

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geografia

Guilherme Eduardo Macêdo Cota

**DISCUSSÃO DOS PROCESSOS DE ENCOURAÇAMENTO DE LEITOS FLUVIAIS
(*BED ARMOURING*) NA PERSPECTIVA GEOMORFOLÓGICA: O CASO DO RIO
CONCEIÇÃO – QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG**

Belo Horizonte – Minas Gerais – Brasil
Novembro – 2019

Guilherme Eduardo Macêdo Cota

**DISCUSSÃO DOS PROCESSOS DE ENCOURAÇAMENTO DE LEITOS FLUVIAIS
(*BED ARMOURING*) NA PERSPECTIVA GEOMORFOLÓGICA: O CASO DO RIO
CONCEIÇÃO – QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Linha de Pesquisa: Geografia Física

Orientador: Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior

Belo Horizonte
Departamento de Geografia da UFMG
2019

C843d Cota, Guilherme Eduardo Macêdo.
2019 Discussão dos processos de encouraçamento de leitos fluviais (Bed
Armouring) na perspectiva geomorfológica [manuscrito] : o caso do Rio Conceição-
Quadrilátero Ferrífero/MG / Guilherme Eduardo Macêdo Cota. – 2019.
109 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais,
Departamento de Geografia, 2019.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Linha de Pesquisa: Geografia Física.
Bibliografia: f. 95-107.
Inclui anexo.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Hidrologia – Teses. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG)
– Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Universidade Federal de Minas
Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

DISCUSSÃO DOS PROCESSOS DE ENCOURAÇAMENTO DE LEITOS FLUVIAIS (BED ARMOURING) NA PERSPECTIVA GEOMORFOLÓGICA: O CASO DO RIO CONCEIÇÃO - QUADRILÁTERO FERRÍFERO/MG

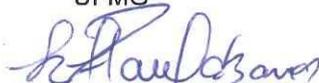
GUILHERME EDUARDO MACÊDO COTA

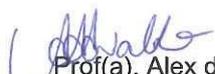
Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 25 de novembro de 2019, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Antônio Pereira Magalhães Júnior - Orientador
UFMG


Prof(a). André Augusto Rodrigues Salgado
UFMG


Prof(a). Luiz Fernando de Paula Barros
Instituto de Geociências / UFMG


Prof(a). Alex de Carvalho
Instituto Federal de Minas Gerais

Belo Horizonte, 25 de novembro de 2019.

RESUMO

Os processos de encouraçamento de leitos fluviais se referem à presença de sedimentos imóveis (ou imediatamente imóveis) nas calhas fluviais, impedindo a remoção de grãos potencialmente transportáveis. O pavimento detrítico (*cluster*) formado na superfície do leito oferece forte resistência aos processos abrasivos. Apesar de serem amplamente discutidos na literatura internacional, há poucas contribuições em âmbito nacional para os estudos sobre o tema. Em geral, as pesquisas sobre encouraçamento fluvial utilizam critérios hidrológicos para se determinar as condições de fluxo para o rompimento dos pavimentos detríticos, em detrimento de abordagens de cunho geomorfológico acerca do rebatimento dos *clusters* para a morfologia e para a morfodinâmica fluvial. De modo a contribuir com os estudos sobre encouraçamento no país, o presente trabalho propõe, a partir de uma sistematização de bases teóricas, investigar a ocorrência dos processos de encouraçamento sob a ótica geomorfológica. Para tanto, o Rio Conceição (Quadrilátero Ferrífero - MG) é adotado como estudo de caso. Procedeu-se, a partir de técnicas cartográficas e da observação e descrição via aplicação de um *check-list*, associar o rebatimento da presença dos pavimentos detríticos para as condições geomorfológicas do canal fluvial, sobretudo no tocante à morfologia e à morfodinâmica dos trechos fluviais estudados. A organização dos materiais de calha identificados no Rio Conceição aponta para a ocorrência dos processos de encouraçamento a partir da confluência com o Ribeirão Preto, onde ocorrem pavimentos detríticos intercalados por poços, formando a morfologia em poço-corredeira. As condições de fluxo não permitem uma disposição linear dos *clusters* ao longo do Rio Conceição, dando origem à morfologia em poço-corredeira e, possivelmente, a processos de meandramento. Destaca-se que existe uma tendência de formação de pavimentos detríticos em porções do perfil longitudinal com predomínio de processos de agradiação, o que propiciaria a estabilidade dos materiais. Há ainda a ocorrência de couraças ferruginosas no leito, que efetuam o papel de blindagem da calha fluvial de maneira mais forte por não dependerem do regime de fluxo e sim das condições eletroquímicas que mantém o material coeso. Ademais, são feitas reflexões acerca da gênese dos *clusters*, evidenciando o papel de capturas fluviais no fornecimento de material detrítico para a calha do Rio Conceição.

Palavras-chave: Encouraçamento fluvial, morfologia e morfodinâmica fluvial, couraças ferruginosas, Rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero.

ABSTRACT

River-bed armouring processes refer to the presence of immobile (or immediately immobile) sediments in river channels, preventing the removal of potentially transportable grains. The detrital pavements (clusters) formed on the river-bed surface offer strong resistance to abrasive processes. This subject, despite being widely discussed in international literature, presents few studies and contributions at the national level. Overall, research on river-bed armouring mostly use hydrological criteria to determine the flow conditions for the disruption of detrital pavements, instead of following geomorphological approaches regarding the impacts of the clusters on river morphology and morphodynamics. In order to contribute to the studies on river-bed armouring in Brazil, this work intends to investigate the occurrence of river-bed armouring, based on a systematization of theoretical bases, from a geomorphological perspective. Therefore, the Conceição River (Iron Quadrangle - MG) is used as case study. Based on cartographic techniques, observation and checklist-based descriptions, we proceeded to connect the impacts of the presence of detrital pavements to geomorphological conditions of the river channel, especially regarding the morphology and morphodynamics of the studied river sections. Channel material organization identified in the Conceição River points to the occurrence of the river-bed armouring processes from the confluence with Ribeirão Preto on, in which detrital pavements interspersed by pools occur, forming the morphology of riffle-pools. The flow conditions do not allow a linear arrangement of the clusters along the Conceição River, creating the morphology of riffle-pools and, possibly, meandering processes. It is noteworthy that there is a tendency for formation of detrital pavements in portions of the longitudinal profile with a predominance of aggradation processes, which provide stability to materials. There is also the occurrence of ferruginous armor in the bed, which performs the role of armouring the fluvial channel in a stronger way, as they do not depend on the flow regime, but on the electrochemical conditions that keep the material cohesive. In addition, reflections were made on the genesis of the clusters, highlighting the role river piracy in supplying detrital material to the Conceição River channel.

Keywords: Bed armouring, fluvial morphology and morphodynamic, ferricrete, Conceição River, Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Tipos de transporte aluvial.	16
Figura 2: Preenchimento aluvial de um vale por diferentes níveis deposicionais, com ou sem superfícies correspondentes.....	21
Figura 3: Níveis deposicionais pareados e isolados.....	23
Figura 4: Modelo representativo das tipologias de níveis deposicionais fluviais	24
Figura 5: Representação dos 9 tipos de leitos fluviais.	26
Figura 6: Representação dos 41 subtipos de leitos fluviais.....	27
Figura 7: Representação dos 94 subtipos de leitos fluviais.....	28
Figura 8: Classificação de leitos fluviais em ambientes montanhosos.	31
Figura 9: Representação de partículas imóveis sobre o leito fluvial recobrando outras partículas.....	33
Figura 10: Resistência ao transporte de partículas devido ao ângulo de atrito (A) e resistência ao transporte pela proteção à ação do fluxo (B).	34
Figura 11: A) Paleonível deposicional aluvial cujas fácies de cascalho e seixo estão sofrendo processos erosivos em direção à calha atual. B) Embutimento de dois níveis aluviais (N1 e N2), observando-se tanto a barra detrítica erosiva (seixos fósseis do N2) como a barra deposicional atual (primeiro plano).....	39
Figura 12: Diferentes tipos de clusters.	43
Figura 13: Ilustração de uma sequência em poço-corredeira.	46
Figura 14: Morfologia em poço corredeira transversamente e longitudinalmente em um canal sinuoso.	49
Figura 15: Modelo tridimensional da estrutura de fluxos helicoidais em morfologia poço-corredeira	50
Figura 16: Localização da bacia do Rio Conceição.....	51
Figura 17: Mapa Geológico da bacia do rio Conceição.....	52
Figura 18: Mapa Hipsométrico da bacia do Rio Conceição.....	53
Figura 19: Perfil representativo do Anticlinal Conceição.	54

Figura 20: Exemplos de aplicação do coeficiente de determinação R^2 em afluentes do Rio Paraopeba (MG). No Rio Betim o perfil longitudinal apresenta geometria em desconformidade do modelo logarítmico (valor distante de 1), enquanto que o perfil do Ribeirão do Cedro se assemelha as condições do perfil ideal (valor próximo de 1). 62	
Figura 21: Segmentos fluviais investigados ao longo do Rio Conceição.67	67
Figura 22: Aplicação do coeficiente R^2 , do ICR e da densidade de lineamentos.68	68
Figura 23: Primeiro segmento fluvial investigado.69	69
Figura 24: Segundo segmento fluvial investigado.72	72
Figura 25: Valores do ICR para a bacia.73	73
Figura 26: Densidade de lineamentos na bacia.74	74
Figura 27: Terceiro segmento fluvial investigado.75	75
Figura 28: Mudanças na direção do escoamento do Ribeirão Preto.....76	76
Figura 29: Quarto segmento fluvial investigado.77	77
Figura 30: Quinto segmento fluvial investigado.79	79
Figura 31: Sexto segmento fluvial investigado.81	81
Figura 32: Barra de canal detrítica.82	82
Figura 33: Sétimo trecho fluvial investigado.83	83
Figura 34: Concreções ferruginosas da base do nível deposicional aluvial.84	84
Figura 35: Afloramento de couraças remanescentes do N3 no rio Conceição.....85	85

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Índice de Sinuosidade.	61
Equação 2: Índice de Gradiente.	61
Equação 3: Coeficiente de determinação R^2	62
Equação 4: Coeficiente de determinação R^2 equivalente a equação 3.	62

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	14
2.1. Processos e Formas Fluviais	14
2.1.1. Transporte de Sedimentos Aluviais	14
2.1.2. Erosão fluvial e formas resultantes	16
2.2. Processos de sedimentação e níveis deposicionais fluviais	18
2.2.1 Planície fluvial	19
2.2.2 Terraço Fluvial e outros níveis deposicionais aluviais	20
2.3. Leitos Fluviais	24
2.3.1. A classificação de Rosgen	26
2.3.2. A classificação de Montgomery & Buffington	29
3. ENCOURAÇAMENTO DE LEITOS FLUVIAIS E MATERIAIS RESULTANTES ..	33
3.1. Processos de encouraçamento de leitos fluviais (<i>bed armouring</i>): bases conceituais e teóricas	33
3.2. Condicionantes (paleo)ambientais para a formação de pavimentos detríticos	36
3.3. Escala temporal, escala espacial e complexidade na formação dos processos de encouraçamento	40
3.4 A morfologia e a morfodinâmica de leitos encouraçados.....	45
3.4.1 O sistema poço-corredeira e os processos de meandramento	45
4. O ESTUDO DE CASO DO RIO CONCEIÇÃO	51
5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	56
5.1 Etapa de gabinete.....	58
5.2. Etapa de campo.....	62
6. IMPLICAÇÕES DOS PROCESSOS DE ENCOURAÇAMENTO DE CALHAS FLUVIAIS PARA A MORFOLOGIA E PARA A MORFODINÂMICA DOS CURSOS D'ÁGUA: CONTRIBUIÇÕES A PARTIR DOS PAVIMENTOS DETRÍTICOS DO RIO CONCEIÇÃO.....	65

6.1. Caracterização da morfologia de leito nas calhas fluviais locais	65
6.1.1. Segmento Fluvial 1 – Leito em Degrau-Poço.....	69
6.1.2. Segmento Fluvial 2 – Leito com Dunas e Ripples.....	71
6.1.3. Segmento Fluvial 3 – Leito com Poço-Corredeira	74
6.1.4. Segmento Fluvial 4 – Leito com Poço-Corredeira	77
6.1.5. Segmento Fluvial 5 – Leito com Poço-Corredeira	78
6.1.6. Segmento Fluvial 6 – Leito com Poço-Corredeira	80
6.1.7. Segmento Fluvial 7 – Leito com Poço-Corredeira	83
6.2. Implicações do encouraçamento das calhas fluviais para a morfodinâmica recente/atual dos cursos d'água	86
6.3. Reflexões acerca da gênese dos pavimentos detríticos	90
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	93
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
9. ANEXOS	108

1. INTRODUÇÃO

Os processos de encouraçamento de leitos fluviais (*bed armouring*) se referem à presença de sedimentos imóveis (ou imediatamente imóveis) nas calhas fluviais, impedindo a remoção de grãos potencialmente transportáveis (BRIDGE, 2003; GOUDIE, 2004; ALMEDEIJ & DIPLAS, 2005; VERICAT *et al.*, 2006; FRINGS, 2008). Desse modo, é formado um pavimento detrítico na superfície do leito do rio, que oferece grande resistência aos processos abrasivos (FRINGS, 2008; GRANT, 2012). Assim, somente os materiais de granulometria mais fina (argiloso a arenoso) que recobrem estes pavimentos são transportados, enquanto os materiais de textura mais grossa (seixos e cascalhos¹) permanecem imóveis (CHARLTON, 2008; CURRAN & TAN, 2010; HEAYS, 2011).

Com a formação do pavimento detrítico, o equilíbrio hidrossedimentológico do canal é alterado, gerando uma perturbação no sistema fluvial, tendo em vista que novas relações entre produção, transporte e deposição de sedimentos passam a vigorar (COTA *et al.*, 2018). As novas condições de transporte, por conseguinte, influenciam e modificam a geometria do canal, que num processo de retroalimentação também influenciam a vazão e o transporte de sedimentos. Conseqüentemente, o impacto da imobilização dos sedimentos pode ocasionar um colapso na estabilidade do sistema fluvial. O canal tende a migrar lateralmente e a erodir suas margens, aumentando a largura do curso d'água (XU, 1996; VERICAT *et al.*, 2006).

Apesar de mais comuns na literatura internacional (CHIN, 1999; BRIDGE, 2003; CHARLTON, 2008), são raros os trabalhos que se debruçam sobre propostas metodológicas para o estudo do encouraçamento de calhas fluviais, bem como sobre a gênese dos pavimentos detríticos. Tanto que, conseqüentemente, não há uma única definição para determinar o que seriam leitos fluviais encouraçados, bem como sobre sua abrangência temporal e espacial.

Nesse sentido, Cota (2017), tomando como base os trabalhos de Charlton (2008) Magalhães Júnior *et al.* (2008) e Barros (2010), aponta algumas lacunas do

¹ Não há na literatura uma clara diferenciação entre seixos e cascalhos, sendo ambos os termos utilizados, muitas vezes, como sinônimos. As classificações granulométricas de Wentworth (1922) e Krumbein (1936), por exemplo, definem seixos e cascalhos como as partículas de tamanho superior a areia grossa e inferior a blocos e matacões, com diversas subdivisões (ex: cascalho fino, médio e grosso). A discussão sobre a granulometria do material de calha que caracteriza os processos de encouraçamento é melhor apresentada no capítulo 3.2.

conceito de encouraçamento sob a ótica geomorfológica, principalmente acerca da configuração dos pavimentos detríticos. Estes não seriam, necessariamente, compostos somente por seixos e cascalhos imóveis e soltos no leito, mas também pela cimentação de materiais por óxidos e hidróxidos de ferro e por sedimentos de granulometria mais fina que permanecem imóveis no contato com os clastos.

A dimensão temporal da formação e manutenção dos processos de encouraçamento frequentemente adotados na literatura seguem critérios estritamente hidrológicos, com vistas em determinar as condições de fluxo necessárias para a manutenção e destruição dos pavimentos detríticos (BILLI, 1988; LARONNE *et al.*, 1994; EMMETT & WOLMAN, 2001; WILCOCK & DETEMPLE, 2005; VERICAT *et al.*, 2006). São raros, contudo, pesquisas que envolvem os fatores geomorfológicos que condicionam o entulhamento dos fundos de vale com material grosso e formem, conseqüentemente, pavimentos detríticos.

Nesse sentido, investigações sobre a dinâmica tectônica, oscilações climáticas e variações no nível de base podem fornecer evidências acerca dos fatores responsáveis pela colmatação de fundos de vale por material detrítico (BENN & ERSKINE, 1994; BARROS, 2010; COTA *et al.*, 2018). Com exceção das contribuições de Magalhães Júnior *et al.* (2008), há também uma ausência de investigações relacionadas à petrogênese dos seixos e cascalhos que caracterizam os processos de encouraçamento.

A disposição espacial dos pavimentos detríticos, por sua vez, ainda é objeto de discussão na literatura, não havendo consenso se somente os agrupamentos de seixos e cascalhos (*clusters*) estão encouraçados ou se a morfologia de leito marcada por uma sucessão destes agrupamentos corresponderia ao encouraçamento (COTA *et al.*, 2018).

Em âmbito nacional, os estudos sobre encouraçamento são escassos, com destaque para os trabalhos de Magalhães Júnior *et al.* (2008) e Stevaux *et al.* (2009), que identificam trechos de vale encouraçados e os correlacionam, respectivamente, com a litologia e com a interferência de atividades antrópicas.

Diante da carência de estudos relativos ao tema no âmbito da geomorfologia fluvial, o presente trabalho se propõe a discutir as bases teórico-conceituais sobre os processos de encouraçamento de calhas fluviais na literatura nacional e internacional, investigando os seus principais problemas e desafios sob um viés geomorfológico.

De modo a ilustrar a abordagem teórica e fomentar a discussão sobre a dinâmica fluvial de rios em contextos montanhosos, o Rio Conceição (Quadrilátero Ferrífero – MG) é adotado como estudo de caso. Esta escolha deriva das características/organização dos materiais de calha já identificados em estudos pretéritos (BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2012, 2013; BARROS, 2012, 2015) e que apontam para a ocorrência de processos de encouraçamento associados à paleoníveis deposicionais aluviais com material detrítico concrecionado por ferro.

O objetivo geral do trabalho, portanto, consiste em discutir as bases teórico-conceituais sobre encouraçamento fluvial e suas consequências para a morfologia e para a morfodinâmica de cursos d'água a partir do estudo de caso do Rio Conceição.

A ocorrência de couraças ferruginosas no Rio Conceição e em outras artérias fluviais do Quadrilátero Ferrífero denota uma singularidade para os estudos sobre encouraçamento na área, pois não são identificados na literatura trabalhos que abordem com profundidade a temática do encouraçamento em ambientes cujos seixos e cascalhos estão cimentados, formando couraças.

Consoante, é necessário salientar que o estudo não objetiva somente caracterizar os pavimentos detríticos encontrados, mas sim efetivar um diálogo entre a bibliografia, em termos de conceitos e técnicas, e o cenário do Rio Conceição, avaliando limites, potencialidades e aplicabilidade para o curso d'água em questão.

Nesse sentido, podem ser delineadas algumas questões norteadoras para a pesquisa, a saber: Quais os rebatimentos dos pavimentos detríticos para a morfologia e para a morfodinâmica fluvial? Quais as similaridades, tendências e diferenças entre os pavimentos detríticos ferruginosos estudados e outros casos já descritos na literatura? Os conceitos e técnicas comumente adotados no estudo de processos de encouraçamento são aplicáveis para o contexto do Quadrilátero Ferrífero?

A abordagem geomorfológica distingue-se da comumente adotada nos estudos que se baseiam em critérios hidrológicos. Neste trabalho, busca-se obter respostas acerca do rebatimento dos pavimentos detríticos na morfologia do leito e na morfodinâmica do canal, bem como investigar os fatores genéticos responsáveis pela formação dos *clusters*.

Para fornecer indícios de alterações na morfologia e na morfodinâmica fluvial decorrentes da presença dos pavimentos detríticos, foi elaborado um guia visual sobre encouraçamento baseado em blocos diagrama que ilustrem os trechos fluviais estudados e subsidiem os estudos acadêmicos sobre a temática.

Diversos trabalhos de geomorfologia fluvial têm sido realizados no Quadrilátero Ferrífero (MAGALHÃES JÚNIOR & SAADI, 1994; SANTOS, 2009; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2010, 2012; BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2012, 2013, 2018). Os referidos trabalhos abordam, essencialmente, a evolução da rede de drenagem e o seu papel na configuração do relevo regional a partir das características e do arranjo espacial de níveis deposicionais aluviais. Existe, contudo, uma lacuna de estudos dedicados a compreender a morfologia de leitos fluviais e seus reflexos para a morfodinâmica dos cursos d'água.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Neste capítulo são apresentadas as formas e processos geomorfológicos associados aos materiais de calha e que fornecem subsídios para a investigação dos processos de encouraçamento. Deste modo, inicialmente são apresentadas as características referentes à erosão fluvial, ao transporte aluvial e às formas de leito resultantes. Ademais, também é feita uma revisão sobre registros deposicionais fluviais e o seu papel de marcador geomorfológico na evolução da rede de drenagem.

A revisão bibliográfica acerca dos processos de encouraçamento ocorre no capítulo seguinte, o qual é dedicado inteiramente à problematização de seu arcabouço teórico-conceitual. A individualização deste capítulo, distinto dos fundamentos teóricos, decorre do fato de a revisão bibliográfica sobre o tema vir acompanhada de uma discussão sobre a aplicabilidade dos conceitos e métodos para o contexto do Quadrilátero Ferrífero e para os estudos de viés geomorfológico. Ou seja, satisfaz um dos objetivos do trabalho, englobando também seus resultados.

2.1. Processos e Formas Fluviais

2.1.1. Transporte de Sedimentos Aluviais

A dinâmica sedimentar de um sistema fluvial envolve três processos principais: remoção, transporte e deposição. Esses processos são determinados pelo balanço de energia entre o fluxo e a carga sedimentar, que pode ser particulada (ou clástica) e dissolvida, no caso de solução iônica (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). Este balanço de energia, por sua vez, depende de fatores como relevo, clima, tectônica, vegetação e atividades antrópicas. A dinâmica sedimentar, portanto, resulta da combinação de diferentes variáveis geomorfológicas e ambientais.

A compreensão das condições de produção, remoção, transporte e deposição de sedimentos é fundamental para a caracterização e interpretação dos depósitos sedimentares fluviais, pois estes processos atribuem características específicas às camadas deposicionais. Os depósitos funcionam, portanto, como registros sedimentares correlativos das condições ambientais imperantes.

Como afirmam Stevaux & Latrubesse (2017), estima-se que um curso d'água utilize o mínimo de sua energia para a erosão e o transporte fluvial, sendo que grande

parte é convertida em calor devido à turbulência interna do fluxo e à fricção entre a água e as paredes do canal.

Os depósitos aluviais são compostos por uma mistura de partículas de granulometria e formas variadas. A deposição detrítica nas calhas fluviais resulta da constante interação entre a erosão das margens e dos leitos fluviais com processos de vertentes, sendo que, geralmente, estes últimos fornecem a maior carga detrítica para os fundos de vale. Deste modo, toda a bacia hidrográfica à montante responde pelo fornecimento de carga sedimentar para os leitos fluviais.

O tamanho das partículas sedimentares traduz a energia do curso d'água para o seu transporte ou deposição, ou seja, sua competência, sendo essa determinada a partir do detrito com maior diâmetro transportado. A capacidade do fluxo, por sua vez, corresponde à quantidade máxima de material, de determinada classe granulométrica, que um curso d'água pode transportar. Para que uma partícula seja movimentada, a turbulência do fluxo deve ser maior que as forças contrárias exercidas na manutenção estacionária das partículas (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O transporte de material em solução corresponde à carga dissolvida e transportada em solução química, compreendendo íons e moléculas derivados do intemperismo químico das rochas (carbonatos, sulfatos, óxidos, etc.) e da decomposição de componentes biogênicos². A quantidade de material em solução varia, em grande parte, com a contribuição das águas subterrâneas e do escoamento superficial e, embora não seja visível, representa uma porcentagem importante da denudação continental. Componentes não denudacionais, como emanações vulcânicas, gases e sais atmosféricos também contribuem para a carga dissolvida dos rios.

O transporte de material em suspensão ocorre com partículas de granulometria reduzida, como argila e silte, podendo abranger areia fina. As forças que o sustentam são a eletrostática (coesão) e a turbulência. A deposição ocorre em ambientes de baixa energia (como lagos, planícies fluviais e barragens), quando a turbulência do fluxo não é mais capaz de manter as partículas em suspensão.

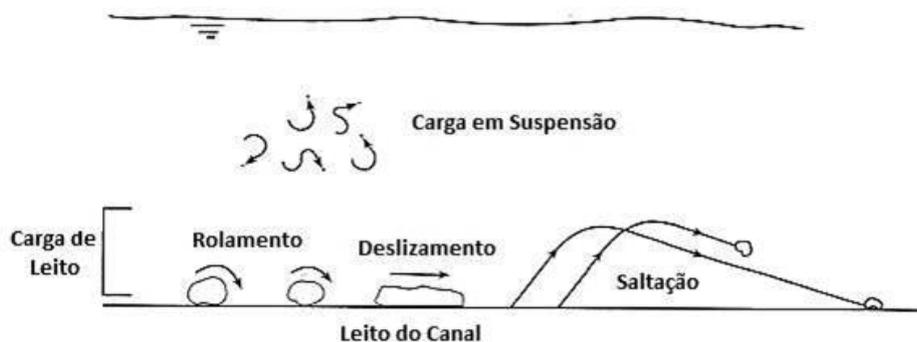
O transporte de material por saltação envolve principalmente grãos de areia, os quais são soerguidos do leito e acelerados para jusante pelo fluxo turbulento. A

² Segundo Stevaux & Latrubesse (2017), considera-se carga dissolvida o material que não é retido num filtro de 0,45 µm, incluindo, além das soluções iônicas, os colóides húmicos.

formação de baixa pressão no topo de uma partícula em função da viscosidade do fluxo pode ser suficiente para desprendê-la do leito (*lift force*).

O transporte por arraste ou tração se dá no leito, sem que as partículas percam contato com o mesmo. Envolve principalmente seixos e cascalhos que são movimentados pelo fluxo por escorregamento ou rolamento. A velocidade do fluxo no leito fluvial é o principal fator para o movimento das partículas.

Figura 1: Tipos de transporte aluvial.



Fonte: Adaptado de Charlton (2008) por Barros (2010).

2.1.2. Erosão fluvial e formas resultantes

Os processos de remoção aluvial respondem às variações dos *inputs* e *outputs* energéticos que cada curso d'água está sujeito, ou seja, refletem a energia do fluxo sobre os processos abrasivos. Dessa forma, a energia necessária para a remoção ou velocidade crítica de erosão³ determina se o canal fluvial irá favorecer processos de erosão ou de colmatção (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017).

Os processos abrasivos⁴ variam de acordo com o material do leito, o qual determina a resistência do canal frente aos processos erosivos e, de acordo com o substrato, define variações em sua forma e em seu comportamento hidrossedimentológico. Nessa perspectiva, cursos d'água em leitos rochosos⁵ oferecem maior resistência à ação erosiva do fluxo, por apresentarem obstáculos à

³ Não há um consenso sobre as condições de fluxo necessárias para colocar uma partícula em movimento e/ou para gerar sua deposição. Não obstante, trabalhos como o de Hjulström (1935) buscam estabelecer algumas variáveis, mesmo com experimentos em ambientes laboratoriais.

⁴ Os processos abrasivos correspondem ao desgaste promovido pelo atrito mecânico entre as partículas transportadas.

⁵ Entende-se como leito rochoso os trechos fluviais onde afloram rochas pouco intemperizadas (rochas duras).

ação das águas e rupturas de declive. Não obstante, em leitos aluviais, a mobilidade de sedimentos possibilita modificações na forma do leito em curto período, o que não ocorre em trechos rochosos (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997).

A dinâmica fluvial atuante em leitos rochosos promove, também, a esculturação de variadas formas, seja pela simples ação abrasiva do fluxo ou pelo processo de evorsão. Esse processo é gerado pelo turbilhonamento da água com partículas sólidas em uma superfície rochosa no leito fluvial que resulta na formação de depressões circulares de vários tamanhos, também conhecidas como “marmitas”.

Apesar de sofrer ações erosivas e deposicionais, a morfologia dos canais rochosos é marcada, principalmente, por processos erosivos, uma vez que as condições não são favoráveis à sedimentação. Por outro lado, nos leitos aluviais as formas erosivas são mais facilmente desconstruídas em relação aos leitos rochosos, onde são mais perenes (CHARLTON, 2008).

Além da abrasão (ou corrasão), os demais processos erosivos que atuam em ambientes fluviais são: I - remoção de blocos rochosos do leito (*block quarrying*); II - cavitação, que corresponde à erosão fluvial em condições de grande velocidade da água e fortes variações de pressão nas paredes do canal fluvial, facilitando a fragmentação das margens; III - corrosão, que engloba todo e qualquer processo químico entre a água e as rochas ou formações superficiais (CHARLTON, 2008).

No que tange à dinâmica erosiva das margens, dois processos merecem destaque: a ação fluvial – corrente e ondas; e as forças de origem externa – precipitação e ação antrópica (PETTS & FOSTER, 1985). Fernandez (1990) e Santos (2008) apontam que dentre os processos que atuam no recuo das margens, destacam-se, a corrasão e quedas (como os escorregamentos rotacionais). Tais processos são determinados, entre outros fatores, pela composição das margens e suas características coesivas. Margens compostas por areia e material mais grosso são facilmente desagregadas grão a grão, enquanto margens mais coesas compostas principalmente por argila tendem a se separar em agregados. Processos de quedas gravitacionais ocorrem comumente a partir de solapamentos basais ou quando os materiais constituintes das margens se tornam instáveis. Os depósitos caem ou deslizam até sua base pelo efeito da gravidade, semelhante aos processos de movimento de massa típicos de vertente, tais como deslizamentos e desmoronamentos (MARQUES, 2014). Alguns fatores associados ao colapso das

margens são sua altura em relação ao leito fluvial, ângulo de inclinação, teor de umidade e efeitos da vegetação (CHARLTON, 2008).

2.2. Processos de sedimentação e níveis deposicionais fluviais

Os sedimentos aluviais podem ser depositados a partir de redução da capacidade e competência dos fluxos e por processos que favoreçam a sedimentação, tais como: redução das vazões, alteração na rugosidade do leito e da planície fluvial, rearranjo na drenagem e obstruções ao fluxo, como soleiras (CHARLTON, 2008). Destaca-se também a alteração de processos em macroescala que interferem na dinâmica fluvial (tectônica e clima). Nesse sentido, Oliveira (2012) e Leopold *et al.* (1964) destacam a dificuldade de se compreender tais processos, tendo em vista que feições semelhantes podem ser originadas a partir de diferentes processos.

Em regiões de clima tropical e relevo serrano, processos geomorfológicos e de pedogênese descaracterizam frequentemente os depósitos fluviais, comprometendo a interpretação da dinâmica fluvial atual e pretérita pela carência de registros deposicionais completos (OLIVEIRA, 2012; BARROS, 2012). Assim, torna-se necessária a adoção de diferentes metodologias para o estabelecimento de modelos preditivos acerca da evolução fluvial de determinado vale (JACOBSON *et al.*, 2003).

Os depósitos aluviais podem ocorrer em três ambientes principais⁶: planícies fluviais, níveis deposicionais pretéritos (terraços) e o próprio leito fluvial. O material depositado no leito, geralmente de textura mais grossa, como areia, seixo e matacão, pode pavimentar o canal e/ou dar origem às barras de canal. Estas correspondem a feições deposicionais recentes ou atuais, emersas ou submersas, e que podem ser diferenciadas pela sua disposição e localização no leito fluvial, podendo ser do tipo lateral, central, longitudinal e transversal (MARQUES, 2014).

As ilhas fluviais, no entanto, apresentam estabilidade pela presença de vegetação, sendo esse o principal critério utilizado para diferenciá-las das barras de canal (LEOPOLD & WOLMAN, 1957). Não obstante, materiais agregantes como argilas, matéria orgânica e óxidos também estabilizam as ilhas (principalmente em

⁶ Outros ambientes deposicionais fluviais são os leques aluviais e deltas.

contextos úmidos, como em sistemas anastomosados). Há ainda ilhas que não são aluviais, ou seja, são formadas por afloramentos rochosos.

É possível inferir, portanto, que as barras de canal podem estar emersas durante as vazantes e submersa durante as cheias, ao contrário das ilhas fluviais, que tendem a permanecer emersas e com cobertura vegetal mesmo em períodos de maior vazão (MARQUES, 2014).

2.2.1 Planície fluvial

As planícies fluviais (ou aluviais) correspondem a formas deposicionais suavizadas situadas nas margens dos cursos d'água e formadas por eventos ativos de sedimentação durante inundações, bem como pela migração lateral dos canais. Seus depósitos são muito expressivos para os estudos geomorfológicos (LAVARINI, 2014), fato que se reflete na relativa abundância de trabalhos sobre o tema (RITTER *et al.*, 2002; LEOPOLD *et al.*, 1964; LEOPOLD & WOLMAN, 1957). Apesar das diferentes abordagens sobre a conformação espaço-temporal das planícies fluviais (BARROS, 2012 e JACOBSON *et al.*, 2003), sua concepção conceitual mais trabalhada em termos geomorfológicos está associada a critérios morfológicos, estratigráficos e hidrológicos (BARROS, 2012; NANSON & CROKE, 1992).

Charlton (2008) destaca que a morfologia das planícies fluviais está associada à forma e ao regime hidrossedimentológico dos cursos d'água. Nesse sentido, Leopold *et al.* (1964) e Bridge (2003) definem planícies de inundação como feições suavizadas de depósitos sedimentares aluviais inconsolidados que margeiam os cursos d'água. São consideradas feições ativas por sofrerem periodicamente processos de sedimentação durante as inundações (LEOPOLD & WOLMAN, 1957).

A delimitação e classificação das planícies fluviais em termos de área inundada apresentam-se como desafios para os estudos geomorfológicos, dada a sua complexidade (LEOPOLD & WOLMAN, 1957). Nesse sentido, Nanson & Croke (1992) destacam que aspectos genéticos e estratigráficos são mais adequados para identificação e delimitação de planícies fluviais do que os puramente hidrológicos, principalmente por considerarem sua morfoestratigrafia de acamamento horizontal.

A dinâmica evolutiva deposicional em planícies fluviais pode ser entendida a partir de dois processos esculturais associados (MARRIOTT, 2004): inundações (acresção vertical) e migrações laterais de canal (acresção lateral). Para os processos

de acumulação vertical é necessário que as águas extravasem o leito menor e ocupem o leito maior, depositando o material em suspensão em decorrência da baixa energia nos ambientes marginais. Já os processos de acresção lateral ocorrem a partir da erosão nas margens côncavas e deposição nas margens convexas, como nos processos de meandramento⁷. Leopold *et al.* (1964) aponta que a maioria dos materiais depositados em planície (de 60 a 80%) é por acresção lateral.

No que diz respeito às fácies⁸ de planícies fluviais, pode haver uma sequência comum de material detrítico na base (seixo e areia), típico de calha, resultante de processos de acresção lateral, recobertos por materiais mais finos (silte e argila) depositados por acresção vertical (material em suspensão) (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002).

As planícies funcionam, portanto, como feições deposicionais responsáveis pelo aporte de sedimentos aluviais, estando constantemente sujeitas a variações da dinâmica dos cursos d'água, sendo, ao mesmo tempo, produto e componente dos sistemas fluviais (RITTER *et al.*, 2002). Vale ressaltar que o conceito de planície fluvial está associado à sua forma e aos processos morfogenéticos (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002; OLIVEIRA, 2012).

2.2.2 Terraço Fluvial e outros níveis deposicionais aluviais

Diferentemente das planícies fluviais, que são formas em construção elaboradas por processos predominantemente sedimentares, os terraços fluviais são formas inativas que testemunham um momento anterior da evolução fluvial. Eles estão predominantemente sob erosão e podem resultar do abandono de superfícies erosivas ou de sedimentação por processos de incisão vertical do canal, associada ou não à migração lateral, ou por mudanças no regime hidrossedimentológico, seja por fatores como capturas fluviais ou por alterações do regime climático.

Sua conformação morfológica original apresenta, geralmente, topo suavizado, gerado pela sedimentação, e leve inclinação em direção à jusante do vale. No entanto,

⁷ Apesar de os processos de acresção lateral serem associados principalmente a cursos d'água meandantes, outros padrões fluviais, como o anastomosado e o entrelaçado, podem migrar lateralmente sem necessariamente meandrar.

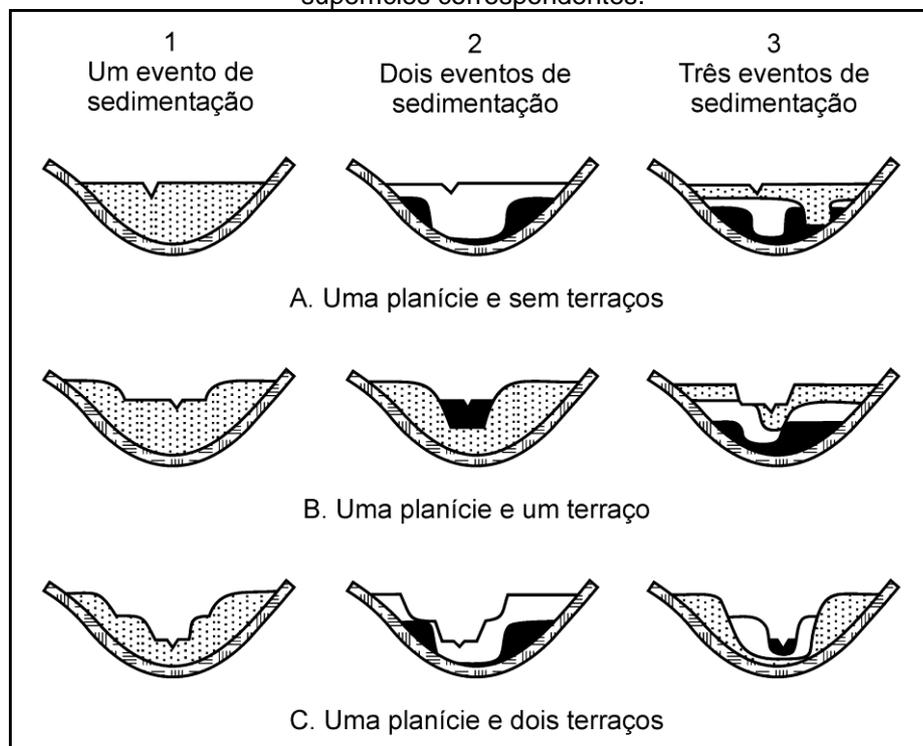
⁸ Para fins deste estudo, o termo fácies é adotado para determinar uma unidade deposicional que se distingue das demais de acordo com sua estrutura sedimentar, geometria, paleocorrentes, litologia e/ou fósseis (SELLEY, 1985 *apud* MOREIRA & BORGHI, 1999).

em função das condições de energia e de fornecimento de sedimentos, podem apresentar inclinações diferentes (CHARLTON, 2008).

Apesar dos terraços serem amplamente concebidos na literatura como planícies fluviais abandonadas (LEOPOLD *et al.*, 1964; SCHUMM, 1977; BRIDGE, 2003; JACOBSON *et al.*, 2003), isso não é uma regra. Os terraços também podem ser gerados, por exemplo, pela migração lateral do canal e pelo encaixamento da calha no substrato rochoso ou em depósitos aluviais de leito, não havendo a obrigatoriedade da presença de uma planície pré-existente.

É importante ressaltar que, apesar dos terraços serem formas correlativas de paleoambientes deposicionais fluviais, seu conceito está associado à morfologia e não à estratigrafia (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002). Não obstante, patamares estruturais ou degraus gerados por erosão diferencial entre litologias não devem ser confundidos com terraços ou associados a processos fluviais (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

Figura 2: Preenchimento aluvial de um vale por diferentes níveis deposicionais, com ou sem superfícies correspondentes.



Fonte: Adaptado de Leopold *et al.* (1964).

Bridge (2003) destaca que a gênese dos terraços está associada a processos de degradação provocados por alterações no nível de base, no regime tectônico ou hidrológico. Segundo Petts & Foster (1985), os terraços fluviais apresentam registros de dois momentos distintos: um de agradação aluvial que permite a formação das acumulações sedimentares e um de mudanças na configuração fluvial associadas ao entalhamento da calha. Este processo tende a tornar os depósitos inativos e formar terraços. Entretanto, deve-se salientar que há outros processos de formação de terraços que não dependem de encaixamento das calhas.

Em regiões de clima tropical, os terraços sofrem maior incidência de processos de vertente (coluvionamentos) e pedogênese, apresentando-se muitas vezes descaracterizados (OLIVEIRA, 2012; BARROS, 2012). Assim, Barros (2012) aponta que registros deposicionais aluviais antigos que não apresentam formas específicas podem ser designados como nível deposicional ou sucessão deposicional fluvial⁹. Consoante, para fins deste trabalho, será utilizado o termo nível deposicional aluvial que, por sua vez, engloba tanto os terraços fluviais quanto outros níveis deposicionais fluviais já descaracterizados morfologicamente.

No que tange à tipologia de níveis deposicionais fluviais, Barros (2012) afirma que pode ser utilizada a mesma tipologia de terraços fluviais presente na literatura, tendo em vista que as implicações geomorfológicas não dizem respeito à forma e sim à disposição dos registros sedimentares em relação aos outros e ao substrato.

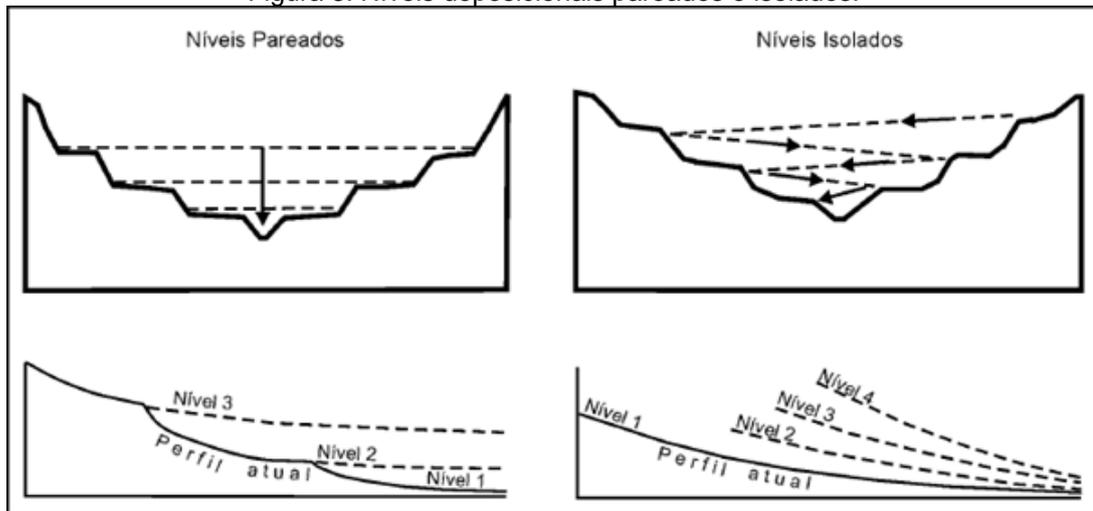
Os níveis deposicionais fluviais podem ser classificados de acordo com a sua distribuição espacial no contexto do vale (BARROS, 2012) e de acordo com sua posição em relação ao nível imediatamente mais antigo (CHRISTOFOLETTI, 1981; OLIVEIRA, 2012). É importante ressaltar que a disposição espacial dos níveis não ocorre, necessariamente, de modo contínuo ao longo de um vale, podendo ser influenciada pela atuação tectônica e por níveis de base locais.

A classificação dos níveis no contexto de vale (Figura 3) toma como referência a sua posição entre ambas as margens do curso d'água, podendo ser classificados como pareados (parelhos) e isolados (não pareados). Os níveis pareados são encontrados na mesma cota altimétrica em ambas as margens e possuem a mesma disposição espacial no contexto da vertente, indicando que as taxas de incisão vertical são maiores que as de migração lateral. Contudo, os níveis mais comumente

⁹ Seguindo a proposta de Barros (2012), o termo nível deposicional fluvial (ou nível aluvial) é relativo a um momento erosivo-deposicional de um curso d'água.

encontrados são os isolados, formados pela incisão vertical do canal sincrônica à sua migração lateral (CHARLTON, 2008). É possível inferir, portanto, que os níveis pareados são esperados em áreas sujeitas a pulsos tectônicos, enquanto os níveis isolados são esperados em áreas de soerguimento mais contínuo.

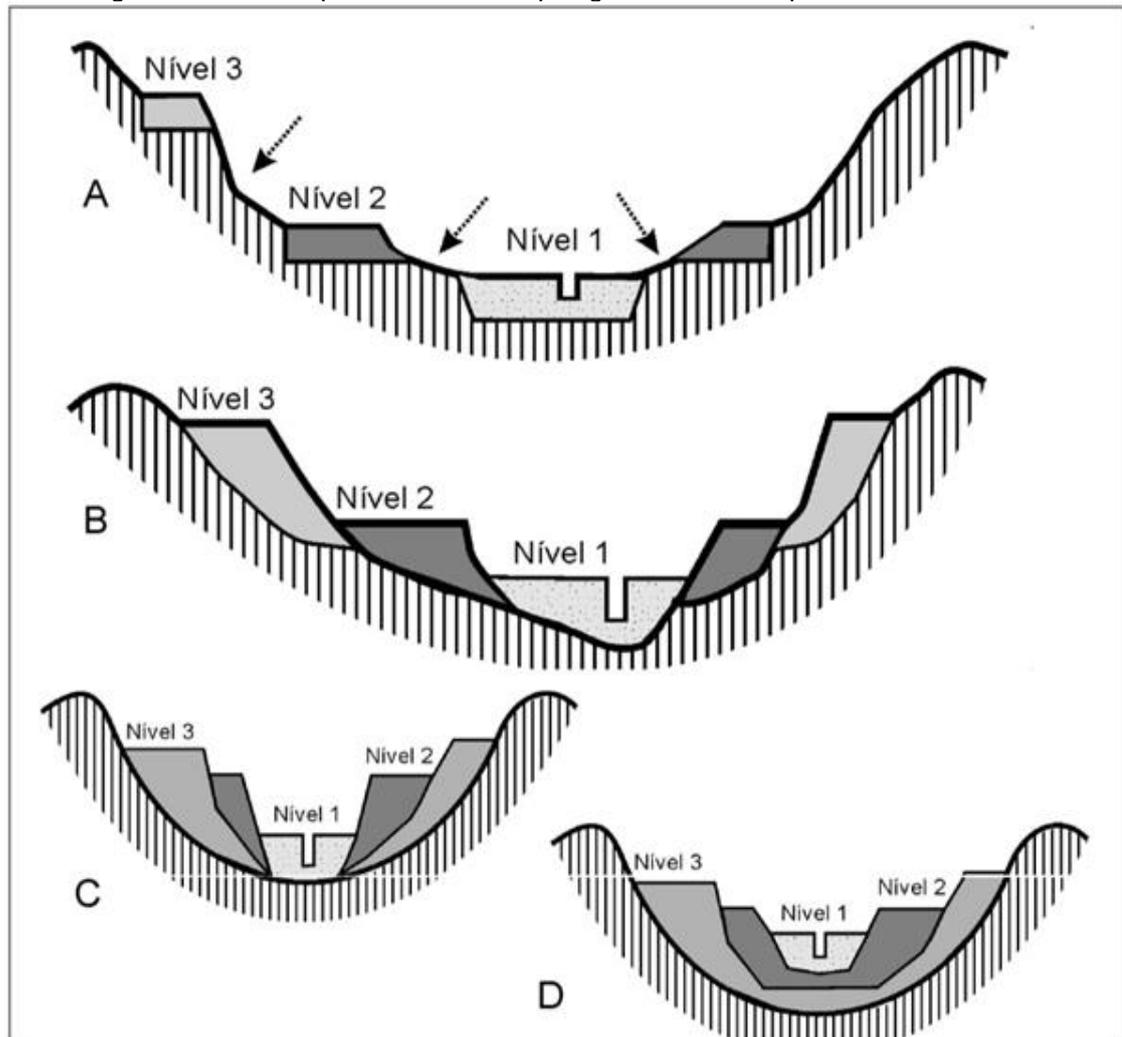
Figura 3: Níveis deposicionais pareados e isolados.



Fonte: Adaptado de Summerfield (1991) por Barros (2012).

Podem ser identificados três tipos de níveis deposicionais quanto à sua disposição relativa em relação aos outros: os embutidos, os encaixados ou parcialmente embutidos e os escalonados (Figura 4). A principal diferença entre os dois primeiros é a magnitude do encaixamento após o período deposicional (BARROS, 2012; CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO & BIGARELLA, 1979). Para os níveis escalonados, a incisão da drenagem resulta na exposição do substrato rochoso entre o nível mais antigo e o mais recente, enquanto que para os encaixados (ou parcialmente embutidos), a incisão da drenagem não é capaz de expor o substrato rochoso entre diferentes níveis deposicionais, havendo o contato entre o nível mais antigo e o mais recente. Os níveis embutidos, no entanto, são formados quando não há o encaixamento da rede de drenagem, sendo o mais recente formado na mesma base do nível anterior (Figura 4-C) ou estando totalmente envolto pelo nível mais antigo (Figura 4-D). Oliveira (2012) aponta para a dificuldade em se diferenciar os níveis encaixados dos embutidos em campo, a não ser pela utilização de técnicas indiretas (radares), abertura de trincheiras ou sondagens.

Figura 4: Modelo representativo das tipologias de níveis deposicionais fluviais¹⁰.



Fonte: Adaptado de Barros (2012) por Oliveira (2012).

Apesar de alterações nos regimes tectônico, climático e eustático serem apontados como os elementos responsáveis pelo abandono de níveis deposicionais aluviais (LEOPOLD *et al.*, 1964), os mesmos também podem ser formados a partir do ajustamento natural da drenagem, sem a necessidade da ocorrência de fatores externos (RITTER *et al.*, 2002; CHARLTON, 2008).

2.3. Leitos Fluviais

A movimentação da carga de fundo por rolamento, arraste ou saltação é mais lenta que a velocidade do fluxo, ocorrendo normalmente através de movimentos

¹⁰ Níveis deposicionais: escalonados (A), encaixados (B), embutidos (C), integralmente embutidos (D).

rápidos e breves, gerando formas geométricas tridimensionais que seguem um determinado padrão (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017).

As formas geométricas derivadas da movimentação da carga de fundo apresentam particularidades associadas aos aspectos morfológicos do canal (declividade do leito, sinuosidade, geometria, largura, profundidade) e/ou hidrossedimentológicos (composição das margens, descarga sedimentar, material de calha, condições de fluxo atuantes). Estes aspectos, por sua vez, constituem os principais critérios de classificação de leitos fluviais na literatura (KONDOLF, 1995).

Consoante, diversos autores se apropriam de uma ou mais variáveis morfológicas e/ou hidrossedimentológicas para elaborar propostas de classificação de leitos fluviais, o que remonta às contribuições de Playfair (1802), Powell (1875) e Davis (1899). Com o avanço da cartografia e de diferentes métodos de análise morfológica e hidrossedimentológica, diversos trabalhos foram publicados sobre o tema (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; SCHUMM, 1963; HAWKES, 1975; KELLERHALS *et al.*, 1976; SCHUMM, 1977; RUST, 1978; MOSLEY, 1987; CHURCH, 1992; NAIMAN *et al.*, 1992; WHITING & BRADLEY, 1993; DOWNS, 1995; MIALI, 1996; THORNE, 1997).

Todavia, não há propostas aplicáveis transversalmente a diferentes escalas espaciais e temporais ou que sejam capazes de fornecer uma perspectiva precisa das condições históricas de estabilidade dos canais (JURACEK & FITZPATRICK, 2003). Considerando a complexidade inerente à dinâmica fluvial, principalmente no que tange à sua dinâmica espaço-temporal e às dificuldades de análise dos impactos de perturbações dos sistemas, é compreensível que as propostas de classificação de leitos fluviais sejam desafios específicos de cada realidade.

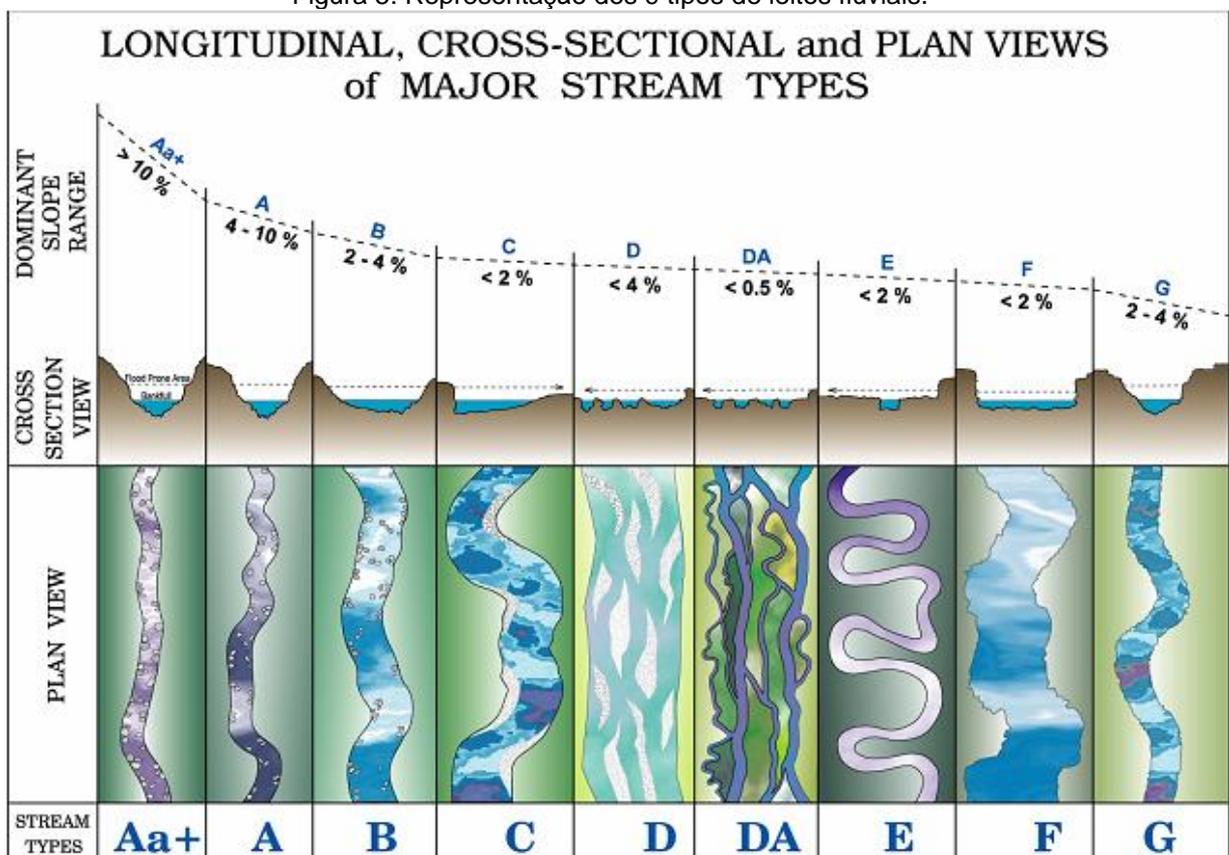
Consoante, de modo a fornecer subsídios para o entendimento das formas de leito marcadas pela presença de seixos e cascalhos, são aqui apresentadas as propostas de classificação de Rosgen (1994, 1996) e Montgomery & Buffington (1997). Há, contudo, variadas classificações de leitos fluviais que servem a diferentes propósitos, como a proposta de Sutfin *et al.* (2014) para ambiente árido e montanhoso e a de leitos compostos por areia de Stevaux & Latrubesse (2017). Não obstante, as propostas de Rosgen (1994, 1996) e Montgomery & Buffington (1997) permitem levantar conexões com leitos compostos por pavimentos detríticos e, conseqüentemente, encorajados.

2.3.1. A classificação de Rosgen

A classificação proposta por David L. Rosgen resultou de seus estudos realizados nos Estados Unidos, Canadá e Nova Zelândia ao longo da década de 1980 (ROSGEN, 1985). Abarcaram uma grande diversidade de ambientes, desde áreas de cabeceira em contextos montanhosos às planícies costeiras. A proposta inicial foi aprimorada em trabalhos subsequentes (ROSGEN, 1994, 1996), embasando diversos pesquisadores e gestores ambientais, principalmente nos Estados Unidos e no Canadá. A proposta é muito adotada por agências governamentais de ambos os países para restauração ou reabilitação de cursos d'água (JURACEK & FITZPATRICK, 2003; FERNANDEZ, 2016).

Rosgen propõe quatro níveis de abordagem. O nível I permite uma ampla categorização morfológica dos fundos de vales, sendo descritos o grau de encaixamento (*entrenchment ratio*), o índice de sinuosidade, o gradiente do canal, a relação largura/profundidade e o padrão fluvial. O nível I resulta, portanto, em nove tipos de leitos fluviais (Figura 5).

Figura 5: Representação dos 9 tipos de leitos fluviais.

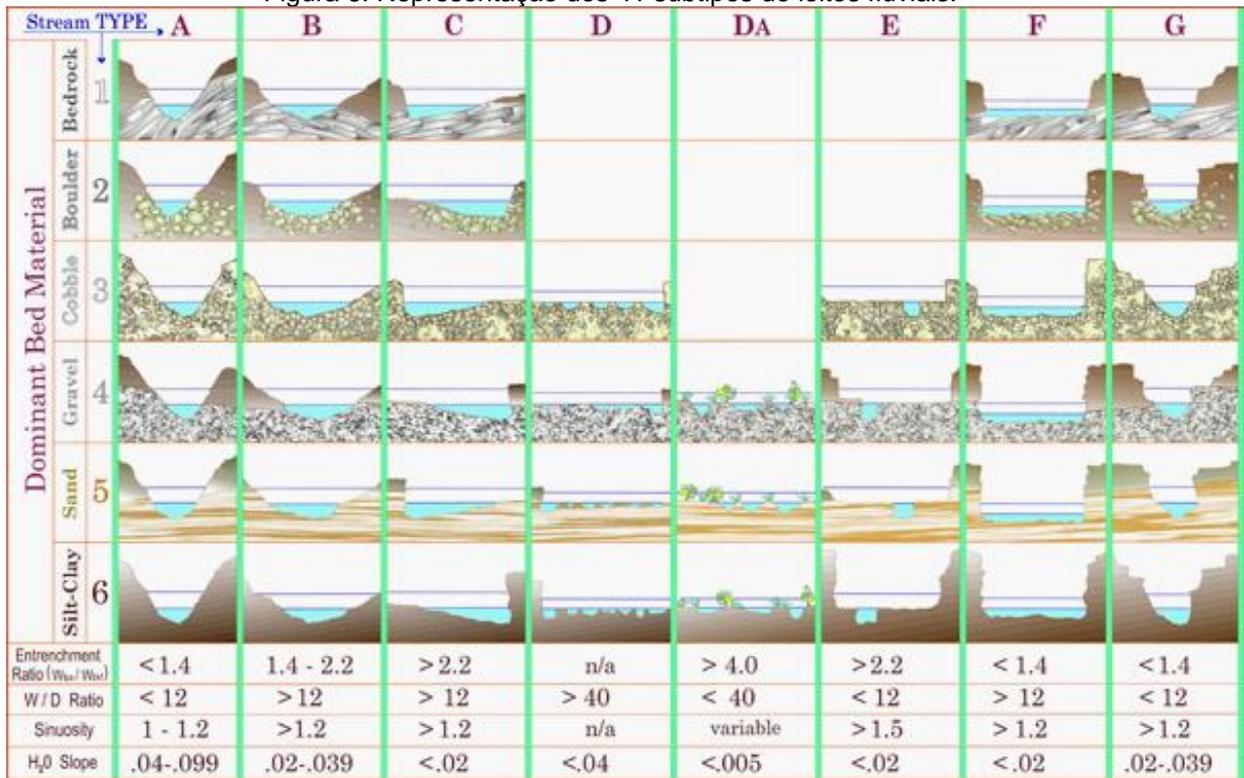


Fonte: Adaptado de Rosgen (1994) por Rosgen (1997).

O nível I permite uma classificação abrangente e de aplicação rápida dos aspectos morfológicos dos cursos d'água. Deste modo, fornece bases para um entendimento geral das características fisiográficas dos sistemas fluviais estudados.

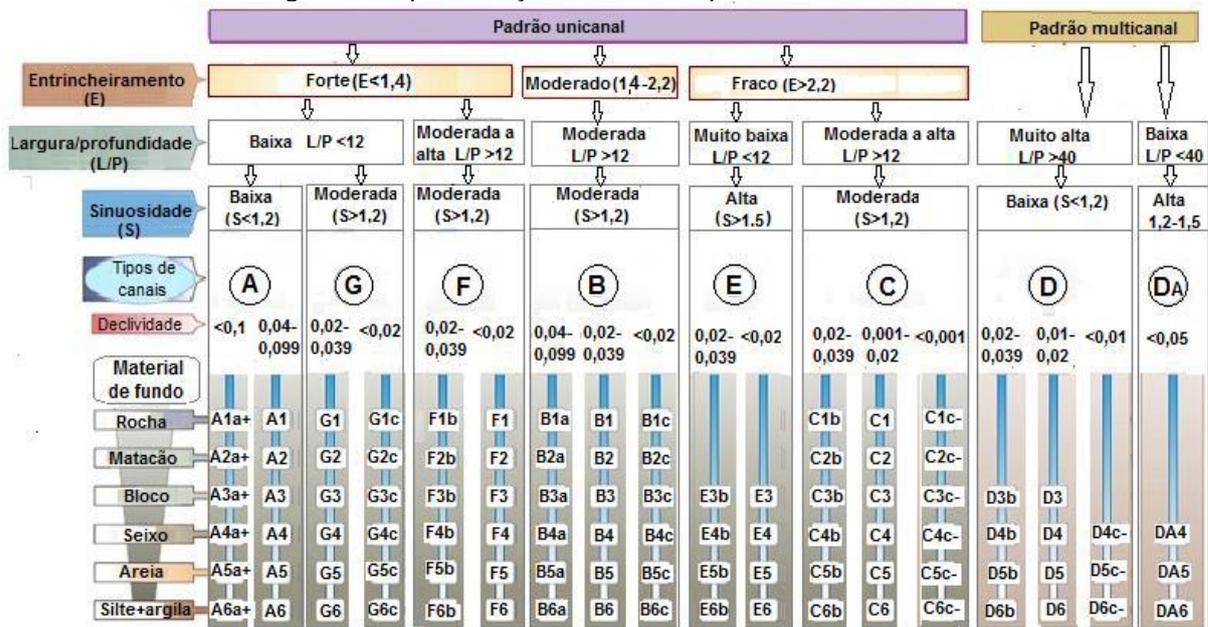
O ordenamento de nível II corresponde a duas etapas. Na primeira são feitas interpretações mais detalhadas relacionadas às seções fluviais transversais, aos perfis longitudinais e ao material de calha dominante, dividindo os nove tipos definidos no nível I em 41 subtipos de leitos fluviais (Figura 6). A nomeação dos tipos de leito combina a letra correspondente ao seu enquadramento no nível I com o número que representa o material de leito dominante (1. Rocha; 2. Matacão; 3. Bloco; 4. Seixo; 5. Areia; 6. Silte/Argila). Na segunda etapa do ordenamento de nível II são definidos 94 subtipos (Figura 7) a partir da relação entre o padrão do canal, sinuosidade, largura/profundidade, tipo de canal (definido no nível I), declividade e material de fundo (considerando os 41 subtipos definidos anteriormente).

Figura 6: Representação dos 41 subtipos de leitos fluviais.



Fonte: Adaptado de Rosgen (1994) por Extension Fundation (2012).

Figura 7: Representação dos 94 subtipos de leitos fluviais.



Fonte: Adaptado de Rosgen (1994) por Fernandez (2016).

A classificação do nível III é balizada em uma avaliação da estabilidade dos canais, fazendo uma predição sobre o comportamento dos leitos fluviais do nível II à imposição de mudanças. No nível III é avaliado o padrão de deposição e de meandramento, o regime de fluxo, a presença de mata ciliar e a estabilidade das margens e leitos. As especificidades do nível III são colocadas em prática no nível IV, onde são feitas medições das condições de fluxo, do transporte de sedimentos e de outros estudos geomórficos. Rosgen apresenta mais detalhadamente os níveis I e II, descrevendo de maneira mais breve os níveis III e IV.

A proposta de Rosgen aporta a vantagem da mensuração de variáveis relacionadas à largura, profundidade, velocidade, descarga, gradiente do canal, rugosidade da carga sedimentar de leito, carga e granulometria dos sedimentos. Não obstante, as dificuldades de mensuração são, justamente, as principais críticas à proposta. Há, também, questionamentos sobre a sua aplicabilidade em variados ambientes, limitando a adoção de sua classificação, além de críticas relativas à validade dos procedimentos de medição adotados (JURACEK & FITZPATRICK, 2003; SIMON *et al.*, 2008). Não obstante, diversos autores compreendem a validade dos aspectos descritivos da classificação de Rosgen (MILLER e RITTER, 1996; JURACEK e FITZPATRICK, 2003; FERNANDEZ, 2016), principalmente quando relacionados aos níveis I e II. Contudo, os referidos autores mencionam que os níveis III e IV não permitem o estabelecimento de previsões acerca de mudanças na dinâmica fluvial.

Estas limitações comprometem a sua aplicação em projetos de restauração fluvial, pois para se determinar as condições de estabilidade dos canais é necessário compreender o comportamento dos sistemas fluviais ao longo do tempo e do espaço. Tais discussões acerca das possibilidades e impossibilidades de aplicação da classificação de Rosgen são amplamente levantadas por Simon *et al.* (2007, 2008) e pelo próprio Rosgen (2008).

2.3.2. A classificação de Montgomery & Buffington

Diferentemente da classificação de Rosgen, cuja premissa é a aplicabilidade para os mais variados ambientes, a proposta de Montgomery & Buffington (1997) parte do princípio que existem diferenças fundamentais entre rios em contextos de montanha e de planície, apesar da conexão hidrogeomorfológica entre ambos. Assim, a proposta é focada na classificação de leitos fluviais de ambientes montanhosos, resultando de pesquisas nos Estados Unidos. São priorizadas variáveis de declividade, carga de leito e formas derivadas que, por sua vez, refletem os processos atuantes.

A proposta pode ser entendida como uma expansão das ideias de Schumm (1977) sobre os compartimentos fluviais: áreas fonte de sedimentos, áreas de transferência de sedimentos e áreas de deposição. No entanto, além de identificar os processos predominantes em rios montanhosos, os autores fazem correlações com a morfologia dos canais. A proposta reconhece três tipos principais de substratos de calha: substrato rochoso, alúvio e colúvio. Os leitos aluviais são divididos em cinco categorias (em cascata, em degrau-poço, leito plano, em poço-corredeira, ondulado com dunas e *ripples*). Esses, somados aos leitos coluviais e rochosos, totalizam sete classes conforme descrição a seguir:

I - Leitos coluviais (*colluvial*): Correspondem majoritariamente às áreas de cabeceiras com vertentes íngremes, em zonas de transição de predomínio de processos fluviais e de vertentes, limitando a identificação da gênese dos depósitos de calha. A elevada variedade de materiais (clastos, escombros lenhosos e a própria vegetação), reduz a capacidade e a competência do fluxo. O transporte episódico por fluxo de detritos responde pela maior parte do material mobilizado.

II - Leitos rochosos (*bedrock*): Há ausência de cobertura aluvial contínua, sendo normalmente confinados por encostas (ausência de planície) e apresentando

gradiente maior que os leitos aluviais. Apesar das condições de maior energia e capacidade de transporte permitir a ausência de sedimentos contínuos em ambientes montanhosos, podem ocorrer pequenos agrupamentos em locais com obstruções do fluxo, tais como troncos de madeira, blocos e afloramentos rochosos.

III - Leitos em cascata (*cascade*): São confinados por encostas, apresentam fluxos marcados por elevada energia, e predomínio de blocos e matacões mal distribuídos longitudinalmente. Devido à abundância de material de granulometria grossa, mesmo em condições de elevado gradiente, o transporte sedimentar está limitado a eventos hidrológicos extremos.

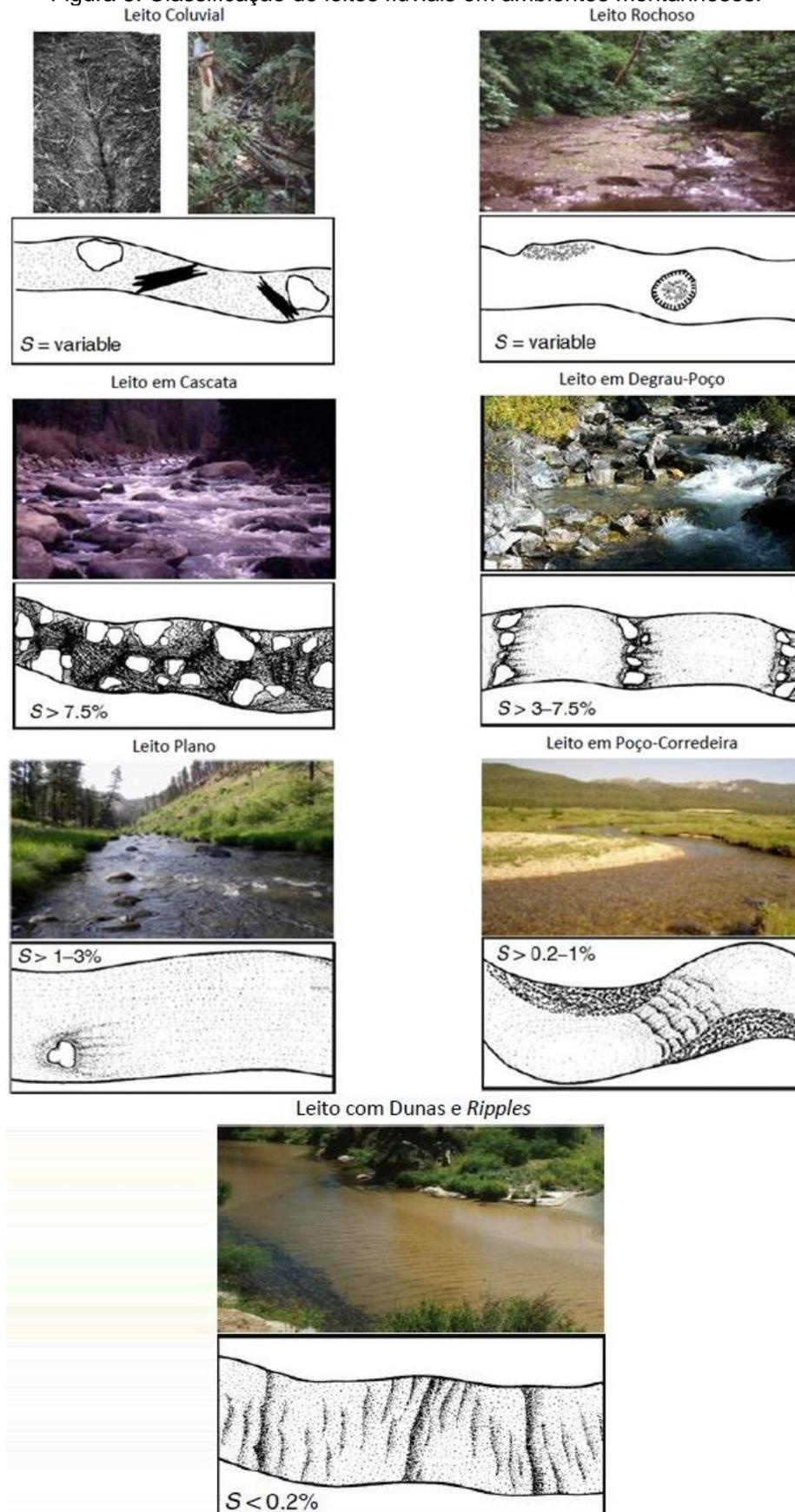
IV - Leitos em degrau-poço (*step-pool*): São confinados por encostas com predomínio de blocos e matacões agrupados longitudinalmente. Diferenciam-se dos leitos em cascata por apresentarem morfologia longitudinal escalonada, o que possibilita que o fluxo intercale momentos de alta (degraus) e baixa energia (poços profundos). Ambos são condicionados pela presença de matacões, blocos, degraus rochosos ou troncos vegetais.

V - Leito plano (*plane-bed*): Podem ser confinados ou não por encostas, sendo predominantemente compostos por cascalhos e blocos (rara ocorrência de matacões). Caracterizam-se pela ausência de poços e barras sedimentares, baixa relação largura/profundidade, gradientes moderados a íngremes e ausência de formas rítmicas (*rhythmic bedforms*) nas calhas.

VI - Leitos em poço-corredeira (*pool-riffle*): Apresentam calhas onduladas com sequências de poços e corredeiras. Os sedimentos podem variar de areia a blocos, mas há predomínio de cascalhos. As sequências de poços e corredeiras decorrem de células de fluxos internos (divergência nos poços e convergência nas corredeiras). Estes leitos são associados a canais com gradientes moderados a baixos, com planícies não confinadas e bem desenvolvidas.

VII - Leitos ondulados com dunas e *ripples* (*dune-ripple*): Possuem calhas com predomínio de areia, ocorrendo em vales abertos (não confinados) com planícies bem desenvolvidas. Apresentam variadas formas de leito (*ripples*, dunas, antidunas, leito plano).

Figura 8: Classificação de leitos fluviais em ambientes montanhosos.



Fonte: Adaptado de Buffington e Montgomery (2013).

Essa classificação propõe que os canais de cabeceira de drenagem, nos segmentos mais à montante, são majoritariamente coluviais, tendendo a transformar-se, para jusante, em canais aluviais com diversas subclassificações. Cada tipo de leito apresenta características específicas de declividade, granulometria sedimentar, *shear-stress* (cisalhamento) e rugosidade. A proposta considera que as morfologias dos canais aluviais refletem quadros específicos de rugosidade ajustados às magnitudes relativas de fornecimento sedimentar e capacidade de transporte. Canais aluviais com leitos íngremes (*cascade* e *step-pool*) possuem elevada capacidade de transporte e são resilientes às variações de fluxo. Já os canais de baixo gradiente (*pool-riffle* e *dune-ripple*) possuem baixa capacidade de transporte e significativas e prolongadas respostas às variações de fluxo e de carga sedimentar.

As principais críticas à classificação de Montgomery & Buffington (1997) decorrem da não consideração de um “*continuum*” de leitos fluviais e dos tipos intermediários das sete classes de leito identificadas, como por exemplo: *rifle-bar* (*pool-riffle/plane-bed*), *riffle-step* (*plane-bed/step-pool*) e *cascade-pool* (*step-pool/cascade*). Deste modo, dependendo das características fisiográficas do curso d’água investigado, não é possível adotar integralmente a classificação, sendo necessária a criação de novas classes. Os próprios autores apontam esta limitação, justificando sua abordagem pela simplificação em sete tipos de leito identificáveis em ambientes de montanha, mesmo que estejam dentro de um “*continuum*” de canais.

3. ENCOURAÇAMENTO DE LEITOS FLUVIAIS E MATERIAIS RESULTANTES

3.1. Processos de encouraçamento de leitos fluviais (*bed armouring*): bases conceituais e teóricas

A literatura, de maneira geral, descreve os processos de encouraçamento fluvial como a formação de um pavimento detrítico no leito de um curso d'água que, por alterações na capacidade e/ou competência do fluxo, mantém seus grãos imóveis ou temporariamente imóveis (GOUDIE, 2004; ALMEDEIJ & DIPLAS, 2005; BRIDGE, 2003; VERICAT *et al.*, 2006; FRINGS, 2008).

Charlton (2008) e Curran & Tan (2010) destacam que o encouraçamento está associado a uma redução do fluxo d'água por períodos estendidos, tornando-o incapaz de transportar os materiais de granulometria mais grossa (seixo e cascalho). Com os processos de deposição na calha, há o aumento da rugosidade do leito e diminuição da força erosiva do fluido, o que decorre do atrito do fluxo com os sedimentos e que, associadas às irregularidades do canal, requerem uma maior energia para movimentação (CHARLTON, 2008; CURRAN & TAN, 2010; BARROS, 2010; HEAYS, 2011). Os depósitos imóveis em ambiente de calha geram *clusters*, também identificados como agrupamentos de sedimentos de granulometria variada que permanecem imóveis no leito fluvial (BILLI, 1988; CURRAN & TAN, 2010).

Figura 9: Representação de partículas imóveis sobre o leito fluvial recobrendo outras partículas.

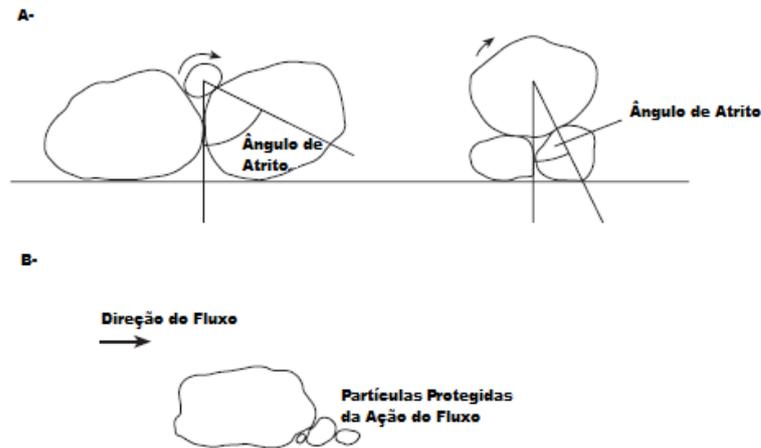


Fonte: Adaptado de Almedej & Diplas (2005).

O tamanho e o arranjo dos sedimentos podem, ainda, afetar o movimento de outras partículas menores na superfície do leito (CHARLTON, 2008). Isso se dá em decorrência da disposição espacial dos materiais na calha fluvial, que pode aumentar o ângulo de atrito das partículas quando os materiais de granulometria mais fina se sobrepõem aos mais grossos, requisitando maior energia para a movimentação (Figura 10-A). Charlton (*op. cit.*) e Stevaux & Latrubesse (2017) afirmam que, no caso de um arranjo em que os materiais mais grossos sobrepõem os mais finos, mesmo

parcialmente, ou ofereçam resistência ao fluxo em direção a estes, as partículas menores permanecem imóveis (Figura 10-A e Figura 10-B).

Figura 10: Resistência ao transporte de partículas devido ao ângulo de atrito (A) e resistência ao transporte pela proteção à ação do fluxo (B).



Fonte: Adaptado de Charlton (2008).

É possível inferir, portanto, que mesmo o processo de encouraçamento sendo caracterizado pela imobilidade das partículas que não respondem mais à capacidade e competência do fluxo, materiais potencialmente transportáveis passam, também, a ficar imóveis. Assim, os *clusters* gerados podem não ser compostos apenas por seixos e cascalhos, mas também por sedimentos mais finos que, em contato com o material mais grosso, também permanecem imóveis no leito fluvial. Nesse sentido, Almedeij & Diplas (2005) afirmam que os grãos finos podem, ainda, penetrar nos espaços entre as partículas maiores em direção à base do pavimento, favorecendo a formação de um substrato rico em sedimentos finos.

Em seus estudos sobre encouraçamento e/ou gênese de couraças ferruginosas pleistocênicas de origem fluvial no Quadrilátero Ferrífero, Magalhães Júnior *et al.* (2008); Barros (2010) e Barros *et al.* (2016) destacam que a alta presença de ferro dissolvido das formações ferríferas bandadas (*Banded Iron Formations – BIF's*) e sua posterior precipitação em ambiente de fundo de vale favorecem a cimentação ferruginosa do material mais grosso. Assim, os pavimentos detríticos não são compreendidos apenas pelos sedimentos “soltos”, porém imóveis sobre o leito, mas também pela sua cimentação ferruginosa, ficando mais resistentes à ação do fluxo.

Consoante, com base no que foi exposto, é possível diferenciar os pavimentos detríticos que caracterizam os processos de encouraçamento em duas classes distintas, a saber: pavimentos formados por grãos soltos (não coesivos), porém

imóveis; e pavimentos formados por grãos cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro (coesivos). Nesse sentido, vale destacar que os trabalhos dedicados aos estudos dos processos de encouraçamento, sobretudo na literatura internacional, não trabalham com pavimentos detríticos coesos. Dentre os trabalhos encontrados, somente os estudos focados no Quadrilátero Ferrífero associam o encouraçamento a pavimentos coesos (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2008; RAPOSO *et al.*, 2008; RAPOSO *et al.*, 2009; BARROS, 2010).

Considerando o exposto, a definição dos processos de encouraçamento está associada a uma “blindagem” do leito por material de granulometria grossa (seixos e cascalhos). No caso do Quadrilátero Ferrífero, essa “blindagem” pode se dar por materiais de granulometria grossa cimentados pelo ferro, ou seja, permanecem imóveis não só pelas características físicas das partículas (tamanho, densidade e grau de arredondamento), mas também pelas condições eletroquímicas que mantêm o material coeso, dando o aspecto de couraça¹¹.

O pavimento detrítico que recobre o leito fluvial, portanto, limita e/ou impede a ocorrência de processos abrasivos, cessando, mesmo que parcialmente, as taxas de incisão vertical do canal. Xu (1996), Vericat *et al.* (2006) e Barros (2010) destacam que um leito fluvial encouraçado tende a dispensar sua energia se expandindo ou migrando lateralmente.

Consoante, apesar de os pavimentos coesos e não coesos possuírem características distintas, eles podem exercer o mesmo papel de “blindagem” dos fundos de vale e resistência aos processos abrasivos. Deste modo, ambos os pavimentos são considerados como típicos do processo de encouraçamento fluvial.

Para além das influências na morfodinâmica do canal fluvial, os processos de encouraçamento também possuem importância em termos biológicos. Wilcock & DeTemple (2005) e Heays (2011) afirmam que os sedimentos imóveis em ambientes de calha servem de habitat para insetos aquáticos e para a desova de algumas espécies de peixes.

¹¹ O próprio termo “encouraçamento” possui na literatura brasileira uma conotação de couraça. No entanto, o termo “*bed armouring*” é associado principalmente a sedimentos soltos e imóveis em ambiente de calha.

3.2. Condicionantes (paleo)ambientais para a formação de pavimentos detríticos

Diversos trabalhos associam a ocorrência de encouraçamento a leitos fluviais de cascalho (*gravel-bed river*) (BILLI, 1988; GOUDIE, 2004; WILCOCK & DETEMPLE, 2005; VERICAT *et al.*, 2006; CHARLTON, 2008; CURRAN & TAN, 2010). Neste sentido, Gomez (1983) e Almedej & Diplas (2005) destacam que leitos de cascalho possuem material de calha estratificado e mal selecionado. Consoante, o tamanho dos sedimentos no leito varia de 2 mm de diâmetro até um limite superior não precisamente identificado, apesar de Goudie (2004) afirmar a necessidade de se distinguir de leitos compostos por materiais muito grossos, particularmente blocos e matacões (>256 mm).

Como os materiais mais finos são transportados pela ação do fluxo, os mais grossos permanecem imóveis recobrando outros sedimentos mais finos subjacentes (GOUDIE, 2004; STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). Goudie (2004) ainda afirma que é possível ocorrer processos de encouraçamento em rios de leito de areia que contêm pouco cascalho, sendo que este fica concentrado na superfície como um depósito estável (*stable lag deposit*).

Dentre os trabalhos investigados, no entanto, poucos fazem associação à gênese de processos de encouraçamento, com exceção de Goudie (2004), Stevaux *et al.* (2009), Barros (2010) e Cota *et al.* (2018). Por outro lado, parte significativa dos trabalhos se preocupa com aspectos hidrológicos para definir as condições de fluxo necessárias para garantir o equilíbrio do pavimento detrítico e para romper a camada de sedimentos imóveis sobre o leito (LARONNE *et al.*, 1994; EMMETT & WOLMAN, 2001; WILCOCK & DETEMPLE, 2005; VERICAT *et al.*, 2006).

Poucos trabalhos abordam o tema dos pavimentos detríticos de modo integrado, associado à morfodinâmica e/ou à morfogênese dos sistemas fluviais. Deste modo, processos geomorfológicos que poderiam auxiliar no entendimento desta alteração nas condições hidrossedimentológicas do canal permanecem no ostracismo em decorrência da valoração de aspectos puramente hidrológicos.

Possíveis alterações nos níveis de base influenciam a dinâmica erosiva e deposicional da bacia, favorecendo a dissecação dos vales ou o predomínio de processos agradacionais. Benn & Erskine (1994), Vericat *et al.* (2006), Stevaux *et al.* (2009) e Stevaux & Latrubesse (2017) demonstram que esta alteração de níveis de base é característica de cursos d'água que possuem barragens. O barramento impede

o transporte de sedimentos grossos e uma porcentagem dos materiais finos de montante para jusante. Há ainda o controle da vazão defluente nas barragens que diminui a capacidade e competência fluvial, favorecendo processos de agradação e de formação de um pavimento detrítico nos leitos.

Alterações nas condições de fluxo responsáveis pelo transporte e deposição podem ser geradas por rebaixamento de níveis de base à jusante ou pelo seu soerguimento local, dando um *input* energético ao sistema. Em uma lógica inversa, onde há um soerguimento do nível de base à jusante ou um rebaixamento local, tende a ocorrer perda de energia no sistema, favorecendo, processos de agradação. Um soerguimento a montante também pode gerar um incremento na carga de sedimentos para a bacia. Outros fatores como perda ou ganho de áreas por capturas fluviais, variações climáticas e perturbações tectônicas podem, por sua vez, alterar a capacidade e competência dos cursos d'água.

Laronne *et al.* (1994) e Almedj & Diplas (2005) inferem, ainda, que em cursos d'água efêmeros o processo de encouraçamento ocorre de maneira diferente. Ao invés do pavimento detrítico ser caracterizado por uma camada de sedimentos mais grossos sobrepondo uma de sedimentos mais finos, em leitos fluviais efêmeros ocorreria uma disposição inversa. Este fenômeno está associado a regimes com vazões de elevadas amplitudes, que promovem erosão e deposição em maior profundidade no leito fluvial (*scour-and-fill*), misturando os sedimentos e impedindo a preservação do material mais grosso na superfície do leito (LARONNE *et al.*, 1994; ALMEDJ & DIPLAS, 2005).

Predominantes em ambientes áridos e semiáridos, os cursos d'água efêmeros tornam-se ativos somente durante as chuvas, podendo mobilizar toda a carga de fundo¹². Assim, o transporte seletivo de material típico de leitos perenes (retirada dos finos e manutenção dos mais grossos) não ocorre necessariamente, impedindo muitas vezes a formação de um pavimento. Laronne *et al.* (1994) afirmam que, dado o fato de rios efêmeros transportarem todo o material de leito de maneira não seletiva, os processos de encouraçamento são de origem sin-deposicional, em contraste com leitos perenes.

Goudie (2004) ainda afirma que variações no fornecimento de material sedimentar para os cursos d'água podem promover alterações nas taxas de transporte

¹² Almedj & Diplas (2005) destacam que rios perenes também podem transportar igualmente todo o material de leito, mas os sedimentos tenderão a permanecer mais grossos na superfície.

de material de leito. Cursos d'água com elevado aporte sedimentar respondem com taxas de transporte de leito distintas de cursos d'água com pouco fornecimento de material detrítico. Deste modo, é possível inferir que, durante um momento de maior agradação do vale fluvial, pode ocorrer o entulhamento da seção do canal, com materiais de granulometria superior à capacidade e competência do curso d'água, favorecendo processos de encouraçamento. Esses processos são predominantes em regiões montanhosas, onde há o fornecimento de material grosso e mal classificado para as calhas fluviais (GOUDIE, 2004).

Leopold *et al.* (1964) e Barros *et al.* (2016) apontam que em vales com encostas íngremes e com ausência de vegetação, podem prevalecer processos mecânicos, sobretudo no transporte de cascalho e areia para os fundos de vale. Para ambientes úmidos, no entanto, mesmo em condições de encostas íngremes, a maior presença de vegetação tende a dificultar a retirada mecânica do material das encostas e sua deposição nos fundos de vale. Assim, fundos de vales entulhados em ambientes úmidos pode evidenciar registros de um paleoambiente mais seco. Estudando os paleoambientes do Quadrilátero Ferrífero, Barros *et al.* (2016) afirmam que durante os períodos mais secos ocorreu a agradação dos vales fluviais, dando origem a depósitos fluviais expressivos de cascalho e areia.

A erosão de paleoníveis deposicionais aluviais, mais precisamente as fácies grossas (cascalhos e seixos), também pode fornecer material detrítico para os fundos de vale. Esse processo é mais intenso em regiões tropicais devido à maior atuação de movimentos de massa e outros processos de vertente (OLIVEIRA, 2012).

Contudo, há duas situações que precisam ser individualizadas: uma é o fornecimento de material mais grosso de um nível aluvial elevado em relação à calha atual (Figura 11-A); a outra é a erosão dos finos de um nível aluvial no mesmo nível da calha atual, deixando os materiais grossos como “resíduos” (Figura 11-B).

Figura 11: A) Paleonível deposicional aluvial cujas fácies de cascalho e seixo estão sofrendo processos erosivos em direção à calha atual. B) Embutimento de dois níveis aluviais (N1 e N2), observando-se tanto a barra detritica erosiva (seixos fósseis do N2) como a barra deposicional atual (primeiro plano).



Fonte: A) Cedido por Letícia Augusta Faria de Oliveira (acervo pessoal). B) Retirado de Barros & Magalhães Júnior (2012).

No entanto, é preciso ter cautela ao associar o material detrítico de fundo de vale com antigos níveis deposicionais aluviais, pois, conforme aponta Charlton (2008), estes níveis são preservados apenas como fragmentos e não linearmente ao longo do vale. Mesmo após serem erodidos, podem não representar toda a disposição espacial dos pavimentos detríticos presentes na calha fluvial.

As condições geomorfológicas supracitadas possibilitam inferências acerca da gênese dos fatores relacionados ao entulhamento de fundos de vale que, conseqüentemente, podem dar origem a um material de calha mais clástico, formando os pavimentos detríticos.

Conquanto, nos casos de pavimentos formados por material clástico cimentado por óxidos e hidróxidos de ferro, assim como ocorre no Quadrilátero Ferrífero (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2008; Barros, 2010; BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2018), há outros fatores associados à solubilidade dos materiais que são responsáveis pela formação dos pavimentos coesivos.

Nesse sentido, vale destacar que a formação de couraças ferruginosas está associada a dois fatores: I - acumulação relativa de ferro pelo intemperismo *in situ* de rochas em clima tropical sazonal e equatorial úmido através da lixiviação dos demais constituintes; II - enriquecimento absoluto de ferro em áreas de descarga do nível freático, como brejos, pântanos e lagos (GOUDIE, 1973; MCFARLANE, 1976; WIDDOWSON, 2007).

Não obstante, tanto a acumulação relativa quanto o enriquecimento absoluto de ferro podem ocorrer concomitantemente, sobretudo no contexto do Quadrilátero Ferrífero, onde a predominância de rochas ricas em ferro (*BIF's*) favorece a formação de couraças desde o topo das vertentes até os fundos de vale (DORR, 1969; SPIER *et al.*, 2006; BARROS, 2015).

A formação de concreções ferruginosas no leito fluvial, por sua vez, depende de condições de pH baixo, indicando uma drenagem ácida que forneça o ferro na forma quimicamente reduzida, solúvel (FURNISS *et al.*, 1999). Ademais, a formação de compostos orgânicos de ferro como os quelatos aumentam a sua solubilidade (MORUZZI & REALI, 2012).

Barros (2015), em seu estudo sobre a gênese de couraças em níveis deposicionais aluviais no Quadrilátero Ferrífero, destaca que as características morfológicas, químicas e mineralógicas dos depósitos investigados denotam o caráter alóctone da cimentação ferruginosa. O ferro é transportado em solução e depositado no fundo de vale pela oscilação do nível freático.

Tanto o trabalho de Furniss *et al.* (1999) quanto o de Barros (2015) associam a formação de couraças de fundos de vale a condições pretéritas, seja em relação à disponibilidade de sedimentos para as calhas ou em relação à formação das couraças propriamente (migração e precipitação do ferro).

3.3. Escala temporal, escala espacial e complexidade na formação dos processos de encouraçamento

Conforme explicitado no tópico anterior, a grande maioria dos trabalhos sobre processos de encouraçamento se restringe somente à energia do fluxo necessária para manter o pavimento detrítico estável, para rompê-lo e/ou movimentar a camada de material imóvel. Assim, não são comuns outras associações com a temporalidade e a espacialidade do fenômeno.

No que tange à escala temporal, diversos trabalhos associam a ocorrência dos pavimentos detríticos a uma diminuição da vazão durante períodos secos, quando não há competência para transportar sedimentos grossos (GOMEZ, 1983; CHARLTON, 2008; CURRAN & TAN, 2010). Sob esta lógica, portanto, seria possível associar os processos de encouraçamento à variação sazonal no regime pluviométrico. No entanto, em estudo sobre leitos encouraçados na porção central da Itália, Billi (1988)

mostra que não é possível estabelecer uma temporalidade precisa para a ocorrência do encouraçamento, pois mesmo durante eventos de inundação, os *clusters* formados podem não se alterar. Ele ainda afirma que a taxa de destruição e (re)construção dos *clusters* não permanece igual a cada evento de inundação.

Deste modo, a identificação de trechos encouraçados em campo se torna complexa, pois a simples associação de sedimentos potencialmente imóveis no leito com trechos encouraçados exclui a possibilidade de vigência de algum tipo de transporte. O material de calha responde às diversas variações de fluxo, podendo estar imóvel em um determinado momento, mas ser transportado quando às condições de fluxo retornem às condições necessárias para o seu transporte.

Segundo Stevaux & Latrubesse (2017), a velocidade dos fluxos pode oscilar entre 60% e 70% em um intervalo de segundos devido às condições de fluxo turbulento. A movimentação do material de calha pode ocorrer de maneira rápida e breve, impedindo a investigação da movimentação sem monitoramento, com base exclusivamente em visualização em campo.

Assim, torna-se necessária uma análise acerca da estabilidade destes *clusters* ao longo do tempo, visando estabelecer se estes materiais realmente estão imóveis. Não obstante, mesmo não havendo uma escala temporal específica para determinar se um leito está encouraçado ou não, a afirmação de diversos autores que os sedimentos permanecem imóveis durante baixos fluxos leva a entender que os processos de encouraçamento estão associados a estas condições, apesar de, trechos encouraçados poderem permanecer intactos mesmo em períodos de maior fluxo (Billi, 1988).

Vale destacar que os estudos sobre encouraçamento que utilizam variáveis de cunho hidrológico avaliam a movimentação de pavimentos não coesivos. Não foram encontrados, portanto, trabalhos que objetivassem investigar processos de encouraçamento adotando critérios hidrológicos em leitos fluviais com materiais coesos (coursas).

Numa tentativa de associar leitos encouraçados a mudanças na morfologia fluvial, é possível pensar em uma escala temporal mais ampla para a estabilidade dos pavimentos detríticos. Neste caso, além das condições de fluxo, transporte, deposição e descarga sedimentar, também devem ser consideradas outras variáveis, como o material constituinte das margens que, por sua vez, determinam sua capacidade de coesão e a ocorrência dos processos de acreção lateral. No entanto, somente as

contribuições de Cota *et al.* (2018) buscam o estabelecimento de propostas metodológicas para determinação de trechos encoraçados a partir de mudanças na morfologia do canal.

Diversas técnicas para quantificar o transporte sedimentar dos cursos d'água são amplamente discutidas na literatura (CHRISTOFOLETTI, 1981). Scapin *et al.* (2007) destacam as fórmulas de Meyer Peter e Müller (descarga de sedimentos por arrasto de fundo), Einstein (estimativa para descarga de material de fundo em diferentes vazões), Karim (descarga total de sedimentos por unidade de largura) e Cheng (transporte de sedimentos em condições de cisalhamento moderadas e altas).

Contudo, apesar de sua importância, a escala espacial para a determinação de transporte sedimentar se restringe somente a uma seção do canal ou a um trecho fluvial, não abrangendo uma bacia hidrográfica ou um curso d'água por inteiro. Para isso é necessária uma sucessão de cálculos para cada seção fluvial, o que torna inviável sua aplicabilidade em estudos de menor escala¹³.

Assim, sua validade para estudos geomorfológicos é questionada, pois trabalhos de geomorfologia fluvial normalmente adotam escalas espacial e temporal mais abrangentes. Um dos princípios mais tradicionais da geomorfologia fluvial é o que estabelece que “o presente é a chave do passado”, mas a história geomorfológica de um sistema não pode se basear em critérios que retratem somente as condições hidrossedimentológicas atuais, sem relações com a dinâmica pretérita.

Quando se trata de leitos predominantemente detríticos, como seixos e cascalhos, a medição do transporte da carga de fundo é ainda mais complexa (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). Para determinar a velocidade crítica de erosão é necessário considerar a granulometria e a velocidade do fluxo no fundo do leito. Leitos com pavimentos detríticos normalmente possuem granulometria bastante estratificada com formas rítmicas, o que dificulta o estabelecimento de variáveis como o diâmetro da partícula e a velocidade de fundo. Trabalhos como o de Hjulström (1935), por exemplo, que visa estabelecer a velocidade do fluxo para a movimentação de partículas de tamanhos variados, adota a velocidade média em um canal padrão de 1 metro de profundidade. Nesse caso, as partículas possuem o mesmo tamanho, destoando das condições hidrogeomorfológicas de canais em leito natural, que raramente apresentam profundidade, rugosidade e/ou material de calha uniformes.

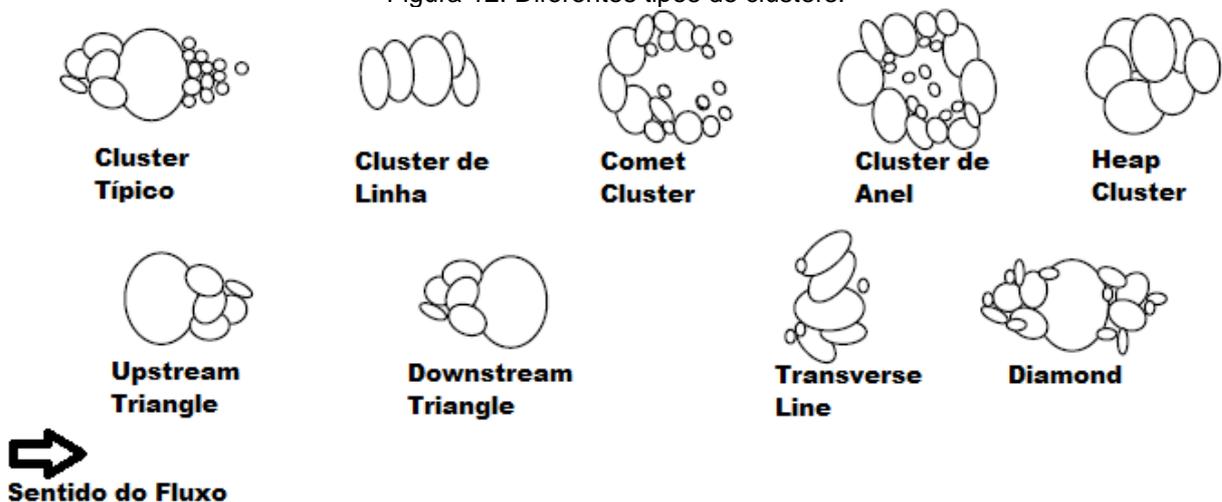
¹³ Essa limitação deriva da variação da velocidade do fluxo no canal, inclusive longitudinalmente, requerendo sucessivos cálculos para uma estimativa ao longo do curso d'água.

No caso de pavimentos detríticos coesivos (couraças), não foram encontrados trabalhos que investigassem o transporte da carga de fundo de leitos com estas características, o que pode justificar a ausência de estudos sobre encouraçamento com viés hidrológico para calhas fluviais sob estas condições.

Aberle & Nikora (2006), Gao (2011) e Heays (2011) também afirmam que nenhuma equação pode ser aplicada universalmente para um curso d'água. Nos estudos sobre encouraçamento as equações geralmente são estabelecidas para cada área de trabalho específica. Assim, não há um modelo hidrológico que estabeleça uma equação para determinar a força de fluxo necessária para o transporte de um material de certa granulometria que possa ser generalizado para qualquer curso d'água. Soma-se a isso o fato de que os modelos de previsão de resistência à ação do fluxo estão sujeitos a erros e discrepâncias nos valores finais, muito em decorrência da escolha dos parâmetros utilizados e nos métodos de cálculo destes parâmetros como, por exemplo, a definição da rugosidade do leito (POWELL, 2014).

No que tange à disposição espacial dos *clusters*, Heays (2011) afirma que estes agrupamentos de sedimentos são gerados pelo transporte seletivo que caracteriza os pavimentos detríticos e que são mais estáveis do que os materiais circundantes, gerando diversas microformas pela deposição do material em leito. Consoante, é possível inferir que, ao menos espacialmente, trechos encouraçados podem estar associados à ocorrência destas microformas. Em seu estudo sobre a formação destes agrupamentos de sedimentos, Strom *et al.* (2005) e Hendrick *et al.* (2010) identificam cinco tipos de *clusters* principais (Figura 12).

Figura 12: Diferentes tipos de clusters.



Fonte: Adaptado de Strom *et al.* (2005) e Hendrick *et al.* (2010) por Heays (2011).

A presença destes *clusters*, portanto, fomenta os processos de oscilação do fluxo na medida em que promove sua convergência, no contato com os *clusters*, e sua posterior divergência à jusante destes (FERNANDEZ, 2009). Este processo vai de encontro à discussão de Montgomery & Buffington (1998), que afirmam que esta oscilação no fluxo é responsável pela formação de leitos em poço-corredeira (*pool-riffle*) e que estes comumente encontram-se encouraçados.

A configuração espacial dos *clusters*, portanto, está associada às células de fluxos internos (convergência nos *riffles* e divergência nos *pools*). Para explicar este fenômeno, Keller (1971) estabeleceu a hipótese da reversão da velocidade do fluxo (*hypothesis of velocity reversal*). Partindo do pressuposto que, sob vazões reduzidas, a velocidade do fluxo é maior nas corredeiras do que nos poços, em condições de maior vazão, essa lógica se inverte, tornando a velocidade do fluxo maior nos poços do que nas corredeiras.

Deste modo, sob vazões reduzidas, predomina o transporte seletivo de material típico dos processos de encouraçamento nas corredeiras e a deposição dos materiais de granulometria mais fina nos poços. Conquanto, durante os períodos de maior fluxo, quando há a reversão da velocidade, ocorre uma maior remoção do material no poço do que em relação às corredeiras, gerando um aprofundamento do canal nestes locais (FERNANDEZ *et al.*, 2002). Apesar desta hipótese não ser totalmente aceita, Fernandez *et al.* (2002) afirmam que o fenômeno da reversão da velocidade do fluxo é aceito por vários cientistas e pode ser entendida como um postulado para posteriores investigações.

Sob esta ótica, portanto, trechos de leitos encouraçados não precisam necessariamente estar associados somente aos materiais imóveis *in situ* conforme destacam BRIDGE (2003), ALMEDEJ & DIPLAS (2005), VERICAT *et al.* (2006), GOUDIE (2006) e FRINGS (2008), mas sim a uma morfologia de leito que caracterize segmentos encouraçados. Montgomery & Buffington (1998), Magalhães Júnior *et al.* (2008), Messias & Magalhães Júnior (2014) e Cota *et al.* (2018) corroboram com esta afirmação ao associarem a ocorrência de processos de encouraçamento a leitos com presença de sequências em poço-corredeira.

3.4 A morfologia e a morfodinâmica de leitos encouraçados

Apesar de diversos autores associarem a morfologia em poço-corredeira a sistemas fluviais encouraçados (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1998; MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2008; MESSIAS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2014; COTA *et al.*, 2018), são raras as contribuições na literatura acerca das relações entre esta configuração e a gênese e a dinâmica do encouraçamento fluvial (COTA *et al.*, 2018). Estas lacunas derivam da própria escala de análise e objeto de estudo dos trabalhos sobre poço-corredeira e sobre encouraçamento. As investigações sobre o tema, conforme ressaltado anteriormente, focam nas condições hidrológicas para a estabilidade do pavimento detrítico formado e para seu rompimento (LARONNE *et al.*, 1994; EMMETT & WOLMAN, 2001; WILCOCK & DETEMPLE, 2005; VERICAT *et al.*, 2006), não investigando o seu rebatimento para as condições morfológicas e morfodinâmicas ao longo dos vales fluviais.

3.4.1 O sistema poço-corredeira e os processos de meandramento

A morfologia em poço-corredeira¹⁴ corresponde, de maneira geral, a diferentes irregularidades na superfície de um canal que, por sua vez, definem trechos profundos (associados aos poços) e rasos (associados às corredeiras) (SEAR, 1996; THOMPSON, 2013). Consoante, mesmo sendo tratado como uma única morfologia (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; THOMPSON, 2013), o sistema poço-corredeira apresenta distintas características hidrossedimentológicas nas diferentes irregularidades da calha fluvial (RICHARDS, 1976).

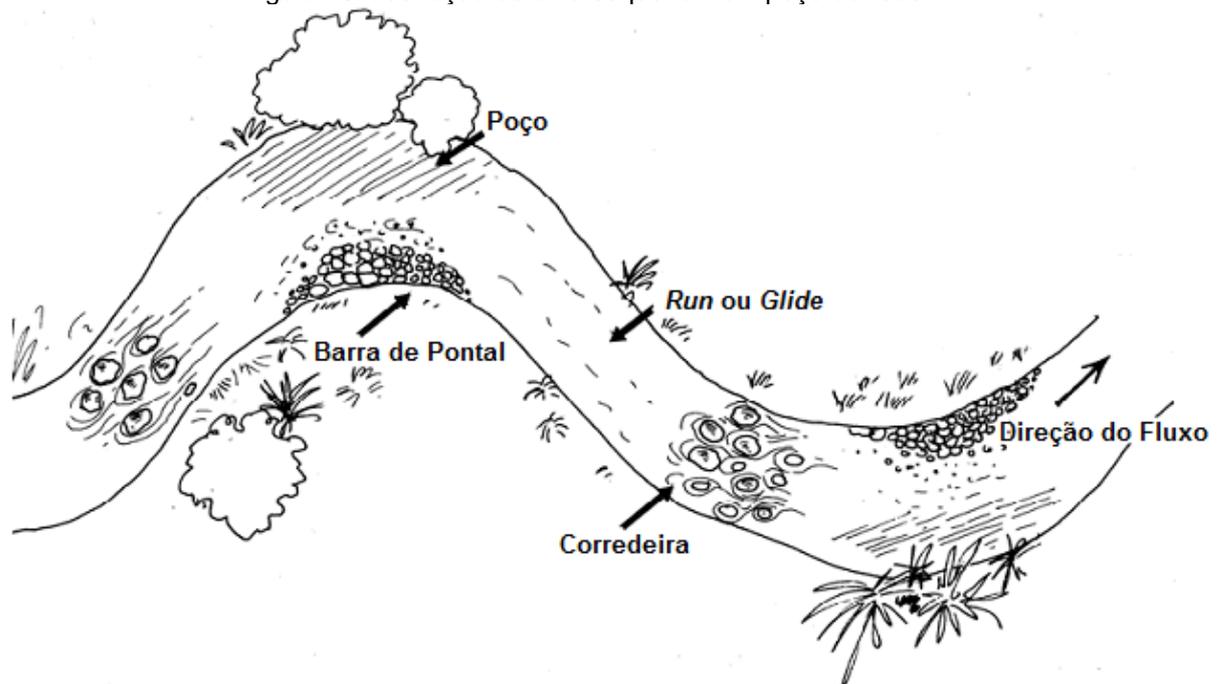
Deste modo, são caracterizados como corredeiras (*riffles*) os trechos mais rasos e declivosos, onde as condições de fluxo têm mais energia em períodos de baixa vazão. Já os poços (*pools*) são identificados como trechos mais profundos e menos declivosos com fluxo mais lântico em baixas vazões (SEAR, 1996). Vale destacar que não há uma linearidade na definição dessas irregularidades no leito e em sua associação com poço-corredeira. Tal fato decorre da complexidade inerente aos sistemas fluviais, onde quase sempre uma classificação, como a de leitos fluviais

¹⁴ Vale destacar que na literatura em português outros nomes são dados para a morfologia em poço-corredeira, tais como soleiras-depressões (FERNANDEZ, 2009) e banco-poço (STEVAUX & LATRUBESSE, 2017). No entanto, para fins deste trabalho, seguiu-se a denominação poço-corredeira adotada por Magalhães Júnior *et al.* (2008) e Cota *et al.* (2018).

(*bedform*), não pode ser adotada integralmente. Ou seja, apesar das classificações de leito abarcarem uma multiplicidade de condições hidrossedimentológicas (ROSGEN, 1994; MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997), as investigações de campo muitas vezes não permitem a caracterização de apenas uma morfologia, mas sim de um “*continuum*” de leitos fluviais com associação de diferentes classes ou a criação de novas variáveis para uma classe já estabelecida (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997).

Um exemplo dessa situação é a definição de uma forma de leito intermediária entre poço e corredeira, denominada *runs* ou *glides*¹⁵ (rápidos). Correspondem a porções do leito com material detrítico residual, que podem gerar depressões não tão profundas como nos poços e declividades baixas não acentuadas como nas corredeiras, sendo muitas vezes reconhecidos como seções de leito plano (*plane-bed*) entre poços e corredeiras (LISLE, 1986; THOMPSON, 2013).

Figura 13: Ilustração de uma sequência em poço-corredeira.



Fonte: Adaptado de Biggs *et al.* (2002).

Não obstante, a abordagem da classificação de leito em poço-corredeira utilizando *runs* ou *glides* parte principalmente de pesquisas vinculadas à biologia, que

¹⁵ *Runs* ou *glides* não correspondem a uma classe de formas de leito, mas sim a uma forma intermediária entre poço e corredeira, estando dentro da classe de formas de leito em *riffle-pool*.

avaliam diferenças importantes da presença dos “rápidos” para a função ecológica dos cursos d’água (THOMPSON, 2013).

No tocante ao material predominante em calha, a morfologia em poço-corredeira é comumente associada a leitos aluviais estratificados, sobretudo seixos e cascalhos. Pode ocorrer também em leitos rochosos em um “*continuum*” entre poço-corredeira e degrau-poço (*step-pool*) para o caso de gradientes mais altos (THOMPSON, 2013). Cota *et al.* (2018), ao investigarem os processos de encouraçamento na Serra do Espinhaço Meridional, apontam para a ocorrência da morfologia em poço-corredeira associada à morfologia em degrau-poço.

Assim como ocorre nas pesquisas sobre os processos de encouraçamento, as investigações sobre a morfologia em poço-corredeira seguem duas linhas principais: uma de investigação biológica acerca do papel dos poços e corredeiras para o habitat aquático de macroinvertebrados e espécies de peixes (HEEDE & RINNE, 1990); e outra de investigação sobre as condições hidrossedimentológicas e geomorfométricas de manutenção da morfologia em *riffle-pool* (LEOPOLD *et al.*, 1964; YANG, 1971; LISLE, 1986; FERNANDEZ, 2009).

As investigações de cunho hidrossedimentológico e geomorfométrico, por sua vez, enfocam as diferentes condições de fluxo nos poços e nas corredeiras. De acordo com Fernandez (2009), o fluxo d’água converge quando entra em contato com o material mais grosso (corredeira), e diverge após superar o pavimento detrítico (poço). Essa dinâmica determina as corredeiras como feições de leito menores espacialmente, pela convergência do fluxo, quando comparadas com os poços, maiores espacialmente (FERNANDEZ *et al.*, 2002; MILAN, 2013).

Apesar do contínuo debate sobre os mecanismos que garantem a manutenção do sistema poço-corredeira (THOMPSON, 2011), a hipótese da reversão da velocidade do fluxo (KELLER, 1971) estabelece que, em condições de maior vazão, a velocidade do fluxo será maior nos poços, escavando-os (MILAN, 2013) e tornando o leito caracterizado por ondulações em termos longitudinais.

Consoante, no período de maior vazão as corredeiras atuam como zonas de amortecimento para os sedimentos provenientes da escavação dos poços, enquanto no período de menor vazão os poços recebem sedimentos mais finos provenientes do transporte seletivo nas corredeiras (FERNANDEZ *et al.*, 2002; MILAN, 2013).

Seguindo estes pressupostos, Cota *et al.* (2018) apontam uma lacuna no conceito de encouraçamento, que considera somente o material imóvel e que sofre

transporte seletivo nas corredeiras. Segundo os referidos autores, as corredeiras condicionam, em certa medida, a dinâmica hidrossedimentológica nos poços que, num processo de retroalimentação, também influenciam as corredeiras. Deste modo, os processos de encouraçamento devem ser investigados sobre a ótica do vale fluvial e não somente dos pavimentos detríticos em si, avaliando a morfologia consequente da presença do material detrítico (se é intercalada por poços) e posteriormente a morfodinâmica proporcionada pelas formas de leito identificadas.

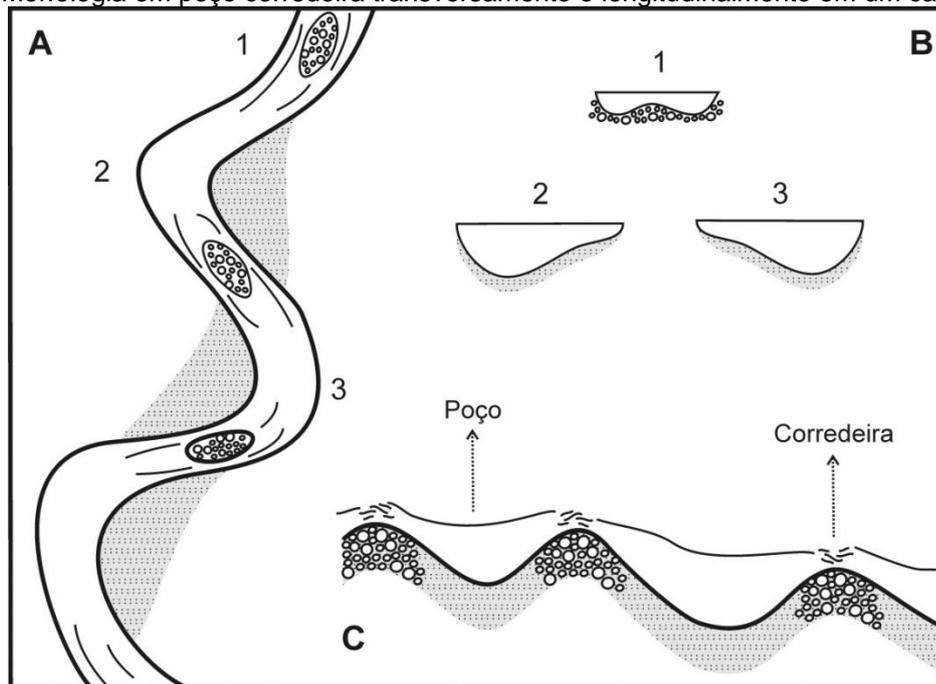
Outros estudos enfocam a largura do canal, seu gradiente, material de calha e espaçamento entre os poços e corredeiras, buscando estabelecer valores para cada variável dos cursos d'água (KELLER & MELHORN, 1978; HEY & THORNE, 1986; SEAR, 1996; MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; THOMPSON, 2001).

Não obstante, são poucas as pesquisas acerca do rebatimento da morfologia em poço-corredeira para a morfodinâmica do canal. Associações neste sentido são feitas com base na sinuosidade do curso d'água, na disposição espacial de poços e corredeiras na calha e nas condições de fluxo turbulento que possam ocorrer (LEOPOLD *et al.*, 1964; YANG, 1971; RICHARDS, 1976).

Apesar da ocorrência de poço-corredeira em canais sinuosos ser um possível indicativo dos processos de meandramento, essa associação deve ser feita com cautela. Rios meandrantos não estão associados diretamente à sinuosidade, mas sim às condições hidrossedimentológicas para a formação de turbulência, fluxos helicoidais e processos de erosão/deposição em margens côncavas e convexas, respectivamente.

Valendo-se da observação e descrição, o trabalho de Cota *et al.* (2018) associa a morfologia em poço-corredeira ao meandramento tomando como base a ocorrência de feições erosivas em margens côncavas e deposicionais em convexas. No referido trabalho, os autores dispensam a investigação das condições de fluxo em prol de uma análise morfológica da sucessão de poço-corredeira e sua correlação com feições erosivas e deposicionais que caracterizam o meandramento (Figura 14).

Figura 14: Morfologia em poço corredeira transversalmente e longitudinalmente em um canal sinuoso.

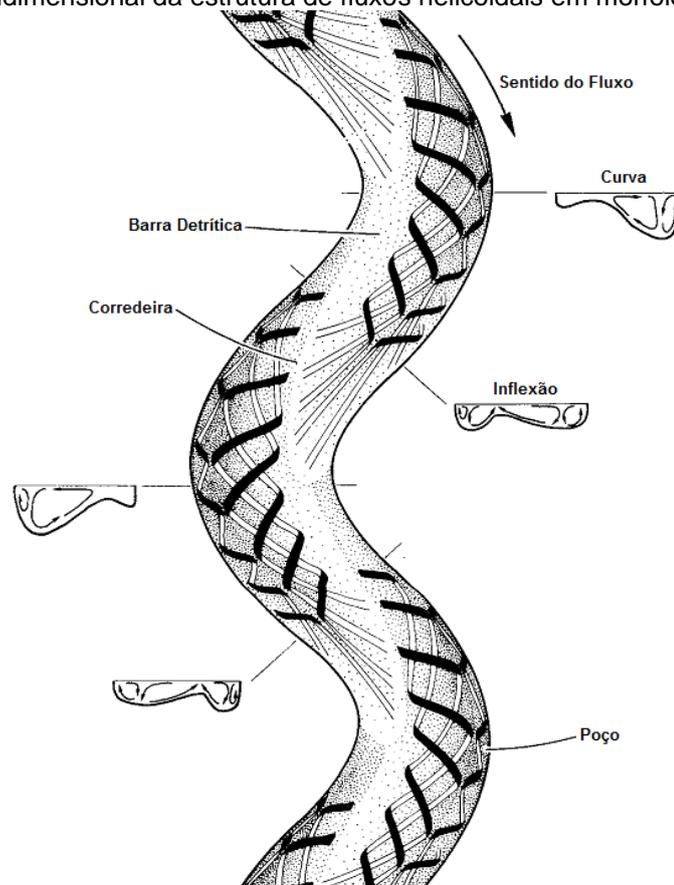


Fonte: Cota *et al.* (2018).

Ao tomar como base a observação e a descrição, as contribuições de Cota *et al.* (2018) se dissociam, ao menos em parte, do que estabelece a literatura sobre meandramento e poço-corredeira, já que não consideram metodologicamente as condições de fluxo atuantes ao longo do segmento fluvial. Por outro lado, essa análise morfológica de sucessão de poços e corredeiras permitiu uma associação com a morfodinâmica fluvial, algo que muitos dos trabalhos sobre poço-corredeira não fazem, justamente por estarem ancorados em critérios hidrológicos para o entendimento das condições de fluxo atuantes.

Os estudos hidrológicos apontam para condições de fluxo helicoidais nos poços (onde são formados os meandros) (Figura 15), algo que não é consenso na literatura devido à complexidade das forças do fluido (sobretudo nas condições de fluxos secundários) que geram células helicoidais (BUFFIN-BE´LANGER *et al.*, 2013).

Figura 15: Modelo tridimensional da estrutura de fluxos helicoidais em morfologia poço-corredeira¹⁶.



Fonte: Adaptado de Thompson (1986).

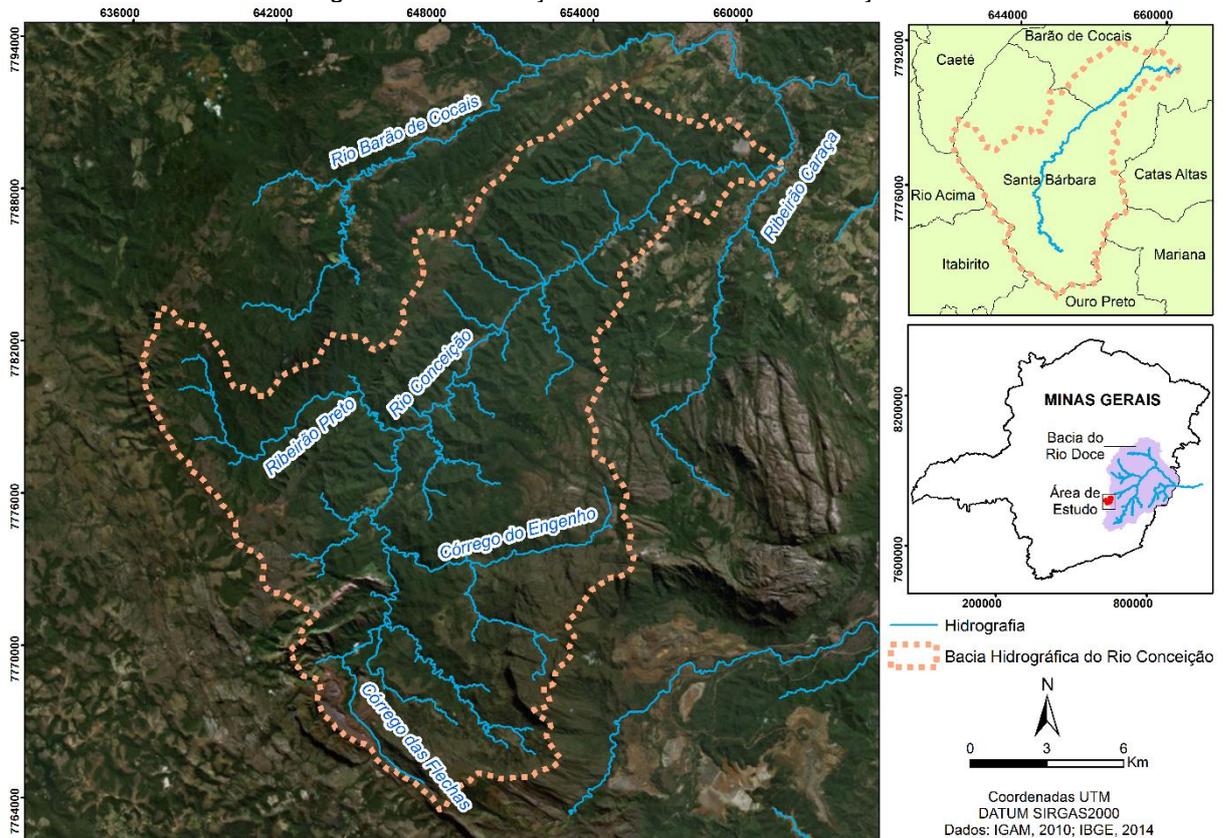
No entanto, não há ainda uma clara e objetiva associação entre condições de fluxo helicoidais e o padrão fluvial meandrante. Isso decorre do objetivo dos estudos hidrológicos verticalizados em apenas um meandro ou em uma curta seção fluvial, dificilmente investigando todo o perfil longitudinal.

¹⁶ As linhas pretas representam correntes próximas à superfície, enquanto as bancas ocorrem próximas ao leito fluvial.

4. O ESTUDO DE CASO DO RIO CONCEIÇÃO

O rio Conceição está inserido na bacia do Alto Rio Doce, tendo como principais afluentes o Córrego das Flechas, o Córrego do Engenho e o ribeirão Preto (Figura 16). Segundo Barros (2012), a bacia do rio Conceição recebe diferentes delimitações por diversos órgãos federais e estaduais, sendo que para fins deste trabalho, o estudo de caso contempla o rio Conceição até sua confluência com o ribeirão Caraça.

Figura 16: Localização da bacia do Rio Conceição.



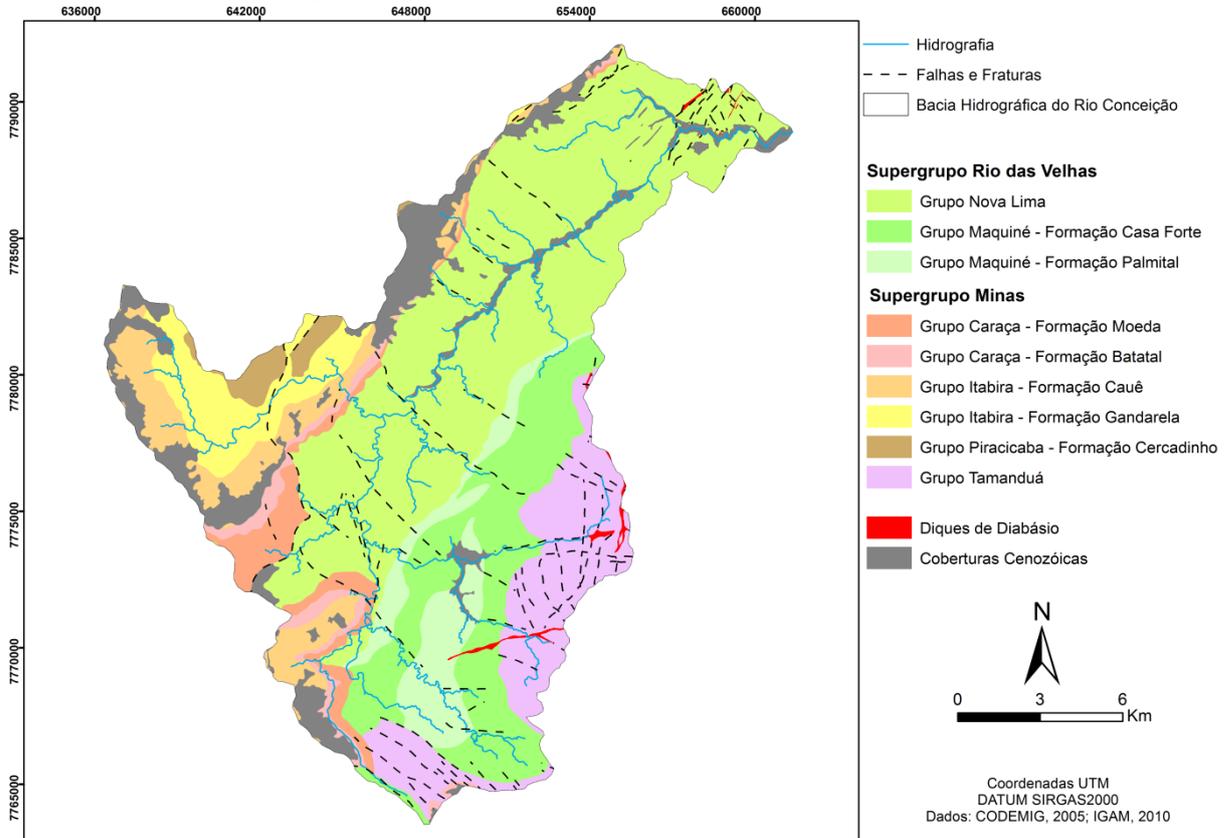
Fonte: Elaboração do autor.

A bacia do rio Conceição se insere, em quase todo o seu vale, no município de Santa Bárbara, abrangendo em somente uma pequena porção, no segmento mais a jusante da bacia, o município de Barão de Cocais. O rio Conceição distancia-se em cerca de 100 km de Belo Horizonte via BR-381, havendo ainda outros acessos por estradas rurais passando pelos municípios de Caeté e Rio Acima.

No tocante ao arcabouço geológico, é possível destacar duas unidades principais para a bacia, a saber: o Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima e

Grupo Maquiné) e o Supergrupo Minas (Grupo Caraça, Itabira, Piracicaba e Tamanduá) (Figura 17).

Figura 17: Mapa Geológico da bacia do rio Conceição.



Fonte: Elaboração do autor.

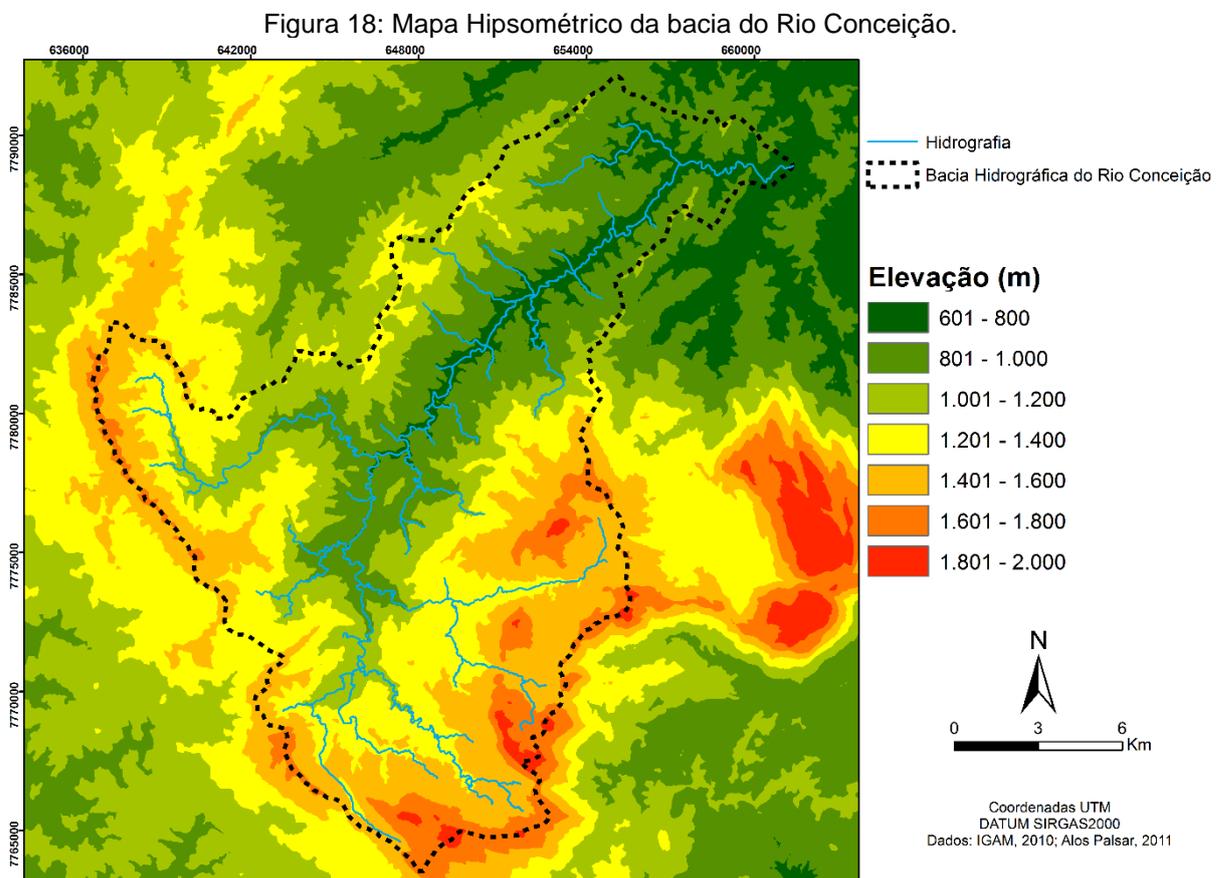
As rochas do Supergrupo Minas, localizadas principalmente nas cabeceiras dos cursos d'água, correspondem a uma unidade metassedimentar proterozóica, com cerca de 2,58 a 2,04 Ga (HARTMANN *et al.*, 2006), em descontinuidade erosiva em relação ao Supergrupo Rio das Velhas (SALGADO, 2006). Conforme Alkmim & Marshak (1998), as formações ferríferas bandadas (*BIF's*) do Supergrupo Minas são adotadas como critério de delimitação do Quadrilátero Ferrífero. O Supergrupo Minas apresenta pacotes sedimentares diversificados e subdivididos em inúmeras formações. Na bacia do Rio Conceição ocorrem o Grupo Caraça (Formação Moeda e Batatal), Grupo Itabira (Formação Cauê e Gandarela), Grupo Piracicaba (Formação Cercadinho) e o Grupo Tamanduá.

Preenchendo quase todo o vale estão as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, uma seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* de idade aproximada de 2,76 Ga (ALKMIM & MARSHAK, 1998; HARTMANN *et al.*, 2006). O Supergrupo Rio das

Velhas é subdividido em Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné (Formação Casa Forte e Formação Palmital), apresentando uma dominância de xistos e filitos.

Há ainda ao longo de toda a bacia a ocorrência de diques de diabásio e coberturas cenozóicas, sendo esta última associada, essencialmente a cangas e, secundariamente aluviões quaternários.

A diversidade geológica presente na bacia do rio Conceição e que se estende por todo o Quadrilátero Ferrífero propiciou, devido ao papel das estruturas regionais e da desnudação diferencial (DORR, 1969; VARAJÃO, 1991; ALKMIM & MARSHAK, 1998; SALGADO *et al.*, 2008), um modelado dissecado com importantes variações morfológicas e altimétricas (Figura 18).

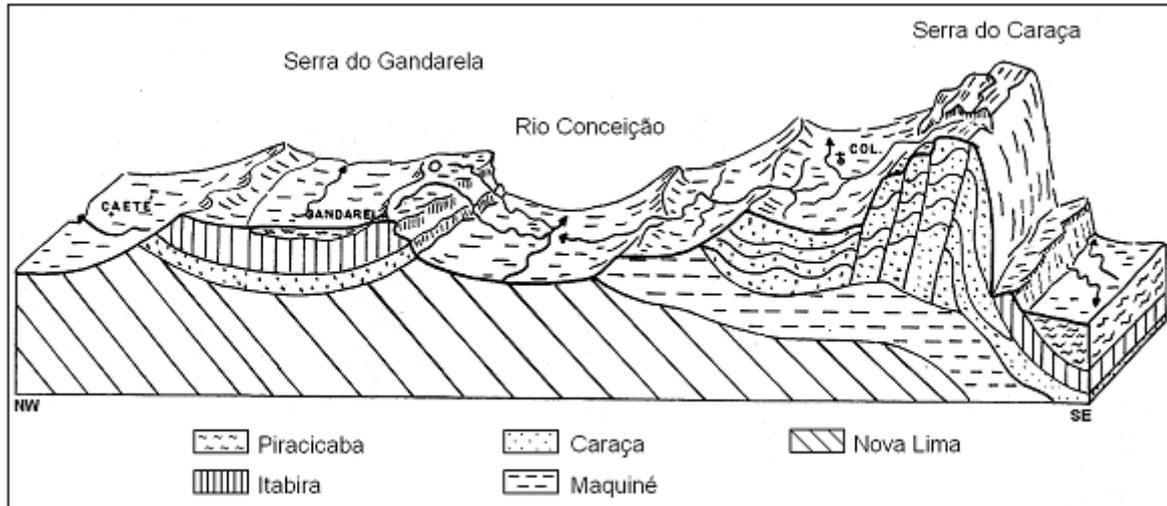


Fonte: Elaboração do autor.

O rio Conceição, por se localizar na margem leste do Quadrilátero Ferrífero, tem o rio Doce como nível de base principal, diferindo das drenagens das porções oeste e central, que são controladas pelo rio São Francisco e seus afluentes.

Segundo Barros & Magalhães Júnior (2012), o vale do rio Conceição se localiza no chamado Anticlinal de Conceição, uma estrutura antiformal invertida, situada entre o Sinclinal Gandarela e a Serra do Caraça (Figura 19).

Figura 19: Perfil representativo do Anticlinal Conceição.



Fonte: Adaptado de Barbosa e Rodrigues (1967) por Barros (2012).

Diversos estudos apontam para a importância da tectônica cenozóica na evolução do modelado do Quadrilátero Ferrífero, sobretudo no tocante a momentos de intensa dissecação do relevo provocados por soerguimentos epirogenéticos do Escudo Brasileiro e pela movimentação individual de blocos (MAGALHÃES JÚNIOR & SAADI, 1994; LIPSKI, 2002; BACELLAR *et al.*, 2005; MEDINA *et al.*, 2005; VARAJÃO *et al.*, 2009; BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2018).

Há também evidências de atividade tectônica cenozóica na bacia do Alto Rio Doce, sobretudo por deslocamentos de blocos em falhas herdadas por ciclos geotectônicos antigos, como o Transamazônico e Brasiliano (BARROS, 2012). Os testemunhos desta dinâmica são encontrados em falhamentos de depósitos paleogênicos e quaternários, e na ocorrência de significativas rupturas de declive no perfil longitudinal de diversos cursos d'água (SAADI, 1991; BARROS, 2012).

Essas variações nos *inputs* e *outputs* energéticos da bacia são responsáveis pela formação de distintos registros deposicionais aluviais escalonados (BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2012, 2013). Tais registros podem ser cimentados por ferro mobilizado das formações ferríferas bandadas, precipitando em ambiente de calha pela oscilação do nível freático (BARROS *et al.*, 2016). Estes depósitos de couraças ferruginosas em calhas fluviais são uma singularidade do Quadrilátero Ferrífero, o que

pode indicar a ocorrência de uma forma de encouraçamento distinta do que comumente é tratado na literatura. Neste caso, seixos e cascalhos imóveis e cimentados por óxi-hidróxidos de ferro, fornecem resistência aos processos abrasivos (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2008; BARROS, 2012).

Segundo a classificação climática de Köppen, no Quadrilátero Ferrífero as áreas mais elevadas possuem clima Cwb (tropical de altitude, com verão chuvoso e ameno) e as áreas mais deprimidas apresentam Cwa (tropical de altitude, com verão chuvoso e quente). Diversos estudos apontam para uma flutuação climática ao longo do Quaternário em Minas Gerais e no Quadrilátero Ferrífero (BARROS *et al.*, 2011, 2016), tendo estas oscilações papel significativo na formação dos pacotes sedimentares aluviais preservados nos diferentes níveis deposicionais e até mesmo na calha atual (BARROS *et al.*, 2016, 2018).

Quanto aos solos, não foram encontrados trabalhos que caracterizem as classes existentes na bacia. Não obstante, Cetec (1989) *apud* Barros (2012) apontam para a ocorrência de latossolos vermelho-amarelo, cambissolos, litossolos e áreas de afloramento rochoso nas porções mais elevadas e escarpadas.

5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Apesar dos processos de encouraçamento serem abordados na literatura internacional, com destaque para Charlton (2008), Almedj & Diplas (2005) e Wilcock & DeTemple (2005), são raros os estudos que se dispõem a estabelecer postulados metodológicos para a identificação e caracterização de leitos encouraçados. Quando o fazem, se baseiam na dualidade determinística de critérios hidrológicos e estabilidade dos pavimentos detríticos, em detrimento de uma análise de cunho geomorfológico.

Tomando como base a discussão empreendida acerca das bases teóricas sobre os processos de encouraçamento, no capítulo 3, é possível verificar uma relação funcional entre condições de fluxo (vazão) e estabilidade dos pavimentos detríticos, mesmo com o frequente questionamento de suas técnicas de medição.

Entretanto, não se identifica nenhum esforço de romper esta dualidade e de se pensar a formação, manutenção e consequência dos processos de encouraçamento sob novas perspectivas para além desta relação causal entre competência do fluxo e estabilidade dos sedimentos. Parece haver uma resistência científica a não se questionar essa relação causal, mesmo que se realizem medições em laboratório, negando, muitas vezes, a complexidade inerente aos sistemas naturais.

Ademais, a fundamentação das pesquisas sobre encouraçamento nas técnicas de medição das condições de fluxo distanciou o tema dos estudos do relevo, foco da investigação geomorfológica. Deste modo, as pesquisas sobre encouraçamento publicadas em periódicos dedicados à geomorfologia, conforme apresentado na revisão teórica do capítulo 3, não contemplam as formas de relevo, mas sim o estudo das técnicas de investigação. Em certa medida, há uma sensação de vigência de uma espécie de disputa científica entre técnicas quantitativas para se provar qual é a mais adequada para os estudos de encouraçamento.

Por outro lado, merece destaque a falta de diversificação da aplicação efetiva de técnicas geomorfológicas para o estudo dos processos de encouraçamento, como se a única possibilidade de investigação fosse a partir da dualidade determinística entre condições de fluxo e estabilidade dos materiais. Há, deste modo, uma determinação causal de dependência entre vazão e estabilidade dos pavimentos detríticos. Vale destacar, ainda, as propostas de modelagem para as condições de manutenção de pavimentos detríticos que dizem poder ser aplicadas

transversalmente para qualquer curso d'água, desconsiderando as particularidades de cada área.

O intuito aqui não é focar nas críticas do campo das técnicas pelo viés de suas limitações, exclusivamente, muito pelo contrário, não se desenvolve a ciência geomorfológica e os estudos sobre encouraçamento sem a evolução das técnicas. Não obstante, a centralidade das pesquisas puramente nas técnicas que buscam a objetividade na mensuração de variáveis hidrogeomorfológicas parece empobrecer o desenvolvimento das pesquisas sobre o tema.

A formulação e a discussão de técnicas quantitativas de mensuração de dimensões atreladas ao encouraçamento tornaram-se objeto e o próprio fim de muitas pesquisas, excluindo a discussão das implicações geomorfológicas do processo, particularmente na dinâmica dos cursos d'água e do relevo. Não há, por exemplo, uma clara associação dos pavimentos detríticos imóveis com a morfologia de leitos do canal, padrões fluviais e antigos níveis deposicionais aluviais (diferentes estágios evolutivos da rede de drenagem), bem como a discussão de fatores genéticos para a formação dos pavimentos detríticos.

Vislumbra-se, portanto, uma investigação que dialogue com elementos da morfologia fluvial e dos estágios evolutivos da drenagem, e que aborde a gênese dos pavimentos detríticos e o seu papel geomorfológico. Na perspectiva deste trabalho, entende-se que a compreensão da gênese e das implicações geomorfológicas dos processos de encouraçamento não depende da quantificação de variáveis hidrológicas.

A senda da subjetividade derivada da observação e descrição não é, no contexto dos propósitos deste trabalho, entendido como demérito, mas sim como o reconhecimento das limitações dos métodos funcionais/causais em uma investigação que busque a compreensão das diferentes relações entre os elementos geomorfológicos.

Consoante, o presente trabalho busca avançar com a pesquisa dos processos de encouraçamento que dialogue com outros elementos geomorfológicos. Deste modo, a observação e a descrição são os principais procedimentos metodológicos adotados na pesquisa, que conta também com a aplicação de alguns índices morfométricos voltados à compreensão da conjuntura geomorfológica da bacia do Rio Conceição e sua relação com os materiais de calha encontrados.

Entende-se que, para satisfazer o objetivo de investigar as relações entre os processos de encouraçamento e os diferentes elementos geomorfológicos, não é necessário mensurar dados hidrológicos de canais fluviais, como, por exemplo, vazão, raio hidráulico e rugosidade do leito. A simples quantificação destas variáveis não contribui diretamente para a proposta deste trabalho, que centraliza uma investigação que busque entender o papel do encouraçamento para a morfodinâmica fluvial. Outras variáveis como largura, profundidade de canais e espessura/distanciamento entre os pavimentos detríticos também não entram no contexto da pesquisa, já que não estamos focados nas métricas de canais fluviais, mas sim na organização de seus elementos constituintes.

Ou seja, para avaliar o papel do encouraçamento na morfodinâmica fluvial é importante investigar as possíveis respostas da presença dos pavimentos detríticos longitudinalmente, buscando evidências da ocorrência de poços-corredeiras, associadas à maior sinuosidade do canal e, possivelmente, a meandramentos. Considera-se, deste modo, as feições erosivas nas margens côncavas e as deposicionais nas convexas.

As variáveis morfométricas fluviais voltadas à quantificação dos processos de calha, portanto, não tem vínculo direto com a busca de resultados, no caso deste trabalho. Dados sobre a largura do canal, a vazão ou o raio hidráulico, por exemplo, não trazem informações conectadas aos objetivos. Não obstante, outros parâmetros morfométricos voltados à compreensão das relações entre os pavimentos detríticos e outros elementos morfológicos longitudinalmente são adotados, principalmente no intuito de se avaliar se material imóvel condiciona de alguma maneira a morfodinâmica do canal.

Consoante, o que interessa é a identificação de pavimentos detríticos, sua disposição ao longo do curso d'água, a associação com a morfologia e a morfodinâmica fluvial, bem como a relação com diferentes estágios evolutivos do sistema fluvial. Para tanto, os procedimentos metodológicos foram divididos em duas etapas.

5.1 Etapa de gabinete

Os procedimentos realizados em gabinete envolvem a coleta de informações sobre a área de estudo, visando um conhecimento do “estado-da-arte” das pesquisas

na região, bem como o levantamento dos dados cartográficos disponíveis e sua posterior manipulação a partir do *software ArcGIS®*, em sua versão 10.1. Posteriormente, foi realizada a aplicação de parâmetros morfométricos que visam auxiliar na compreensão dos processos de encouraçamento e sua relação com a morfologia e a morfodinâmica fluvial.

No tocante a compilação da base cartográfica, foram empregados dados das seguintes fontes:

- Base Hidrográfica Digital Ottocodificada na escala 1:50.000 disponibilizada pelo Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM – 2010);
- Limites municipais e federativos na escala 1:250.000 retirados do domínio do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE – 2015);
- Traçado rodoviário retirados do Departamento Nacional de Infraestrutura e Transportes (DNIT) em atualização vetorial de 2015.
- Mapeamento geológico realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) na escala 1:50.000, intitulado “Geologia do Quadrilátero Ferrífero”, em parceria com o governo do Estado de Minas Gerais e com a Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) no ano de 2005.
- Modelo Digital de Elevação (MDE) disponibilizado pelo *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS) através do sensor *Phased Arrayed type L-Band SAR* (PALSAR). O ALOS-PALSAR é fruto de um projeto conjunto entre a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e a *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS) e operou de 2006 até 2011, produzindo dados com resolução espacial de 12,5 metros (JAXA, 2008).

Procedeu-se, a partir de imagens de satélite de alta resolução do *software Google Earth Pro®*, investigações acerca da configuração morfológica do leito e dos ambientes marginais. O objetivo foi identificar formas deposicionais fluviais (barras de canal, planície, níveis deposicionais aluviais) que indicassem prováveis ambientes para a formação de pavimentos detríticos, a exemplo da morfologia de leito em poço-corredeira.

Contudo, as interpretações realizadas estão sujeitas à escala dos dados disponíveis. O arcabouço geológico da área está mapeado em escala 1:50.000, a qual apresenta pouco detalhamento para análises geomorfológicas. De modo a mitigar os efeitos do mapeamento de pouco detalhamento disponibilizado pela CODEMIG, foi

procedido um mapeamento manual dos lineamentos identificados superficialmente a partir do MDE ALOS-PALSAR.

Este método de identificação de lineamentos já foi aplicado anteriormente por Henriques & Valadão (2018) na análise morfoestrutural de bacias hidrográficas e utiliza o emprego da ferramenta *Hillshade* do *software ArcGIS*[®]. O sombreamento do relevo foi definido nos Azimutes 315, 359 e 45, com angulação solar de 35°. Segundo Henriques & Valadão (*op. cit.*), as diferentes perspectivas de variação da incidência solar de acordo com os Azimutes permitem o mapeamento manual de lineamentos que acompanham linhas de talvegue e interflúvio.

Consoante, para a análise da orientação dos lineamentos foi elaborado um diagrama de rosetas, seguindo os pressupostos estabelecidos por Queiroz *et al.* (2014). Foi utilizado o *plugin AzimuthFinder* em conjunto com o *software ArcGIS*[®], que permite a extração dos dados relativos aos lineamentos em uma tabela no formato .txt. Essa tabela, por sua vez, foi processada no *software Stereonet7*, onde foi elaborado o diagrama de rosetas.

Visando contribuir com novas ferramentas para a investigação dos processos de encouraçamento sob a ótica geomorfológica, serão adotados parâmetros morfométricos para se avaliar quantitativamente o rebatimento dos pavimentos detríticos para a morfodinâmica fluvial. Para tanto, serão aplicados o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR), Índice de Sinuosidade (Is), Índice de Gradiente (I_g) e o coeficiente de determinação R² sobre o modelo de regressão simples não-linear logarítmico.

O ICR corresponde a uma técnica de análise tridimensional que possibilita a identificação de unidades homogêneas em termos morfológicos, quantificando e compartimentando o relevo a partir da distribuição espacial da declividade das vertentes (SAMPAIO & AUGUSTIN, 2014). Para o cálculo do ICR, foi utilizado o estimador de densidade de Kernel e atribuído valores entre 1 e 5 para o intervalo de classes de densidade.

O Is demonstra o grau de divagação do curso d'água por meio da relação entre o comprimento do canal fluvial principal da bacia (L) – que consiste da distância entre a nascente do rio e sua foz – e o comprimento do seu vetor (D_v) – distância vetorial entre a cabeceira e a foz (Equação 1).

Equação 1: Índice de Sinuosidade.

$$I_s = \frac{L}{D_v}$$

Valores próximos a 1 indicam menor sinuosidade fluvial e maior proximidade de condições retilíneas, com probabilidade de elevado controle estrutural ou contexto geomorfológico de elevada energia. Valores acima de 2 são associados a cursos d'água de menor energia, e valores intermediários representam formas transicionais entre rios sinuosos e retilíneos (ALVES & CASTRO, 2003; CHEREM, 2008).

Os valores do I_s foram calculados para cada trecho fluvial e não para todo o curso d'água. O traçado do canal fluvial foi mapeado manualmente utilizando imagens do *Google Earth Pro*[®]. A escolha de sua aplicação por segmentos fluviais deriva das próprias limitações do I_s , que pode apresentar valores distintos ao longo de um mesmo curso d'água. Um exemplo desta situação são valores próximos a 2 em cursos d'água sinuosos, mas que possuem um trecho retilíneo, que permanece ignorado frente aos valores de todo o canal fluvial.

Outro fator a se destacar é que podem haver canais com forte controle estrutural que apresentam valores do I_s alto, mas são retilíneos. Neste caso, seriam as diferentes inflexões da rede de drenagem proporcionadas pelo arcabouço estrutural que garantiriam o valor alto do I_s , mas o canal permaneceria retilíneo. Deste modo, o cálculo do I_s por trecho fluvial visa mitigar análises imprecisas.

Já o I_g é descrito como a relação entre a amplitude altimétrica do canal (A_c) ou de algum segmento fluvial e o comprimento do canal (C_c), fornecendo indicativos do potencial energético do curso d'água a partir da declividade (CHRISTOFOLETTI, 1981) (Equação 2).

Equação 2: Índice de Gradiente.

$$I_g = A_c \div C_c$$

Para a aplicação do modelo de regressão simples não-linear logarítmico, seguiu-se os pressupostos estabelecidos por Henriques & Valadão (2017). Segundo os referidos autores, a análise de regressão corresponde a uma modelagem estatística que permite explicar o comportamento de Y em relação a X (variação entre altimetria e extensão) a partir de um gráfico de dispersão, sendo gerado uma linha de tendência logarítmica, que pode ser entendido como o perfil longitudinal ideal do curso d'água.

Após realizar a regressão entre as variáveis Y e X, foi aplicado o coeficiente de determinação R^2 para verificar quantitativamente a associação entre o perfil longitudinal do canal fluvial e o modelo de regressão. Para se obter o coeficiente, foi aplicada a equação 3, que também equivale a equação 4.

Equação 3: Coeficiente de determinação R^2 .

$$R^2 = \frac{\left[(\beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2) - \frac{\sum (\beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2)}{n} \right]^2}{(y - \bar{y})^2}$$

Fonte: Retirado de Henriques e Valadão (2017).

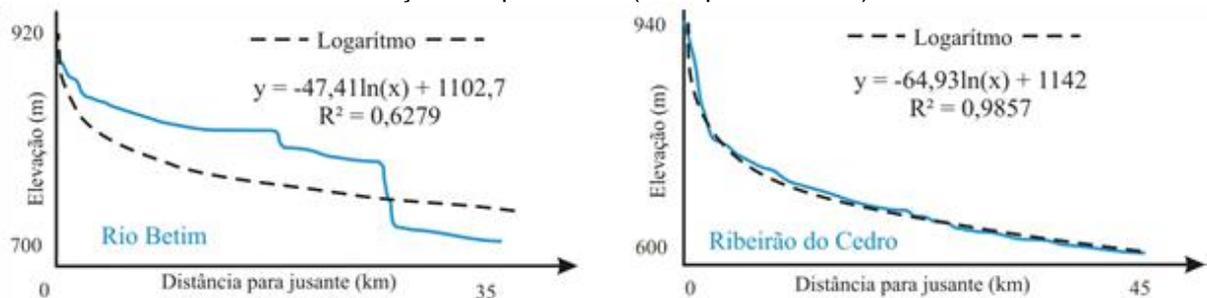
Equação 4: Coeficiente de determinação R^2 equivalente a equação 3.

$$\Sigma = \frac{(\hat{y} - \bar{y})^2}{(y - \bar{y})^2}$$

Fonte: Retirado de Henriques e Valadão (2017).

O valor de R^2 varia de 0 a 1, sendo que valores próximos a 1 indicam uma proximidade do perfil longitudinal com o modelo de regressão logarítmico, ou seja, uma semelhança com o perfil longitudinal ideal.

Figura 20: Exemplos de aplicação do coeficiente de determinação R^2 em afluentes do Rio Paraopeba (MG). No Rio Betim o perfil longitudinal apresenta geometria em desconformidade do modelo logarítmico (valor distante de 1), enquanto que o perfil do Ribeirão do Cedro se assemelha as condições do perfil ideal (valor próximo de 1).



Fonte: Retirado de Henriques e Valadão (2017).

5.2. Etapa de campo

Foram realizadas campanhas de campo ao longo do vale do Rio Conceição para uma melhor compreensão das características físicas da área, bem como para a identificação *in loco* de segmentos fluviais potencialmente encouraçados. Para tanto, será investigada visualmente a disposição espacial dos pavimentos detríticos no leito (seixos e cascalhos) e serão mapeados os locais de sua ocorrência.

Como já dito, a utilização de critérios hidrológicos para a determinação de processos de encouraçamento não faz parte do viés metodológico deste trabalho, o

qual possui ênfase geomorfológica. Ademais, tal enfoque exigiria um monitoramento durante o mínimo de um ano hidrológico (BILLI, 1988), o que não se mostrou compatível com o planejamento da execução desta dissertação. Soma-se a isso, o fato de que as equações utilizadas estão sujeitas a erros significativos e não podem ser aplicadas indiscriminadamente para qualquer curso d'água (ABERLE & NIKORA, 2006; GAO, 2011; HEAYS, 2011; POWELL, 2014), além de não fomentar análises baseadas na morfologia e na morfodinâmica fluvial.

Após a identificação e o mapeamento dos segmentos fluviais com pavimentos detríticos, foram investigadas as características gerais destes trechos quanto à presença de couraças ferruginosas, aos ambientes marginais, posição na bacia/vale, arcabouço litoestrutural, ocorrência de planícies e relação com paleoambientes deposicionais aluviais¹⁷. Para efeitos comparativos, foram analisados os trechos com e sem pavimentos visando buscar evidências sobre possíveis influências dos *clusters* na morfologia do canal e suas implicações na morfodinâmica, e se tais influências poderiam confirmar a ocorrência de encouraçamento.

Considerando a ocorrência de níveis deposicionais aluviais e pavimentos detríticos ferruginizados no Rio Conceição (BARROS & MAGALHÃES, 2012; 2013) e em outras artérias fluviais do Quadrilátero Ferrífero (BARROS & MAGALHÃES, 2018), foram investigados trechos com a ocorrência de seixos cimentados por óxidos-hidróxidos de ferro, a fim de se diferenciar as características gerais destes segmentos para trechos com material imóvel, porém não cimentado.

Para o levantamento de informações em campo foi aplicado um *check-list* (Anexo A) voltado à identificação de feições de fundos de vale (barras deposicionais e barras detríticas erosivas) e à caracterização de material de calha, tomando como base descrições de leito feitas por Rosgen (1994) e Brierley & Fryirs (2005), e que já foram adotadas no estudo de processos de encouraçamento por Cota *et al.* (2018).

Após a aplicação do *check-list* e o mapeamento das ocorrências de pavimentos detríticos, foi investigada a disposição espacial dos *clusters* e as relações com a morfodinâmica e a morfologia do canal, bem como com os sistemas poço-corredeira.

¹⁷ A identificação de níveis deposicionais aluviais foi baseada na sua morfologia e possível conexão com o nível de calha atual. Não foram feitas caracterizações sobre o tipo de substrato e composição granulométrica, dada a maior ênfase na investigação dos ambientes de calha. Ademais, diversos trabalhos publicados fizeram o levantamento de níveis deposicionais aluviais na bacia.

Para propiciar uma análise da organização espacial dos pavimentos detríticos, foram criados blocos diagrama dos trechos fluviais estudados.

Pretende-se, a partir dos blocos diagrama, demonstrar a ocorrência de pavimentos detríticos ao longo do canal fluvial, e não somente transversalmente, conforme é comum nos trabalhos sobre o tema. Assim, foi avaliado se a ocorrência se dá de maneira contínua e linear ao longo do perfil longitudinal ou se ocorre em aglomerações de seixos e cascalho intercalados por poços, por exemplo.

6. IMPLICAÇÕES DOS PROCESSOS DE ENCOURAÇAMENTO DE CALHAS FLUVIAIS PARA A MORFOLOGIA E PARA A MORFODINÂMICA DOS CURSOS D'ÁGUA: CONTRIBUIÇÕES A PARTIR DOS PAVIMENTOS DETRÍTICOS DO RIO CONCEIÇÃO

Partindo do pressuposto que um único curso d'água pode apresentar diversos ambientes fluviais longitudinalmente (MARQUES, 2014), fator que se reflete na morfologia e na morfodinâmica do canal, os segmentos analisados foram selecionados com base em sua singularidade, ou seja, trechos que apresentassem características morfológicas diferenciadas dos demais.

Assim, com o auxílio de imagens de satélite e cartas topográficas, buscou-se percorrer a maior extensão do rio possível, com exceção das áreas de difícil acesso, onde a topografia acidentada, vegetação densa e/ou a inexistência de vias de acesso impediram a investigação do leito fluvial. Consoante, foram selecionados e investigados sete trechos fluviais que apresentam três morfologias de leito distintas, a saber: leito em degrau-poço, leito com dunas e *ripples* e leito em poço-corredeira.

Os resultados foram subdivididos em três sub-capítulos. No primeiro é exposto o mapeamento e a caracterização dos trechos fluviais investigados, no segundo são feitas considerações acerca das configurações de leito encontradas e, no terceiro, reflexões acerca da gênese dos pavimentos detríticos.

6.1. Caracterização da morfologia de leito nas calhas fluviais locais

Os sete segmentos fluviais investigados no rio Conceição se distribuem ao longo do Alto curso (S1), do Alto-Médio curso (S2), do Médio curso (S3 e S4) e do Baixo-curso (S5, S6 e S7) (Figura 21 e Figura 22). Vale destacar que a divisão do trecho fluvial estudado em Alto, Médio e Baixo curso, conforme adotado para o trabalho, foi baseada na sua compartimentação em segmentos com extensão relativamente semelhante e não em critérios geográficos, ambientais ou, especificamente, geomorfológicos. Apesar de Planos de Bacia, tal como o Plano de Bacia do Rio das Velhas (ECOPLAN, 2015), proporem a divisão de vales e cursos d'água com base nestes critérios, a mesma pode ser alterada com a elaboração de um novo plano ou a partir da adoção de um enfoque diferente, seja ele hidrológico

(vazão), geológico-geomorfológico (tipo de substrato, padrão de drenagem) e, por vezes, até sócio-econômico (tipo de atividade sócio-econômica preponderante).

Para o caso deste trabalho, as tradicionais classes de Alto, Médio e Baixo curso, presentes com frequência em trabalhos geomorfológicos e planos de bacia, foram complementadas pela de Alto-Médio curso. Isso se deve aos resultados obtidos, que apontam para significativas variações nas morfologias do canal em diferentes segmentos fluviais, os quais possuem uma explicação geológica-geomorfológica que será apresentada a seguir. Deste modo, a compartimentação adotada visa facilitar ao leitor a identificação dos trechos onde foram encontradas diferentes morfologias de leito.

Figura 21: Segmentos fluviais investigados ao longo do Rio Conceição.

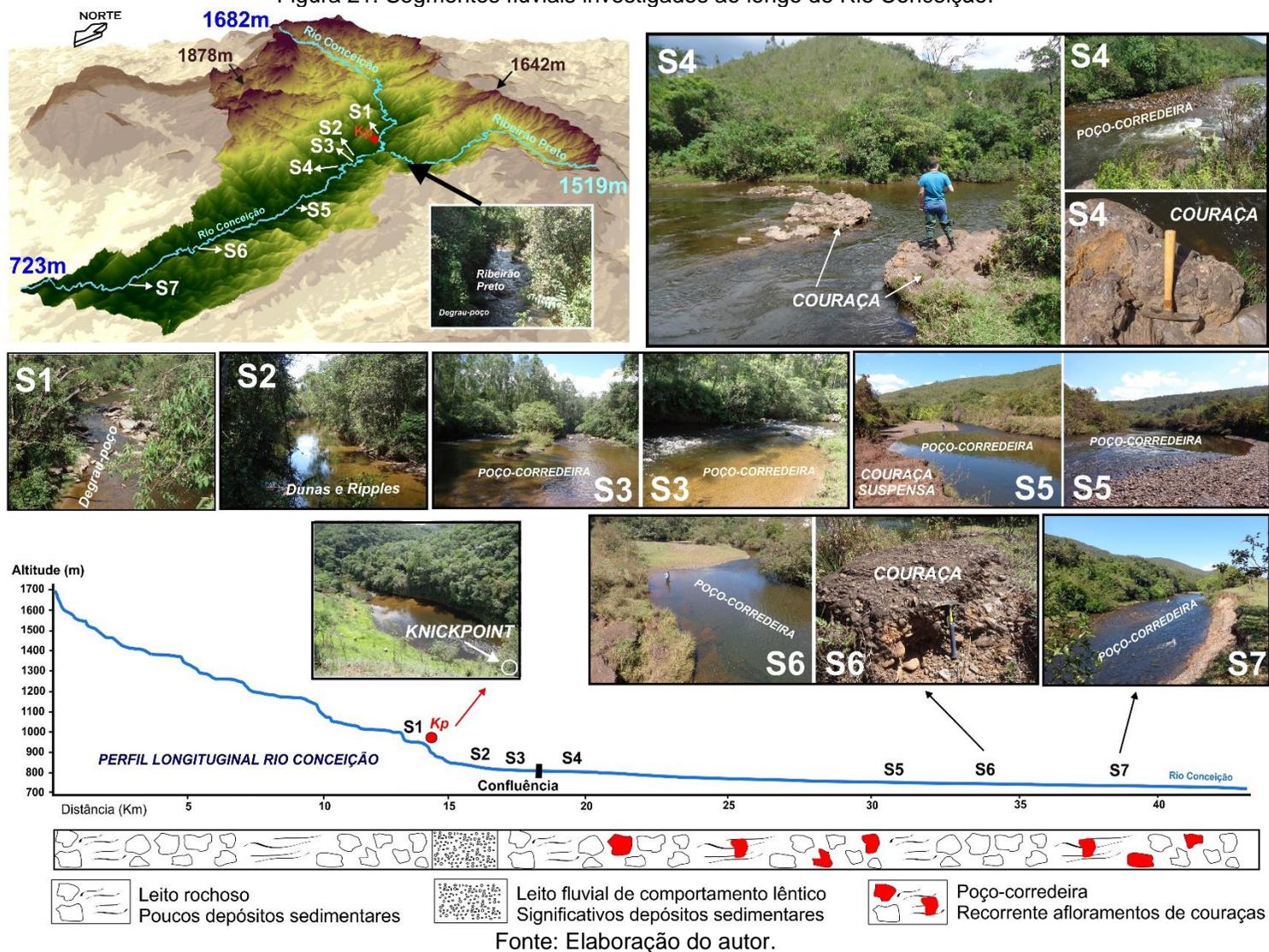
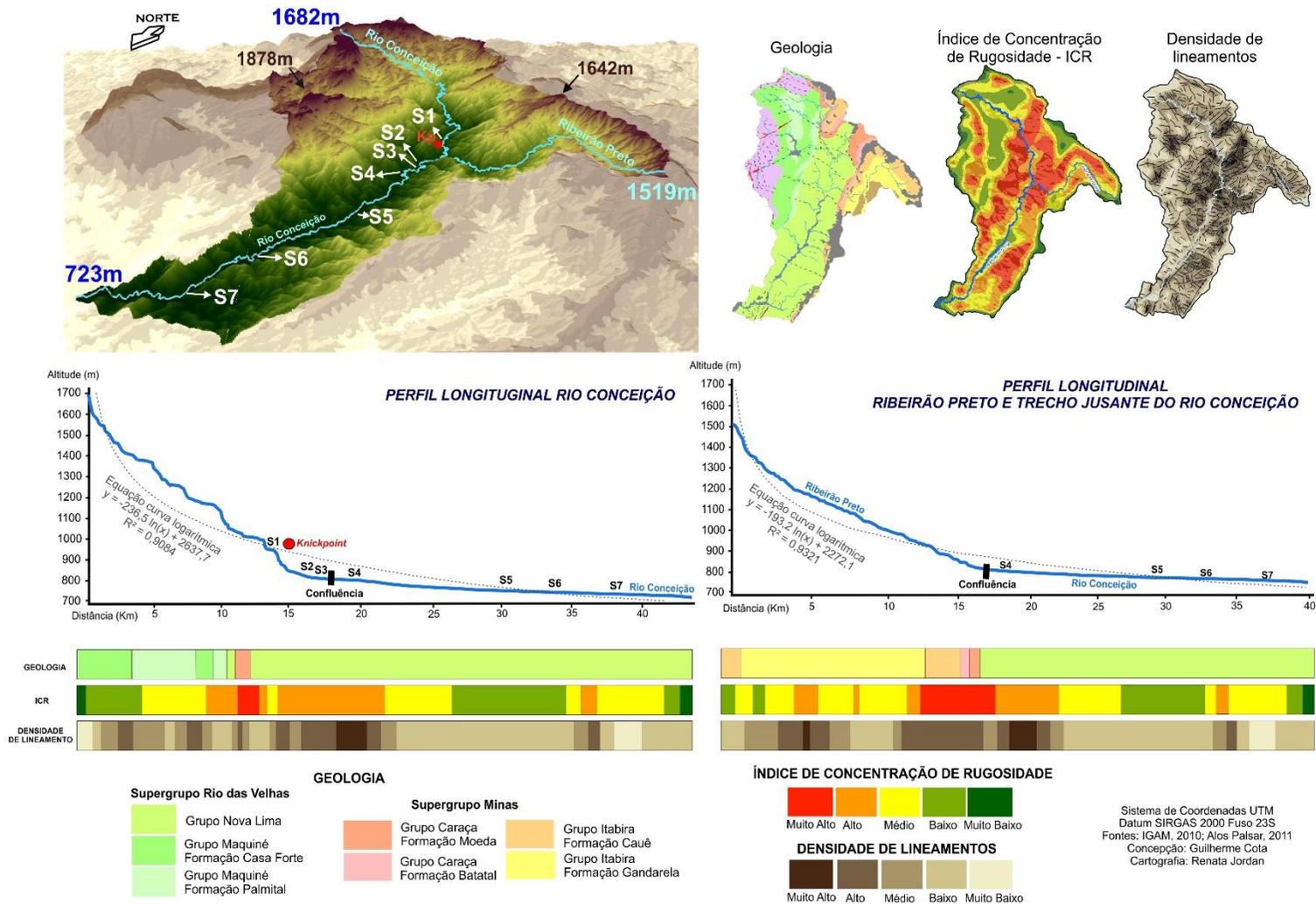


Figura 22: Aplicação do coeficiente R², do ICR e da densidade de lineamentos.



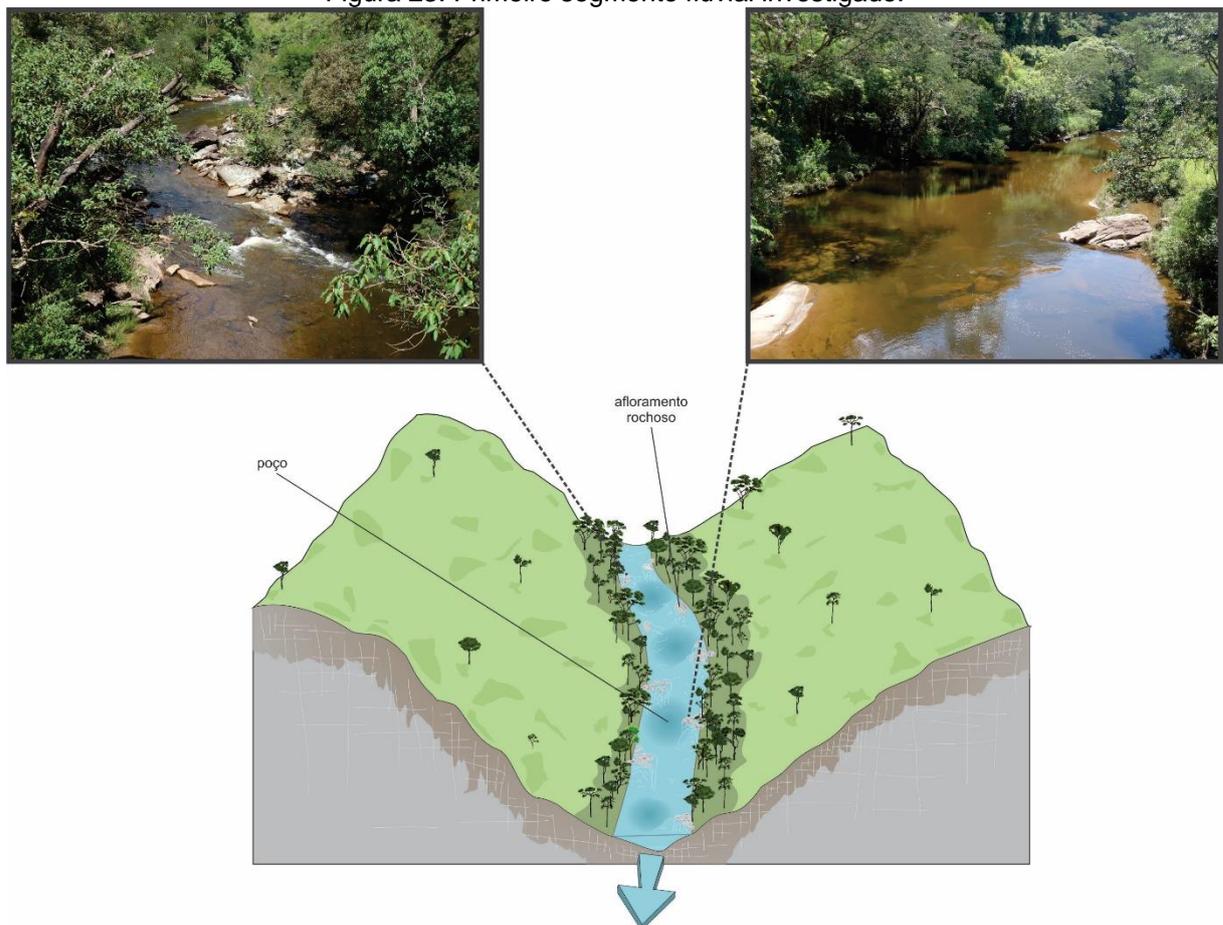
Fonte: Elaboração do autor.

6.1.1. Segmento Fluvial 1 – Leito em Degrau-Poço

O primeiro segmento fluvial investigado (S1) corresponde ao segmento mais à montante acessado no Alto Vale do rio Conceição (Figura 21 e Figura 22). O extenso trecho não investigado das cabeceiras do canal até o S1 decorre da dificuldade de acesso a esses locais via estradas.

O S1 apresenta leito com afloramentos rochosos do Grupo Nova Lima, sendo marcado pela interseção entre blocos e matacões (ambientes de maior energia) com poços (ambientes de menor energia), típicos de leitos em degrau-poço (Figura 23) (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1997; BUFFINGTON & MONTGOMERY, 2013). A morfologia em degrau-poço permanece praticamente inalterada ao longo do S1 até a ocorrência do *knickpoint*.

Figura 23: Primeiro segmento fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

O perfil longitudinal do canal desde as cabeceiras até a ruptura de declive não apresenta uma curva logarítmica linear negativa, típica de perfis considerados, tradicionalmente na literatura, como refletindo condições de equilíbrio. Apresenta, por outro lado, um traçado semelhante a uma reta, sendo este um indicativo de ambientes de alta energia com predomínio de degradação ao invés de agração.

Segundo Hack (1957; 1973) e Christofolletti (1981), o maior gradiente presente nas áreas de cabeceira dos cursos d'água é algo inerente aos sistemas fluviais e é o que garante uma maior distribuição de energia nestes trechos. Montgomery & Buffington (1997) reafirmam esta premissa ao associarem morfologias de leito de maior energia, como em cascata e em degrau-poço, às áreas mais declivosas do perfil longitudinal.

Este fato fica evidente ao se analisar o coeficiente R^2 . Mesmo apresentando o valor de 0,9084 para todo o perfil, ou seja, próximo de 1, o R^2 possui significativa diferença entre a curva logarítmica e o perfil longitudinal do canal em Alto curso (Figura 22). Esse aspecto é refletido nas características do vale, que apresenta ICR muito elevado neste trecho, com vertentes íngremes e ausência de planícies, bem como falta de depósitos aluviais na calha. Essas características indicam que o canal está sob processos de encaixamento.

Não obstante, os valores do I_s (1,5) sinalizam um canal intermediário entre retilíneo e sinuoso, sendo possivelmente decorrentes de inflexões do canal que, em um sentido geral, se apresenta retilíneo. O I_g 2,4% não revela declividade acentuada, apesar da alta energia do fluxo, e não é típico de leitos em degrau-poço, que apresentam normalmente declividades acima de 3% (BUFFINGTON & MONTGOMERY, 2013). Não obstante, o I_g encontrado é o maior entre os trechos investigados.

No tocante à presença de pavimentos detríticos, são raras as ocasiões em que seixos e cascalhos imóveis são encontrados, sendo pequenos agrupamentos presentes no contato com os afloramentos rochosos. A elevada energia do fluxo associada à declividade não permite o acúmulo de material aluvial, estando os seixos e cascalhos encontrados suportados pelos afloramentos rochosos, que funcionam como pequenas soleiras, retendo os sedimentos mais grossos no contato com a rocha. Deste modo, o que condiciona a morfologia e, conseqüentemente, a morfodinâmica do S1 são os afloramentos rochosos.

Portanto, seguindo os pressupostos teóricos empreendidos ao longo do capítulo 3, é possível afirmar que não há uma blindagem do leito (*bed armour*) por material aluvial típico dos processos de encouraçamento. As análises empreendidas no S1 apontam ausência de material aluvial e um canal retilíneo com indícios de entalhamento do vale.

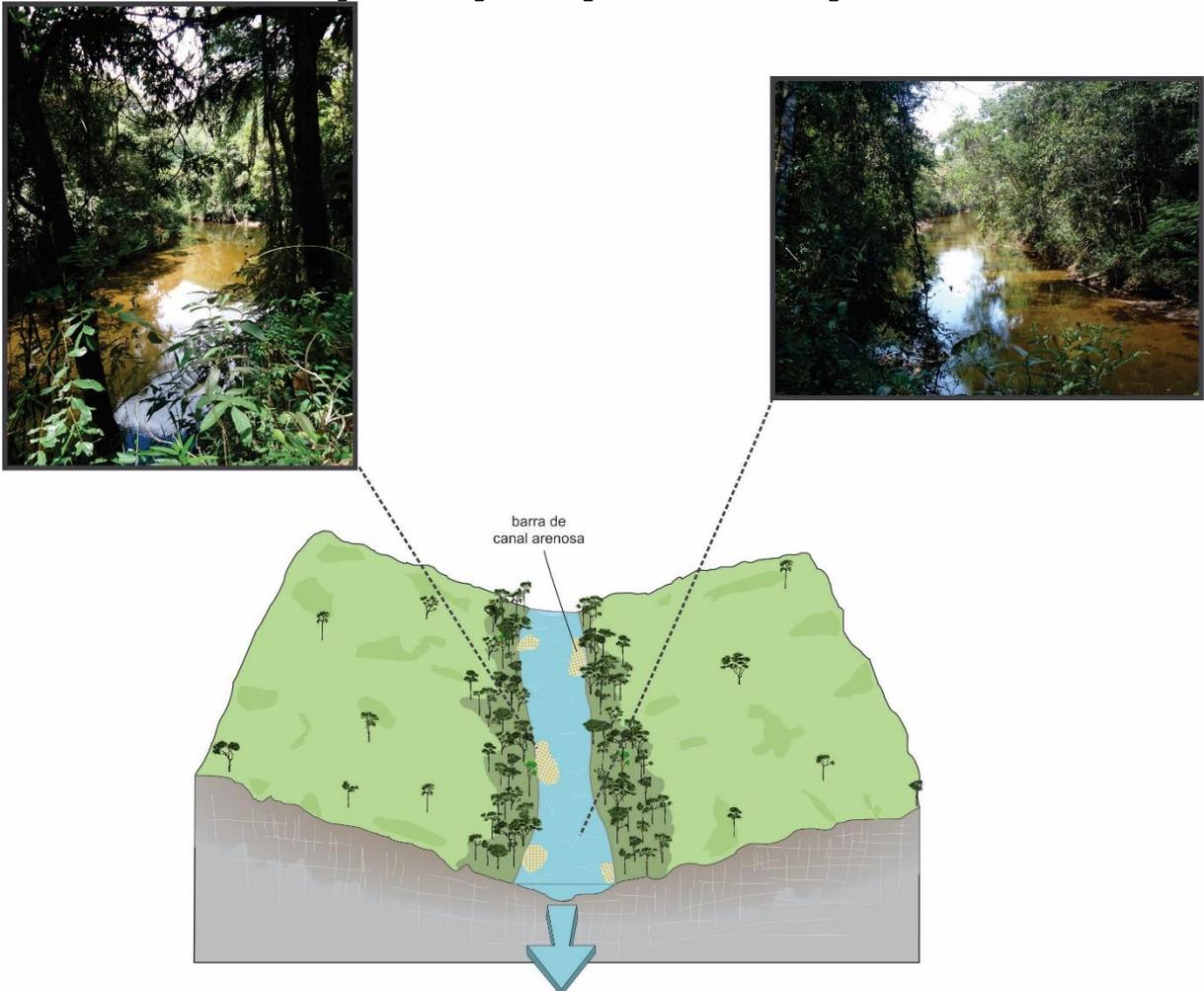
6.1.2. Segmento Fluvial 2 – Leito com Dunas e Ripples

O segundo segmento fluvial investigado (S2) ocorre após o *knickpoint* (Figura 21 e Figura 22), sendo marcado por uma alteração na dinâmica erosiva-sedimentar do canal fluvial. O leito apresenta uma transição abrupta de morfologia antes e após o *knickpoint*, sendo o S2 uma representação da configuração do leito que permanece até a confluência com o ribeirão Preto.

Após o *knickpoint*, o perfil longitudinal do canal deixa de ter um comportamento positivo e passa a ter um comportamento negativo em relação a curva logarítmica. Deste modo, há uma alteração nas condições energéticas do curso d'água, com predomínio de processos de agradação, fato este refletido na morfologia do leito e nas características do escoamento, que apresenta condições de fluxo lântico.

Neste sentido, o material de calha composto principalmente por depósitos de areia é o que condiciona a ocorrência da morfologia em dunas e *ripples* (Figura 24). Não obstante, segundo Montgomery & Buffington (1997), a morfologia em dunas e *ripples* está associada à vales abertos com a presença de planícies bem desenvolvidas, algo que não ocorre no S2.

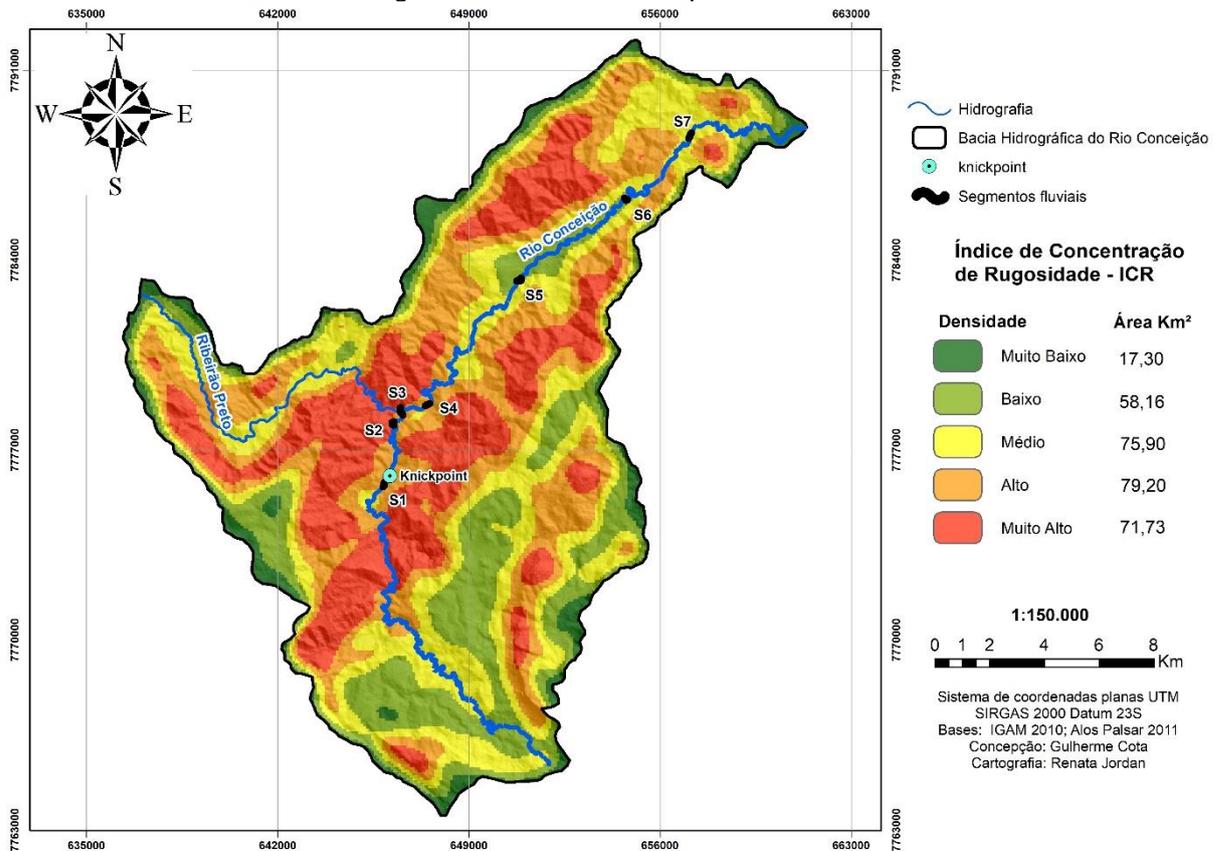
Figura 24: Segundo segmento fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

A ocorrência de vertentes declivosas é respaldada pelos valores do ICR alto no S2 (Figura 25) e caracterizam o vale confinado. Todavia, o I_g do curso d'água neste trecho é 1,3%, indicando baixa declividade do canal e acúmulo de material aluvial.

Figura 25: Valores do ICR para a bacia.

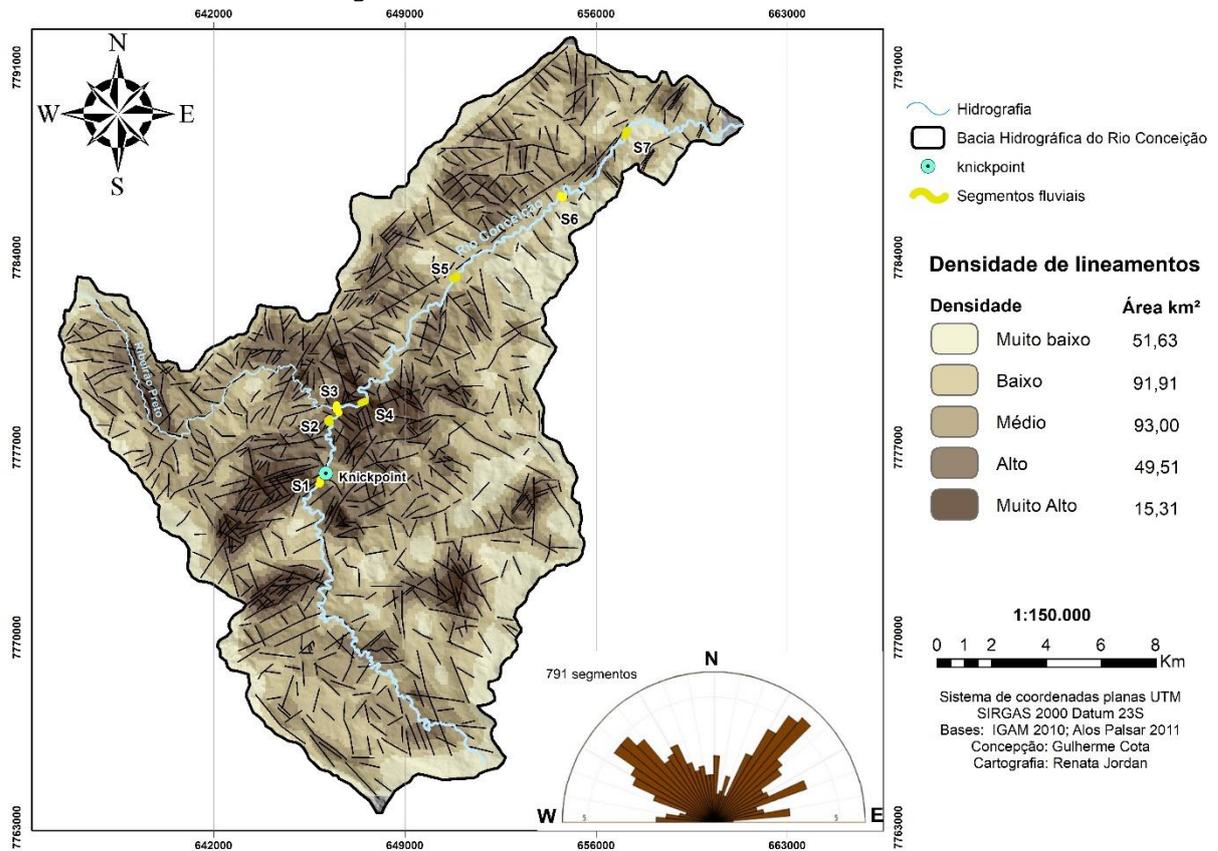


Fonte: Elaboração do autor.

A análise do Is, contudo, deve ser feita com cautela, pois os valores de 1,75 encontrados indicam alta sinuosidade e baixo controle estrutural da drenagem. Contudo, as informações obtidas em campo não indicam a presença de feições típicas dos processos de meandramento, como feições erosivas nas margens côncavas e deposicionais nas convexas. Assim, o canal permanece sinuoso sem meandrar, com ângulo agudo nas inflexões de drenagem, indicando um possível controle estrutural.

Essa análise se torna mais evidente ao investigar a densidade de lineamentos do S2 (Figura 22 e 26). Apesar de ocorrerem falhas transversais ao canal fluvial nos dados disponibilizados pela CODEMIG na escala de 1:50.000, o mapeamento dos lineamentos é bastante genérico, sem uma ampla categorização das falhas que ocorrem na bacia. Contudo, a densidade de lineamentos obtida a partir do alinhamento de interflúvios e talvegues foi alta para o S2, indicando o papel de lineamentos estruturais no controle da drenagem.

Figura 26: Densidade de lineamentos na bacia.



Fonte: Elaboração do autor.

Apesar de a densidade de lineamentos permanecer alta para além do trecho investigado, não foram encontradas evidências de movimentos de soerguimento ou rebaixamento do nível de base. Assim, a ocorrência do *knickpoint* à montante do S2 possivelmente está associada à erosão diferencial proporcionada pelo afloramento do Grupo Caraça (Figura 22).

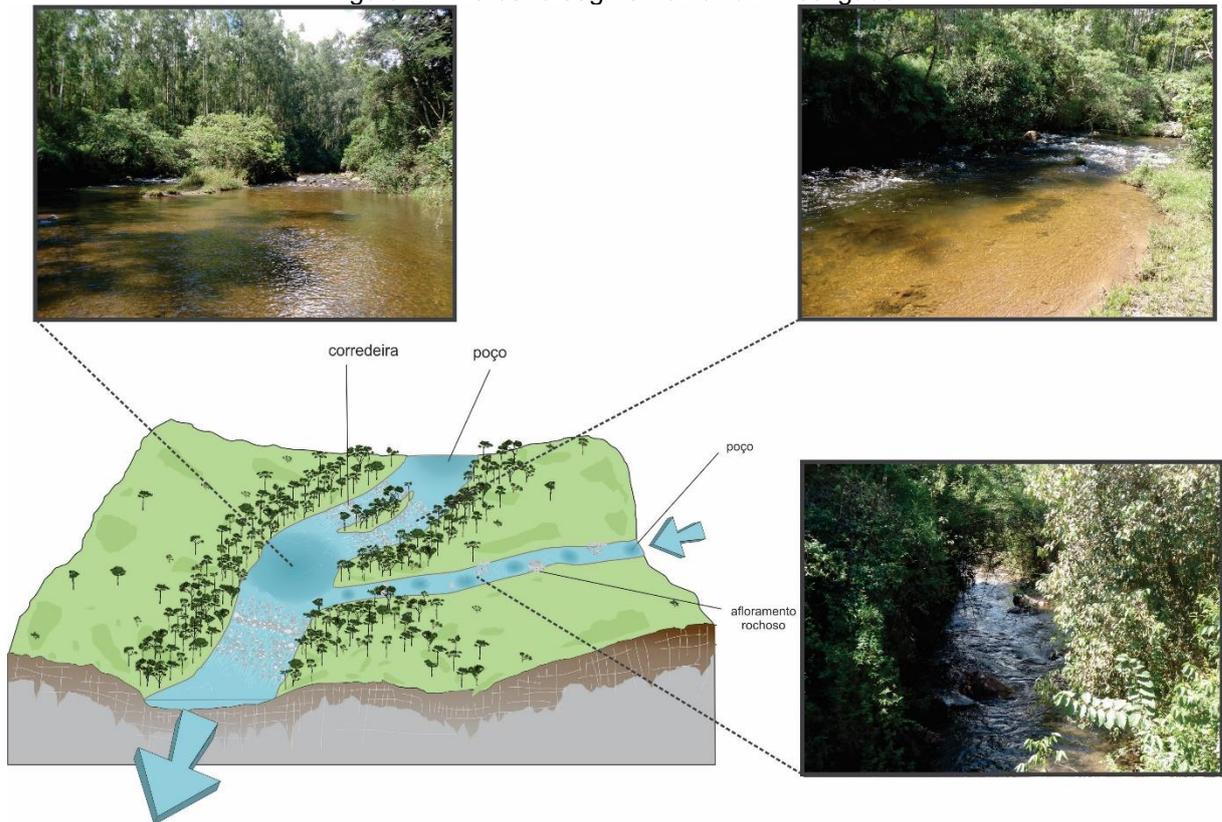
6.1.3. Segmento Fluvial 3 – Leito com Poço-Corredeira

O terceiro segmento fluvial investigado (S3) se localiza na confluência do rio Conceição com o ribeirão Preto, possuindo morfologia de leito distinta dos segmentos à montante. No S3 evidencia-se o papel do tributário no fornecimento de carga sedimentar para o curso d'água principal, o qual passa a apresentar predomínio de seixos e cascalhos até a confluência do rio Conceição com o ribeirão Caraça. Estes sedimentos de calha encontram-se agrupados e separados por poços, caracterizando a morfologia poço-corredeira (Figura 27). Também há a ocorrência de ilhas vegetadas próximas as corredeiras, indicando que os clastos permanecem imóveis ou são

transportados em taxas ínfimas¹⁸, denotando condições paleodeposicionais distintas das atuais em termos de competência fluvial.

Tal observação corrobora as afirmações de Bridge (2003), Goudie (2004), Almedeij & Diplas (2005), Vericat *et al.* (2006) e Frings (2008) que consideram os clastos imóveis em ambientes de calha como típicos do processo de encouraçamento.

Figura 27: Terceiro segmento fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

Apesar do ICR ainda permanecer alto no S3, o vale não se apresenta confinado como no S1 e no S2, havendo uma formação incipiente de planície na margem esquerda. O I_s é de 1,12 e o I_g de 1,3%, valor similar ao encontrado no S2. O I_s revelou outra limitação deste parâmetro, pois ao expandir o trecho investigado em 100 metros, os valores subiram significativamente para 1,5 devido a uma inflexão do canal. Consoante, assim como os valores totais do I_s para todo o curso d'água podem mascarar a diversidade de segmentos fluviais, sua aplicação em pequenos trechos

¹⁸ O trabalho não visa determinar se os clastos permanecem imóveis ao longo de um ano hidrológico, mas sim investigar a consequência da formação do pavimento detrítico para a morfologia e para a morfodinâmica do canal atual. A discussão acerca dos desafios e limitações em determinar uma escala temporal para a formação e manutenção dos pavimentos detríticos é discutida no capítulo 3.3.

também pode mascarar os valores que, neste caso, indicariam erroneamente um segmento muito retilíneo.

Nesse sentido, é necessário associar os dados do Is com informações de campo, para que se tenha certeza que os valores do índice tenham relação com a conjuntura espacial do sistema fluvial. Caso os valores sejam dissonantes da realidade verificada em campo e em imagens de satélite, é recomendável informar o leitor acerca das limitações existentes.

O fato da calha do rio Conceição começar a ser pavimentada por clastos somente a partir da confluência com o ribeirão Preto levantou questionamentos acerca do papel do tributário no fornecimento de material sedimentar. O perfil longitudinal de ambos os cursos d'água se assemelham (Figura 22), tendo comportamento negativo em relação à curva logarítmica na confluência e comportamento positivo em direção às cabeceiras.

Ao se analisar o traçado do ribeirão Preto, é possível identificar duas mudanças abruptas na direção do escoamento (cotovelos de drenagem), com angulações próximas a 90° (Figura 28¹⁹). Essa configuração pode sinalizar capturas fluviais (BISHOP, 1995) que, no caso, envolveriam capturas de segmentos da drenagem da bacia do rio Barão de Cocais.

Figura 28: Mudanças na direção do escoamento do Ribeirão Preto.



Fonte: Elaboração do autor.

¹⁹ Com base no alinhamento de cristas foram traçados possíveis paleodivisores de drenagem.

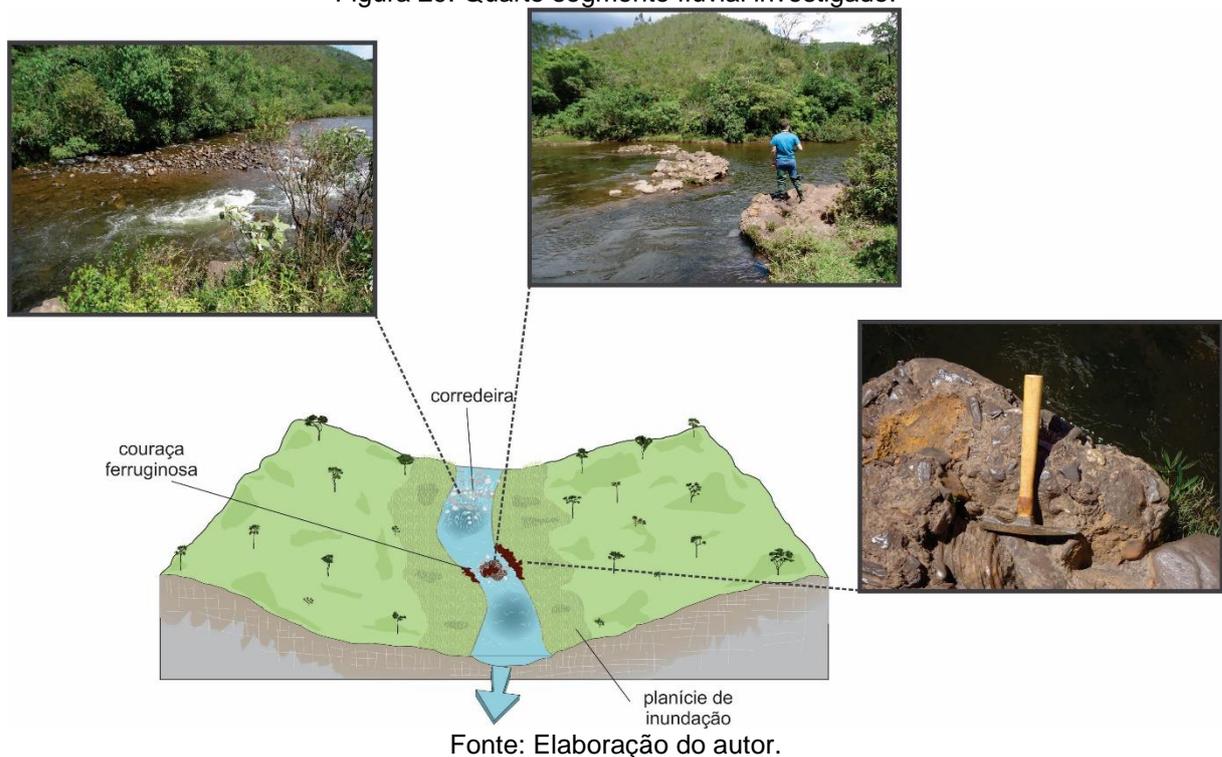
Medina *et al.* (2005), Fabri *et al.* (2008) e Barros (2012) corroboram com esta premissa ao afirmarem que houve uma captura fluvial de um antigo afluente direto do Rio Conceição que capturou o ribeirão Preto, então afluente do rio Barão de Cocais. Essa expansão da bacia do rio Conceição sobre a bacia do rio Barão de Cocais representou a disponibilização de novas áreas fonte de sedimentos do Supergrupo Minas, distintas das do rio Conceição à montante da confluência (Figura 17 e Figura 22).

Nas cabeceiras do rio Conceição as rochas do Supergrupo Minas estão restritas a pequenas porções próximas aos interflúvios da bacia, enquanto toda a sub-bacia do ribeirão Preto drena esta unidade geológica. Assim, torna-se evidente que a erosão das rochas do Supergrupo Minas pelo ribeirão Preto esteja fornecendo os clastos que pavimentam a calha do rio Conceição.

6.1.4. Segmento Fluvial 4 – Leito com Poço-Correadeira

O quarto segmento fluvial investigado (S4) se localiza no Médio curso, sendo marcado pela presença expressiva de seixos e cascalhos no leito que, por sua vez, caracterizam a morfologia em poço-corredeira (Figura 29).

Figura 29: Quarto segmento fluvial investigado.



O Is de 1,4 indica um trecho intermediário com tendência a ser retilíneo e o Ig 1,2% apresenta valores próximos ao S3. Entretanto, o vale se configura mais aberto no S4, com formação de planícies pouco desenvolvidas na margem esquerda e indícios de feições erosivas na margem côncava e deposicionais na margem convexa.

Neste trecho foram encontradas couraças ferruginosas no leito e nas margens do canal, de maneira bastante pontual. O afloramento das couraças oferece resistência à ação do fluxo, possuindo papel semelhante aos seixos e cascalhos imóveis presentes nas corredeiras.

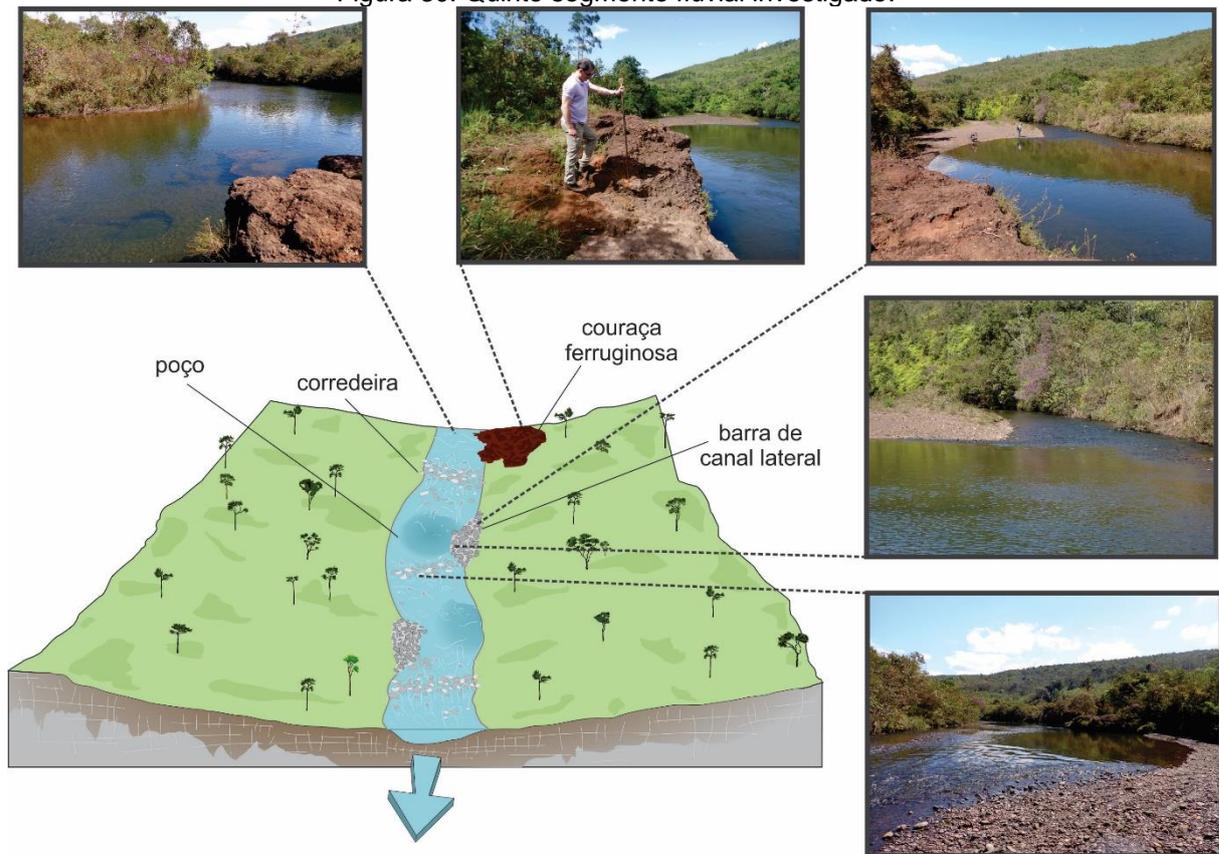
Consoante, o leito permanece marcado por trechos de maior energia e menor profundidade nas corredeiras, e menor energia e maior profundidade nos poços. Vale destacar que não há uma clara seleção entre os materiais grossos das corredeiras e finos dos poços, sendo seixos e cascalhos encontrados, por vezes, nos ambientes de menor energia. Essa extensão do material detrítico para os poços pode ser entendido como uma forma de leito intermediária entre poço e corredeira, denominada como *runs* ou *glides* (LISLE, 1986; THOMPSON, 2013).

O predomínio da erosão na margem côncava e deposição na margem convexa fornece indícios de que as condições de fluxo típicas da morfologia em poço-corredeira estão condicionando à morfodinâmica do canal, apesar de ainda não ser perceptível uma sinuosidade significativa.

6.1.5. Segmento Fluvial 5 – Leito com Poço-Cordeira

O quinto segmento fluvial (S5) se localiza no Baixo curso, em um contexto de vale aberto com ICR e densidade de lineamentos baixos, diferindo dos trechos investigados no Alto e Médio curso (Figura 30).

Figura 30: Quinto segmento fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

O S5 apresenta características semelhantes ao S4 em termos de morfologia do leito, com ocorrência de poço-corredeira e afloramento pontual de couraças. Destaca-se a forte variação altimétrica entre poços profundos (\pm três metros) e corredeiras rasas (com poucos centímetros). Essa discrepância altimétrica pode ser decorrente de um maior desenvolvimento do sistema poço-corredeira, já que neste trecho as feições erosivas nas margens côncavas e deposicionais nas margens convexas são mais proeminentes quando comparado aos segmentos S3 e S4. Consoante, a convergência de fluxo nas corredeiras e posterior divergência nos poços (FERNANDEZ, 2009) pode levar à migração lateral do canal e à erosão das margens.

A associação com processos de meandramento, contudo, deve ser feita com cautela, principalmente pela complexidade inerente às condições de fluxo de canais com seixos e cascalhos como carga de leito, conforme demonstrado no capítulo 3.4. Não obstante, a presença de feições características dos processos de meandramento, como barras de canal lateral conectadas às barras de pontal, em conjunto com o I_s de 1,6 e I_g 1,5% fornecem indícios de que a morfologia em poço-corredeira pode estar criando condições de fluxo helicoidais que levam ao meandramento.

A couraça ferruginosa presente no segmento se estende da margem até o leito, estando em condições distintas da identificada no S4. Neste caso, a couraça se estende pela calha em uma área de poço (fluxo lântico), aparentando estar suspensa no leito. Não foi possível entrar no curso d'água nesta área de poço devido à profundidade, mas pelas visualizações feitas em campo foi possível perceber que o fluxo escoava abaixo da couraça, a qual está conectada à margem. O fluxo não conseguiu destruir totalmente a couraça, mas erodiu o seu substrato friável, mantendo-a suspensa no leito.

A posição das couraças em ambiente de calha cercada por *BIFs* que sustentam as porções elevadas do relevo leva a entender que a origem do material cimentante é alóctone. Segundo Barros (2015) e Figueiredo Filho *et al.* (2019), que aplicaram o procedimento da micromorfologia nas couraças do rio Conceição, a cimentação do material grosso de forma contínua indica que as couraças foram formadas pela chegada do ferro em solução, que ocupou os poros entre os sedimentos inconsolidados²⁰.

Proveniente do intemperismo geoquímico das formações ferríferas bandadas, o ferro foi levado em solução para o fundo do vale e precipitado nos depósitos temporariamente saturados das planícies. Sob um regime hidrológico fortemente sazonal, a planície foi submetida a sucessivos processos de saturação (nas inundações) e de formação de ambientes insaturados (nas estiagens). Com tais condições favoráveis aos processos de oxirredução (Redox), o ferro pôde cimentar os clastos, formando as couraças. Deste modo, a sua ocorrência no leito atual do rio Conceição se deve à dinâmica fluvial de migração lateral que está expondo continuamente as couraças formadas em contexto de planície.

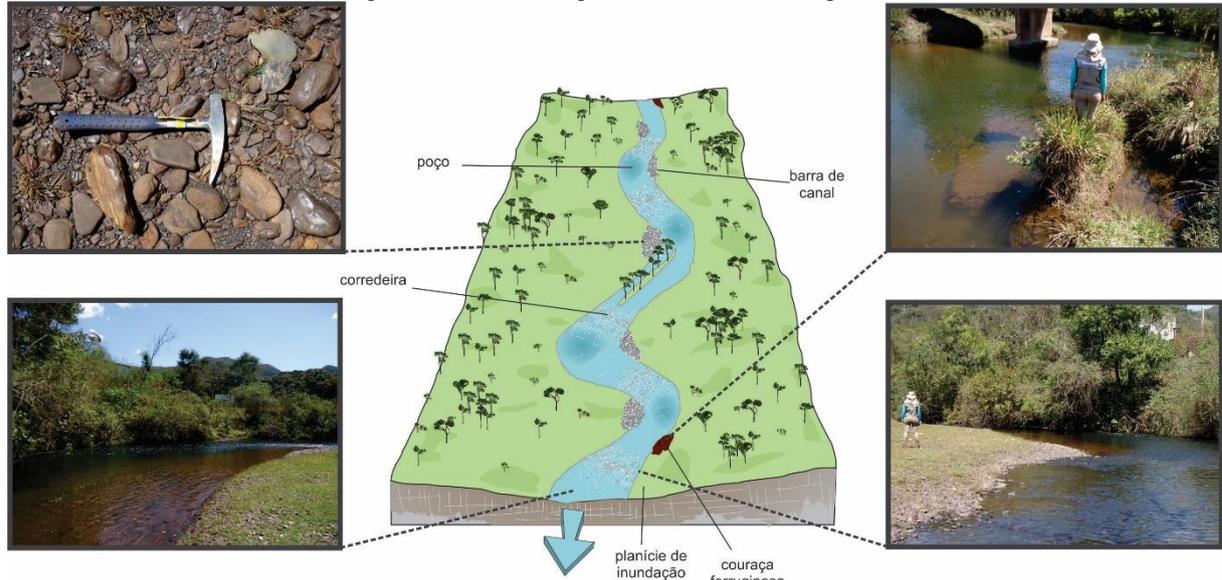
6.1.6. Segmento Fluvial 6 – Leito com Poço-Corredeira

O sexto segmento fluvial investigado (S6) representa uma síntese das características do rio Conceição desde a confluência com o ribeirão Preto até o seu encontro com o ribeirão Caraça. Para representar linearmente o curso d'água, o bloco

²⁰ Não pretende-se refletir profundamente acerca da gênese das couraças encontradas em fundos de vale, já que o intuito é investigar o seu papel para a morfologia e para a morfodinâmica fluvial. Para mais informações sobre a gênese, recomenda-se os trabalhos de Barros (2015) e Figueiredo Filho *et al.* (2019).

diagrama apresenta uma continuidade para além do S6, com o objetivo de fornecer um panorama da morfologia e da morfodinâmica longitudinalmente (Figura 31).

Figura 31: Sexto segmento fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

O curso d'água apresenta características tocantes à morfologia e a morfodinâmica semelhantes aos outros segmentos investigados desde a confluência com o ribeirão Preto. Assim, predomina o sistema poço-corredeira e feições erosivas nas margens côncavas e deposicionais nas margens convexas que, por sua vez, refletem a ocorrência de meandramento.

Os clastos encontrados ao longo do canal possuem grau de arredondamento que varia do sub-arredondado ao sub-anguloso, o que pode indicar um aporte sedimentar rápido que não favoreceu, temporalmente, um maior desgaste e arredondamento ou ficaram imobilizados na calha por longos períodos.

Há, de montante para jusante, uma diminuição do ICR e da densidade de lineamentos, que se reflete em um alargamento do vale e uma maior sinuosidade do canal (o I_s do S6 é 1,6). Vale destacar a predominância de planícies na margem esquerda, não sendo possível explicar o que determina esta característica pelas informações de campo e pelos procedimentos metodológicos adotados.

A amplitude altimétrica entre as corredeiras e os poços é significativa, mas, longitudinalmente, o I_g é 1,6%, com valores semelhantes aos outros trechos em poço corredeira. Isso indica que a amplitude altimétrica das formas de leito não apresenta

diferença significativa na declividade, ou seja, a profundidade dos poços é compensada pelas corredeiras rasas.

Um fator a se destacar é a ocorrência de expressivas barras de canal detríticas associadas ao sistema poço-corredeira, assim como ilhas fluviais. Essas barras detríticas representam acumulações expressivas de seixos e cascalhos e formam feições deposicionais com cerca de seis metros de comprimento (ou superior) e cerca de um metro e meio de altura (Figura 32).

Figura 32: Barra de canal detrítica.



Fonte: Acervo do autor.

A presença de barras de canal detríticas nas dimensões encontradas indicam que em algum momento da história geomorfológica da bacia houve um *input* energético que gerou um cascalhamento nas encostas e conseqüente entulhamento do vale.

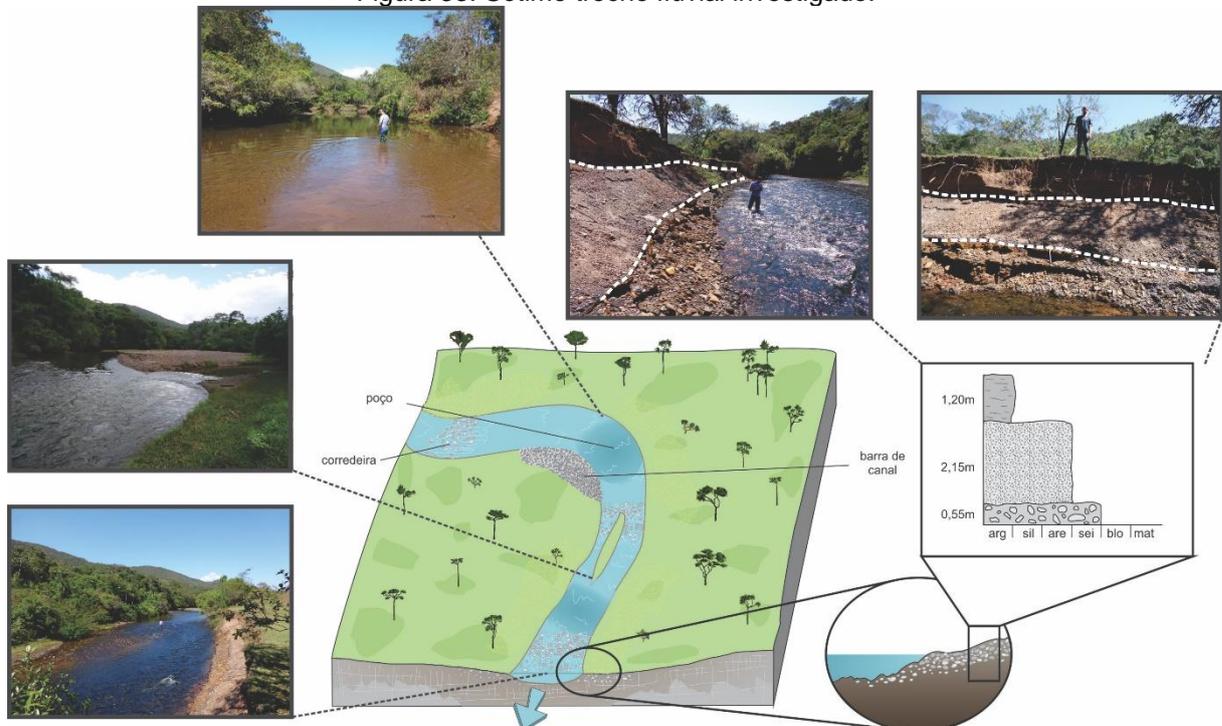
Assim como relatado no S4 e no S5, são encontrados ao longo de todo o leito afloramentos de couraças, sempre de maneira pontual, exercendo papel similar ao

das corredeiras. Deste modo, a grande resistência proporcionada pelas condições eletroquímicas das couraças fortalecem seu papel de blindagem do leito.

6.1.7. Segmento Fluvial 7 – Leito com Poço-Corredeira

O sétimo segmento fluvial investigado (S7) apresenta características semelhantes aos outros em poço-corredeira já apresentados, sendo selecionado devido a presença de um nível deposicional aluvial marginal ao curso d'água que apresenta um nível basal de seixos e cascalhos que se estende para a calha fluvial (Figura 33). Neste sentido, foi dada ênfase à investigação deste pavimento detrítico.

Figura 33: Sétimo trecho fluvial investigado.



Fonte: Elaboração do autor.

Apesar de o material de calha ser composto por seixos e cascalhos soltos, porém imóveis em função da competência fluvial insuficiente para mobilizá-los, sua extensão pela base do nível deposicional aluvial é marcada pela cimentação dos clastos em couraças ferruginosas (Figura 34). Estes materiais concrecionados estão em processo avançado de degradação, fornecendo material detrítico para a calha atual.

Figura 34: Concreções ferruginosas da base do nível deposicional aluvial.



Fonte: Acervo do autor.

Em seus trabalhos sobre os eventos sedimentares e a evolução morfodinâmica do rio Conceição, Barros (2012), Barros & Magalhães Júnior (2012; 2013; 2019) e Figueiredo Filho *et al.* (2019) descrevem o depósito aluvial marcado pela ocorrência de couraças na base como o terceiro nível deposicional aluvial mais antigo da bacia (N3). Ainda seguindo os pressupostos dos referidos autores, o material arenoso e argilo-siltoso que recobre a couraça pode ser parte da fácies superior do N3 e/ou decorrente da formação de um ou dois níveis deposicionais aluviais (N2 ou N1) embutidos no N3²¹, apesar de não haver uma correlação exata em termos estratigráficos. Não obstante, a presença de topo plano do N3 apontada por Barros & Magalhães Júnior (2019), leva a entender que este depósito identificado no S7 corresponda a este nível, tendo em vista a sua classificação morfológica como terraço

²¹ O presente trabalho não objetiva discutir diretamente os eventos sedimentares que geraram os paleodépósitos aluviais da bacia, mais sim apresentar os níveis que possuem relação direta com os materiais de calha atuais. Para informações sobre os diferentes níveis deposicionais aluviais que compõem a bacia, recomenda-se a leitura dos trabalhos de Barros (2012), Barros & Magalhães Júnior (2012; 2013; 2019) e Figueiredo Filho *et al.* (2019).

fluvial. Consoante, é possível inferir que o pavimento de clastos na calha atual está na mesma posição da base do N3, ou seja, o curso d'água não sofreu encaixamento a partir do evento que formou este nível, o qual está sendo desmontado pela dinâmica fluvial atual. Deste modo, as diversas couraças que afloram no leito e nas margens são remanescentes do N3 (Figura 35).

Figura 35: Afloramento de couraças remanescentes do N3 no rio Conceição.



Fonte: Acervo do autor.

Barros (2012) ainda destaca que os seixos e cascalhos encontrados nas planícies de inundação correspondem à fácies basal do segundo nível deposicional aluvial (N2) do rio Conceição e que estes também estão sendo remobilizados pela dinâmica fluvial atual. Deste modo, é possível inferir que os seixos e cascalhos que compõem as fácies basais do N2 e do N3 estão sendo remobilizados pela ação fluvial para o leito atual, podendo ser considerados como paleoclastos por não corresponderem à dinâmica hidrossedimentar atual.

6.2. Implicações do encouraçamento das calhas fluviais para a morfodinâmica recente/atual dos cursos d'água

As distintas configurações de fundo de vale encontradas ao longo do rio Conceição permitem diferentes reflexões acerca das implicações da morfologia de leito para a configuração morfodinâmica do curso d'água, bem como sua associação com fatores estruturais.

Tomando como base as morfologias identificadas em campo e o perfil longitudinal do canal, é possível fazer uma associação entre as características do perfil e as morfologias identificadas nos trechos fluviais estudados. No Alto curso do canal, o perfil tem o comportamento positivo em relação a curva logarítmica, indicando um segmento de maior declividade e maior energia. No S1 a morfologia em degrau-poço é típica de ambientes de maior energia. Destaca-se também os valores elevados do ICR e da densidade de lineamentos que mantém o curso d'água confinado por vertentes e com pouca sinuosidade. A declividade e a morfologia de leito rochoso sugerem que o canal neste trecho está sofrendo processos de encaixamento. Ou seja, não há no S1 uma blindagem do leito por material aluvial e os poucos seixos e cascalhos presentes estão imóveis devido ao contato com afloramentos rochosos.

O S1 se assemelha a leitos rochosos identificados por Cota *et al.* (2018) no Córrego do Rio Grande, afluente do ribeirão do Chiqueiro localizado na Serra do Espinhaço Meridional. Neste caso, os afloramentos rochosos também condicionam a morfologia e a morfodinâmica do canal, não ocorrendo os processos de encouraçamento.

Após a ocorrência do S1, há o *knickpoint* que altera a dinâmica erosiva e sedimentar do curso d'água, tornando o perfil longitudinal negativo em relação à curva de tendência logarítmica. Esse aspecto é determinante para a morfologia e para a morfodinâmica do restante do rio Conceição, que passa a apresentar declividade baixa e linear ao longo do restante da bacia.

Assim, passa a predominar processos de agradação, sendo os depósitos de calha do S2 compostos majoritariamente por areia, formando uma morfologia ondulada com dunas e *ripples*. Contudo, a morfodinâmica do canal neste trecho não é típica de leitos arenosos em vales abertos e com planícies bem desenvolvidas. Os resultados obtidos a partir da aplicação do ICR e da densidade de lineamentos indicam possível controle estrutural da rede de drenagem.

No tocante a ocorrência de processos de encouraçamento, o S2 não apresenta depósitos expressivos de seixos e cascalhos, típicos de leitos encouraçados. Deste modo, não há nenhum indício de que algum material grosso esteja “blindando” o leito ao longo do S2.

A ocorrência do *knickpoint*, portanto, altera abruptamente a energia do canal na transição do S1 para o S2, não havendo, entre ambos os trechos, uma morfologia de leito intermediária entre degrau-poço e dunas e *ripples*.

A partir da confluência do rio Conceição com o ribeirão Preto, englobando o S3 e segmentos a jusante, o curso d’água passa possuir morfologia em poço-corredeira, típica de leitos com depósitos de clastos estratificados. Essas características persistem do S3 até a confluência do rio Conceição com o ribeirão Caraça, abrangendo o restante dos trechos investigados.

A simples presença de *clusters* na calha fluvial altera as condições de fluxo, proporcionando um rearranjo na disposição deste material grosso no leito. O fluxo d’água converge quando entra em contato com o material mais grosso (corredeira) e diverge quando supera o pavimento detrítico (poço) (FERNANDEZ, 2009). Essa dinâmica de fluxo faz com que as corredeiras sejam feições de leito menores espacialmente, quando comparadas com os poços (FERNANDEZ *et al.*, 2002; MILAN, 2013). Essas variáveis hidrológicas são responsáveis por desenvolver a morfologia de leito em poço-corredeira. Os *clusters* podem adquirir diversas formações espaciais que, por sua vez, são determinadas pelas condições de fluxo atuantes (STROM *et al.*, 2005; HENDRICK *et al.*, 2010; HEAYS, 2011). Deste modo, mesmo se considerado que durante seu processo de formação os *clusters* estivessem dispostos linearmente ao longo do vale (sem a presença de poços), a dinâmica fluvial (ação do fluxo) condicionaria um rearranjo na distribuição espacial deste material, favorecendo a formação de uma morfologia em poço-corredeira.

Se tomado como base este pressuposto, é possível inferir que os conceitos comumente trabalhados na literatura, que associam encouraçamento à simples presença de um material imóvel ou temporariamente imóvel *in situ* (BRIDGE, 2003; ALMEDEJ & DIPLAS, 2005; VERICAT *et al.*, 2006; GOUDIE, 2006; FRINGS, 2008) são limitados sob a ótica geomorfológica. A própria ação do fluxo altera, sazonalmente ou não, a disposição espacial dos *clusters* (BILLI, 1988) e favorecem a formação de uma morfologia de leito de poço-corredeira (MONTGOMERY & BUFFINGTON, 1998). Deste modo, um pequeno segmento fluvial rugoso sob intermédio da proposta

conceitual acima referenciada poderia ser considerado como encouraçado, no entanto, em uma análise tangente à geomorfologia tal definição não se adequa por completo, muito em decorrência de não contribuir para reflexões acerca das consequências da presença destes *clusters* para a morfologia e para a morfodinâmica do canal fluvial.

As únicas contribuições neste sentido encontradas na literatura investigada são feitas por Montgomery & Buffington (1998), Magalhães Júnior *et al.* (2008), Messias & Magalhães Júnior (2014) e Cota *et al.* (2018) que associam processos de encouraçamento à morfologia de poço-corredeira. Nesta perspectiva, portanto, somente os pavimentos detríticos que condicionam alterações na morfologia do leito se configurariam como encouraçados. Os seixos e cascalhos imóveis presentes nas concreções ferruginosas, por exemplo, também se enquadram nesta proposição, pois executam papel similar ao das corredeiras, sendo resistentes à ação do fluxo.

Não obstante, por serem compostas por sedimentos concrecionados por ferro, as couraças não possuem sua estabilidade associada diretamente às condições de fluxo, mas sim às condições eletroquímicas que mantém o material coeso. Assim, o encouraçamento proporcionado pelas couraças possui um maior grau de resistência, justamente por sua estabilidade não depender das variações no regime fluvial.

Esse aspecto, por sua vez, revela que as técnicas de mensuração de transporte fluvial adotadas comumente pela literatura não são válidas para o contexto do rio Conceição, pois a remobilização dos seixos que compõem as couraças não dependem diretamente das vazões.

Consoante, todos os trechos fluviais identificados com seixos e cascalhos, incluindo as couraças ferruginosas, se configuram como encouraçados considerando a morfologia do leito, tendo em vista que evidências de campo apontam que o pavimento detrítico destas áreas condiciona primordialmente as condições de fluxo, ou seja, formam uma morfologia de poço-corredeira.

Inferências acerca do rebatimento dos pavimentos detríticos para a morfodinâmica do canal fluvial são complexas, muito em decorrência da não aceitação de uma única hipótese para sua explicação ou pelo não entendimento do papel dos fluxos turbulentos para a dinâmica fluvial (STORM *et al.*, 2005; MILAN, 2013).

Fernandez *et al.* (2002) afirma, sem explicar metodologicamente sua hipótese, que a origem do sistema poço-corredeira está associada a dinâmica hidrossedimentológica proveniente do processo de meandramento, com as

corredeiras se situando nas áreas de inflexão dos meandros e os poços nas curvas. Buffin-Be´langer *et al.* (2013) corrobora com esta ideia ao apontar a possível ocorrência de fluxos helicoidais nos poços.

Como os pavimentos detríticos não correspondem mais à capacidade e competência dos fluxos fluviais, as taxas de incisão vertical do canal cessam ou ocorrem em menor quantidade (FRINGS, 2008; GRANT, 2012), fazendo com que o curso d'água dispense sua energia migrando lateralmente e erodindo suas margens, com consequente aumento da sinuosidade (VERICAT *et al.*, 2006).

A associação da sinuosidade do canal com o padrão meandrante deve ser feita com cautela, tendo em vista que o primeiro considera apenas a forma do canal e o segundo aspectos hidrossedimentológicos (PETTS & FOSTER, 1985). Consoante, em todos os trechos com poço-corredeira, as características de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa (planícies e barras laterais) permitem a associação com processos de meandramento. Vale destacar que longitudinalmente essas formas erosivas e deposicionais se tornam mais proeminentes de montante para jusante.

No que se refere à estratigrafia do nível deposicional aluvial identificado no S7, a presença de fácies basal composta majoritariamente por seixos cimentados por ferro, com níveis mais recentes embutidos (BARROS, 2012; BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2012; 2013; 2019; FIGUEIREDO FILHO *et al.*, 2019), indica uma redução na capacidade e competência atual do rio Conceição.

Portanto, se a concepção de encouraçamento for aplicada somente aos pavimentos detríticos que condicionam a morfodinâmica e a morfologia dos cursos d'água (viés geomorfológico), é possível inferir que todo o trecho a jusante da confluência do rio Conceição com o ribeirão Preto encontra-se encouraçado. Essa afirmação considera que os seixos e cascalhos imóveis em ambientes de calha, em conjunto com as couraças no S3, S4, S5, S6 e S7 impedem a incisão vertical do canal e favorecem sua migração lateral (morfodinâmica). Em um processo de retroalimentação, tal morfodinâmica condiciona e é condicionada pelo sistema em poço corredeira (morfologia).

6.3. Reflexões acerca da gênese dos pavimentos detríticos

Inferências acerca da gênese dos pavimentos detríticos podem ser feitas considerando alterações geomorfológicas que condicionam, de alguma forma, alterações nos *inputs* e *outputs* energéticos da bacia, e/ou favoreçam processos de colmatação de fundos de vale (capturas fluviais, soerguimento e rebaixamento dos níveis de base, perturbações tectônicas e oscilações climáticas), conforme apresentado no capítulo 3.2.

Desta forma, baseado nas aferições de campo e na literatura investigada sobre a geomorfologia do Quadrilátero Ferrífero, é possível associar a gênese dos pavimentos detríticos do rio Conceição principalmente à captura fluvial.

A captura do ribeirão Preto pela bacia do rio Conceição disponibilizou uma fonte de clastos que advém do desmonte erosivo das rochas do Supergrupo Minas, principalmente do Grupo Itabira, que sustenta as terras altas do Gandarela, favorecendo o entulhamento dos fundos de vale

Destaca-se ainda o fato da dinâmica fluvial atual do Rio Conceição estar remobilizando os seixos e cascalhos de paleoníveis deposicionais aluviais para o leito atual, conforme observado no S7 e nos estudos de Barros (2012). Deste modo, é possível inferir que o curso d'água não sofreu processos de incisão vertical após a fase de entulhamento do canal responsável pela formação do N3, estando a linha de talvegue topograficamente no mesmo nível da sua base, conforme observado no S7.

Apesar de não haver nenhum método cientificamente conhecido de datação do momento deposicional de seixos e cascalhos, a datação dos sedimentos que os recobrem, em antigos níveis deposicionais aluviais, pode fornecer subsídios para a compreensão do momento de formação dos pavimentos detríticos.

Neste sentido, Barros & Magalhães Júnior (2019) realizaram a datação do nível deposicional aluvial em contato com a calha atual, correlativo ao N3 identificado no sétimo trecho fluvial investigado, por meio do método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)²² utilizando o protocolo SAR (*single alíquota regenerative-dose* – método de alíquota única). Os resultados obtidos indicam idades bastantes diferentes,

²² O trabalho não objetiva apresentar as características, precisão, potencialidades e limitações da técnica de datação via LOE para estudos geomorfológicos. Os dados resultantes da aplicação da LOE servem apenas para ilustrar possíveis períodos deposicionais responsáveis pela formação dos pavimentos detríticos. Todavia, para um maior entendimento da técnica, recomenda-se a leitura de Sallun *et al.* (2007).

com valores de ~28 Ka e ~77 Ka, o que sugere que a camada basal composta por seixos e cascalhos que se estende até a calha atual, é anterior a este período.

Em seus estudos acerca dos paleoambientes do Quadrilátero Ferrífero, Barros (2015) e Barros *et al.* (2016) utilizaram técnicas de análises de fitólitos, isótopos de carbono, granulometria, datação por radiocarbono e LOE, apontando para a ocorrência de depósitos fluviais com registros de vegetação de savana que contrasta com a situação atual marcada por florestas. Tomando como base este pressuposto, o momento de transição de um clima seco com elevada sazonalidade para um clima úmido, quando as vertentes ainda não estariam cobertas por uma vegetação passível de amortizar o material desagregado pelo aumento da precipitação, pode ser indicativo do período onde ocorreu o entulhamento por seixos e cascalhos do rio Conceição. A gênese dos pavimentos detríticos, portanto, pode estar relacionada, em maior ou menor intensidade, a essa oscilação climática.

Estudos de menor escala também fornecem bases para o entendimento dos estágios de erosão e sedimentação a partir das oscilações climáticas. Nesse sentido, destacam-se as contribuições de Barros *et al.* (2011), que apontam tendências de transição de um clima eventualmente seco e bastante sazonal entre 8,5 e 5,4 ka, para um clima úmido, porém mais seco que o atual, a partir de aproximadamente 7 ka, em Minas Gerais.

Por fim, é necessário refletir ainda acerca do papel do garimpo e da mineração no fornecimento de material detrítico para as calhas fluviais. Apesar de não terem sido encontradas evidências de atividade minerária recente/atual em campo, o processo histórico de ocupação do Quadrilátero Ferrífero denota a forte influência do garimpo nas alterações geomorfológicas de fundo de vale na região (SOBREIRA, 2014).

Apesar do revolvimento do material do leito ou de antigos níveis deposicionais aluviais pelo garimpo gerar uma descarga de material para as calhas fluviais, a rigidez locacional destas atividades pode não responder à disposição dos pavimentos detríticos encontrados no rio Conceição. Por mais que o garimpo tenha fornecido material em direção ao rio e a dinâmica fluvial o tenha reorganizado em ambiente de calha, formando sistemas em poço-corredeira, a elevada quantidade de seixos e cascalhos e, principalmente, sua espacialidade ao longo do curso d'água pode não ter sua origem associada diretamente às atividades antrópicas.

Portanto, baseado nos resultados acerca dos fatores condicionantes do entulhamento do fundo de vale do rio Conceição, é possível inferir que a origem dos

pavimentos detríticos está associada principalmente a captura fluvial e, considerando os estudos paleoambientais realizados na área, as oscilações climáticas.

É importante, ressaltar, no entanto, que o objetivo deste capítulo é somente levantar reflexões acerca da gênese dos pavimentos detríticos e não determinar qual é o fator preponderante para a colmatção dos fundos de vale. O debate acerca da gênese dos *clusters* que caracterizam os processos de encouraçamento, portanto, permanece aberto, sendo necessárias novas pesquisas acerca dos fatores condicionantes do entulhamento das calhas fluviais (tectônica, capturas fluviais, clima e atividades antrópicas).

Novas pesquisas no domínio do Quadrilátero Ferrífero podem fornecer informações acerca de processos geomorfológicos de cunho regional que tenham influenciado a gênese dos pavimentos detríticos. Trabalhos de levantamento dos registros deposicionais aluviais de outras bacias do Quadrilátero Ferrífero apontam que os seixos e cascalhos em ambiente de calha estão conectados com a fácies basal de paleoníveis deposicionais e que contêm níveis mais recentes embutidos (BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2018; 2019).

Ao ampliar essa análise para outros contextos serranos de Minas Gerais, Cota *et al.* (2018) e Carvalho *et al.* (2018) destacam organizações semelhantes no tocante à disposição dos níveis deposicionais aluviais na Serra do Espinhaço Meridional, com o material de calha conectado com registros fluviais antigos e níveis mais recentes embutidos.

Por conseguinte, disposições similares na organização de níveis deposicionais aluviais do rio Conceição, de outros cursos d'água do Quadrilátero Ferrífero e até mesmo da Serra do Espinhaço Meridional, apontam para um período de agradação por seixos e cascalhos das calhas fluviais, seguido de uma redução da capacidade e competência dos canais que gerou níveis mais recentes embutidos. Essa conjuntura regional, apesar de necessitar de mais pesquisas, pode ser indicativo de um processo de macroescala (tectônico e/ou climático) que entulhou os fundos de vale e que hoje gera a morfologia de leito em poço-corredeira e, conseqüentemente, os processos de encouraçamento.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho propôs uma revisão do conceito de encouraçamento atualmente adotado nas pesquisas geomorfológicas, evidenciando as limitações do arcabouço teórico presente na literatura, sobretudo internacional, e da adoção de critérios puramente hidrológicos para a investigação dos pavimentos detríticos. Este panorama teórico não considera a dinâmica espaço-temporal e as consequências dos *clusters* para a morfologia e para a morfodinâmica do canal fluvial.

Consoante, houve uma difusão de estudos voltados para a validação de técnicas, sendo este aspecto evidente nas pesquisas sobre encouraçamento, onde a grande maioria dos trabalhos promove a investigação das técnicas hidrológicas de quantificação do transporte sedimentar fluvial, não fazendo correlações com a morfologia e/ou a morfodinâmica do canal.

Por conseguinte, investigações geomorfológicas que objetivem análises mais integradas, em termos geoambientais, acerca do papel dos pavimentos detríticos para a morfologia e para a morfodinâmica do canal apresentam-se como um desafio. Nesse sentido, a investigação dos pavimentos detríticos presentes ao longo do rio Conceição possibilitou estabelecer as consequências da presença dos *clusters* para a morfologia e para a morfodinâmica do curso d'água.

Evidências de campo apontam que a partir da confluência com o ribeirão Preto, os *clusters* dispostos em ambiente de calha condicionam, pelas condições de fluxo no contato com os pavimentos detríticos, a morfologia do canal em poço-corredeira e sua morfodinâmica sinuosa. Não obstante, baseado em aspectos hidrossedimentares atuantes, o papel de sua morfodinâmica resulta no padrão fluvial meandrante.

Destaca-se que as couraças ferruginosas presentes no rio Conceição, pelas condições eletroquímicas que mantém o material coeso, exercem papel de corredeiras, sendo resistentes à ação do fluxo, blindando o leito fluvial. O encouraçamento no rio Conceição, portanto, é marcado pela ocorrência de seixos soltos, porém imóveis, e pelas couraças. A pesquisa ainda revelou que as técnicas hidrológicas adotadas nos estudos sobre encouraçamento não são válidas para o contexto do rio Conceição, pois as couraças não respondem diretamente às variações de fluxo, podendo permanecer imóveis mesmo em condições de altas vazões.

Foi possível ainda fazer uma associação da ocorrência dos pavimentos detríticos com as diferentes características do perfil longitudinal. Deste modo, nos

locais onde o perfil apresenta comportamento negativo em relação à linha de tendência logarítmica há o predomínio de processos de agradiação, formando os pavimentos detríticos. Este fato pode ser percebido após o *knickpoint*, onde as formas de leito encontradas são marcadas pela deposição de material aluvial. Para a formação destes pavimentos é necessário, além do ambiente de baixa energia, o aporte sedimentar de clastos que só ocorre após a confluência com o ribeirão Preto.

Reflexões sobre a gênese dos pavimentos detríticos, contudo, são mais complexas e exigem a adoção de novas investigações baseadas nos fatores condicionantes do entulhamento dos fundos de vale. Aferições de campo e análises baseadas nos dados geológico-geomorfológicos disponíveis apontam a origem dos pavimentos às capturas fluviais (disponibilização de novas áreas fonte de sedimentos) e oscilações climáticas (influência de paleoambientes potencialmente mais secos).

Conquanto, são necessários novos estudos verticalizados no Quadrilátero Ferrífero para a identificação da gênese dos *clusters*, visando determinar se o encouraçamento possui origem poligenética ou se algum fator predomina durante o processo de formação dos pavimentos detríticos.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABERLE, J. NIKORA, V. Statistical properties of armored gravel bed surfaces. *Water Resources Research*, v. 42, n. 11, p.1-11, 2006.

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.

ALMEDEIJ, J.; DIPLAS, P. Bed load sediment transport in ephemeral and perennial gravel bed streams. *Eos*, v. 86, n. 44, p. 429-434, 2005.

ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência das feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003.

BACELLAR, L. A. P., COELHO NETTO, A. L., LACERDA, W. A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, n. 11, p. 1369–1385, 2005.

BARBOSA, G. V., RODRIGUES, D. M. S. *Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte: IG-UFMG, Imprensa Universitária, 1967. 130 p.

BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; MACARIO, K. C. D. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil), *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 71-88, 2016.

BARROS, L. F. P. *Eventos sedimentares do quaternário e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG*. 2012. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

BARROS, L. F. P. *Implicações Geomorfológicas e Paleoambientais de Registros Sedimentares Fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais*. 2015. Tese (Doutorado em Análise Ambiental) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2015.

BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. *Sociedade & Natureza*, v. 23, n. 3, p. 371-386, 2011.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 3, p 323-336, 2012.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Morfogênese no Quadrilátero

Ferrífero/MG no Quaternário Superior: Processos Fluviais e Condicionantes Paleoambientais na Bacia do Rio Das Velhas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 3, p. 547-565, 2018.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. O papel da bacia do Rio Doce na configuração geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero/MG. *Boletim de Geografia*, v. 37, n. 1, p. 145-167, 2019.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Quaternary alluvial sedimentation in the Conceição river valley, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 3, p. 535–554, 2013.

BARROS, P. H. C. A. *Da crise metológica à indefinição do objeto – ensaio crítico acerca do projeto de modernização da Geomorfologia*. 2018. Tese (Doutorado em Análise Ambiental) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

BARROS, P. H. C. A. *Processos de encouraçamento de calhas fluviais: Panorama teórico-conceitual e o exemplo do Rio Conceição (Quadrilátero Ferrífero-MG)*. 2010. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

BENN, P. C.; ERSKINE, W. D. Complex channel response to flow regulation: Cudgong river below Windamere Dam, Australia. *Applied Geography*, v. 14, p. 153-168, 1994.

BERTALANFFY, L. V. *Teoria Geral dos Sistemas*. Petrópolis: Vozes, 1977. 351 p.

BIGGS, B. J. F.; KILROY, C.; MULCOCK, C. M.; SCARSBROOK, M. R.; OGILVIE, S. C. *New Zealand Stream Health Monitoring and Assessment Kit*. Stream Monitoring Manual. Version 2K – A tool for Kaitiaki. Christchurch, New Zealand: NIWA Technical Report 111-1, 2002.190 p.

BILLI, P. A note on cluster bedform behavior in a gravel-bed river. *Catena*, v. 15, p. 473-481, 1988.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BRIDGE, J. S. *Rivers and Floodplains*. Blackwell Science, Oxford, 2003. 492 p.

BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Paleociclos deposicionais e a moderna dinâmica fluvial do Ribeirão do Chiqueiro – Depressão de Gouveia/Espinhaço Meridional – MG. *Geonomos*, v. 5, n. 2, p. 15-19, 1997.

BUFFIN-BE´LANGER, T.; ROY, G.; DEMERS, S. Turbulence in river flows. In: SHRODER, J.; WOLH, E. (Eds.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, C.A.: Academic Press, 2013, Volume 9 - Fluvial Geomorphology. p. 69-86.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. Geomorphic Classification of Rivers. In:

SHRODER, J. F.; WOHL, E. (Eds.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, 2013, Volume 9 - Fluvial Geomorphology. p. 730-767.

CARVALHO, A.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. FILIZZOLA, B. R.; MARQUES, C. P. M. O papel dos processos fluviais na configuração de fundos de vale na bacia do Rio Paraúna – Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 4, p. 691-708, 2018.

CASTRO, S. S. *Micromorfologia de Solos: Bases para descrição de lâminas delgadas*. 2ª ed. UFG-IESA, UNICAMP-IG-DGEO, Goiânia/Campinas, 2008. 143 p.

CETEC - FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. *Composição florística e tipos vegetacionais da Estação de Proteção e Desenvolvimento Ambiental de Peti/CEMIG, MG*. Relatório Técnico. Belo Horizonte: SAT/CETEC, 1989. 42 p.

CHARLTON, R. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. London; New York: Routledge, 2008. 234 p.

CHEREM, L. F. S. *Análise morfométrica da bacia do alto Rio das Velhas: comparação de metodologias e dados*. 2008. Dissertação (Mestrado em Análise e Modelagem de Sistemas Ambientais) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

CHIN, A. The morphologic structure of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, v. 27, p. 191-204, 1999.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher, 1981. 313 p.

CHURCH, C. Channel morphology and typology. In: CALLOW, P.; PETTS, G. E. (Eds.). *The rivers handbook: hydrological and ecological principles*. Oxford: Blackwell, 1992. p. 126-143.

COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Processos de Encouraçamento de Leitos Fluviais: sistematização de bases teóricas e estudo de caso na Serra do Espinhaço Meridional (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 4, p. 777-791, 2018.

COTA, G. E. M. *Processos de encouraçamento de leitos fluviais: sistematização de bases teóricas e estudo de caso na Serra do Espinhaço Meridional*. 2017. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

CURRAN, J. C.; TAN, L. An investigation of bed armouring process and the formation of microclusters. In: Joint Federal Interagency Conference, 2., 2010, Las Vegas (EUA). *Anais do 2nd Joint Federal Interagency Conference*, Las Vegas: [s.n.], 2010, Não paginado.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DOWNS, P. W. River Channel Classification for Channel Management Purposes. In: GURNELL, A. M.; PETTS, G. E. (Eds.). *Changing River Channels*. Nova York: John Wiley and Sons, 1995. p. 347-365.

DORR, J. V. N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Geological Survey Professional Paper. Washington, D. C.: United States Government Printing Office, 1969. 110 p.

ECOPLAN. *Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio das Velhas* – Resumo Executivo. Belo Horizonte: [s.n.], 2015. 233 p.

EMMET, W. W.; WOLMAN, M. G. Effective discharge and gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 26, p. 1369-1380, 2001.

EXTENSION FOUNDATION. *Rosgen Classification Method*. [Sítio Eletrônico], 2012. Disponível em: <<https://articles.extension.org/pages/62481/rosgen-classification-method>>. Acesso em: 26/10/2018.

FERNANDEZ, O. V. Q. A classificação fluvial de Rosgen aplicada em córregos da região oeste do estado do Paraná, Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 31, n. 1, p. 1-13, 2016.

FERNANDEZ, O. V. Q. Discriminação de habitats aquáticos no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon (PR). *Geografias*, v. 5, n. 1, p. 22-36, 2009.

FERNANDEZ, O. V. Q. *Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão das margens da região de Porto Rico, PR*. 1990. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade Estadual de São Paulo/UNESP, Rio Claro, 1990.

FERNANDEZ, O. V.; Q. SANDER, C.; REBELATTO, G. E. Sequência de Soleiras e Depressões no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Região Oeste do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 3, n. 1, p. 49-57, 2002.

FIGUEIREDO FILHO, W. F. A.; OLIVEIRA, F. S.; BARROS, L. F. P.; MACHADO, H. A.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. O papel da dinâmica do relevo na evolução de couças no vale do Rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero – MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 1, p. 201-216, 2019.

FRINGS, R. M. Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth-Science Reviews*, v. 87, p. 39-60, 2008.

FURNISS, G.; HINMAN, N. W.; DOYLE, G. A.; RUNNELLS, D. D. Radiocarbon-dated ferricrete provides a record of natural acid rock drainage and paleoclimatic changes. *Environmental Geology*, v. 37, n. 1–2, p. 102-106, 1999.

GAO, P. An equation for bed-load transport capacities in gravel-bed rivers. *Journal of Hydrology*, v. 402, n. 3-4, p. 297-305, 2011.

GOUDIE, A. *Duricrust in tropical and Subtropical Landscapes*. Oxford: Clarendon

Press, 1973. 174 p.

GOUDIE, A. S. *Encyclopedia of Geomorphology*. Londres: Routledge, 2004. 1156 p.

GRANT, G. E. The geomorphic response of gravel-bed rivers to dams: perspectives and prospects. In: CHURCH, M.; BIRON, P. M.; ROY, A. G. (Eds.). *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. Chichester: Wiley, 2012, p. 165-181.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, v. 294-B, p. 45-97, 1957.

HARTMANN, L. A.; ENDO, I.; SUITA, M. T. F.; SANTOS, J. O. S.; FRANTZ, J. C.; CARNEIRO, M. A.; MCNAUGHTON, N. J.; BARLEY, M. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, n. 4, p. 273-285, 2006.

HAWKES, H. A. River Zonation and Classification. In: WHITTON, B. A. (Ed.). *River Ecology*. Londres, UK: Blackwell, 1975. p. 312-374.

HEAYS, K. G. *Cluster formation and Stream-bed Armouring: A photogrammetric study*. 2011. Tese (Doutorado) – The University of Auckland, Auckland (Nova Zelândia), 2011.

HEEDE, B. H.; RINNE, J. N. Hydrodynamic and fluvial morphologic processes: implications for fisheries management and research. *North American Journal of Fisheries Management*, v. 10, n. 3, p. 249-268, 1990.

HENDRICK, R. R.; ELY, L. L.; PAPANICOLAU, A. N. The role of hydrologic processes and geomorphology on the morphology and evolution of sediment clusters in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, v. 114, n. 3, p. 483-496, 2010.

HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Contribuições do modelo de regressão não-linear logarítmico aplicado à análise de perfis longitudinais em geomorfologia fluvial. *Revista Geografias*, Edição Especial - II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem: Desafios e aplicações, p. 54-70, 2017.

HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Análise morfoestrutural da bacia hidrográfica do Ribeirão da Mata no contato embasamento arqueano e bacia sedimentar neoproterozoica, Minas Gerais. *Revista de Geografia*, v. 35, n. 4 (especial XII SINAGEO), p. 1-13, 2018.

HEY, R. D.; THORNE, C. R. Stable channels with mobile gravel beds. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 112, n. 8, p. 671-689, 1986.

HJULSTRÖM, F. Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the Rivers Fyris. *University of Upsala Geological Institute Bulletin*, v. 25, p. 221-527, 1935.

JACOBSON, R.; O'CONNOR, J. E.; OGUCHI, T. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G. M.; PIEGAY, H. *Tools in fluvial geomorphology*. Chichester: Wiley, 2003. p. 25–57.

JAXA – JAPAN AEROSPACE EXPLORATION AGENCY. *ALOS Data Users Handbook - Revision C*. Earth Observation Research and Application Center. 2008. Disponível em: <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/doc/fdata/ALOS_HB_RevC_EN.pdf>. Acesso em: 10 de set. 2019.

JURACEK, K. E.; FITZPATRICK, F. A. Limitations and implications of stream classification. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 39, n. 3, p. 659-670, 2003.

KELLER, E. A. Areal sorting of bed load material: the hypothesis of velocity reversal. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 82, p. 753-756, 1971.

KELLER, E. A.; MELHORN, W. N. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, n. 5, p. 723-730, 1978.

KELLERHALS, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and Analysis of River Processes. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 102, n. 7, p. 813-829, 1976.

KONDOLF, G. M. Geomorphological stream channel classification in aquatic habitat restoration: uses and limitations. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, v. 5, n. 2, p. 127-141, 1995.

KRUMBEIN, W. C. Application of Logarithmic Moments to Size Frequency Distributions of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 6, n. 2, p. 35-47, 1936.

LAVARINI, C. *Interações geomorfológicas entre bacias de cabeceira e vales fluviais principais: abordagem multiescalar na bacia do ribeirão Mata Porcos, Quadrilátero Ferrífero-MG*. 2014. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.

LARONNE, J. B.; REID, I.; YITSHAK, Y.; FROSTICK L. E. The non-layering of gravel streambeds under ephemeral flood regimes. *Journal of Hydrology*, v. 159, p. 353-363, 1994.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco: Freeman and Company, 1964. 522 p.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. *River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*. U.S. Geological Survey, Washington, p. 39-85, 1957.

LIMBERGER, L. Abordagem sistêmica e complexidade na geografia. *Geografia*, v. 15, n. 2, p. 95-109, 2006.

LIPSKI, M. *Tectonismo cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 2002. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de

Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002.

LISLE, T. E. Stabilization of a gravel channel by large streamside obstructions and bedrock bends, Jacoby Creek, northwest California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 999-1011, 1986.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Eventos deposicionais fluviais quaternários e dinâmica recente do vale do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 3, n. 2, p. 78-86, 2010.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*. V.13, n. 1, 3–14, 2012.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P., SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; SANTOS, G. B.; CHEREM, L. F. S. Processos de Encouraçamento da Calha do Alto Rio das Velhas e seus Reflexos na Dinâmica Fluvial Moderna, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: II Encontro Latino Americano de Geomorfologia e VII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte. *Anais do VII SINAGEO*. Belo Horizonte: Tec Art, 2008. v. 1. p. 120-130.

MARRIOTT, S. B. Floodplain. In: GOUDIE, A. *Encyclopedia of geomorphology*. Londres: Taylor & Francis Group, 2004.

MARQUES, C. P. M. *Caracterização e Classificação dos Sistemas de Fundo de Vale do Rio Maquiné, Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero/MG*. 2014. Monografia – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.

MCFARLANE, M. J. *Laterite and Landscape*. London: Academic Press, 1976, 151 p.

MEDINA, A. I.; DANTAS, M. E.; SAADI, A. Geomorfologia. In: *PROJETO APA SUL RMBH -Estudos do Meio Físico*. v. 6. Belo Horizonte: CPRM/SEMAD/CEMIG, 2005. 45 p.

MESSIAS, R. M.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Níveis deposicionais aluviais no vale do Córrego do Rio Grande, Depressão de Gouveia – MG. *Revista Geonorte*, v. 5, n. 10, p. 379-384, 2014.

MIALL, A. D. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlim: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996. 582 p.

MILAN, D. J. Sediment routing hypothesis for pool-riffle maintenance. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, n. 14, p. 1623-1641, 2013.

MILLER, J. R.; RITTER, J. B. An examination of the Rosgen classification of natural

rivers. *Catena*, v. 27, v. 3-4, p. 295-299, 1996.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel processes, classification, and response. In: NAIMAN, R. J.; BILBY, R. E. *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. New York: Springer, 1998. p. 13-42.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, v.109, p. 596-611, 1997.

MOREIRA, M. I. C.; BORGHI, L. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais das formações Alto Garças e Vila Maria na região de Chapada dos Guimarães (MT), borda noroeste da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 3, p. 419-428, 1999.

MORIN, E. *Introdução ao pensamento complexo*. 5ª Edição. Porto Alegre: Sulina, 2005. 120 p.

MORUZZI, R. B.; REALI, M. A. P. Oxidação e Remoção de Ferro e Manganês em Águas para fins de Abastecimento Público ou Industrial – Uma abordagem geral. *Revista de Engenharia e Tecnologia*, v. 4, n. 1, p. 29-43, 2012.

MOSLEY, M. P. The Classification and Characterization of Rivers. In: RICHARDS, K. S. (Ed.). *River Channels, Environment and Process*. Oxford, Nova York: Basil Blackwell, 1987. p. 295-320.

NAIMAN, R. J.; LONZARICH, D. G.; BEECHIE, T. J.; RALPH, S. C. General Principles of Classification and the Assessment of Conservation Potential in Rivers. In: BOON, P. J.; CALOW, P.; PETTS, G. E. (Eds.). *River Conservation and Management*. Nova York: John Wiley and Sons, 1992. p. 93-123.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, v. 4, p. 459–486, 1992.

OLIVEIRA, L. A. F. de. *A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a Depressão do Rio Pomba e o Planalto de Campos das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais*. 2012. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

PETTS, G. E. & FOSTER, D. L. *Rivers and Landscape*. Londres: Edward Arnold, 1985. 274 p.

PLAYFAIR, J. Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth. Edimburgo: William Creech, 1802. 560 p.

POWELL, D. M. Flow resistance in gravel-bed rivers: Progress in research. *Earth-Science Reviews*, v. 135, p. 301-338, 2014.

POWELL, J. W. *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the secretary of the*

Smithsonian institution. Washington, D.C.: Government Printing Office, 1875. 466 p.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Azimuthfinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geologia USP - Série Científica*, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014.

ROSGEN, D. L. A Stream Classification System. In: First North American Riparian Conference. 1985, Tucson, Arizona. *Riparian Ecosystems and their management: reconciling conflicting uses*. Tucson, Arizona: USDA Forest Service - General Technical Report RM-120, 1985. p. 91-95.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. *Catena*, v. 22, n. 3, p. 169-199, 1994.

ROSGEN, D. L. A geomorphological approach to restoration of incised rivers. In: WANG, S. S. Y.; LANGENDOEN, E. J.; SHIELDS, F. D. (Eds.). Proceedings of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. Mississippi: The Center for computational Hydroscience and Engineering - The University of Mississippi, 1997. Não paginado. Disponível em: <<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.462.1842&rep=rep1&type=pdf>>. Acesso em: 26/10/2018.

ROSGEN, D. L. *Applied River Morphology*. Pagosa Springs, Colorado: Wildland Hydrology Books, 1996. 350 p.

ROSGEN, D. L. Discussion: "Critical Evaluation of How the Rosgen Classification and Associated 'Natural Channel Design' Methods Fail to Integrate and Quantify Fluvial Processes and Channel Responses" by A. Simon, M. Doyle, M. Kondolf, F.D. Shields Jr., B. Rhoads, and M. McPhillips. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 44, n.3, p. 782-792, 2008.

RAPOSO, A. A.; BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Pressões humanas e impactos na dinâmica erosivo-deposicional do Alto Rio das Velhas: análise comparativa entre as bacias do Rio Maracujá e Ribeirão do Mango. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2009, Campo Grande. *Anais do XVIII SBRH*. Porto Alegre: ABRH, 2009. v. 1. p. 106-125.

RAPOSO, A. A.; OLIVEIRA, L. F.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; CHEREM, L. F. S. Níveis e sequências deposicionais do vale do Ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: II Encontro Latino Americano de Geomorfologia e VII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte. *Anais do VII SINAGEO*. Belo Horizonte: Tec Art, 2008. v. 1. p. 110-120.

RICHARDS, K. S. The morphology of riffle-pool sequences. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 1, n. 1, p. 71-88, 1976.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. *Process Geomorphology*. McGraw Hill, 2002. 560 p.

RUST, B. R. A classification of alluvial channel systems. In: MIAL, A. D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Alberta, Canada: Canadian Society of Petroleum Geologists,

1978. p. 187-198.

SAADI, A. *Ensaio sobre a Morfotectônica de Minas Gerais (Tensões Intra-Placa, Descontinuidades Crustais e Morfogênese)*. 1991. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SALGADO, A. A. R. *Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais*. 2006. Tese. (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A. F. D.; NALINI JUNIOR, H. A. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (¹⁰Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, v. 52, n. 3, p. 317-323, 2008.

SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; NALINI JUNIOR, H. A.; VARAJÃO, A. F. D. O papel da denudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 5, n. 1, p. 55-69, 2004.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de Concentração da Rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 1, p. 47-60, 2014.

SANTOS, B. S. *Para um novo senso comum: a ciência, o direito e a política na transição paradigmática*. 3ª Edição. São Paulo: Cortez, 2005. 415 p.

SANTOS, G. B. *Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG: Paleoníveis Depositionais e a Dinâmica Atual*. 2008. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

SANTOS, G. B.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; CHEREM, L. F. S. Níveis de terraços fluviais e depósitos sedimentares correlativos no alto vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 1, p. 73-84, 2009.

SEAR, D. A. Sediment transport processes in pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, n.3, p.241-262, 1996.

SELLEY R. C. *Ancient sedimentary y enviroments*. Londres: Chapman and Hall, 1985. 317p.

SCAPIN, J.; PAIVA, J. B. D.; BELING, F. A. Avaliação de Métodos de Cálculo do Transporte de Sedimentos em um Pequeno Rio Urbano. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 4, p. 05-21, 2007.

SCHUMM, S. A. *A tentative classification of alluvial river channels*. Washington, D.C.: U.S. Geological Survey, 1963, 477 p.

SCHUMM, S. A. *The Fluvial System*. Caldwell: The Blackburn Press, 1977. 338 p.

SIMON, A.; DOYLE, M.; KONDOLF, M.; SHIELDS Jr., F. D.; RHOADS B.; MCPHILLIPS, M. Critical Evaluation of How the Rosgen Classification and Associated “Natural Channel Design” Methods Fail to Integrate and Quantify Fluvial Processes and Channel Response. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 43, n. 5, p. 1117-1131, 2007.

SIMON, A.; DOYLE, M.; KONDOLF, M.; SHIELDS Jr., F. D.; RHOADS B.; MCPHILLIPS, M. Reply to Discussion by Dave Rosgen: “Critical Evaluation of How the Rosgen Classification and Associated ‘Natural Channel Design’ Methods Fail to Integrate and Quantify Fluvial Processes and Channel Responses”. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 44, n.3, p. 793-802, 2008.

SOBREIRA, F. Mineração do ouro no período colonial: alterações paisagísticas antrópicas na serra de Ouro Preto, Minas Gerais. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 5, n. 1, p. 55-65, 2014.

SOUZA, C. J. O. *Interpretação morfotectônica da bacia do Rio Doce*. 1995. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1995.

SPIER, C. A., VASCONCELOS, P. M., OLIVIERA, S. M. B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, v. 234, n. 1-2, p. 79–104, 2006.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336 p.

STEVAUX, J. C.; PAES, R. J.; FRANCO, A. A.; ETCHEBEHERE, M. L.; FUJITA, R. H. Morphodynamics in the confluence of large regulated rivers: the case of Paraná and Paranapanema rivers. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. v. 16, n. 2, p. 101-109, 2009.

STROM, K. B.; PAPANICOLAU, A. N.; BILLING, B.; ELY, L. L.; HENDRICKS, R. R. Characterization of particle cluster bedforms in a mountain stream. In: World Water and Environmental Resources Congress, 2005, Anchorage, Alaska, United States. *Anais do World Water and Environmental Resources Congress*. [s.l.]: [s.n], 2005, p. 1-12.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. *Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância*. Curitiba: UFPR, 1979. 183 p.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology*. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1991. 537 p.

SUTFIN, N. A.; SHAW, J. R.; WOHL, E. E.; COOPER, D. J. A geomorphic classification of ephemeral channels in a mountainous, arid region, southwestern Arizona, USA. *Geomorphology*, v. 221, p. 164–175, 2014.

THOMPSON, A. Secondary flows and the pool-riffle unit: a case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 11, n. 6, p. 631-641, 1986.

THOMPSON, D. M. Pool-riffle. In: SHRODER, J.; WOLH, E. (Eds.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, C.A.: Academic Press, 2013, Volume 9 - Fluvial Geomorphology, p. 364-378.

THOMPSON, D. M. Random controls on semi-rhythmic spacing of pools and riffles in constriction-dominated rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 26, n. 11, p. 1195-1212, 2001.

THOMPSON, D. M. The velocity-reversal hypothesis revisited. *Progress in Physical Geography*, v. 35, n. 1, p. 123-132, 2011.

THORNE, C. R. Channel Types and Morphological Classification. In: THORNE, C. R.; HEY, R. D.; NEWSON, M. D. (Eds.). *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Nova York: John Wiley and Sons, 1997. p. 175-222.

VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. *TOPODATA*: Processamento dos dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010. 79 p.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 2, p. 131-145, 1991.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H. A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, n. 5., p. 1409–1425, 2009.

VERICAT, D.; BATALLA, R. J.; GARCIA, C. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *Geomorphology*, v. 76, p. 122-136, 2006.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and glass terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WHITING, P. J.; BRADLEY, J. B. A process-based classification system of headwater streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 18, n. 7, 1993.

WIDDOWSON, M. Laterite and ferricrete. In: NASH, D. J., MCLAREN, S. J. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Malden, Massachusetts: Blackwell

Publishing Ltd, 2007. p. 45-94.

WILCOCK, P. R.; DETEMPLE, B. T. Persistence of armor layers in gravel-bed streams. *Geophysical Research Letters*, v. 32, p. 1-4, 2005.

XU, J. Underlying gravel layers in large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology*, v. 17, p. 351-359, 1996.

YANG, C. T. Formation of riffles and pools. *Water Resources Research*, v. 7, n. 6, p. 1567-1574, 1971.

9. ANEXOS

ANEXO A - Check-list - Caracterização de calhas fluviais

1. Identificação do ponto/nome (GPS): _____ 2. Data: _____
 3. Altitude: _____ 4. Fotografias: _____
 5. Localização do trecho no perfil longitudinal do curso d'água:
 Alto Médio Baixo

6. Croqui da seção fluvial:

7. Presença de planície: Sim Não

7.1 Observações: _____

8. Feições erosivas: Sim Não

8.1 Observações: _____

9. Material de leito: Bloco Cascalho Areia Silte Argila

9.1 Litologias presentes: _____

9.2 Grau de arredondamento: _____

9.3 Material predominante: _____

9.4 Observações: _____

10. Barras de Canal/Pontal/Ilhas: Sim Não

10.1 Observações: _____

11. Poço-corredeira: Sim Não

11.1 Observações: _____

12. Tipologia de canal no segmento avaliado:

Retilíneo Sinuso

12.1 Observações: _____

13. Características do vale:

Muito encaixado Encaixado Fundo chato Outra

14. Encostas: Suaves Íngremes

14.1 Observações: _____

15. Interferências antrópicas: Sim Não Talvez

15.1 Observações: _____
