ou há uma fina cobertura aluvial, a qual é removida durante os eventos de maior vazão. Esse tipo de caracterização pode englobar rios que possuem um canal esculpido na rocha (leito e margem) ou aqueles que possuem apenas o leito em rocha exposta. Considerando a existência de três situações descritas por Turowski et al., (2008), ou seja, (i) leito e margens esculpidos em rocha, (ii) apenas o leito em rocha, e (iii) apenas as margens em rocha (leito aluvial muito espesso), a expressão mais adequada em português para designar esses rios seria *canais rochosos (bedrock channels)*. Por outro lado, ao entender que a componente principal que marca a evolução da paisagem é a incisão vertical, rebaixando os níveis de base, e que o diferencial desses rios é a incisão em substrato rochoso, a expressão *rios* ou *canais de leito rochoso* permanece válida.

Uma característica peculiar desses rios é a declividade relativamente alta. Isso porque a remoção de qualquer cobertura aluvial está relacionada com a potência do

escoamento (*stream power*). Assim, quanto maior é a área de drenagem (ou maior potência do escoamento), menor é a declividade em que os rios de leito rochoso se apresentam (MONTGOMERY et al., 1996). A presença de leitos rochosos é comumente denunciada na proximidade à montante de cachoeiras e pela existência de soleiras (*riffles*), nos casos em que as rupturas de declive são menores. Porém, a extensão dos trechos rochosos é subestimada em determinados ambientes, devido à esculturação do leito em sequências soleira-depressão (*riffle-pool*) ou mesmo degrau-depressão (*step-pool*), onde as depressões podem esconder o substrato rochoso (LIMA; BINDA, 2013).

As condições físicas para manutenção de um leito exposto nem sempre se mantém por longas distâncias, resultando que os rios de leito rochoso são, na prática, rios mistos rochoso-aluvial (*mixed bedrock-alluvial*). Embora a declividade seja uma variável chave para a existência ou não de um segmento rochoso de canal, a taxa de suprimento de sedimentos também é importante. Se o suprimento de sedimentos é pequeno em relação à capacidade de transporte, o leito rochoso tende a ser exposto, ao passo que se o suprimento for grande, o leito tende a formar uma cobertura aluvial (SKLAR; DIETRICH, 1998). Hodge, Hoey e Sklar (2011) demonstraram que existe um continuum entre trechos totalmente rochosos e trechos plenamente aluviais e que a tensão de cisalhamento crítica adimensional, necessária para iniciar a movimentação dos sedimentos, é uma ordem de magnitude menor para os trechos de leito rochoso que para trechos aluviais. As irregularidades topográficas do leito rochoso, que podem estar relacionadas às características da litologia e sua interação com os processos de erosão, podem servir como zonas de acumulação de sedimentos, de tal modo que quanto mais rugoso é o leito, maior é a extensão da acumulação aluvial (INOUE et al., 2014).

O comportamento hidráulico em rios com leito e margens rochosos é diferente de rios em canais aluviais. O confinamento faz com que em eventos de grande vazão a razão largura/profundidade diminua rapidamente e a potência do escoamento (*stream power*) seja elevada (BAKER; KALE, 1998). O perfil vertical de velocidade do fluxo em rios aluviais possui, idealmente, uma forma caracterizada pela diminuição progressiva dos valores próximos ao leito, devido ao cisalhamento (ROBERT, 2003). Estudos desenvolvidos por Venditti et al. (2014) em trechos de canyon rochoso, revelam uma inversão do perfil de velocidade, com altas velocidades próximas ao leito e baixas velocidades próximas à superfície. Embora essa situação tenda a ser atenuada rio abaixo, ela causa aumento da tensão de cisalhamento junto ao leito no início da zona de constricção do canal e, conseqüentemente, produz erosão remontante.

A profunda erosão em canyons rochosos muito peculiares – como nas Scablands, EUA – tem sido relacionada a eventos catastróficos de rompimento de lagos glaciais. Para cálculo das vazões responsáveis por essas erosões, geralmente assume-se valores de margens plenas (*bankfull*), ou de borda plena (BAKER; KALE, 1998). Entretanto, a morfologia desses canais rochosos parece ajustar-se pela erosão do fundo do canal, de modo que

a tensão de cisalhamento no leito excede apenas levemente o limiar necessário para o transporte dos blocos erodidos (LAMB et al., 2015; LARSEN; LAMB, 2016). A consequência é que esses canyons podem ter sido escavados por ação de enchentes mais frequentes e muito menores do que se pensava anteriormente. Isso não desqualifica os eventos extremos como responsáveis pela esculturação dos canais confinados em rocha (por ex. LAMB; FONSTAD, 2010; BAYNES et al., 2015), porém ressignifica a noção de margens plenas, amplamente usada nos estudos de canais aluviais. Para canais confinados, com margens e leito rochosos, a vazão que erode o canal tende a ser uma função do calibre do material transportado e, como as margens rochosas são resistentes à erosão, essa vazão efetiva não necessariamente preenche o canal.

3 | ABRASÃO (ABRASION)

Abrasão é o processo de erosão que consiste na remoção de material rochoso produzido pelo impacto de sedimentos em trânsito (FOLEY, 1980) e que, comumente, produz superfícies rochosas com arestas abrandadas, polidas ou esculpidas. Em casos de as partículas serem maiores, a energia do impacto pode ser maior, causando fissuras no leito e a remoção de pedaços ou lascas. Existe, portanto, um continuum entre a abrasão grão-por-grão (*wear*), produzida por sedimentos mais finos, e a macroabrasão produzida pelas partículas maiores (WHIPPLE, 2004).

As feições erosivas produzidas pela abrasão, como as marmitas (*potholes*), marcas parabólicas de escoamento ou marcas de concha (*flutes* ou *scallops*) e sulcos longitudinais (*furrows*) são mais comuns em leitos fluviais pouco fraturados. Entretanto, a presença de fraturas é reconhecida como um fator importante, embora não exclusivo, para o início da geração de marmitas (ORTEGA et al., 2013). A presença de irregularidades no substrato rochoso não é uma condição limitante para o desenvolvimento de feições abrasivas, embora se elas existirem a esculturação pode ocorrer mais prontamente (YIN et al., 2016). Em rochas como os basaltos, a relação das feições abrasivas com fraturas é mais comum nas unidades maciças, enquanto nas unidades vesiculares a irregularidade e heterogeneidade natural da rocha a torna mais suscetível à formação das feições abrasivas, independentemente das fraturas (LIMA; BINDA, 2015).

A resistência das rochas foi apontada como um fator que determinaria a intensidade da abrasão, de tal modo que rochas menos resistentes estariam mais sujeitas a serem erodidas (SKLAR; DIETRICH, 2001). Porém, tanto o tamanho dos cristais, no caso das rochas ígneas e metamórficas, quanto a porosidade, no caso das sedimentares, são variáveis importantes que influenciam a abrasão. Para uma mesma resistência, as rochas com cristais maiores ou com maior porosidade são mais suscetíveis à abrasão, devido à propagação de microfissuras (BEYELER; SKLAR, 2010). O intemperismo também pode diminuir a resistência das rochas e, teoricamente, aumentar a taxa de abrasão. Entretanto,

o intemperismo tende a ser maior nas superfícies rochosas menos expostas ao impacto das partículas em trânsito (MURPHY et al., 2018). Estes mesmos autores constataram que, a despeito dessa variação intracanal, as taxas de erosão mais amplas (na escala de trechos, por exemplo) tendem a ser maiores onde a intemperização é, de modo geral, maior.

Independentemente dos fatores que controlam a maior ou menor presença da abrasão, a evolução das morfologias abrasivas depende da relação entre a hidrodinâmica do canal e da carga sedimentar. A evolução da geometria das marmitas revela uma relação muito específica entre a profundidade (Z) e o raio (R) em uma amplitude grande de escalas (de centímetros até metros), de tal modo que há uma tendência de $Z = 2R$ (PELLETIER et al., 2015). A relação entre largura e profundidade não é condicionada pelo tipo litológico, mas sobretudo pela hidrodinâmica dos canais (JI et al., 2018). A dimensão do eixo intermediário (eixo b) das partículas que estão estocadas nas marmitas, possui uma relação bem definida com o raio dessas feições, o que não acontece com o diâmetro médio de todas as partículas estocadas (PELLETIER et al., 2015). Esta constatação mostraria que as partículas maiores são os agentes abrasivos mais efetivos no processo de crescimento das marmitas. Entretanto, o fato de que a profundidade das marmitas aumenta mais rapidamente que a largura (JI et al., 2018), parece suportar a noção de que as partículas maiores agem no aprofundamento das marmitas, enquanto as menores agem na ampliação da largura (DAS, 2018).

A participação de partículas de diversos tamanhos no processo mais amplo de abrasão dos canais rochosos leva a considerar quais seriam mais efetivas na incisão fluvial. A questão envolve saber sob qual regime de transporte haveria essa maior efetividade erosiva. Nesse aspecto, competem os transportes por suspensão e por saltação. As superfícies polidas, comuns em leitos formados em rochas maciças, como os granitos, são o indicativo mais comum sobre a ação abrasiva de partículas relativamente finas e transportadas em suspensão (HANCOCK; ANDERSON; WHIPPLE, 1998; WHIPPLE; HANCOCK; ANDERSON, 2000). Além disso, a estreita relação entre a ocorrência de vórtices e a esculturação de feições como as marmitas e sulcos, sugere a conexão com sedimentos em suspensão. Em uma série de experimentos com calhas, com substratos em argila, YIN et al. (2016) observaram que a carga de sedimentos em suspensão é fundamental para a formação de diversas feições erosivas no leito, mais do que a carga transportada em saltação. Aparentemente, a partir desses resultados, as feições abrasivas estão relacionadas, na sua essência, com a hidrodinâmica dos canais e com o efeito de retroalimentação positiva da erosão, ampliando as feições que surgem em escalas mínimas.

A despeito desse indicativo favorável ao transporte por suspensão ser o responsável fundamental pela abrasão, vale lembrar o que salientaram Johnson e Whipple (2007). Para esses autores, essa relação é válida numa escala muito pontual, mas para uma condição média do canal (na largura ou no trecho), o transporte por saltação seria mais significativo para a erosão. A importância da saltação para o processo de abrasão foi primeiramente

ênfatisado pelos experimentos de Sklar e Dietrich (2001) e que resultou em um modelo de erosão (SKLAR; DIETRICH, 2004) no qual o fluxo de sedimentos é mais importante que a vazão para conduzir a erosão do leito. Isso colocou o modelo saltação-abrasão como alternativo aos modelos de erosão pela *stream power* (ver discussão na seção 4) e fomentou diversos outros estudos que têm procurado mostrar como o transporte por saltação comanda a erosão e a morfologia dos leitos rochosos.

Mediante experimentos de laboratório, Johnson e Whipple (2010) observaram que a erosão aumenta linearmente com o aumento do fluxo de sedimentos, mas que a concentração desses sedimentos no canal ocorre de modo heterogêneo, levando à esculturação, por exemplo, de canais internos. Os autores comprovaram, concordando com o modelo saltação-abrasão, que há um limiar além do qual o fluxo de sedimentos supera a capacidade de transporte e protege o leito da erosão. Em certa extensão, quando o leito nos baixos topográficos é protegido pela deposição de sedimentos, a erosão tende a agir nas laterais dessas áreas, alargando-as e contribuindo para a erosão do leito. Fuller et al. (2016) observaram, também mediante experimentos, que partículas transportadas em saltação são defletidas em protuberâncias do leito, como clastos relativamente maiores, e atingem as paredes do canal até certa altura, produzindo uma escavação. Embora esse mecanismo não seja muito amplamente visível nos canais rochosos, sua dinâmica provavelmente ocorre em escalas menores nos canais internos e baixos topográficos distribuídos ao longo das seções transversais desses rios.

Sob a perspectiva de análises de campo e laboratório, Wilson, Hovius e Turowski (2013) constataram que superfícies rochosas convexas – em rochas como quartzitos, mármore e xistos – com faces voltadas para montante, apresentavam feições de abrasão, diferentemente das faces voltadas para jusante. Esses autores concluíram que os sinais de abrasão eram compatíveis com o trânsito de partículas transportadas como carga do leito. Semelhantemente, Murphy et al. (2018) evidenciaram que grandes blocos de rochas basálticas, imóveis sob condições regulares de vazão, apresentavam sinais de abrasão nas faces voltadas para montante. Novamente, tais sinais foram atribuídos a ação da carga do leito, uma vez que partículas da fração areia, que seriam mais facilmente transportadas em suspensão, são pouco significativas nos rios com litologia basáltica. O modelo conceitual desenvolvido por Wilson, Hovius e Turowski (2013) difere do modelo de Whipple, Hancock e Anderson (2000), ao sugerir que nas superfícies rochosas convexas presentes nos leitos fluviais a erosão mais intensa ocorreria na superfície voltada para montante. Wilson, Hovius e Turowski (2013) admitem que a diferença dos modelos possa ser a expressão de dois membros-finais de um continuum. Neste sentido, o modelo de Whipple, Hancock e Anderson (2000) seria relacionado a rios com muita carga em suspensão e pouca quantidade de carga do leito, ocorrendo o contrário no modelo de Wilson, Hovius e Turowski (2013). Os argumentos teóricos sobre a dinâmica abrasiva, explicitados desde Hancock, Anderson e Whipple (1998), em favor da eficiência das partículas em suspensão na esculturação de

formas do leito rochoso, levam Whipple, DiBiasi e Crosby (2013) a insistirem que o fluxo turbulento deva ainda ser mais bem investigado para dirimir a dúvida sobre o real peso da abrasão por sedimentos em suspensão.

A despeito das incertezas, considerando que a erosão por abrasão seja conduzida, de forma geral, pelo mecanismo de saltação, pode-se pensar que a taxa de erosão em leito rochoso seja proporcional à energia de impacto da carga do leito. Neste sentido, quanto maior é a partícula, maior seria a energia de impacto e, portanto, maior a erosão. Porém, as partículas maiores constituem um pequeno percentual da carga total e com mobilidade restrita, fazendo com que a erosão seja mais atribuída aos tamanhos intermediários (COOK; TUROWSKI; HOVIUS, 2013). Contrariamente a esta percepção, com base em medidas de campo, Turowski, Wiss e Beer (2015) demonstraram que a maior classe granulométrica da carga do leito, embora representasse apenas 9% do volume total, era responsável por mais de 40% da energia entregue ao leito. Como as maiores partículas não são facilmente transportadas, ressalta-se a importância dos grandes eventos de vazão para a efetiva erosão do leito rochoso em longo prazo.

4 | ARRANCAMENTO (*PLUCKING*)

O arrancamento é o processo de remoção de blocos do leito, produzido exclusivamente pela força hidráulica. Os blocos são removidos se estiverem previamente delimitados por descontinuidades, como fraturas e planos de acamamento. São reconhecidos diversos mecanismos de arrancamento, sendo eles: arraste e soerguimento (HANCOCK; ANDERSON; WHIPPLE, 1998); tombamento, restrito às frentes de *knickpoints* (LAMB; DIETRICH, 2009); e pivoteamento de blocos salientes para montante (HURST; ANDERSON, 2021). Em canais rochosos, o arrancamento não se limita ao leito, mas também pode ocorrer nas margens, embora a tensão de cisalhamento diminua na medida em que aumenta a altura em relação ao leito. Análises de campo mostram que o potencial para erosão por arrancamento pode ser até uma ordem de magnitude maior quando comparada com o potencial de erosão por abrasão (BEER; TUROWSKI; KIRCHNER, 2017).

O espaçamento entre as descontinuidades é um fator determinante para que ocorra o arrancamento. Considera-se que o espaçamento submétrico seja o mais favorável para que o processo seja predominante em um rio (WOHL; IKEDA, 1998; WHIPPLE; SNYDER; DOLLENMAYER, 2000). Esses limiares colocam as litologias sedimentares, com frequentes planos de acamamento, como algumas das mais propensas ao processo de arrancamento (TINKLER; PARISH, 1998). Além das descontinuidades naturais, as rochas sedimentares ainda tendem a ter menor resistência da rocha intacta, ou maior suscetibilidade aos processos intempéricos, como resultantes de ciclos de encharcamento e secagem, o que facilita a formação de fissuras e a consequente subdivisão dos blocos de rocha, tornando-os menores. Este comportamento, tipicamente relacionado a rochas

argilosas, foi identificado como o responsável por sustentar maiores taxas de erosão lateral por arrancamento, quando comparadas com as taxas de erosão em arenitos (JOHNSON; FINNEGAN, 2015). Em rochas mais duras, como calcários, o espaçamento das fraturas pode determinar o grau de facilidade com que os blocos serão removidos, influenciando também na erosão lateral dos canais (MARCOTTE; NEUDORF; LANGSTON, 2021).

Embora o espaçamento das descontinuidades seja fundamental para o arrancamento, a combinação de forças de soerguimento e a condição de atrito nas fraturas que delimitam os blocos também desempenham importante papel sobre o processo erosivo. Li et al. (2016) explicitaram as diferenças entre blocos platiformes e prismáticos frente ao arrancamento por soerguimento. Os blocos platiformes são mais suscetíveis ao arrancamento do tipo impulsivo, criado por flutuações na pressão sobre o leito. Os blocos prismáticos requerem um arrancamento cumulativo e que depende das propriedades de atrito das fraturas que os delimitam e sua relação com a intensidade das flutuações de pressão (PAN; LI; LIAO, 2014). Em outras palavras, um bloco prismático pode ser arrancado se o atrito nas paredes laterais permitir que ele não retorne à posição original a cada ciclo de flutuação da pressão sobre o leito. Aqui, o preenchimento das fraturas por clastos parece ser um mecanismo importante para o desalojamento gradual dos blocos, conforme haviam proposto Hancock, Anderson e Whipple (1998). As condições modeladas e testadas nos trabalhos de Li et al. (2016) e Pan, Li e Liao (2014) relacionam-se com vertedouros e barragens sobre leitos rochosos. Porém, estas condições possuem certa similaridade com as encontradas a jusante de *knickpoints*, onde o fluxo é turbulento, a morfologia é do tipo degrau-depressão e o arrancamento por soerguimento pode ser atuante, auxiliado pela macroabrasão (LIMA; BINDA, 2013).

Os experimentos de Wilkinson et al. (2018) reforçam a ideia da maior facilidade de soerguimento de blocos platiformes, porém caracterizam melhor como são geradas diferentes pressões em função das fraturas e como é possível o arrancamento sem a necessidade de os blocos estarem salientes. A partir desses experimentos chega-se a algumas conclusões: (1) turbulências no fluxo, geradas a jusante de degraus do leito, são importantes para gerar arrancamento; (2) as turbulências geram fluxo e diferenças de pressão na rede de fraturas, facilitando o soerguimento de blocos, mesmo sem estes estarem salientes no leito; e (3) fluxos de enchentes não-extremas podem ser mais efetivos para o arrancamento, porque geram condições de turbulência que não são produzidos por fluxos mais profundos. A eficiência de fluxos moderados para produzir arrancamento tem sido reportada em outros estudos (por ex. ANTON et al., 2015; LARSEN; LAMB, 2016; HURST; ANDERSON, 2021). Nesta mesma via de análise, para o efetivo arrancamento, a velocidade do fluxo tem menor importância que a turbulência (GEORGE; SITAR; SKLAR, 2015). A síntese que emerge, principalmente dos estudos de laboratório, é que o arrancamento (soerguimento ou arraste) ocorre pelas diferenças de força e pressão do fluxo turbulento, geradas em torno dos blocos fraturados.

O ângulo entre fraturas verticais e a direção do fluxo de um canal também é outro fator que condiciona o processo de arrancamento. Em experimentos com calha, Dubinski e Wohl (2013) concluíram que em um bloco do leito, quanto maior é o lado paralelo ao fluxo do canal, maior é a estabilidade e, contrariamente, quanto maior é o lado perpendicular ao fluxo, mais fácil é a remoção por arraste. Embora lance certa luz sobre a relação entre a geometria do fraturamento e o arrancamento, esses experimentos são limitados às cristas de rupturas de declive (*knickpoints*) e não abarcam a complexidade, tanto do fraturamento quanto do fluxo, encontrada nas situações de campo. Para isto, basta lembrar da situação descrita por Miller (1991). Esse autor observou em rochas carbonáticas com fraturamento vertical e horizontal, que as frentes de *knickpoints*, que evoluem pelo arrancamento de blocos, sempre são oblíquas em relação à direção de fluxo do canal. Situação semelhante foi observada em canais de litologia basáltica, porém com forte influência de fraturas tectônicas no controle das frentes erosivas oblíquas à direção do fluxo (LIMA; PELEGRINA; PONTAROLO, 2021). A despeito das limitações de escala e de geometria do fraturamento, a pesquisa de Dubinski e Wohl (2013) mostra o comportamento erosivo frente a duas situações extremas: fraturas paralelas e fraturas ortogonais ao fluxo. Em escala real de canais naturais, e considerando de modo amplo, fraturas com tendência ortogonal ao fluxo são evidentemente responsáveis pelo retrocesso de *knickpoints* (ANTON et al., 2015).

O modo de arrancamento por tombamento foi mais bem estudado por Lamb e Dietrich (2009) e se caracteriza pelo fato de que um bloco, sem outro bloco a jusante, tende a ser removido por tombamento mais do que por arraste, se a razão da sua altura (H) pelo seu comprimento (L) à jusante for $> 0,5$. Estas condições para o tombamento de um bloco de rocha implicam uma certa proeminência acima do fluxo. Embora seja um mecanismo importante para o retrocesso de *knickpoints*, o tombamento não tem sido muito estudado, nem por modelagens a partir de experimentos, nem por descrições de campo. Lamb et al. (2015) fizeram uma pequena alteração no modelo original para incluir a situação de blocos totalmente submersos. A conclusão dos autores é que a razão H/L tem um peso significativo para o limiar de tombamento, o que não acontece para as modalidades de arraste e soerguimento, e que o tombamento predomina sobre as outras modalidades nos degraus rochosos dos leitos quando $H/L > 0,5$ a 1.

5 | EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E OS MODELOS DE INCISÃO

A incorporação dos conceitos sobre a erosão em leito rochoso nas perspectivas de evolução da paisagem passou pela consideração da evolução dos perfis longitudinais dos rios. Por essa via, a taxa de incisão dos canais (E) tem sido analisada pelo modelo *stream-power*, em função do declive (S) e da área de drenagem (A), usada como substituto da vazão (SEIDL; DIETRICH; KIRCHNER, 1994; WHIPPLE; TUCKER, 1999), conforme a Eq. (1).

$$E = K A^m S^n \quad (1)$$

onde, além das variáveis já definidas, K é um coeficiente de erodibilidade que encerra nela o total de precipitação e outros aspectos como a resistência das rochas e o fluxo de sedimentos (WHIPPLE, 2004). De modo geral, o clima é considerado um fator importante porque influencia diretamente os totais anuais de precipitação e, com isso, a vazão dos rios e a evolução dos respectivos perfis longitudinais (FERRIER; HUPPERT; PERRON, 2013; HAN et al., 2014).

Implícitos no parâmetro K (Eq. 1), estão os processos erosivos predominantes. Estes, porém, tem sua efetividade modulada pela resistência das rochas do substrato que, por sua vez, depende do grau de intemperização. Isto levou a questionar como varia o intemperismo dentro e ao longo dos canais rochosos, para depois incorporar aos modelos de incisão. A noção de que o intemperismo afeta a erodibilidade dos canais rochosos e a evolução dos perfis longitudinais dos rios já estava bem estabelecida em trabalhos teóricos como, por exemplo, de Howard (1998). A mensuração de como o intemperismo varia nos leitos rochosos, levou à constatação, já aventada teoricamente por Hancock, Small e Wobus (2011), que o substrato próximo às margens está mais sujeito a acumular uma camada de alteração que o substrato próximo ao talvegue (SMALL et al., 2015). Isto acontece tanto pela variação do nível da água no canal, que expõe mais frequentemente as zonas marginais, sujeitando-as a processos diversos de intemperismo, quanto pela maior efetividade erosiva do fluxo na zona de talvegue, que elimina a capa intemperizada.

A variação do intemperismo na seção transversal, reforça a ideia de que os processos erosivos operam em taxas diferenciadas nos canais rochosos, em função da variação na resistência do substrato, mas não pode ser efetivamente incorporada nos modelos de incisão. Para entender como esse comportamento diferencial do intemperismo se expressa ao longo dos rios, o nível de detalhamento da seção transversal precisa ser substituído por uma abordagem mais ampla. A análise da precipitação entra novamente como uma alternativa, porém focando nos gradientes. Estudando conjuntos de canais no Havaí, que estão em áreas com distintos níveis pluviométricos, Murphy et al. (2016) constataram que a resistência das rochas dos leitos fluviais varia com o grau do intemperismo químico. Esses autores, então, incorporaram explicitamente a precipitação anual média no modelo *stream-power* de incisão (Eq. 2):

$$I = (K_i P^d) (P A)^m S^n \quad (2)$$

onde I é a taxa de incisão, P^d é a precipitação anual média local, P é a média da precipitação anual média a montante e A é a área de drenagem. O novo modelo considera a precipitação (P) como um coeficiente para a área de drenagem, ou seja, vincula a vazão à precipitação da bacia, porém vincula a precipitação local (P^d) à erodibilidade, ou ao intemperismo.

A simplicidade dos modelos *stream power* é alvo de críticas, devido a vários motivos,

incluindo a aglutinação de parâmetros que são subsumidos, o uso da área de drenagem como substituto da vazão, a desconsideração da variação da largura rio abaixo, bem como da influência do fluxo de sedimentos. Várias tentativas foram feitas para compensar essas fragilidades (ver revisões em LAGUE, 2014 e TUROWSKI, 2018). Destacam-se aqui, alguns modelos que redirecionaram a perspectiva das análises, para considerar explicitamente o fluxo de sedimentos e os tipos de processos erosivos.

Como uma das primeiras alternativas aos modelos *stream power*, surgiu o modelo saltação-abrasão (SKLAR e DIETRICH, 2004), que considera um tipo específico de processo erosivo (abrasão) e o fluxo de sedimentos como os principais determinantes da incisão fluvial, conforme a expressão geral:

$$E = V_i I_r F_e \quad (3)$$

onde E é a taxa de erosão, V_i é o volume de rocha erodida pelo impacto de partículas, I_r é a taxa de impactos por unidade de área por unidade de tempo, e F_e é a fração exposta do leito.

Está implícito no modelo saltação-abrasão que os rios de leito rochosos são, em grande parte, mistos rochoso-aluvial, e que a carga de sedimentos exerce dupla função: impactar o leito e erodi-lo (*tool effect*), ou protegê-lo desse impacto (*cover effect*), quando depositada em grande quantidade (SKLAR; DIETRICH, 1998). Embora o efeito do fluxo de sedimentos tenha sido incorporado em diversas análises (por ex. LAGUE, 2010; COOK; TUROWSKI; HOVIUS, 2013; INOUE et al., 2014; TUROWSKI, 2018; BAYNES et al., 2020), validando indiretamente a ideia geral do modelo saltação-abrasão, um dos poucos testes efetivos desse modelo foi feito experimentalmente por Johnson e Whipple (2010). Estes pesquisadores isolaram a vazão e o fluxo de sedimentos e conseguiram concluir que a taxa de erosão do leito rochoso (apenas por abrasão) aumenta linearmente com o fluxo de sedimentos. A própria largura dos canais rochosos ou mistos, cuja variação tem sido um ponto frágil nos modelos *stream-power*, é altamente influenciada pelo fluxo de sedimentos, de tal modo que rios com a mesma vazão, porém com fluxos de sedimentos diferentes, apresentam larguras diferentes (BAYNES et al., 2020). A implicação da variação da largura é a distribuição da tensão de cisalhamento no leito e, por conseguinte, seu efeito sobre a incisão do canal.

No que se refere aos processos erosivos responsáveis pela evolução dos canais, a mudança de foco para o arrancamento veio com a proposta de Chatanantavet e Parker (2009), ainda que entrelaçada com o processo de abrasão. Nesse trabalho os autores explicitamente definem a macroabrasão como um processo intimamente relacionado com a produção de blocos pelo fissuramento do leito, mediante impacto dos clastos em trânsito e, portanto, interligado com o arrancamento. Considerando que o arrancamento é muito mais eficiente em erodir os canais que a abrasão (BEER; TUROWSKI; KIRCHNER, 2017), o

modelo saltação-abrasão estaria relacionado mais à macroabrasão que à abrasão grão-por-grão (*wear*), embora em sua origem não seja esta a premissa. Não obstante a importância do arrancamento para a incisão fluvial, diretamente a partir das discontinuidades naturais das rochas ou indiretamente a partir da macroabrasão, apenas Chatanantavet e Parker (2011) testaram, e com sucesso, o modelo por eles desenvolvido, usando dados de campo.

6 | PERSPECTIVAS

A partir da visão panorâmica sobre os avanços recentes obtidos no estudo dos rios de leito rochoso, delineiam-se aqui algumas perspectivas para as pesquisas futuras. A principal constatação é que as modelagens estão se tornando mais completas e complexas, e continuarão a ser o caminho para a explicação das paisagens. Porém, os conhecimentos sobre os processos erosivos ainda são incompletos, não relativamente aos aspectos da física envolvida, mas sobretudo no que se refere à sua modulação nos contextos diferenciados de litologia, tectônica e clima. Assim, as peças que constroem os modelos para explicar a evolução das paisagens ainda precisam ser calibradas e isso coloca ainda muitas vias de pesquisa relacionadas aos processos erosivos.

Uma grande dificuldade enfrentada no teste dos modelos de incisão, sobretudo nos que incorporam explicitamente um tipo de processo erosivo, é saber qual processo é predominante em determinado rio. Por esta razão há poucos testes dos modelos saltação-abrasão ou arrancamento-macroabrasão, enquanto a família dos modelos *stream power*, por ser conceitualmente mais ampla, acaba sendo mais versátil. Os modelos se tornam referências sobre como operam os processos erosivos, porque são construídos com bases físicas e experimentais sólidas, porém são pouco aplicáveis à explicação da evolução da paisagem em casos particulares, se necessário. Portanto, quantificar a tipologia dos processos talvez seja um desafio a ser superado, juntamente com o entendimento mais completo sobre a mecânica dos diversos processos erosivos, até que os modelos de incisão específicos possam ser mais úteis.

A erodibilidade do leito fluvial rochoso está muito ligada à resistência das rochas (SKLAR; DIETRICH, 2001), a qual é modulada pela sua suscetibilidade ao intemperismo. Embora essa relação seja bem conhecida de modo geral e os estudos sobre erosão fluvial e intemperização estejam se desenvolvendo (por ex. HAN et al., 2014), é fundamental que a relação resistência-intemperismo seja verificada primeiro para diversos tipos de rocha e, segundo, em diversas condições de precipitação.

Embora a macroabrasão possa ser tratada como parte da abrasão (WHIPPLE, 2004) e em alguns trabalhos ela seja considerada, indiretamente, como um processo importante (por ex. MURPHY et al., 2018; LIMA; PELEGRINA; PONTAROLO, 2021), a sua função não tem sido analisada objetiva e completamente. A importância da macroabrasão é, teoricamente, aumentada com o aumento na densidade de fraturamento, pois a proximidade

de planos de fratura ou de acamamento podem facilitar o lascamento dos blocos de rocha. Se a baixa densidade de fraturas faz o foco das análises se dirigir para a microabrasão (grão-por-grão), a maior densidade de fraturas leva o foco para o arrancamento, inclusive porque o impacto de partículas maiores pode forçar o deslocamento de blocos fraturados do leito (por ex. HARTSHORN et al., 2002).

Considerando a abrasão de modo amplo, ou seja, não diferenciando a micro da macroabrasão e entendendo que ela é uma grande responsável pela incisão fluvial em muitos contextos litológicos, sobretudo aqueles pouco fraturados, há ainda que se entender sobre a energia de impacto das partículas sobre os leitos rochosos. Se as maiores partículas têm maior energia de impacto sobre os leitos e promovem uma erosão abrasiva mais eficiente em longo prazo (TUROWSKI; WISS; BEER, 2015; BEER; LAMB, 2021), as diferentes litologias, bem como as diferentes taxas de intemperização, implicam em diferentes combinações de vazão para realizarem a efetiva incisão fluvial. Entender essas diferenças é fundamental para entender a evolução das paisagens em diferentes ambientes climáticos.

O arrancamento é um processo erosivo muito mais eficiente quando os blocos delimitados por fraturas são tabulares (LAMB; FONSTAD, 2010; LI; PAN; LIAO, 2016) e, neste caso, há eventual acumulação dos blocos extraídos. Sob estas condições, o regime erosivo do canal tende a ser do tipo limitado-por-transporte, funcionando como um canal aluvial. A geometria do fraturamento, portanto, pode promover maior ou menor intertravamento dos blocos de rocha. Onde há maior intertravamento, maior energia será necessária para efetuar o arrancamento, ou então, outros processos precisam agir complementarmente (macroabrasão, por exemplo) para que a erosão ocorra. Porém, tanto os experimentos de laboratório quanto os estudos de campo ainda estão muito restritos às condições mais simples de fraturas ortogonais e paralelas ao fluxo.

A discussão sobre o efeito de cobertura é latente e marca bem o foco pendular nos estudos de rios de leito rochoso, ora se detendo sobre a evolução dos perfis dos canais (erosão de longo prazo), ora necessitando entender melhor os processos de sedimentação no canal ou a dinâmica dos processos de erosão em curto prazo. Para Sklar e Dietrich (2004), a pressuposição teórica é de que os trechos aluviais são fixos e podem aumentar ou diminuir, dependendo do fluxo de sedimentos. Por outro lado, para Turowski, Lague e Hovius (2007) esses trechos são variáveis no tempo e no espaço, criando o que se chamou de cobertura dinâmica. Essa distinção criou duas correntes que tratam o efeito de cobertura de modo levemente diferenciado em seus modelos (por ex. LAGUE, 2010; JOHNSON; WHIPPLE, 2010). Embora para ambas as correntes haja suporte de estudos experimentais posteriores, claramente, o comportamento complexo dos rios de leito rochoso, no que se refere ao fluxo de sedimentos, ainda é um desafio que demanda mais estudos, sobretudo de campo. A questão principal é sobre como se distribuem os sedimentos nos sistemas rochosos, tanto no espaço quanto no tempo. Adicionalmente, é essencial saber como essa

dinâmica se relaciona com os contextos climáticos, litológicos e tectônicos.

Finalmente, é marcante que a maioria dos estudos sobre rios de leito rochoso se concentra em áreas montanhosas associadas a zonas colisionais, devido à conhecida interação entre tectônica ascensional e incisão fluvial, discutida desde os trabalhos de W.M. Davis. No entanto, regiões intraplaca, com planaltos esculpidos em Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIPs), como na Bacia do Paraná e no Decã, ainda carecem de estudos relacionados a esses tipos de rios. Inclusive, por sua característica de rochas vulcânicas fraturadas, esses planaltos podem trazer muitas respostas quanto à dinâmica do processo de arrancamento. Com relação à abrasão essas mesmas províncias guardam peculiaridades que podem ser analisadas. Abrasão pela carga do leito, transportada sobretudo em saltação, parece ser a norma nos leitos fluviais rochosos com litotipos com baixo conteúdo em quartzo (sedimentares ou ígneos), porque a areia, mais facilmente transportada em suspensão, seria menos frequente nesses ambientes. Contudo, nas regiões de basaltos continentais as zonas amidaloidais fornecem material quartzoso, comumente encontrado nos baixos topográficos e no interior de marmitas. Qual o regime de transporte para essas partículas e qual a sua real importância para as feições de abrasão encontradas nos leitos basálticos dessas áreas? Essas são questões em aberto, cujas respostas talvez possam melhorar nosso entendimento sobre o transporte em suspensão como contribuinte para a abrasão nos leitos basálticos continentais.

REFERÊNCIAS

ANTON, L.; MATHER, A. E.; STOKES, M.; MUNOZ-MARTIN, A.; DE VICENTE, G. Exceptional river gorge formation from unexceptional floods, **Nature Communications**, v.6, p. 7963–7963, 2015. DOI:10.1038/ncomms8963.

BAKER, V. R.; KALE, V. S. The role of extreme floods in shaping bedrock channels. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E. (Ed.). **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. Washington D.C.: American Geophysical Union, 1998. p. 153-164.

BAYNES, E.R.; ATTAL, M.; NIEDERMANN, S.; KIRSTEIN, L.A.; DUGMORE, A.J.; NAYLOR, M. Erosion during extreme flood events dominates Holocene canyon evolution in northeast Iceland. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 112, n. 8, p. 2355-2360, 2015. DOI: 10.1073/pnas.1415443112

BAYNES, E. R.; LAGUE, D.; STEER, P.; BONNET, S.; ILLIEN, L. Sediment flux-driven channel geometry adjustment of bedrock and mixed gravel–bedrock rivers. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 14, p. 3714-3731, 2020. DOI: 10.1002/esp.4996

BEER, A.R.; LAMB, M. P. Abrasion regimes in fluvial bedrock incision. **Geology**, v. 49, n. 6, p. 682-386, 2021. DOI: 10.1130/G48466.1

BEER, A.R.; TUROWSKI, J.M.; KIRCHNER, J.W. Spatial patterns of erosion in a bedrock gorge: **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, p. 191–214, 2017. DOI: 10.1002/2016JF003850.

- BEYELER, J.D.; SKLAR, L.S. Bedrock resistance to fluvial erosion: the importance of rock tensile strength, crystal grain size and porosity in scaling from the laboratory to the field. **Eos Transactions AGU**, v. 91, n. 52 (Fall Suppl., Abstract EP41D-0740), 2010.
- CHATANANTAVET, P.; PARKER, G. Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, F04018, 2009. DOI:10.1029/2008JF001044.
- CHATANANTAVET, P.; PARKER, G. Quantitative testing of model of bedrock channel incision by plucking and macroabrasion. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 137, p. 1311–1317, 2011. DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000421.
- CHURCH, M. The trajectory of geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 34, n. 3, p. 265-286, 2010. DOI: 10.1177/0309133310363992
- COOK, K. L.; TUROWSKI, J.M.; HOVIUS, N. A demonstration of the importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 7, p. 683-695, 2013. DOI: 10.1002/esp.3313
- DAS, B. C. Development of streambed potholes and the role of grinding stones. **Journal of Environmental Geography**, v. 11, n. 1-2, p. 9-16, 2018. DOI: 10.2478/jengeo-2018-0002
- DUBINSKI, I. M.; WOHL, E. Relationships between block quarrying, bed shear stress, and stream power: A physical model of block quarrying of a jointed bedrock channel. **Geomorphology**, v. 180, p. 66-81, 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.09.007
- 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
- FOLEY, M.G. Bed-Rock Incision by Streams. **GSA Bulletin**, v. 91, n. 10 Part II, p. 2189–2213, 1980. DOI: 10.1130/GSAB-P2-91-2189
- FULLER, T. K.; GRAN, K. B.; SKLAR, L. S.; PAOLA, C. Lateral erosion in an experimental bedrock channel: The influence of bed roughness on erosion by bed load impacts. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 121, n. 5, p. 1084-1105, 2016. DOI: 10.1002/2015JF003728
- GEORGE, M. F.; SITAR, N.; SKLAR, L. Experimental evaluation of rock erosion in spillway channels. In: 49th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, 2015, San Francisco, Proceedings... OnePetro, 2015.
- HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S.; WHIPPLE, K. X. Beyond power: bedrock river incision process and form. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. Washington D.C: American Geophysical Union, 1998. p. 35–60.
- HANCOCK, G.; SMALL, E.; WOBUS, C. Modeling the effects of weathering on bedrock-floored channel geometry, **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. F03018, 2011. DOI: 10.1029/2010JF001908.
- HAN, J.; GASPARINI, N.; JOHNSON, J.; MURPHY, B. Modeling the influence of rainfall gradients on discharge, bedrock erodibility, and river profile evolution, with application to the Big Island, Hawai'i, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, p. 1418–1440, 2014. DOI: 10.1002/2013JF002961.

HARTSHORN, K.; HOVIUS, N.; DADE, W.B; SLINGERLAND, R. Climate driven bedrock incision in active mountain belt. **Science**, v. 297, p. 2036-38, 2002. DOI: 10.1126/science.107507

HODGE, R. A.; HOEY, T. B.; SKLAR, L. S. Bed load transport in bedrock rivers: The role of sediment cover in grain entrainment, translation, and deposition, **Journal of Geophysical Research**, 116, F04028, 2011. DOI: 10.1029/2011JF002032.

HOWARD, A. D. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. Washington, DC: American Geophysical Union, 1998. p. 297–319.

HURST, A. A.; ANDERSON, R. S.; CRIMALDI, J. P. Toward Entrainment Thresholds in Fluvial Plucking. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 126, n. 5, p. e2020JF005944, 2021. DOI: 10.1029/2020JF005944

INOUE, T.; IZUMI, N.; SHIMIZU, Y.; PARKER, G. Interaction among alluvial cover, bed roughness, and incision rate in purely bedrock and alluvial-bedrock channel. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 10, p. 2123-2146, 2014. DOI: 10.1002/2014JF003133

JI, S.; LI, L.; ZENG, W. The relationship between diameter and depth of potholes eroded by running water. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 10, n. 5, 818-831, 2018. DOI: 10.1016/j.jrmge.2018.05.002

JOHNSON, K. N.; FINNEGAN, N. J. A lithologic control on active meandering in bedrock channels. **GSA Bulletin**, v. 127, n. 11-12, p. 1766–1776, 2015. DOI: 10.1130/B31184.1

JOHNSON, J.P.; WHIPPLE, K.X. Feedbacks between erosion and sediment transport in experimental bedrock channels. **Earth Surface Processes and Landforms.**, v. 32, p. 1048-1062, 2007. DOI: 10.1002/esp.1471

JOHNSON, J.P.; WHIPPLE, K.X. Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface.**, v. 115, n. F2, p. F02018, 2010. DOI: 10.1029/2009JF001335

LAGUE, D. Reduction of long-term bedrock incision efficiency by short-term alluvial cover intermittency. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F2, 2010. DOI: 10.1029/2008JF001210

LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI: 10.1002/esp.3462

LAMB, M.P.; DIETRICH, W.E. The persistence of waterfalls in fractured rock. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 121, p. 1123–1134, 2009. DOI: 10.1130/B26482.1.

LAMB, M.P.; FONSTAD, M.A. Rapid formation of a modern bedrock canyon by a single flood event. **Nature Geoscience**, v. 3, p. 477–481, 2010. DOI: 10.1038/ngeo894.

LAMB, M. P.; FINNEGAN, N. J.; SCHEINGROSS, J. S.; SKLAR, L. S. New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory. **Geomorphology**, 244, 33-55, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.03.003

LARSEN, I. J.; LAMB, M. P. Progressive incision of the Channeled Scablands by outburst floods. **Nature**, v. 538, n. 7624, p. 229-232, 2016. DOI: 10.1038/nature19817

LI, K.-W.; PAN, Y.-W.; LIAO, J.-J. A comprehensive mechanics-based model to describe bedrock river erosion by plucking in a jointed rock mass. **Environmental Earth Sciences**, v. 75, n. 517, 2016. DOI: 10.1007/s12665-015-5113-0

LIMA, A.G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**, v. 6, n.2, p.339-354, 2010.

LIMA, A.G.; BINDA, A.L. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Parana Volcanic Province. **J. South American Earth Science**. v. 59, p. 86-94, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.02.004.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **J. South American Earth Science**., v. 48, p. 262-270, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.10.004

LIMA, A.G.; PELEGRINA, M.A.; PONTAROLO, M. Fracture variability in basalts and its effect on river erosion: a case study in the Paraná Volcanic Province. **Earth Science Research Journal**, v. 25, n. 1, p.13-19, 2021. DOI: 10.15446/esrj.v25n1.85098

LEOPOLD, L.B.; MADDOCK, T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **Professional Paper** 252. Reston, VA: United States Geological Survey, 1953, 57 p.

MARCOTTE, A.L.; NEUDORF, C.M.; LANGSTON, A.L. Lateral bedrock erosion and valley formation in a heterogeneously layered landscape, Northeast Kansas. **Earth Surface Processes and Landforms**., v. 46, n. 11, p. 2248-2263, 2021. DOI: 10.1002/esp.5172

MILLER, J. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along downcutting streams in South-central Indiana. **Journal of Geology**, v. 99, p. 591-605, 1991.

MONTGOMERY, D.R.; ABBE, T. B.; BUFFINGTON, J.M.; PETERSON, N.P.; SCHMIDT, K.M.; STOCK, J.D. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. **Nature**, v. 381, n. 5683, p. 587-589, 1996. DOI: 10.1038/381587a0

MURPHY, B. P.; JOHNSON, J. P.; GASPARINI, N. M.; HANCOCK, G. S.; SMALL, E. E. Weathering and abrasion of bedrock streambed topography. **Geology**, v. 46, n. 5, p. 459-462, 2018. DOI: 10.1130/G40186.1

MURPHY, B. P.; JOHNSON, J. P.; GASPARINI, N. M.; SKLAR, L. S. Chemical weathering as a mechanism for the climatic control of bedrock river incision. **Nature**, v. 532, n. 7598, p. 223-227, 2016. DOI: 10.1038/nature17449

ORTEGA, J. A.; GÓMEZ-HERAS, M.; PEREZ-LÓPEZ, R.; WOHL, E. Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock rivers. **Geomorphology**, v. 204, p. 588-598, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.005

PAN, Y.-W.; LI, K.-W.; LIAO, J.-J. Mechanics and response of a surface rock block subjected to pressure fluctuations: A plucking model and its application. **Engineering Geology**, v. 171, p. 1–10, 2014. DOI: 10.1016/j.enggeo.2013.12.008.

PELLETIER, J. D.; SWEENEY, K. E.; ROERING, J. J.; FINNEGAN, N. J. Controls on the geometry of potholes in bedrock channels. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 3, p. 797-803, 2015. DOI: 10.1002/2014GL062900.

ROBERT, A. **River processes**: an introduction to fluvial dynamics. Hodder Arnold, London, 2003.

SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J.W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. **Journal of Geology**, v. 102, n.4, p. 457–474, 1994.

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W.E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. Washington, DC: American Geophysical Union, 1998, p. 237-260.

SKLAR, L.S.; DIETRICH, W.E. Sediment supply, grain size and rock strength controls on rates of river incision into bedrock. **Geology**, v. 29, p. 1087–1090, 2001.

SKLAR, L.S., DIETRICH, W.E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bedload. **Water Resources Research**, v. 40, n. W06301, 2004. DOI: 10.1029/2003WR002496.

SMALL, E. E.; BLOM, T.; HANCOCK, G. S.; HYNEK, B. M.; WOBUS, C. W. Variability of rock erodibility in bedrock-floored stream channels based on abrasion mill experiments. **Journal of Geophysical Research**: Earth Surf. v. 120, p. 1455–1469, 2015. DOI: 10.1002/2015JF003506

TINKLER, K.; PERISH, J. Recent adjustments to the long profile of Cookville Creek, an urbanized bedrock channel in Mississauga, Ontário. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p.1-18.

TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.). **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998a. 323 p.

TINKLER, K. J.; WOHL, E. E. A primer on bedrock channels. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998b. p.1-18.

TUROWSKI, J. M. Alluvial cover controlling the width, slope and sinuosity of bedrock channels. **Earth Surface Dynamics**, v. 6, n. 1, p. 29-48, 2018. DOI: 10.5194/esurf-6-29-2018.

TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A.; HORNG, N.J. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. *Geomorphology*, v. 99, n. 1-4, p. 26-38, 2008.

TUROWSKI, J. M.; LAGUE, D.; HOVIUS, N. Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology, **Journal of Geophysical Research**., v. 112, n. F04006. 2007. DOI: 10.1029/2006JF000697

TUROWSKI, J.; WYSS, C. R.; BEER, A. R. Grain size effects on energy delivery to the streambed and links to bedrock erosion. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 1775-1780, 2015. DOI: 10.1002/2015GL063159

VENDITTI, J. G.; RENNIE, C. D.; BOMHOF, J.; BRADLEY, R. W.; LITTLE, M.; CHURCH, M. Flow in bedrock canyons. **Nature**, v. 513, n. 7519, p. 534–537, 2014. DOI: 10.1038/nature13779

WILKINSON, C.; HARBOR, D. J.; HELGANS, E.; KUEHNER, J. P. Plucking phenomena in nonuniform flow. **Geosphere**, v. 14, n. 5, p. 2157-2170, 2018. DOI: 10.1130/GES01623.1

WILSON, A.; HOVIUS, N.; TUROWSKI, J. M. Upstream-facing convex surfaces: Bedrock bedforms produced by fluvial bedload abrasion. **Geomorphology**, v. 180, p. 187-204, 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.10.010

WHIPPLE, K. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 32, p. 151–185, 2004. DOI: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.

WHIPPLE, K.X.; DIBIASE, R.A.; CROSBY, B.T. Bedrock rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press: San Diego, CA, vol. 9, Fluvial Geomorphology, 2013. p. 550–573.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **GSA Bulletin**, v.112, n.3, p. 490–503, 2000. DOI: 10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2

WHIPPLE, K. X.; SNYDER, N. L.; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. **Geology**, v. 28, n. 9, p. 835-838, 2000.

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**, v. 104, n. 17661, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120

WOHL, E.E.; IKEDA, H. Patterns of bedrock channel erosion on the Boso Peninsula, Japan. **Journal of Geology**, v. 106, p. 331-345, 1998.

YIN, D.; PEAKALL, J.; PARSONS, D.; CHEN, Z.; AVERILL, H. M.; WIGNALL, P.; BEST, J. Bedform genesis in bedrock substrates: Insights into formative processes from a new experimental approach and the importance of suspension-dominated abrasion. **Geomorphology**, v. 255, p. 26-38, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.12.008