UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geografia

Alex de Carvalho

O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional - MG

Belo Horizonte

2019

Alex de Carvalho

O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional - MG

Versão Final

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior

Belo Horizonte

Departamento de Geografia da UFMG

Julho de 2019

C331p
2019

Carvalho, Alex de.
O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na Bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional - MG / Alex de Carvalho. – 2019.
235 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2019.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Bibliografia: f. 218-232.
Inclui apêndices.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Relevo – Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. 3. Bacias hidrográficas – Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. 4. Sedimentos fluviais – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4 (815.1)

Ficha catalográfica elaborada por Nathália Machado L. Maia – CRB6 3002

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

O PAPEL DOS PROCESSOS FLUVIAIS NA EVOLUÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NA BACIA DO RIO PARAÚNA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - MG

ALEX DE CARVALHO

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

Aprovada em 02 de julho de 2019, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Antonio Pereira Magalhaes Junior - Orientador
UFMG

Prof(a). Roberto Célio Valadão
UFMG

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

Prof(a). Miguel Fernandes Felippe
UFJF

Prof(a). Gisele Barbosa dos Santos
UFJF

Belo Horizonte, 2 de julho de 2019.

Aos meus pais, ao meu irmão, ao meu sobrinho.

De modo especial, à Letícia Augusta, grande amiga.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço aos meus pais, ao meu irmão e ao meu sobrinho. Podem não saber nada de Geografia, mas ou sabem da vida ou me fazem saber dela.

Algumas pessoas não imaginam o quanto foram importantes. Por isso, agradeço ao Bernardo Filizzola, ao Cristiano Marques e ao Guilherme Cota. Quando eu não tinha energia, vocês foram a energia que me fez avançar. Obrigado pela compreensão nos campos e discussões. Agradeço também as companheiras de campo e pesquisa, Karina e Raphaella e às professoras Alessandra Vasconcelos (UFVJM) e Heloísa Coe (UERJ).

Agradeço ao Jonathan e à Cida, meus primos-irmãos que acompanham essa caminhada geográfica/geomorfológica.

Agradeço às amigas Amanda Azevedo, Camila Camargos, Camila Carolina, Camila Pettersen (e Helena!), Gleiciane dos Santos, Joyce Figueiredo e Laura Bertolino. Ao longo desses anos, vocês foram suporte, mesmo quando não sabiam.

Agradeço ao amigo Fabrício Lopes, sobretudo no último ano desse doutoramento. Agradeço ao Reynold, ao Everton e aos professores da CODAGEO (IFMG-OP).

Agradeço ao André Diniz, você trouxe suavidade nesses últimos meses.

Agradeço aos professores Fábio Oliveira e Luiz Fernando pelas contribuições na banca de qualificação. Igualmente, agradeço aos professores Miguel Fernandes, Gisele Barbosa e Roberto Valadão pelas contribuições na defesa dessa tese.

Agradeço ao professor Antônio Magalhães. É impossível descrever o quanto você é inspirador e, mais que um orientador, um amigo. Por todos esses anos, por todo o aprendizado e pela amizade, te agradeço de coração.

Agradeço de forma especial à Letícia Oliveira. Disse isso muitas vezes e repito: Letícia, não tenho palavras para te agradecer. Você caminhou comigo no momento mais difícil desse doutoramento. Obrigado!

Por fim, agradeço aos governos que o Brasil já teve e que permitiram que um cidadão de Ribeirão das Neves chegasse a um curso de doutorado no Programa de Pós-graduação em Geografia, em uma universidade pública com o prestígio da UFMG. Eu tenho consciência de que as políticas e programas voltados à educação em governos passados (2003-2015) foram fundamentais para que eu conseguisse romper uma barreira invisível, mas cruel, que ainda segrega milhões de brasileiros.

É bom olhar prá trás
E admirar a vida que soubemos fazer
É bom olhar prá frente
É bom no que é igual
Olhar, beijar e ouvir cantar
Um novo dia nascendo
É bom e é tão diferente

(Nando Reis – Dessa Vez)

RESUMO

A Serra do Espinhaço Meridional é um dos principais domínios geológico-geomorfológicos cimeiros de Minas Gerais. Grande parte de sua área é drenada pela bacia do rio Paraúna. A literatura acadêmica demonstra, por outro lado, que os estudos geomorfológicos priorizam a unidade fisiográfica da Depressão de Gouveia, um compartimento da Serra do Espinhaço Meridional drenado pela bacia do ribeirão do Chiqueiro, um dos principais afluentes do rio Paraúna. Apesar da importância que a Serra representa, são raros os trabalhos que abordam de maneira integrada, a geomorfologia fluvial nos vales dos principais afluentes do rio Paraúna, abrindo espaço para novos estudos que avancem na compreensão da relação entre a configuração geomorfológica e os sistemas fluviais na bacia. Diante desse quadro, essa tese tem como objetivo geral discutir a evolução geomorfológica quaternária (Pleistoceno Superior e Holoceno) na Serra do Espinhaço Meridional, sobretudo quanto ao papel dos processos fluviais na configuração do relevo da bacia do rio Paraúna. A pesquisa está alicerçada nos conhecimentos da Geomorfologia Fluvial e visa a investigação da morfogênese regional à luz da interpretação de níveis e sucessões deposicionais fluviais. O estudo foi realizado a partir de: i) sistematização das informações sobre a Serra do Espinhaço e a Depressão de Gouveia; ii) identificação, caracterização e mapeamento dos níveis e sucessões deposicionais fluviais; iii) datação de sedimentos por meio da técnica da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); e iv) análise morfométrica das bacias e redes de drenagem. Predominam fundos de vale com 3 níveis deposicionais, geralmente embutidos ou com suave encaixamento, representando indícios da estabilidade do nível de base regional e/ou local. Existem até 4 níveis escalonados em contexto de vertente, indicando as oscilações do nível de base regional/local. Os sedimentos datados apresentaram idades que variam de 170 ± 25 anos a 26.350 ± 4.470, permitindo propor um quadro cronológico de cenários paleoambientais pleisto-holocênicos para a bacia do rio Paraúna que, em conjunto com a organização espacial dos níveis, permitiu discutir a influência das oscilações dos níveis de base e das condições climáticas na dinâmica erosivo-deposicional. O controle tectônico da evolução fluvial, favorecido pelo quadro estrutural regional, é responsável por uma dinâmica diferencial de blocos soerguidos e basculamentos, evidenciados pelos níveis deposicionais, organização da drenagem, feições fluviais e pelos parâmetros morfométricos. A análise integrada das características dos níveis deposicionais, dos cenários paleoambientais propostos e da análise morfométrica permitiu concluir que a evolução fluvial e geomorfológica do compartimento deprimido é marcada: (i) pelo controle litoestrutural e por possíveis soerguimento / basculamento dos setores mais altos de leste e oeste, cujos indícios são as anomalias de drenagem, com deslocamento de canais para leste e os níveis deposicionais posicionados, predominantemente, na margem direita dos canais; (ii) pelo relevo transitório elaborado sobre as rochas do Complexo Gouveia, nos quais as voçorocas ativas seriam respostas à desestabilização das encostas, a partir do último rebaixamento do nível de base; (iii) pela atual estabilização do nível de base regional, representado pelo rio Paraúna, que condiciona a regularização de perfis longitudinais dos canais e a consequente redução da energia nos segmentos regularizados, intensificando o encouraçamento das calhas; e (iv) pelo recuo lateral das escarpas no contato entre a Depressão de Gouveia e a Superfície de Cimeira Ocidental da bacia do rio Paraúna, responsável pela expansão da Depressão.

Palavras-chave: evolução de vales fluviais; controle litoestrutural; neotectônica; Serra do Espinhaço Meridional; Depressão de Gouveia; bacia do rio Paraúna; Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

ABSTRACT

The Southern Espinhaço Range is one of the major geological and geomorphological domains in Minas Gerais state. The greater part of this domain is drained by the Paraúna River basin. Academic literature shows however that geomorphological works have prioritized the physiographic unit of Gouveia Depression, a compartment of the Southern Espinhaço Range drained by the Chiqueiro River basin, one of the main tributaries of Paraúna River. Despite the Range's significance, holistic research approaches are rare on fluvial geomorphology of the main valleys of Paraúna's tributaries, leaving room for new studies that seek to advance the comprehension regarding the relationship between geomorphological setting and fluvial systems in this basin. Considering this matter, this thesis aims to discuss quaternary geomorphological evolution (Upper Pleistocene and Holocene) in Southern Espinhaço Range, particularly focusing on the roles of fluvial processes in landscape configuration in Paraúna River basin. The research is based on Fluvial Geomorphology knowledge and seeks to investigate regional morphogenesis considering the interpretation of terraces and fluvial depositional sequences. The study followed: i) systematization of data and information on Espinhaço Range and Gouveia Depression; ii) identification, characterization and mapping of terraces and fluvial depositional sequences; iii) dating of sediments through Optically Stimulated Luminescence (OSL); and iv) morphometrical analysis of river basins and drainage network. Valley bottoms with three depositional levels are predominant, usually embedded or with gentle incision, that indicate to regional and/or local base level stability. There are four strath terraces on a slope, suggesting base level (regional or local) oscillation during Upper Pleistocene and Early Holocene. The dated sediments present ages that vary from 170 ± 25 years to 26.350 ± 4.470 years, allowing the proposition of a chronological setting of Pleistocenic and Holocenic paleoenvironmental sceneries for the Paraúna River basin that together with the spatial distribution of depositional levels has allowed us to discuss the influence of base level oscillation and climatic conditions in erosive-depositional dynamics. Neotectonic control in fluvial evolution, favored by the regional structural setting is responsible for a differential dynamic in uplifted and tilted blocks, evidenced by depositional levels, drainage structure, fluvial features and morphometric parameters. The holistic analysis of depositional levels' attributes and proposed paleoenvironmental sceneries as well as morphometric analysis it was concluded that the fluvial and geomorphological evolution of the depressed compartment is characterized by: (i) lithostructural control and the elevation/tilted of the elevated east and west sectors, whose signs are drainage anomalies, with eastward channel displacement and predominantly deposited depositional levels , in the right margin of the channels; (ii) the transitional relief on the rocks of the Gouveia Complex, in which the active gullies would be responses to the destabilization of the slopes, from the last lowering of the base level; (iii) by the current stabilization of the regional base level, represented by the Paraúna river, which conditions the regularization of longitudinal profiles of the channels and the consequent reduction of energy in the regularized segments, intensifying the reinforcement of bed armouring; and (iv) the lateral retreat of the cliffs in the contact between the Gouveia Depression and the West Bank Blocks of the Paraúna River basin, responsible for the expansion of the Depression.

Keywords: fluvial valley evolution; lithostructural control; neotectonics; Southern Espinhaço Range, Gouveia Depression, Paraúna River basin, Optically Stimulated Luminescence (OSL)

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Representação esquemática de níveis deposicionais pareados (a) e isolados (b). 32

Figura 2: Representação esquemática da distribuição dos níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados (B). 33

Figura 3: Representação esquemática dos níveis deposicionais embutidos (A) e integralmente embutidos (B). 34

Figura 4: ordem ou hierarquia fluvial de acordo. Em A, proposta de Horton (1945) e em B, proposta de Strahler (1952). 39

Figura 5: Atributos utilizados para cálculo do RDE em trechos de drenagem....40

Figura 6: Representação da migração lateral de canais fluviais e sua relação com o FABD...43

Figura 7: Representação do FSTT e identificação dos componentes utilizados em seu cálculo. 44

Figura 8: Contexto regional e hipsometria da área investigada....46

Figura 9: Quadro geológico regional. A – Mapa das unidades litológicas; B – Mapa estrutural com quadro simplificado das unidades litológicas. 50

Figura 10: Perfil longitudinal e seção litológica do rio Paraúna. 80

Figura 11: Contexto geomorfológico da bacia do rio Paraúna. Em A e B o rio Paraúna corre sobre leito rochoso, entre o Alto e Médio curso; em C, visão ampla da bacia hidrográfica no Alto curso, com afloramentos de rochas quartzíticas; em D, visão ampla do vale fluvial no Médio curso; em E, detalhe do fundo de vale suavizado e das vertentes declivosas sustentadas por rochas mais resistentes; em F e G, visão do fundo de vale com amplas barras laterais arenosas. 81

Figura 12: Representação da distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Palmital – perfil transversal sem escala....82

Figura 13: Quadro síntese dos níveis deposicionais do rio Paraúna. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas indicam os limites superior e/ou inferior dos depósitos sedimentares. Em A, planície de inundação no Baixo curso do Rio; em B, N1 no Alto curso; em C, N1 no Baixo curso; em D, PI em primeiro plano e N1 ao fundo; em E, N2 sobre elúvio; em F, N3 sobre elúvio; em G, N4 sobre elúvio; em H, N5 sobre elúvio; e em I, área com seixos de quartzo, provavelmente associados à atividade mineradora na região. 83

Figura 14: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Congonhas. 86

Figura 15: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Congonhas – perfil transversal sem escala. 87

Figura 16: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Congonhas. A seta azul indica o sentido do curso fluvial e as linhas vermelhas representam o limite superior e inferior dos depósitos sedimentares. Em A, B e C, a PI; em D, a parte superior do N1 com feições associadas a meandros abandonados; em E, N2 com fácies basal preservada; em F, N3 com fácies basal preservada; e em G, visão geral do fundo de vale amplo em primeiro plano, a posição do curso d'água em segundo plano e as encostas declivosas sustentadas por quartzitos em terceiro plano. 88

Figura 17: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Palmital. 91

Figura 18: Contexto geomorfológico da bacia do ribeirão Palmital. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água. Em A, relevo suavizado no Alto curso do Ribeirão; em B, relevo suavizado e barras laterais arenosas no canal fluvial; em C, trechos de leito rochoso com presença de rochas mais resistentes; e em D, leito aluvial e barras arenosas no Baixo curso, próximo à confluência com o rio Paraúna. 92

Figura 19: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Palmital – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 93

Figura 20: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Palmital. As setas azuis indicam o sentido dos cursos d'água e as setas vermelhas o limite superior e/ou inferior dos depósitos sedimentares. Em A e B, vista da PI associada ao curso d'água com leito cascalhento; em C, detalhe da PI; em D e E, vista do depósito de N1; e em F, depósito de N2. 94

Figura 21: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego da Contagem. 97

Figura 22: Contexto geomorfológico da bacia do córrego da Contagem. Em A, trecho de Alto curso da bacia hidrográfica; em B, vista do vale do Córrego, com fundo de vale amplo. Nas duas imagens, destacam-se os afloramentos de quartzitos. 98

Figura 23: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do córrego da Contagem – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 99

Figura 24: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego da Contagem. As linhas vermelhas representam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, B e C, o N1 e sua cor escurecida, associada ao acúmulo de matéria orgânica; em C, depósito de PI. 100

Figura 25: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego da Sepultura. 102

Figura 26: Contexto geomorfológico na bacia hidrográfica do córrego da Sepultura. Em A, Alto curso do Córrego, com relevo suavizado e morros declivosos sustentados por quartzitos; em B, contexto do Córrego em seu Médio curso, com fundo de vale aberto. 103

Figura 27: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do córrego da Sepultura – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 104

Figura 28: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego da Sepultura. As setas azuis indicam o sentido do córrego e as linhas vermelhas representam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, o N2 com base de seixos e parte superior rica em matéria orgânica; em B, o N1 ao lado do curso d'água; em C, o contexto da PI e do N1; e em D, o leito fluvial com seixos de quartzo. 105

Figura 29: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão do Chiqueiro. 108

Figura 30: Contexto geomorfológico da bacia do ribeirão do Chiqueiro. Em A, contexto geral dos Altos cursos do Ribeirão e de seus afluentes, com topografia elevada e suavizada, sustentada por rochas quartzíticas; em B, C e D, vista da Depressão de Gouveia, onde predominam as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas do Complexo Gouveia – relevo com morros arredondados; em C, a seta azul indica a direção do Ribeirão e, em segundo plano, o fundo de vale amplo e os morros alongados; em D é possível observar, em primeiro plano a Depressão de Gouveia e, ao fundo, as elevações sustentadas por quartzitos. 109

Figura 31: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão do Chiqueiro – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 110

Figura 32: Quadro síntese dos níveis deposicionais ribeirão do Chiqueiro. As linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, PI; em B, N1; em C, N2, em D e E,

N3; em F, N4; em G e H, N5 e em I, calha fluvial com seixos predominantemente de quartzo. 111

Figura 33: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Datas. 115

Figura 34: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Datas. A – Alto curso; B – Baixo curso – perfis transversais sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 116

Figura 35: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Datas (Alto curso). A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, contexto geomorfológico no Alto curso do Ribeirão, com relevo suavizado sustentado por rochas quartzíticas; em B, PI; em C, N1 sobre elúvio; em D, a mão do pesquisador indica o limite de uma camada de material concrecionado e material provavelmente coluvionar; em E e F, N2 sobre material concrecionado e o detalhe do material com concreção de ferro; em G, depósitos sedimentar cuja gênese deve ter relação com a atividade antrópica; e em H, barra de canal espessa. 118

Figura 36: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Datas (Baixo curso). A seta azul indica o sentido do Ribeirão e a linha vermelha o limite superior da PI. Em A, PI; em B, detalhe dos sedimentos da PI; em C, N1, em D, detalhe do N1; e em E, N2. 119

Figura 37: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão da Areia. 123

Figura 38: Contexto geomorfológico na bacia do ribeirão da Areia. Em A, contexto do Alto curso, com vertentes declivosas sustentadas por quartzitos; em B, contexto do Médio e Baixo curso, com fundo de vale amplo e relevo mais suavizado. 124

Figura 39: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão da Areia – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 125

Figura 40: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão da Areia. A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas indicam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, a PI e seu aspectos parcialmente degradado pela erosão fluvial; em B, detalhe do perfil do depósito; em C, N1 e N2; em D, detalhe do N2 com uma linha de seixos na transição entre a parte mais avermelhada e a mais clara; em E, seixos do N3 espalhados sobre o solo. 126

Figura 41: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego Rio Grande. 129

Figura 42: Feições erosivas na Depressão de Gouveia – janela estrutural de rochas granito-gnáissico-migmatíticas. As voçorocas ativas, em processo de estabilização e estabilizadas podem ser observadas na Depressão de Gouveia. 130

Figura 43: Segmentos fluviais do córrego Rio Grande com afloramento de rochas. Em A, afloramento de rochas graníticas; em B, um segmento de afloramento de rocha metabásicas. 131

Figura 44: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale córrego Rio Grande – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 132

Figura 45: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego Rio Grande. A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, a PI e o leito com seixos; em B, perfil do N1; em C, contexto do N1 e N2; em D, E e F, o N2; em G, o N4 e em H e I, o N5. 133

Figura 46: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego do Tigre. 136

Figura 47: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale córrego do Tigre – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros. 137

Figura 48: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego do Tigre. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, contexto da PI embutida no N1; em B, o N2 e seus limites inferior e superior; em C, o N2, levemente afetado pelos processos de vertente; e em D, o N4 em contexto de vertente.....138

Figura 49: Resultados do Is por canal fluvial principal – extensão total.....143

Figura 50: Is por segmento do canal, de acordo com a equidistância das curvas de nível.....146

Figura 51: Resultados de Rr por bacia hidrográfica. 148

Figura 52: Resultados de Dd por bacia hidrográfica. 149

Figura 53: Densidade de drenagem (Dd) - sub-bacias de 3ª e 4ª ordem do rio Paraúna e contíguas 151

Figura 54: Resultados do FABD e do FSTT por sub-bacias do rio Paraúna.....153

Figura 55: Resultados do FABD e do FSTT por sub-bacias do ribeirão do Chiqueiro.....155

Figura 56: Parâmetros morfométricos RDEs/RDEt, e perfil longitudinal, por curso d'água. 157

Figura 57: Representação tridimensional dos compartimentos geomorfológicos da bacia do rio Paraúna. Siglas: DG – Depressão de Gouveia; BC – Bacia do Ribeirão Congonhas; E e W – Superfície de Cimeira Oriental (E) Superfície de Cimeira Ocidental (W).....159

Figura 58: Associação entre os granitos/gnaisses do Complexo Gouveia e a Depressão de Gouveia.....160

Figura 59: Associação a declividade entre e a localização das rochas do Complexo Gouveia. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.....161

Figura 60: Associação entre as superfícies rebaixadas e a localização das rochas granito-gnáissicas do Complexo Gouveia. Observar a contiguidade das rochas do Complexo no interflúvio. 165

Figura 61: Associação entre a declividade e a localização das rochas do Complexo Gouveia. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.....167

Figura 62: Associação entre os quartzitos e outras litologias do Supergrupo Espinhaço e Superfícies de Cimeira Ocidental (W) e Oriental (E) – áreas mais elevadas da bacia do Rio Paraúna. 172

Figura 63: Associação entre a declividade e a localização das rochas do Supergrupo Espinhaço. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.....174

Figura 64: Representação tridimensional dos compartimentos geomorfológicos e a localização dos pontos de descrição dos depósitos sedimentares fluviais. Observar a localização dos pontos nos compartimentos, a maior parte concentrada na superfície deprimida (DG e BC). 179

Figura 65: Cenário de paleoarranjo da rede de drenagem com a indicação da área capturada pelo ribeirão Datas e da localização do paleocanal do ribeirão Palmital. 209

Figura 66: Perfis longitudinais dos ribeirões Datas e Palmital. A linha tracejada indica a altitude em que deve ter ocorrido a captura fluvial. 210

Figura 67: Perfil de um depósito do N1, no vale do Córrego da Contagem. 211

Figura 68: Bacia do córrego da Contagem. A – vista do vale fluvial de montante para jusante, com o fundo de vale preenchido por sedimentos e o curso d'água confinado na margem esquerda. B – representação tridimensional da bacia. 212

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Coluna litoestratigráficas da área investigada – adaptado de Knauer e Fogaça (2012). 49

Quadro 2: Principais estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional – Neogeno.....66

Quadro 3: Principais estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional - Quaternário.....67

Quadro 4: Relação dos níveis deposicionais fluviais identificados em trabalhos na Depressão de Gouveia – o terraço mais novo é identificado como N2 e o mais antigo como N5. 71

Quadro 5: Principais aspectos dos níveis deposicionais fluviais identificados, por curso d'água. 78

Quadro 6: Quadro cronológico dos eventos erosivo-deposicionais e relações com as condições ambientais com base nos trabalhos de Horák-Terra *et al.* (2015), Barros *et al.* (2011), Augustin (2009) e Horák-Terra (2009). 198

Quadro 7: Principais referências de modelos evolutivos para a Depressão de Gouveia. 201

Quadro 8: Quadro evolutivo do compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional, elaborado a partir dos níveis deposicionais identificados. 207

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: coordenadas geográficas e nível deposicional datados por LOE. 61

Tabela 2: Concentrações de Th, U, K, dose anual, dose acumulada e idade dos níveis deposicionais 141

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 – cálculo associado à datação por LOE 35
Equação 2 – RDE total 40
Equação 3 – RDEs/RDEt 40
Equação 4 – Relação de relevo 41
Equação 5 – Índice de sinuosidade 41
Equação 6 – Densidade de drenagem 42
Equação 7 – Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem 42
Equação 8 – Fator de Simetria Transversal Topográfica 43

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO 19

CAPÍTULO 2 – REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS 24

2.1 Dinâmica fluvial e evolução do relevo 24

2.1.1 Planície de inundação 28

2.1.2 Terraços fluviais 30

2.1.3 Tipologias de níveis deposicionais fluviais 32

2.2 Luminescência opticamente estimulada 34

2.3 Índices morfométricos 37

2.3.1 Hierarquia fluvial 38

2.3.2 Perfis longitudinais dos canais fluviais 39

2.3.3 Relação declividade-extensão – RDE 40

2.3.4 Relação de relevo 41

2.3.5 Índice de sinuosidade 41

2.3.6 Densidade de drenagem 42

2.3.7 Fator de assimetria de bacia de drenagem – FABD 42

2.3.8 Fator de Simetria Topográfica Transversal 43

CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 45

3.1 Localização da área e vales selecionados 45

3.2 Aspectos geológicos 47

3.3 Aspectos fisiográficos 53

CAPÍTULO 4 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS 56

4.1 Sistematização das informações sobre a Serra do Espinhaço Meridional e a Depressão de Gouveia 57

4.2 Identificação, caracterização e mapeamento dos níveis e sucessões deposicionais aluviais nos vales selecionados 58

4.3 Elaboração do quadro cronológico dos eventos erosivo-deposicionais via Luminescência Opticamente Estimulada – LOE via SAR 60

4.4 Cálculo de índices morfométricos das bacias e das redes de drenagem 62

CAPÍTULO 5 –NÍVEIS DEPOSICIONAIS FLUVIAIS 65

5.1 Estudos anteriores 65

5.2 Caracterização dos níveis e depósitos fluviais 76

5.2.1 Rio Paraúna 79

5.2.2 Ribeirão Congonhas 86

5.2.3 Ribeirão Palmital 90

5.2.4 Córrego da Contagem 96

5.2.5 Córrego da Sepultura 101
5.2.6 Ribeirão do Chiqueiro 107
5.2.7 Ribeirão Datas 114
5.2.8 Ribeirão da Areia 122
5.2.9 Córrego Rio Grande 128
5.2.10 Córrego do Tigre 135
5.3 Idades obtidas por Luminescência Opticamente Estimulada 140
CAPÍTULO 6 – ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE BACIAS E REDE DE DRENAGEM 142
6.1 Condições de energia nas bacias hidrográficas e canais fluviais principais 143
6.2 Migração lateral de canais fluviais e controle litoestrutural 152
6.3 Compartimentos geomorfológicos da Bacia do Rio Paraúna 159
CAPÍTULO 7 – PROCESSOS FLUVIAIS E SUAS RELAÇÕES COM A EVOLUÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NA BACIA DO RIO PARAÚNA – SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL 178
CONSIDERAÇÕES FINAIS 215
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 218
APÊNDICE 233

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Ao ser abordada como um sistema, a bacia hidrográfica assume um papel privilegiado enquanto unidade espacial de estudo em pesquisas geomorfológicas. Os cursos fluviais, compreendidos como elementos que integram o sistema bacia hidrográfica, destacam-se pelo potencial de auxiliar na interpretação da evolução do relevo. As condições ambientais existentes em uma bacia hidrográfica ou a alteração total ou parcial destas tendem a refletir, direta e/ou indiretamente, nos cursos fluviais e em seus depósitos. O estado ambiental de uma bacia sintetiza as relações entre múltiplos fatores que incluem os litológicos, estruturais, pedológicos, geomorfológicos, tectônicos, hidrológicos e climáticos, além do uso e a cobertura do solo.

Os elementos dos sistemas fluviais, bem como suas interações e interrelações, configuram uma diversidade de processos morfogenéticos. Os processos fluviais estão diretamente relacionados à morfogênese, em um contexto marcado pelo papel dos cursos d´água como agentes da erosão, do transporte e da sedimentação de materiais provenientes do intemperismo. Independentemente da ordem hierárquica dos cursos d'água, observa-se que eles estão entre os principais elementos geomorfológicos da crosta continental que contribuem com a elaboração de feições do relevo (PEREZ-FILHO *et al.*, 2006; SCHUMM, 1977; STRAHLER, 1952).

A ordem hierárquica dos cursos fluviais é um atributo importante para compreender o seu papel na evolução do relevo. Meyer e Walace (2001) destacam a relevância dos cursos d´água de maior ordem hierárquica que, no contexto de vales com depósitos fluviais, fornecem evidências robustas para a interpretação da evolução geomorfológica. Por outro lado, Oliveira (2010) afirma que os cursos de ordem hierárquica inferior possuem relevância, sobretudo quando são afluentes de rios que se encontram em um nível altimetricamente inferior aos dos rios principais de bacias vizinhas. Nesse caso, eles contribuem com processos morfogenéticos específicos como erosão remontante, além de atuarem em determinados tipos de capturas fluviais.

A identificação de registros de mudanças na dinâmica de processos hidrossedimentares ao longo do tempo constitui um dos principais meios da verificação de possíveis alterações da estabilidade de sistemas fluviais. Dentre estes registros se destacam os depósitos sedimentares fluviais, capazes de sinalizar as influências dos condicionantes geomorfológicos na evolução e na configuração do relevo. As características dos depósitos (como composição, organização faciológica e distribuição espacial), e as informações que fornecem quanto aos processos passados, podem permitir reconstituir aspectos importantes da evolução dos sistemas

hidrográficos, como a capacidade e competência de transporte, áreas fontes de sedimentos, distâncias de deslocamento de clastos e características dos ambientes paleodeposicionais (CHRISTOFOLETTI, 1981; HACK, 1960).

Portanto, a análise de depósitos fluviais pode servir como subsídio para a reconstituição e a interpretação de eventos erosivo-deposicionais, além de contribuir para a elucidação de aspectos relevantes acerca da morfodinâmica ou de feições geomorfológicas específicas. A reconstituição do papel dos processos fluviais na evolução do relevo deve buscar integrar aspectos geomorfológicos, sedimentológicos, e estratigráficos, o que contribui para a ampliação do conhecimento sobre o Quaternário continental (TORRES *et al.*, 2012).

Saadi (1998) afirma que as formas do relevo continental resultam de situações de equilíbrio dinâmico ou sustentado, os quais estão associados a relações endógenas e exógenas que se alteram no tempo e no espaço. Toda forma do relevo resulta do ajuste entre materiais e processos ao longo do tempo. Assim, em uma bacia hidrográfica, as condições fisiográficas e ambientais, incluindo as características climáticas, litológicas, estruturais e biogeográficas, condicionam a estruturação da rede hidrográfica e das formas do relevo.

Saadi (1998), ao se referir aos estudos que deixaram em evidência a retomada da importância da tectônica na configuração do relevo em várias partes do planeta, destacou que a denudação mecânica se associa, sobretudo, à elevação média da bacia hidrográfica. Neste contexto, é possível compreender que a altitude média da bacia se correlaciona às alterações de níveis de base locais e regionais, o que comanda a intensidade da incisão fluvial e dos processos erosivos nas encostas, para os quais os cursos d'água representam níveis de base. É válido frisar que as alterações dos níveis de base se relacionam tanto ao controle litoestrutural como às movimentações da crosta, compreendendo inclusive a movimentação diferencial de blocos em áreas consideradas tectonicamente estáveis.

Em Minas Gerais, nas últimas décadas, diversos estudos pedológicos e geomorfológicos foram realizados na Serra do Espinhaço Meridional, com destaque para a área drenada pela bacia hidrográfica do rio Paraúna. As pesquisas têm demonstrado que a região estaria passando por um período de instabilidade tectônica responsável por desajustes nos sistemas fluviais. Entre os indícios desse relativo desajuste estão alterações na cobertura pedológica, apresentados nos trabalhos de Cruz *et al. (*2006), Menezes *et al.* (2006), Ávila e Carvalho (2012) e Messias *et al.* (2013), e o encaixamento da rede de drenagem, conforme Saadi e Valadão (1987a, b), Magalhães Jr. *et al.* (1992), Bueno *et al.* (1997), Rocha *et al.* (2010), Messias e Magalhães Jr. (2014), Oliveira (2017), e Cota *et al.* (2018). Os estudos geomorfológicos de âmbito regional

focam em questões geoquímicas, como nos trabalhos de Salgado e Valadão (2003; 2005), Rocha *et al.* (2010), Rezende *et al.* (2010) e Leão *et al.* (2012) ou de interpretações da paisagem a partir das características do modelado do relevo, em análises de cunho morfoestrutural e morfotectônico, como nos trabalhos de Saadi (1995), Augustin (1995), Valadão (2009), Augustin *et al.* (2011) e Valadão *et al.* (2012).

Os estudos pedológicos e geomorfológicos com viés fluvial são mais setorizados espacialmente e quase sempre concentrados na bacia hidrográfica do ribeirão do Chiqueiro, um dos afluentes do rio Paraúna. Portanto, são escassos os trabalhos que abordam a bacia hidrográfica do rio Paraúna de forma regional e que se aprofundam na investigação da evolução geomorfológica a partir de uma perspectiva da contribuição da geomorfologia fluvial na configuração do relevo. Ademais, o posicionamento da referida bacia hidrográfica em um patamar altimétrico inferior ao ocupado por outros afluentes do rio São Francisco que drenam a Serra do Espinhaço Meridional, constitui uma característica importante.

Neste contexto, essa pesquisa considera que a evolução do relevo em uma bacia hidrográfica tem forte relação com a evolução da própria rede fluvial e que os registros deposicionais fluviais, entre outras características morfológicas e morfométricas, possuem elevado potencial para subsidiar a interpretação da morfogênese regional, sobretudo no intervalo de tempo associado aos respectivos depósitos. Dito isto, esse trabalho tem como objetivo geral *discutir a evolução geomorfológica quaternária (Pleistoceno Superior e Holoceno) na Serra do Espinhaço Meridional, sobretudo quanto ao papel dos processos fluviais na configuração do relevo da bacia do rio Paraúna*. A pesquisa está alicerçada nos conhecimentos da geomorfologia fluvial e visa a investigação da morfogênese regional à luz da interpretação dos níveis e sucessões deposicionais fluviais.

De modo complementar, são objetivos específicos dessa pesquisa:

(i) Identificar, caracterizar e analisar os depósitos, níveis e sucessões sedimentares fluviais nos principais vales fluviais da bacia hidrográfica do rio Paraúna;

(ii) Propor uma organização cronológica para os eventos erosivo-deposicionais nos vales estudados, e identificar os possíveis padrões na sedimentação regional da área de estudo;

(iii) Investigar e interpretar indícios sedimentares de processos e condições paleoambientais referentes aos respectivos períodos de formação;

(iv) Analisar o comportamento morfométrico das bacias e redes de drenagem, discutindo a relação entre os resultados obtidos e os condicionantes da evolução fluvial e da morfogênese regional.

Estudos realizados a partir da década de 1980 na Serra do Espinhaço Meridional têm indicado que a morfogênese holocênica na bacia do rio Paraúna vem sendo controlada por pulsos neotectônicos (BUENO *et al.*, 1997; SAADI; VALADÃO, 1987 a, b; SAADI, 1995), os quais teriam como resposta tanto as alterações nas características das formações superficiais como a retomada da incisão fluvial e o recrudescimento dos processos erosivos concentrados nas vertentes da Depressão de Gouveia (AUGUSTIN, 1994; 1995; ÁVILA; CARVALHO, 2012). No entanto, a incisão fluvial mais intensa tem sido registrada nas escarpas quartzíticas e as planícies fluviais ora recobrem sedimentos mais antigos, ora ocorrem embutidas nos terraços, nas áreas deprimidas da Serra.

Considerando o quadro regional descrito, essa pesquisa apresenta como hipótese que a morfogênese holocênica na bacia do rio Paraúna, na Serra do Espinhaço Meridional, tem sido marcada pela estabilização do nível de base regional devido a controles litológicos. Nesse sentido, os canais, sobretudo os segmentos de Médio e Baixo curso, têm se apresentado mais estáveis quanto à incisão fluvial, como resposta à estabilização do nível de base regional. Essas condições, bem como as variações climáticas ao longo do Holoceno estariam condicionando a formação de planícies de inundação embutidas e até mesmo o intensificando o encouraçamento de algumas calhas fluviais.

Ao tratar da evolução do relevo da Serra do Espinhaço Meridional, Saadi (1995) expressou sua preocupação quanto à comum explicação da gênese do relevo estar associada à ação combinada de forças exógenas e endógenas. O autor justifica que esta linha de raciocínio não trata com profundidade e de forma pormenorizada o verdadeiro papel e intensidade de cada fator causal na elaboração do relevo regional. Os diversos estudos realizados na área ainda não esgotaram as possibilidades de interpretações ou encerraram algumas controvérsias, como a estabilização ou não da incisão fluvial nos segmentos de Baixo curso dos cursos fluviais.

A Serra do Espinhaço Meridional corresponde a uma unidade espacial que tem merecido a atenção de diversos pesquisadores ao longo das últimas décadas. Isso está diretamente relacionado ao fato de se tratar de um dos principais domínios geológico-geomorfológicos cimeiros de Minas Gerais, cuja extensa área é drenada pela bacia do rio Paraúna. A observação da literatura acadêmica sobre a Serra revela que, entre estudos pedológicos e geomorfológicos com viés fluvial, há o predomínio daqueles que se dedicam à Depressão de Gouveia, drenada

pelo ribeirão do Chiqueiro. A preferência por essa área deve estar associada às suas características fisiográficas, onde a cobertura pedológica é mais espessa e há grande concentração de focos de erosão acelerada, e a proximidade em relação à área urbana do município de Gouveia, com maior facilidade de acesso.

Os estudos geomorfológicos de caráter regional são mais escassos e realizaram discussões sobre a denudação geoquímica ou analisaram aspectos relacionados à morfoestrutura e morfotectônica. Os estudos que consideram a geomorfologia fluvial da região, embora em maior número, abordaram principalmente a bacia do ribeirão do Chiqueiro e foram realizados a partir do levantamento de níveis deposicionais fluviais. Além de bastante setorizados, dificilmente esses estudos dialogam entre si, gerando, muitas vezes, interpretações conflituosas.

Nesse contexto, essa pesquisa tem como justificativa os seguintes argumentos: (i) o levantamento das informações já geradas sobre a geomorfologia fluvial na Depressão de Gouveia e a sua (re) interpretação à luz dos conhecimentos oriundos dessa pesquisa, podem permitir a proposição de um quadro regional e cronológico dos eventos erosivo-deposicionais que considere toda a porção serrana da bacia do rio Paraúna. Deste modo, a pesquisa pode buscar resolver ou atenuar possíveis conflitos e contradições existentes entre as interpretações já propostas para a geomorfologia fluvial na bacia do ribeirão do Chiqueiro; e (ii) a pesquisa pode ampliar a compreensão do papel dos processos fluviais na morfogênese do relevo da Serra do Espinhaço Meridional, particularmente na bacia do rio Paraúna, lançando luz sobre a controvérsia a respeito do estado atual da incisão fluvial nos principais vales da região.

CAPÍTULO 2 – REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

2.1 Dinâmica fluvial e evolução do relevo

A gênese e evolução do relevo podem ser investigadas em diferentes escalas espaço-temporais, sendo fundamental que também se considere os processos capazes de criar, destruir, deslocar, fixar, ampliar e/ou reduzir as formas de relevo (CUNHA, 1994). O reconhecimento e a abordagem dos processos e de suas intensidades podem variar de acordo com a escala espaço-temporal de análise adotada e condicionar a escolha das formas de relevo associadas. A compreensão das relações estabelecidas entre as formas e os processos é um elemento fundamental para a reconstituição da evolução geomorfológica das paisagens terrestres e a explicação da configuração atual do modelado do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980; THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

Kohler (2001), atenta para o fato de que fenômenos geomorfológicos observados em pequenas escalas cartográficas tendem a apresentar dinâmica mais lenta, com maior influência dos processos endógenos e maior regressão na escala temporal. Para o referido autor, o contrário disso se aplica a áreas menores, ou seja, são marcadas por dinâmicas mais rápidas, com maior influência de processos exógenos e escala temporal menor.

O avanço da geomorfologia tem ocorrido com a assimilação das novas tecnologias, muitas vezes assumindo de forma predominante o caráter de ciência quantitativa, como observa Kasprack *et al.* (2019). A partir de diversas técnicas modernas, como os dados de alta resolução de imagens de satélite, a investigação geomorfológica tem obtido com maior facilidade novas evidências. Isso tem permitido aos geomorfólogos novos *insights* sobre os processos de evolução do relevo e do papel dos impactos antrópicos na superfície terrestre. Beylich e Pop (2019) abordaram as relações entre mudanças climáticas, atividades humanas e outras perturbações que podem condicionar os padrões de intemperismo, erosão, transporte e sedimentação de materiais. Embora considerem um desafio compreender de forma mais clara o papel de tais mudanças na morfogênese, eles indicam que as análises quantitativas tendem a ser eficientes na avaliação do impacto das alterações ambientais nos sistemas geomorfológicos.

A quantificação das informações acerca da evolução geomorfológica constitui um elemento indubitavelmente importante (KASPRACK *et al.*, 2019), cujo potencial de contribuição pode ser ampliado se tratado em conjunto com dados e interpretações de campo. É nesse contexto

que a geomorfologia fluvial se destaca como um campo da ciência geomorfológica capaz de relevantes contribuições, considerando diversas escalas espaço-temporais, bem como a sua capacidade de integrar dados quantitativos e de campo. Nesse sentido, Beylich e Pop (2019) afirmam que a denudação compreende processos químicos e mecânicos, cuja variabilidade espaço-temporal é controlada por uma grande quantidade de fatores ambientais, que podem revelar seus inícios nos registros da dinâmica fluvial.

Conforme Bridge e Demicco (2008), os processos morfogenéticos da superfície terrestre incluem a produção de sedimentos por meio de diversos processos, os quais permitem interpretações a partir das proposições da sedimentologia e da estratigrafia. Os registros sedimentares fluviais podem ser encontrados em canais fluviais, planícies, lagos, leques aluviais, entre outros sistemas. Os depósitos são registros importantes da evolução do relevo porque permitem a interpretação de processos passados, bem como as suas relações com condições climáticas, tectônicas, eustáticas e paleoambientais, como um todo. Os estudos sobre sistemas fluviais envolvem, de modo geral, trabalhos de campo, análise cartográfica, sensoriamento remoto (imagens de satélite e/ou fotografias aéreas) e experimentos laboratoriais.

A gênese das formas do relevo pode estar associada a um processo morfogenético específico ou a um conjunto de processos, em escalas temporais e espaciais bastante diversificadas. A grande quantidade de formas existentes está associada à diversidade de combinações possíveis entre processos, com diferentes graus de intensidade, e condições ambientais. Um desafio inerente aos estudos geomorfológicos é a identificação e a mensuração da importância relativa de cada processo na gênese do modelado do relevo em cada paisagem. Devido ao seu papel na morfogênese, as bacias hidrográficas e suas redes de drenagem têm destaque em estudos geomorfológicos. Nesse sentido, trabalhos como os de Horton (1945) e Strahler (1957) demonstraram que as direções preferenciais dos fluxos superficiais influenciam nos principais mecanismos que promovem a erosão e a sedimentação.

O sistema geomorfológico é constituído por formas, processos e relações entre estes. Por se tratar de um sistema aberto (CHORLEY, 1962), o sistema geomorfológico é influenciado por outros sistemas e tem a capacidade de influenciá-los. No sistema aberto, tem-se a ênfase sobre as interrelações e interações do conjunto. A escolha da escala ou a interação entre diferentes escalas é um passo importante na definição do objeto em um estudo geomorfológico.

Para Lima e Zakia (2000), as bacias de drenagem são sistemas cujo recebimento e perda de matéria e energia podem ser descritos em termos de variáveis interdependentes, que variam em

relação a um padrão. As modificações no recebimento ou liberação de energia, ou na modificação da forma do sistema, acarretam mudanças compensatórias que tendem a minimizar o efeito da alteração e, ao mesmo tempo, restaurar o equilíbrio dinâmico. Considerando as relações entre as escalas espaciais e os sistemas a serem abordados, é possível afirmar que diversos elementos que integram o sistema geomorfológico podem representar um sistema ou subsistema em si (CHRISTOFOLETTI, 1980). As encostas ou um curso fluvial são exemplos de elementos que integram os sistemas, mas podem ser considerados como sistemas se tratados de forma individualizada, já que possuem seus elementos e relações específicos.

Os estudos em geomorfologia fluvial também enfrentam os desafios relacionados com a definição da escala espaço-temporal. As principais unidades espaciais utilizadas em estudos de geomorfologia fluvial são os vales fluviais e as bacias hidrográficas. É possível buscar nos vales as respostas para a evolução da bacia hidrográfica ou nas características da bacia os fatores que determinam a evolução dos vales. A bacia é considerada um sistema geomorfológico complexo, cuja compreensão em sua totalidade requer a identificação de seus subsistemas, suas interrelações, os mecanismos de retroalimentação presentes, além das influências antrópicas (PEREZ-FILHO *et al*., 2006; SANTOS, 2008). Cabe lembrar que a geomorfologia fluvial se interessa particularmente pelo estudo das formas de relevo, seus agentes, processos e materiais formadores que se relacionam com o trabalho realizado pelos cursos d'água, ou seja, com a dinâmica fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A investigação das relações entre a dinâmica fluvial e as formas de relevo em uma bacia hidrográfica de extensão continental ou de um trecho de um vale fluvial requer o cuidado de identificar e selecionar os elementos que deverão compor o respectivo estudo. A forma da bacia hidrográfica, bem como a tipologia da rede de drenagem, pode passar longos períodos se ajustando às alterações das condições ambientais, promovendo alterações na posição dos interflúvios ou gerando processos de reorganização/rearranjo da rede de drenagem, por exemplo (PRINCE *et al.*, 2011; HASBARGEN; PAOLA, 2000; REINHARDT; ELLIS, 2015; GOREN *et al.*, 2014; WILLETT *et al.*, 2014).

Os ajustes na geometria da bacia e da rede de drenagem podem prolongar os tempos de resposta da paisagem a uma perturbação mais significativa (WILLETT *et al.*, 2014; BEESON *et al.*, 2017). A reconstituição de processos tectônicos (PRITCHARD *et al.*, 2009; KIRBY; WHIPPLE, 2012) ou climáticos pretéritos (TUCKER; SLINGERLAND, 1997; HANCOCK; ANDERSON, 2002) tem como base o reconhecimento de que a superfície terrestre evolui ao

longo do tempo (DAVIS, 1899), muitas vezes com a formação de sucessões sedimentares associadas a essas mudanças, que fornecerão evidência do passado e da evolução de uma área.

As vertentes são responsáveis por estabelecer a conexão entre os interflúvios e os fundos de vale. Consideradas como formas tridimensionais, seu modelado resulta de processos de denudação geoquímicos e mecânicos atuais e/ou pretéritos. Dessa forma, as vertentes são o local de atuação de relevantes processos morfogenéticos como o intemperismo, os movimentos das formações superficiais, a erosão pluvial, a lixiviação e a pedogênese. Oliveira (2012), ao estudar os vales de afluentes do rio Pomba, na Zona da Mata Mineira, relata os fatores associados à preservação de depósitos fluviais em ambientes tropicais úmidos. Segundo a autora, a escassez desses depósitos deve estar associada à ação dos processos morfogenéticos e pedogenéticos que os transformam, desmontam ou destroem.

Para Anton *et al.* (2014), o padrão de drenagem é bastante sensível aos processos tectônicos, ocorrendo repercussões no posicionamento e na configuração da rede de drenagem, como a intensa incisão vertical dos cursos fluviais e as anomalias no perfil longitudinal dos canais, geralmente marcadas pela formação e abandono de feições deposicionais. Segundo Bridge e Demicco (2008), os soerguimentos tectônicos e a alteração de níveis de base tendem a formar pulsos de erosão remontante, caracterizados por migração a partir dos *knickpoints*.

Considerando os registros sedimentares fluviais presentes nos vales, Pazzaglia (2010) afirma que as investigações que envolvem a sedimentação fluvial podem ser realizadas com dois focos distintos e complementares. É possível interpretar os registros fluviais como marcadores geomorfológicos, considerando os processos morfogenéticos que modelam o relevo, e considerar a estratigrafia dos depósitos como base dessa investigação.

Embora existam dificuldades inerentes à análise de registros sedimentares fluviais, diversos estudos têm demonstrado que esses registros contribuem bastante com a análise da evolução geomorfológica. No Brasil, vários trabalhos têm considerado a importância dos depósitos fluviais na compreensão da evolução do relevo. Figueiredo Filho *et al.* (2019) realizaram estudos petrológicos e investigaram a formação de couraças em depósitos fluviais no vale do rio Conceição, no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. O encouraçamento é um processo importante para compreender os limites impostos à incisão fluvial. Oliveira *et al.* (2018) utilizaram a técnica da luminescência opticamente estimulada (LOE) em sedimentos fluviais para discutir as capturas fluviais quaternárias na Serra da Mantiqueira, em Minas Gerais. Apesar das limitações das técnicas de datação, o estudo demonstrou o potencial dos depósitos sedimentares para o entendimento da escala temporal dos eventos erosivos e deposicionais.

Como parte desta pesquisa, em uma primeira aproximação, Carvalho *et al.* (2018) estudaram a evolução dos fundos de vale na bacia do rio Paraúna, na Serra do Espinhaço Meridional, utilizando os depósitos fluviais para as discussões. O estudo apresentou indícios das relações entre eventos de sedimentação regionais/locais e as alterações dos níveis de base. Cherem *et al.* (2018) investigaram o papel do controle litoestrutural na morfologia da planície e canal do rio Meia Ponte, em Goiás. Souza e Perez Filho (2018) estudaram os processos e os ambientes deposicionais associados aos terraços do ribeirão Araquá, em São Paulo.

Pesquisadores como Pati *et al.* (2019), investigaram a influência da neotectônica na arquitetura deposicional no rio Ganja, na Índia. Hudson *et al.* (2019) estudaram o desenvolvimento de ilhas fluviais no Baixo rio Mississipi, nos Estados Unidos, associando dinâmica fluvial e registros sedimentares. James (2019) relacionou os impactos do uso do solo nos últimos 500 anos à sedimentação de planícies de inundação na zona temperada da América do Norte. Leigh *et al.* (2019) estudaram a rápida sedimentação no rio Tarn, sul da França, durante a Alta Idade Média.

Sobre os potenciais dos estudos que envolvem os registros sedimentares fluviais, Jacobson *et al.* (2003) afirmam que a interpretação das fácies dos depósitos permite associar as características e o arranjo dos sedimentos ao regime hidrológico, às condições hidráulicas e de fornecimento de sedimentos e à área fonte dos detritos. Se os registros deposicionais forem considerados como marcadores geomorfológicos, a distribuição dos níveis deposicionais ao longo do vale também pode auxiliar na interpretação da evolução do relevo, considerando os condicionantes climáticos, tectônicos, de nível de base, biogeográficos e até mesmo antrópicos.

Entre os registros sedimentares, os mais importantes na execução desse trabalho serão apresentados a seguir. Eles dizem respeito às formas deposicionais geradas pela dinâmica atual – planície – e pretérita – terraços e níveis alterados em contexto de vertente.

2.1.1 Planície de inundação

A planície de inundação constitui uma feição geomorfológica agradacional presente nas margens de cursos d´água, composta de sedimentos fluviais e sujeita a inundações periódicas provocadas pelo transbordamento do canal fluvial (LEOPOLD *et al.,* 1964; CHRISTOFOLETTI, 1980; BRIDGE, 2003). Huggett (2002) afirma que esse transbordamento pode cobrir pequenas partes da planície em inundações menores e mais recorrentes enquanto toda a extensão deve ser coberta nos eventos maiores, com maior tempo de recorrência. Trata-

se de uma feição deposicional ativa, diretamente relacionada à dinâmica fluvial atual. As planícies possuem feições com configuração específica e depósitos fluviais inconsolidados (CHRISTOFOLETTI, 1981; RITTER *et al.*, 2002; JACOBSON *et al*., 2003; BRIDGE, 2003).

Autores como Leopold *et al.* (1964), Knighton (1984) e Ritter *et al.* (2002) afirmam que as planícies de inundação estão associadas aos processos agradacionais que ocorrem no canal e em suas margens. Em cada ambiente deposicional predominam tipos específicos de processos, os quais podem resultar em depósitos de preenchimento de canal, acreção lateral, acreção vertical e, até mesmo, de colúvios no contato entre a planície e as encostas. Nas regiões de clima úmido e temperado, os depósitos de acreção vertical e lateral são considerados os mais importantes (RITTER *et al.,* 2002). Por outro lado, Bridge e Demicco (2008) descrevem outros depósitos, como os relativos a diques e leques aluviais, depósitos ativos e abandonados, como as barras arenosas, além daqueles de canais ativos e abandonados.

Apesar da grande variedade de possibilidades faciológicas nas planícies, alguns autores destacam a ocorrência comum em certas realidades. Segundo Leopold *et al.* (1964), Knighton (1984) e Ritter *et al.* (2002), planícies são comumente constituídas de duas fácies principais. Uma está associada a ambientes de calha, cuja composição predominante são seixos e/ou areia grossa, originada pelos processos de acreção lateral. A outra fácies, que se sobrepõe à primeira, tem como composição predominante os sedimentos finos, como argila e silte, cuja gênese está associada à acreção vertical da deposição de sedimentos em suspensão.

Bridge e Demicco (2008) afirmam que as planícies de inundação tendem a apresentar unidades básicas de sedimentação frequentemente milimétricas ou constituídas por conjuntos de camadas com decímetros de espessura, dependendo da intensidade do evento de deposição. Segundo os autores, um conjunto de camadas de sedimentos finos ascendentes constitui um indício de deposição ocorrida com a perda de intensidade dos fluxos ao longo do tempo. Por outro lado, quando os sedimentos são grosseiros em direção ao topo do depósito, pode-se inferir que eles refletem fluxos cuja intensidade variaram ao longo do tempo, tornando-se ora mais, ora menos intensos. Como a deposição depende das condições do fluxo e da quantidade de material disponível, observa-se o predomínio de depósitos de planícies com estratificação plano-paralela nos planos superiores dos leitos. As estratificações cruzadas de pequena escala são formadas por ondulações das correntes. Há ainda outras formas dessas camadas se organizarem dependendo do ambiente em que ocorre a deposição.

Considerando que a organização das camadas de sedimentos depende do ambiente deposicional, é preciso compreender que esses ambientes e a produção e transporte dos

materiais desagregados nas vertentes são influenciados por condicionantes específicos, como os tectônicos, climáticos e hidrológicos, uma vez que estes interferem na dinâmica hidrossedimentar dos cursos fluviais. Portanto, as diferentes condições ambientais podem determinar as características das fácies que compõem a planície de inundação, como a composição, a espessura e o arranjo espacial. Quaisquer alterações ambientais têm potencial para promover reconfigurações nas planícies, gerando, por exemplo, fases de agradação ou de incisão da rede de drenagem e, assim, a formação de terraços fluviais (LEOPOLD *et al.*, 1964).

2.1.2 Terraços fluviais

O terraço fluvial, ao contrário da planície de inundação, é uma feição deposicional inativa e está mais sujeita aos processos erosivos. O terraço surge a partir da incisão ou da migração lateral de um canal fluvial, resultando no abandono da feição deposicional, tornando-o não mais associado à dinâmica deposicional atual do curso d'água (LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO; BIGARELLA, 1979; CHARLTON, 2008). O terraço pode ser descrito como um elemento morfológico do sistema fluvial constituído de material sedimentar resultante da deposição que ocorreu durante a ação direta da dinâmica fluvial. Apresenta uma superfície suavizada e um *front* acentuado em direção ao curso d'água moldados em sedimentos fluviais (LEOPOLD *et al.*, 1964; BRIDGE, 2003; PAZZAGLIA, 2010).

Bridge (2003) afirma que a gênese de um terraço pode estar associada a contextos que favorecem os processos de degradação e incisão dos canais fluviais, influenciados pela alteração do nível base, do regime tectônico ou do regime hidrológico. Huggett (2002) acrescenta as capturas fluviais ao grupo de fatores que pode gerar terraços e ressalta que, em muitos casos, esses fatores atuam em conjunto. Estudos como os de Leopold *et al.* (1964), Suguio e Bigarella (1979), Christofoletti (1981), Charlton (2008) e Pazzaglia (2010) associam a gênese de níveis deposicionais fluviais à ocorrência de pulsos tectônicos, movimentos eustáticos e/ou alterações climáticas, destacando que as alterações nas condições ambientais condicionam a erosão fluvial (a incisão) ou o preenchimento sedimentar dos canais. Petts e Foster (1985) interpretam os depósitos de terraços como registros de antigos processos deposicionais, associados a dois períodos distintos: um de estabilidade do sistema fluvial, caracterizado pela agradação no leito e em suas margens, e outro de mudanças no sistema, caracterizado pela incisão do canal e abandono dos depósitos até então produzidos.

Conforme definem Burbank e Anderson (2011), o nível de base pode ser compreendido como o limite altimétrico inferior da paisagem abaixo do qual os rios não podem erodir. É possível identificar níveis de base locais, que se referem a pontos topográficos mais baixos de áreas específicas, ou o nível de base geral representado pelos oceanos. Há ainda a possibilidade de encontrar níveis de base em altitudes inferiores ao nível do mar, em depressões tectônicas fechadas. Para Huggett (2002), os canais principais controlam a incisão fluvial em seus afluentes, atuando, portanto, como níveis de base para estes. A alteração do nível de base pode estar associada ao regime tectônico ou ao rompimento de soleiras litológicas, estabelecendo as condições necessárias para o entalhe fluvial no embasamento rochoso e, assim, o abandono de feições deposicionais que estavam em formação até o momento de alteração no nível de base.

Sob o ponto de vista da intensidade dos processos fluviais, Leopold *et al.* (1964), Schumm (1977), Ritter *et al.* (2002), Bridge (2003) e Jacobson *et al.* (2003) associam a gênese dos terraços fluviais à fase em que a incisão no canal fluvial é mais intensa que a agradação. A incisão resultaria na dissecação de parte da planície, fazendo com que esta deixe de ser uma feição deposicional ativa e as porções preservadas passem a constituir os terraços fluviais. Segundo Leopold *et al.* (1964) e Charlton (2008), a dinâmica fluvial, através da migração lateral do canal, seria responsável por destruir parte da planície de inundação antes de abandoná-la e os processos morfogenéticos e pedogenéticos atuantes nas vertentes promoveriam a deformação, destruição e/ou fragmentação dos registros deposicionais.

As alterações de regime hidrológico podem estar associadas a alterações climáticas. Nesse sentido, longos períodos marcados pela redução de valores totais de precipitação podem resultar na redução da vazão e, desse modo, no estabelecimento de condições para a formação de uma planície de inundação em um nível inferior, com o abandono da feição imediatamente superior (CHRISTOFOLETTI, 1980). Também seria possível observar o recobrimento de antigos depósitos em áreas de redução das precipitações. Nesse caso, a redução das precipitações impactaria a vegetação e promoveria o descobrimento das vertentes, que se tornariam sujeitas a processos erosivos mais intensos. Como consequência, seria possível observar o entulhamento de vales devido à maior produção e carreamento de sedimentos.

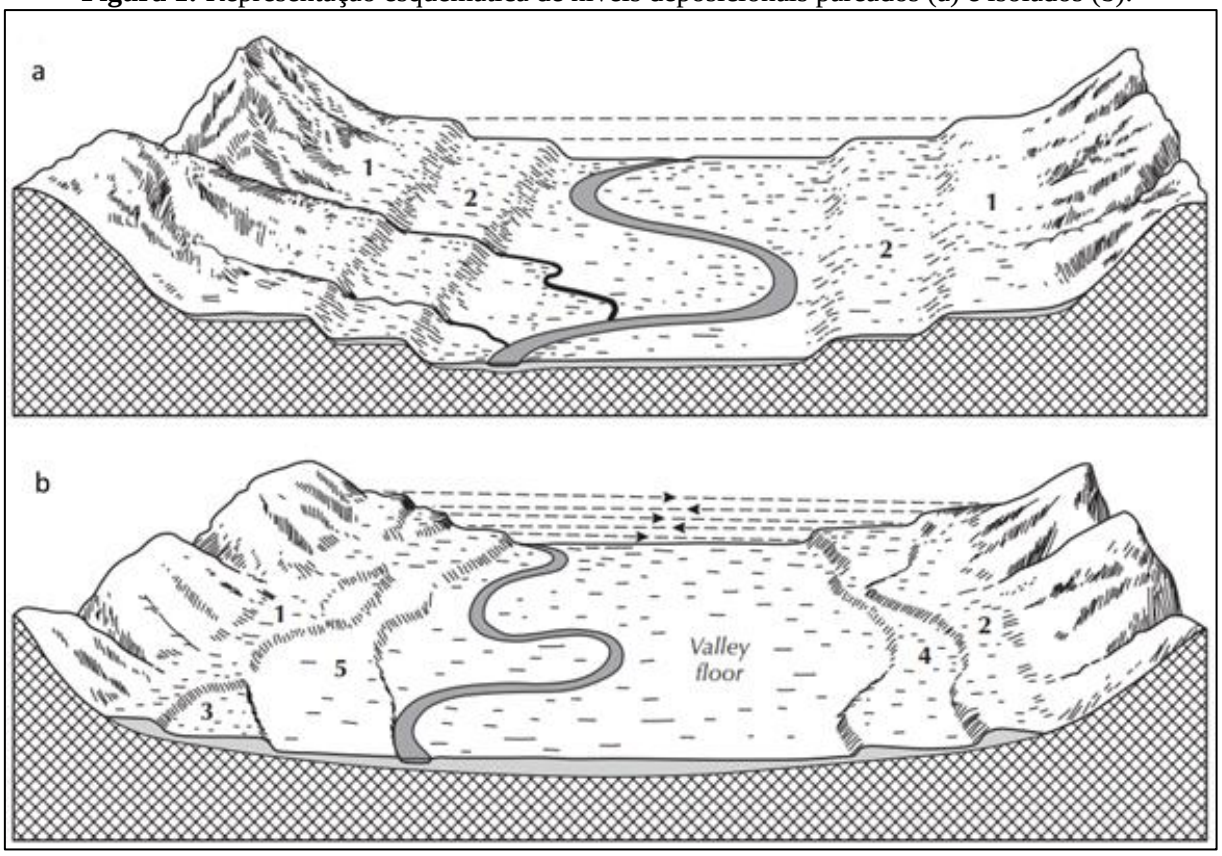
Os terraços fluviais são bastante susceptíveis aos processos pedogenéticos e morfogenéticos atuantes nas encostas que, em ambientes tropicais úmidos, nos quais o calor e a umidade condicionam suas intensidades. Em áreas de tectônica mais ativa, esses processos contribuem com a homogeneização, destruição e/ou a descaracterização dessas feições, reduzindo os registros sedimentares disponíveis ou dificultando a sua interpretação. Jacobson *et al.* (2003)

afirmam que a preservação dos terraços depende de fatores como as características da dinâmica fluvial (grandeza do evento deposicional e modo de migração do canal, por exemplo), dos materiais que constituem o leito e as encostas do vale, além do quadro tectônico. Pazzaglia (2010) destaca que a intensidade da erosão e dos movimentos de massa nas encostas podem condicionar a quantidade e qualidade dos registros preservados ou a localização destes no vale.

2.1.3 Tipologias de níveis deposicionais fluviais

Na literatura, os tipos de terraços são identificados de acordo com a relação estabelecida entre os registros deposicionais, e não entre as formas. Considerando a distribuição espacial dos níveis deposicionais ao longo dos vales, pode-se diferenciá-los em dois tipos: pareados (Figura 1a) e isolados (Figura 1b).

Figura 1: Representação esquemática de níveis deposicionais pareados (a) e isolados (b).



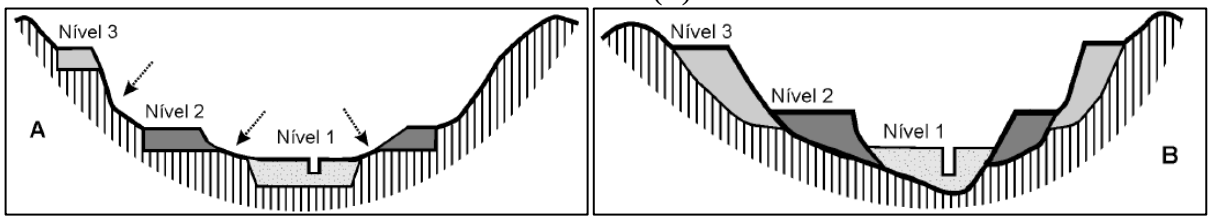
Fonte: Huggett, 2002, p. 228.

O tipo isolado é caracterizado pela falta de um par correlato nas duas margens de um vale, ou seja, são níveis deposicionais identificados apenas em uma margem do curso d'água. Os níveis

pareados, parelhados ou correspondentes são aqueles correlatos identificados nas duas margens (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981). Huggett (2002) associa a gênese dos terraços pareados a ambientes em que a incisão fluvial foi mais rápida que a migração lateral do canal. Já os terraços isolados estariam associados a locais onde o curso d'água se move lateralmente mais rápido do que ocorre a incisão, o que possibilita a mobilização dos materiais de uma margem, pelo menos. Charlton (2008) também relata que os terraços isolados são mais comuns e estão associados à incisão vertical do canal, sincrônico à sua migração lateral.

Considerando a relação topográfica entre os níveis deposicionais, eles podem ser classificados como: escalonados, encaixados (ou parcialmente embutidos) e embutidos. Os níveis escalonados (Figura 2a) e encaixados (Figura 2b) resultam do entalhe do curso fluvial no substrato rochoso. Desse modo, após um longo período de migração lateral e abertura do vale, o curso fluvial passa por uma fase de incisão vertical mais intensa, que promove o aprofundamento da calha e permite o abandono da planície que estava sendo formada. O que diferencia os níveis escalonado e encaixado é a magnitude do encaixamento. O nível escalonado resulta da exposição do substrato rochoso entre o nível mais antigo e o mais recente, a partir de um maior aprofundamento do canal. O nível encaixado apresenta um pacote fluvial que recobre o substrato rochoso, impedindo a exposição do substrato entre o nível mais antigo e o mais recente, resultado de uma incisão não muito profunda.

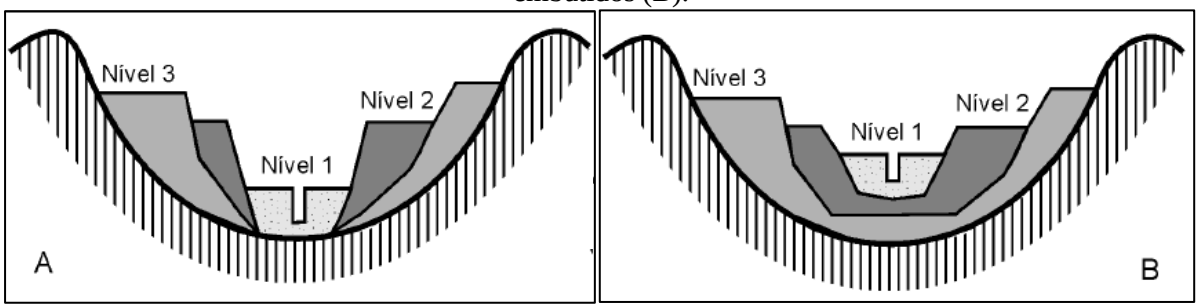
Figura 2: Representação esquemática da distribuição dos níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados (B).



Fonte: Barros, 2011, p. 23.

A gênese dos níveis embutidos (Figura 3a) está associada à sucessão de fases com diferentes regimes hidrossedimentológicos, sem a incisão da rede de drenagem. Nesse caso, os níveis deposicionais compartilham a mesma base do nível deposicional mais antigo ou o nível mais recente se encontra envolto pelos sedimentos do nível mais antigo (nível integralmente embutido – Figura 3b). As alterações das condições ambientais que interferem no comportamento hidrodinâmico dos cursos d'água e geram os níveis embutidos podem estar relacionadas a capturas fluviais, influências tectônicas ou mudanças no regime climático.

Figura 3: Representação esquemática dos níveis deposicionais embutidos (A) e integralmente embutidos (B).



Fonte: Barros, 2011, p. 24.

2.2 Luminescência opticamente estimulada

Sallun *et al.* (2007) afirmam que mais de 40 técnicas podem ser aplicadas à datação de materiais associados a eventos do Quaternário. De acordo com Guedes *et al.* (2011), as duas técnicas de geocronologia absoluta mais empregadas em estudos do Quaternário são a datação por luminescência e o ^{14}C, destacando as datações de sedimentos eólicos, praiais e fluviais. Segundo os autores, o ^{14}C é a técnica frequentemente mais adotada, no entanto, conforme lembram Lian e Roberts (2006), sua utilização é útil para datações de até 60 mil anos. A luminescência fornece idades de deposição com maior amplitude temporal (GUEDES *et al.*, 2011). Entretanto, devido ao limitado conteúdo orgânico disponível nos depósitos fluviais, a técnica do o ^{14}C é mais restrita, além da maior dificuldade de preservação de material orgânico em ambientes quentes e úmidos (SALLUN *et al.*, 2007). Nas últimas décadas, a datação através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) tem se consolidado como uma alternativa às datações por radiocarbono (SALLUN *et al.*, 2007). A LOE é uma técnica geocronológica baseada na luminescência de minerais comuns em sedimentos siliciclásticos, como o quartzo e o feldspato, o que tem favorecido a rápida ampliação da utilização da técnica em estudos geomorfológicos, sedimentológicos, arqueológicos, entre outros (LIAN; ROBERTS, 2006; DULLER, 2004).

De acordo com Lian e Roberts (2006), a datação por luminescência é utilizada para obter o tempo decorrido desde a última exposição dos sedimentos à radiação solar ou ao calor. Guedes *et al.* (2011) explicam que a luminescência constitui um fenômeno de emissão de luz por materiais que foram expostos à radiação ionizante e, em seguida, foram submetidos a um agente excitante. Os tipos mais comuns de luminescência e os métodos associados são o óptico (LOE ou LERI – Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos), o térmico (Termoluminescência – TL), o químico (Quimioluminescência), entre outros. De modo geral, a intensidade da luz emitida é proporcional à quantidade ou dose de radiação ionizante

absorvida durante a exposição. Lian e Roberts (2006) ainda afirmam que a datação por luminescência funciona tanto para amostras novas como para aquelas com centenas de milhares de anos, embora o limite superior teórico chegue a alguns milhões de anos. Walinga (2002), esclarece que o quartzo permite encontrar idade de até 150 mil anos, enquanto para o feldspato pode chegar a 1 milhão de anos.

Ao serem transportados, os sedimentos são expostos à luz solar e ocorre o fotoesvaziamento, restando apenas o nível de LOE residual. Ao encerrar o processo de transporte e ao ser depositado e soterrado, os sedimentos ficam protegidos da radiação solar, tendo início o acúmulo de energia proveniente da radiação ionizante ambiental (GUEDES *et al.*, 2011).

De acordo com Lian e Roberts (2006), os minerais possuem defeitos estruturais e impurezas químicas que podem atuar como armadilhas para elétrons livres, produzidos quando os grãos minerais de interesse são expostos à radiação ionizante. A ionização dos átomos e moléculas de um mineral ocorre pela interação do mineral com partículas e radiações provenientes de raios cósmicos e também da desintegração de isótopos de elementos naturais (U^{235},U^{238}, Th^{232} e K^{40}) e de seus filhos radioativos, situados no seu interior ou nas vizinhanças (MISSURA; CORRÊA, 2007; SALLUN *et al.*, 2007). A luminescência resulta da ejeção de elétrons dessas armadilhas devido à estimulação externa por algum agente. Depois da liberação, os elétrons são recombinados com as lacunas e emitem luminescência (LION, ROBERTS, 2006). A intensidade da emissão da luz (LOE) é proporcional à dose de radiação previamente recebida pelo cristal, conforme Equação 1:

$$\boldsymbol{I = \frac{D_e}{T}} \qquad \textbf{Equação 1}$$

Onde I corresponde à idade, D_e é a dose acumulada ou paleodose e T é a dose ambiental. A dose ambiental é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos (^{238}U, ^{232}Th e ^{40}K) além da contribuição da radiação cósmica (MAIA *et al.*, 2011).

A meia vida dos radionuclídeos citados é bastante longa se considerada a escala temporal da datação por luminescência e a sua contribuição para a taxa de dose é considerada relativamente constante quando as características físicas e químicas dos sedimentos não mudam. Isso também é válido para a radiação cósmica, cuja taxa de dose pode ser estimada ao medir a concentração dos radionuclídeos nos sedimentos e através do cálculo da radiação cósmica (GUEDES *et al.*, 2011). Os autores ainda relatam que as principais variações da dose anual de radiação se relacionam às características químicas e físicas dos sedimentos, como a umidade, a alteração da mineralogia ocorridas devido aos processos de deposição ou pós-deposicionais.

A datação por LOE permite a identificação do último evento deposicional que expôs o grão de quartzo à luz solar. Conforme Maia *et al.* (2011) e Walinga (2002), a exposição dos minerais à luz solar promove a descarga do aprisionamento de carga, o que é denominado de branqueamento ou zeramento do sinal de luminescência. Ao ser depositado ao abrigo da luz, inicia-se uma nova acumulação desse sinal no mineral, a qual durará enquanto este estiver recoberto e mantido fora do alcance da luz solar (CORRÊA *et al*., 2008). De modo geral, o sinal luminescente cresce de forma proporcional em relação à dose de radiação incidente e com o tempo de irradiação. Isso permite que o tempo transcorrido desde a última vez que a população de elétrons foi liberada seja calculado por meio da medição laboratorial da luz emitida em resposta ao estímulo óptico fornecido (WALLINGA, 2002).

De acordo com Lian e Roberts (2006) é possível aplicar duas técnicas para a leitura da luminescência (tempo de liberação de luz a partir do estímulo luminoso): a de alíquota múltipla (*multiple aliquot regenerative*-dose – MAR); ou a de alíquota única (*single aliquot regenerative*-dose – SAR). Essas técnicas se diferenciam pela quantidade de alíquotas utilizados no processo. A técnica LOE/MAR utiliza entre 20 e 40 grãos minerais ao mesmo tempo, que recebem diferentes doses de radiação em laboratório e permite delinear uma "curva de crescimento", que representa a resposta da luminescência do material à radiação. Como a técnica utiliza vários grãos, que podem ter sido expostos heterogeneamente à luz solar, a idade obtida pode representar apenas uma média das idades dos grãos, o que pode conferir pouca confiabilidade às idades obtidas em alguns casos. A técnica LOE/SAR, por outro lado, faz várias medidas sobre grãos individuais de única amostra, determinando uma idade média entre 10 a 20 alíquotas. Assim, são feitas 10 a 20 curvas de calibração e são encontradas 10 a 20 idades, o que permite a diminuição de erro nas medidas. Como nesse protocolo apenas uma alíquota de aproximadamente 7 mg é utilizada para a determinação de cada Paleodose, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE será a mesma utilizada nas outras etapas de irradiação para a construção da curva de calibração. Essa técnica permite identificar os grãos que melhor representam a idade do depósito, de acordo com o esvaziamento do sinal de luminescência e é considerado o protocolo com melhores resultados para depósitos fluviais (WALINGA, 2002). Por esses motivos, a datação pela técnica LOE/SAR se apresenta como mais adequada e possibilita a obtenção de idades mais confiáveis.

2.3 Índices morfométricos

Segundo Christofoletti (1999), a análise morfométrica pode ser definida como a análise quantitativa da configuração dos elementos que constituem o modelado da superfície terrestre, possuindo estreita relação com as vertentes, a rede hidrográfica e a bacia de drenagem. Florenzano (2008) assevera que a morfometria diz respeito aos aspectos quantificáveis do relevo, cujas variáveis se relacionam a medidas de altura, comprimento, largura, extensão da superfície, volume, entre outros atributos. A partir desses dados e de sua análise integrada, tem-se a possibilidade de compreender melhor as características do relevo.

Considerando a atuação dos cursos fluviais na esculturação do relevo, Barbosa e Furrier (2011) destacam o papel dos índices morfométricos nos estudos geomorfológicos devido à sua capacidade de elucidação e auxílio na compreensão de diversas questões geomorfológicas. A análise morfométrica é realizada prioritariamente em gabinete, representando uma importante ferramenta de análise geomorfológica que possibilita a verificação dos comportamentos diferenciados dos cursos d'água, das bacias hidrográficas e do relevo. A partir desse tipo de investigação, é possível estabelecer pontos ou áreas na bacia hidrográfica ou trechos dos canais fluviais que merecem maior atenção em campo, por exemplo. Segundo Antonelli e Thomaz (2007), ao combinar diferentes parâmetros morfométricos é possível estabelecer diferenças entre áreas homogêneas, obtendo indicadores físicos específicos para um determinado local.

A partir da apresentação de leis principais de desenvolvimento dos rios e de suas bacias hidrográficas por Horton (1945), o uso de índices morfométricos se tornou mais intenso. Tais proposições tiveram como objetivo ampliar a compreensão da evolução das bacias hidrográficas e de suas redes de drenagem. Segundo Christofoletti (1980), a análise morfométrica de bacias e redes hidrográficas constitui uma ferramenta importante para a Geomorfologia Fluvial, auxiliando na compreensão acerca de várias questões inerentes à Geomorfologia. No contexto de evolução dos sistemas informacionais e de sua utilização nos estudos ambientais, Cherem (2008) aponta para a expansão dos estudos morfométricos, para o desenvolvimento de novos índices e parâmetros morfométricos, bem como para as novas interpretações a respeito da análise quantitativa das bacias e redes de drenagem.

De acordo com Bertolini (2015), a análise morfométrica sintetiza informações sobre a organização das formas do relevo e reflete, em certa medida, a energia que percorreu o sistema no passado ou que condicionam o trânsito de energia na atualidade. Cherem (2008) destaca que a bacia hidrográfica é um dos recortes espaciais mais utilizados nos estudos morfométricos,

reunindo interpretações que envolvem a rede hidrográfica e o arranjo das vertentes. A análise morfométrica é realizada através da leitura dos atributos desses elementos que, correlacionados entre si e com o relevo, geram os parâmetros morfométricos, os quais podem ser reunidos em três grupos: lineares – relacionados apenas aos atributos da rede de drenagem; zonais – relacionados aos atributos da rede de drenagem e das áreas não hidrográficas do relevo, como os topos e encostas; e hipsométricos – relacionados ao relevo e às suas interações com a rede de drenagem e a bacia hidrográfica.

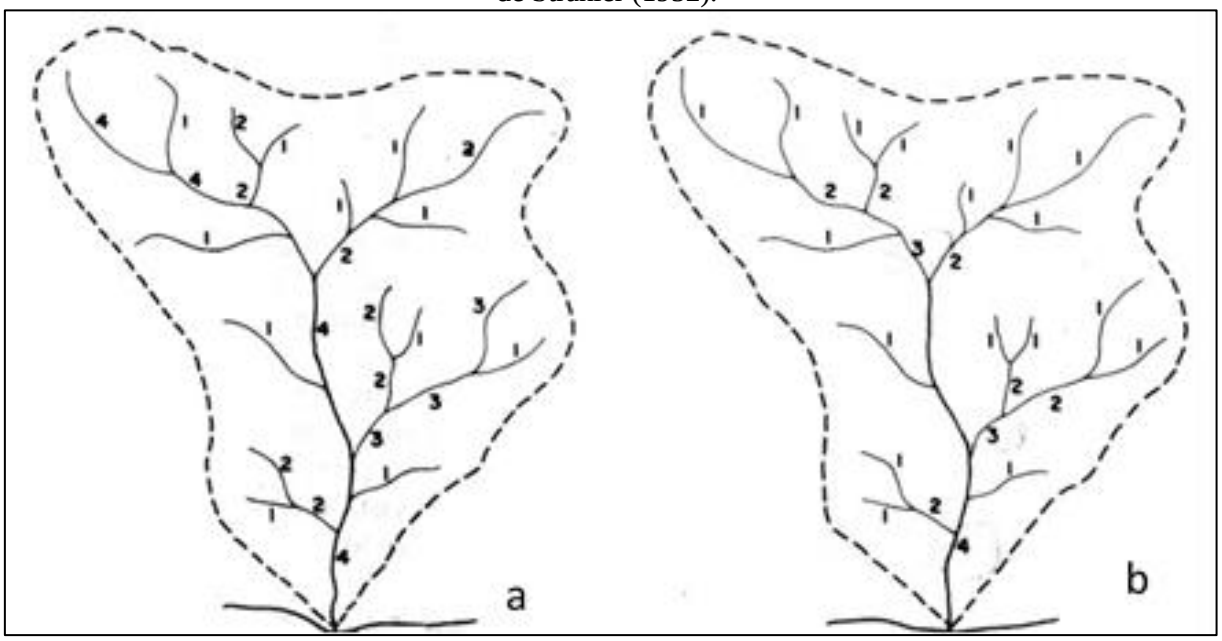
A seguir, são apresentados os índices morfométricos aplicados nesse estudo.

2.3.1 Hierarquia fluvial

A hierarquia fluvial consiste na classificação de determinado segmento da rede de drenagem (ou da área que ele drena) na bacia hidrográfica, considerando sua relação com os outros cursos fluviais. Embora se trate de um procedimento simples, a hierarquização é importante por tornar mais fácil e objetivo os estudos morfométricos (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A hierarquização da rede de drenagem elaborada por Horton (1945), considera que os canais de primeira ordem não possuem tributários, ou seja, são os canais de cabeceiras de drenagem (Figura 4a). Contudo, nem todos os canais de cabeceiras correspondem a canais de primeira ordem, já que os canais de maior hierarquia se estendem até a cabeceira de maior extensão. Os canais de segunda ordem recebem apenas tributários de primeira ordem; os canais de terceira recebem um ou mais tributários de segunda ordem e podem receber tributários de primeira ordem e assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980). A proposta mais utilizada foi elabora por Strahler (1952) e considera que todos os canais que não possuem tributários (canais de cabeceiras) são de primeira ordem (Figura 4b). Os canais de segunda ordem resultam da confluência de dois canais de primeira ordem, os de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem e assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Figura 4: ordem ou hierarquia fluvial de acordo. Em A, proposta de Horton (1945) e em B, proposta de Strahler (1952).



2.3.2 Perfis longitudinais dos canais fluviais

Huggett (2002) descreve o perfil longitudinal de um rio como o gradiente de sua linha de superfície da água da nascente até a foz, sendo que sua forma côncava ou convexa tem relação com as condições do leito, podendo revelar as condições de litoestruturais ou tectônicas. Os perfis longitudinais podem ser utilizados para a identificação de anomalias na rede de drenagem, as quais podem ser verificadas pela existência de rupturas de declive ou *knickpoints* (SEEBER; GORNITZ, 1983; SILVA *et al.*, 2006; ZANCOPE *et al.*, 2009).

Os perfis longitudinais podem ser utilizados para investigar o estágio de evolução das paisagens, bem como a subsidência ou o soerguimento tectônico, as variações na resistência litológica ou mudanças no nível de base (PHILLIPS; LUTZ, 2008). Essas possibilidades de análise geomorfológica a partir do perfil longitudinal estão relacionadas ao fato de os cursos fluviais se destacarem entre os agentes morfogenéticos, uma vez que respondem às mais diferentes alterações ambientais, conforme Bertolini (2015). Ao sobrepor o gráfico do perfil longitudinal e a linha de melhor ajuste é possível definir de forma genérica áreas de subsidência e de soerguimento, bem como as áreas de estocagem de sedimentos (SOUZA *et al.*, 2010).

2.3.3 Relação declividade-extensão – RDE

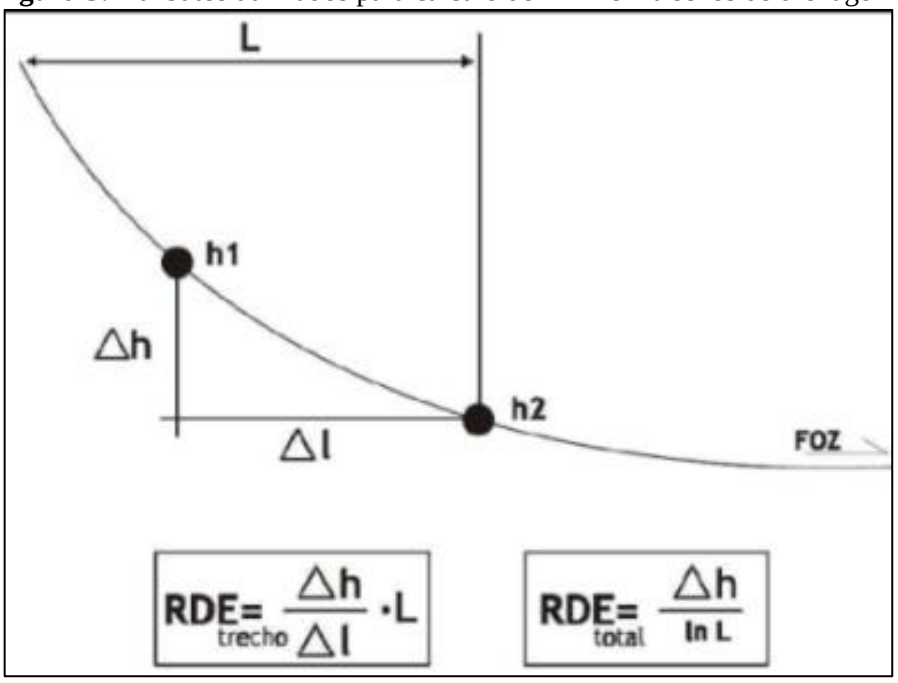
Outra forma de identificar anomalias na rede de drenagem é através do cálculo da Relação declividade-extensão (RDE), um índice proposto por Hack (1973) que possibilita a análise de perfis longitudinais de canais fluviais ou de trechos selecionados. Segundo Fujita (2009), ele auxilia na identificação de anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal do canal fluvial. Esse parâmetro é calculado com as seguintes Equações (2 e 3):

$$\boldsymbol{RDE\ total} = \frac{\Delta \boldsymbol{H}}{\ln \boldsymbol{L}} \qquad \textbf{Equação 2}$$

$$\boldsymbol{RDE\ trecho} = \left(\frac{\Delta \boldsymbol{H}}{\Delta \boldsymbol{l}}\right) \boldsymbol{L} \qquad \textbf{Equação 3}$$

Onde ΔH é igual à diferença altimétrica entre os extremos do canal ou do trecho analisado, ln L é o logaritmo natural, L é a extensão total do canal e Δl é a extensão do trecho analisado (Figura 5).

Figura 5: Atributos utilizados para cálculo do RDE em trechos de drenagem.



Fonte: Etchebehere (2000).

A relação entre RDEtrecho/RDEtotal permite a identificação de anomalias existentes no perfil longitudinal. Queiroz *et al.* (2015) propuseram uma subdivisão dos valores dessa relação, onde trechos com valores até 2 são considerados não anômalos, trechos cujos valores variam entre 2 e 10 possuem anomalias de 2ª ordem e trechos que apresentam valores superiores a 10 possuem anomalias muito significativas, de 1ª ordem.

Fujita (2009) destaca que o RDE tem sido bastante utilizado para investigar a evolução da rede de drenagem, o seu substrato litológico e as possíveis interferências de atividades tectônicas. Em trabalhos como o de Etchebehere *et al.* (2004), o RDE foi utilizado e seus resultados relacionados à atividade neotectônica. Em trabalhos como o de Camolezi *et al.* (2012), o RDE ao ser utilizado serviu para discutir a influência da estrutura sobre a rede de drenagem.

2.3.4 Relação de relevo

A relação de relevo (Rr), proposta por Schumm (1956), estabelece a relação entre a amplitude altimétrica da bacia hidrográfica e o comprimento do canal principal. Seu cálculo é realizado através da Equação 4. Valores mais baixos indicam menor energia disponível para a atuação dos processos geomorfológicos, enquanto valores mais elevados indicam maior energia disponível.

$$\boldsymbol{Rr = \frac{\Delta a}{L}} \qquad \textbf{Equação 4}$$

Neste cálculo, Δa corresponde à amplitude altimétrica e L é o comprimento do canal principal. A relação de relevo é utilizada como um indicativo da capacidade energética dos cursos fluviais de uma bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.3.5 Índice de sinuosidade

O Índice de sinuosidade (Is) consiste na relação entre o comprimento do canal principal e a distância do eixo do vale e foi inicialmente proposto por Horton (1945). Esse índice demonstra o grau de divagação de um curso fluvial. Este parâmetro é dado pela Equação 5:

$$\boldsymbol{Is = \frac{L}{d_v}} \qquad \textbf{Equação 5}$$

Onde L representa o comprimento total do canal principal e d_v corresponde à distância vetorial entre os pontos extremos do canal. De acordo com Alves e Castro (2003), os valores próximos de 1 indicam canais mais retilíneos, onde pode ser possível verificar um controle estrutural mais importante ou uma elevada capacidade energética. Os valores superiores a 2 indicam canais mais sinuosos, aos quais é possível verificar menor capacidade energética. Já os valores entre 1 e 2 indicam canais em estágio transicional entre cursos d'água retilíneos e sinuosos. Para Christofoletti (1980), o Is de 1,5 representa o limite inferior para os cursos fluviais meandrantes. De modo complementar, Lana (2004) afirma que a sinuosidade dos canais pode ser relacionada

à carga sedimentar, à compartimentação litológica, à estrutura geológica e à própria declividade dos canais fluviais.

2.3.6 Densidade de drenagem

A Densidade de drenagem (Dd) foi inicialmente definida por Horton (1945). Ela é a relação entre o comprimento total dos canais de uma bacia hidrográfica e a área total dessa bacia hidrográfica, cujo cálculo é realizado utilizando a Equação 6:

$$\boldsymbol{Dd = \frac{L_t}{A}} \qquad \textbf{Equação 6}$$

Onde L_t representa o comprimento total dos canais e A expressa a área total da bacia hidrográfica. Segundo Christofoletti (1980), em um mesmo ambiente climático, a densidade de drenagem pode refletir o comportamento hidrológico das rochas. Nesse sentido, em áreas com rochas menos permeáveis o volume de escoamento superficial tende a ser maior, resultando na formação de mais canais e aumentando a densidade de drenagem. Por outro lado, em ambientes com rochas mais permeáveis, mais porosas, há a tendência de maior infiltração da água, resultando na redução do número de canais e reduzindo a densidade de drenagem.

Hiruma e Ponçano (1994), ao abordarem as relações entre a Dd e fatores geomorfopedológicos, consideraram esse parâmetro como um dos mais importantes na análise morfométrica. Os autores afirmam que, além das características das rochas quanto à permeabilidade, a Dd é influenciada pelo regime climático e pelas condições do relevo. Santos *et al.* (2005) utilizaram a Dd como um indicador da produção de sedimentos em bacias hidrográficas, revelando a versatilidade do respectivo parâmetro.

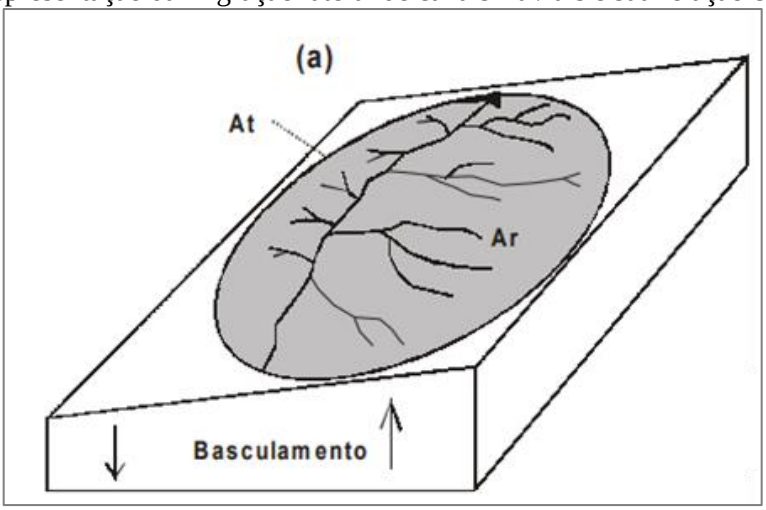
2.3.7 Fator de assimetria de bacia de drenagem – FABD

O FABD é um parâmetro proposto inicialmente por Hare e Gardner (1985), que consiste na divisão entre a área da margem direita pela área total da bacia hidrográfica e permite a identificação de deslocamentos laterais do canal principal em uma bacia. Seu cálculo é realizado pela seguinte Equação 7:

$$\boldsymbol{FABD = 100\ (Ra/Ta)} \qquad \textbf{Equação 7}$$

Onde Ra representa a área da bacia localizada na margem direita do canal e Ta representa a área total da bacia hidrográfica. De acordo com Camolezi *et al.* (2012), Salamuni *et al.* (2004), Rubin (1999) e Hare e Gardner (1985) afirmam que esse parâmetro tem sido utilizado como um indicador de condicionamento tectônico da drenagem (Figura 6). Esses autores apontam que valores próximos a 50 indicam que não houve migração lateral do canal significativa e valores próximos de zero ou de 100 indicam migração significativa do canal e isso pode ser interpretado como decorrente de movimentações tectônicas. O FABD deve ser analisado com cuidado e em conjunto com outros elementos da bacia hidrográfica, pois o deslocamento do canal principal pode estar associado a atuações tectônicas (basculamento) ou a processos fluviais internos (RUNBIN, 1999).

Figura 6: Representação da migração lateral de canais fluviais e sua relação com o FABD.



Fonte: Salamuni *et al.* (2004).

2.3.8 Fator de Simetria Topográfica Transversal

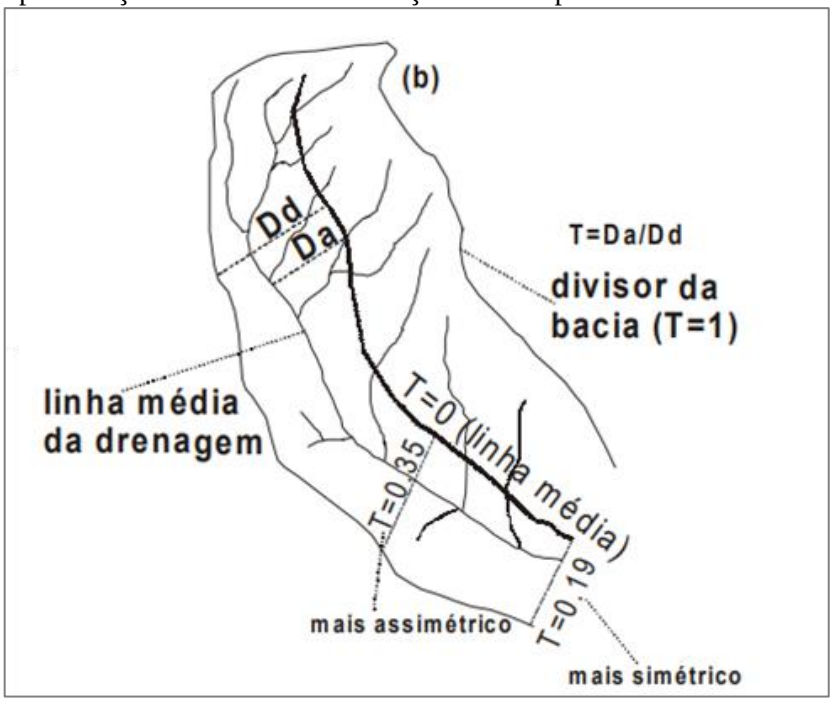
O FSTT, proposto por Cox (1994), é uma técnica mais apurada que permite a identificação de migrações laterais do canal de forma mais efetiva e a associação destas, caso existam, a movimentações tectônicas. Alves *et al.* (2014), utilizaram o FSTT na bacia Paraíba, no Nordeste do Brasil, e identificaram deformações tectônicas e influências da neotectônica no desenvolvimento da drenagem da área. A Equação 8 é utilizada para o cálculo desse parâmetro.

$$FSTT = Da / Dd \qquad \textbf{Equação 8}$$

Nesta equação, Da é a distância da linha média do eixo da bacia hidrográfica até a localização atual do canal e Dd corresponde à distância da linha média da bacia ao divisor hidrográfico da

bacia (Figura 7). De acordo com Salamuni *et al.* (2004), o FSTT parte do princípio de que a migração lateral do canal representa uma assimetria do perfil topográfico transversal. Ao realizar o cálculo, valores próximos de zero indicam que não houve alterações e à medida em que esse valor se aproxima de 1 aumenta também a assimetria da bacia. Firmino (2015) definiu três graus de anomalias em seu estudo, sendo que valores entre 0 e 0,4 representariam baixo grau de anomalia, entre 0,41 e 0,8 médio grau e acima de 0,81 alto grau.

Figura 7: Representação do FSTT e identificação dos componentes utilizados em seu cálculo.



Fonte: Salamuni *et al.* (2004).

CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

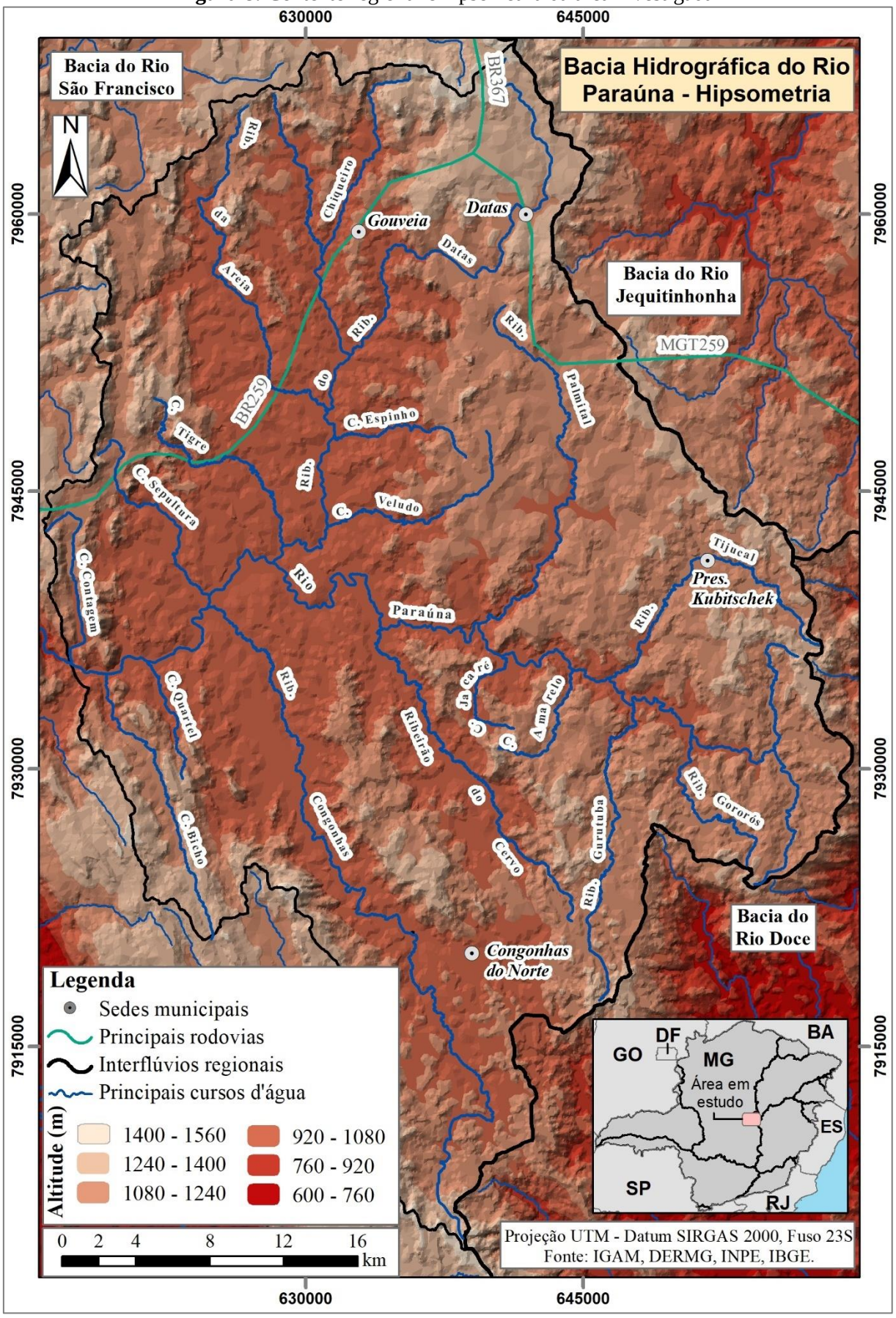
3.1 Localização da área e vales selecionados

O rio Paraúna é um dos afluentes da margem direita do rio das Velhas, desaguando no Baixo curso deste. O rio das Velhas desagua no rio São Francisco e este no Oceano Atlântico. A bacia hidrográfica do rio Paraúna está inserida em dois contextos geomorfológicos distintos. Uma parte, é composta pelos cursos d'água que drenam uma faixa prolongada de sentido norte-sul composta principalmente pela escarpa oeste da Serra do Espinhaço Meridional e uma faixa da depressão elaborada sobre as rochas do Grupo Bambuí. A outra parte da bacia corresponde à área drenada pelo Rio e seus tributários nas superfícies mais elevadas da Serra do Espinhaço Meridional, elaboradas sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço e do Complexo Gouveia.

A área investigada corresponde a parte da Serra do Espinhaço Meridional, especialmente a bacia do rio Paraúna desde suas nascentes, a leste, até a confluência com o córrego da Contagem, a oeste. Este compartimento integra a Cadeia do Espinhaço, um conjunto de terras elevadas que formam um importante divisor hidrográfico entre as bacias do rio São Francisco, a oeste, e as bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, a leste (VALADÃO, 2009).

A unidade de estudo fundamental nesta pesquisa é a parte da Serra do Espinhaço Meridional drenada pelo rio Paraúna e seus afluentes. No entanto, para subsidiar as discussões a respeito da evolução geomorfológica da região, outras unidades menores foram definidas, de acordo com a metodologia adotada. A figura 8 representa a localização da área de estudo, os principais cursos d'água e a hipsometria, destacando-se o patamar elevado na área investigada em relação às adjacências. As unidades espaciais mais importantes adotadas nesta pesquisa são os vales fluviais do rio Paraúna e de seus principais afluentes, nas quais foi realizado o levantamento dos níveis deposicionais fluviais, para subsidiar as interpretações acerca da evolução fluvial regional. Foram investigados em detalhe os vales dos ribeirões do Chiqueiro, da Areia, Datas, Congonhas e Palmital, dos córregos Rio Grande, do Tigre, da Sepultura e da Contagem, além do rio Paraúna. Para densidade de drenagem, a fim de subsidiar uma interpretação regional, foram selecionadas sub-bacias de terceira e quarta ordem do rio Paraúna e as sub-bacias adjacentes pertencentes às bacias dos rios Doce, Jequitinhonha e São Francisco. Para o cálculo do FSTT e do FABD foram definidas como unidades espaciais as sub-bacias do rio Paraúna de terceira ordem ou superior.

Figura 8: Contexto regional e hipsometria da área investigada



Fonte: elaborado pelo autor.

Com relação ao acesso, destaca-se que os vales dos afluentes de margem direita do ribeirão do Chiqueiro, e os vales dos ribeirões Datas, Palmital, além dos córregos da Contagem e da Sepultura se localizam próximos a rodovias pavimentadas, o que facilita o acesso. O acesso a grande parte do vale do ribeirão Palmital e de todo o vale do rio Paraúna e do ribeirão Congonhas é realizado por estradas sem pavimentação. No entanto, outros vales da região não possuem acesso ou as estradas estão sem manutenção, o que inviabiliza o acesso.

3.2 Aspectos geológicos

De acordo com Abreu e Renger (2002) e Saadi (1995), a Serra do Espinhaço Meridional representa um orógeno de colisão, cuja faixa orogênica possui direção NNW-SSE, limitada a sudeste pelo Cráton do São Francisco e cuja reativação teria ocorrido no fim do Neoproterozóico. No entanto, a evolução geológica da região é um tema controverso. Silva (1998) e Renger e Knauer (1995) apresentam de forma sintética as contraposições entre duas proposições. De um lado, um grupo de pesquisadores preconiza a ocorrência de um evento orogenético (Orogênese Espinhaço) entre os eventos Transamazônico e Brasiliano que teria afetado a região. Segundo Silva (1998) não há confirmação sobre a existência dos registros de tal evento e os depósitos de cobertura e o embasamento apresentam deformação e metamorfismo associado à compressão ocorrida durante a orogênese Brasiliana. Assim, a evolução sedimentar teria ocorrido entre 1,8 e 0,6 Ga, correspondendo às idades das orogêneses Transamazônica e Brasiliana, respetivamente. O outro grupo, com justificativas como a do referido autor, consideram a ocorrência de apenas um evento deformacional com transporte de massa de leste para oeste, de idade Brasiliana (RENGER; KNAUER, 1995). Apesar das discussões acerca do modelo de evolução geotectônico para a Serra do Espinhaço Meridional, o fato é que sua evolução geotectônica Proterozoica foi responsável pelo quadro litoestrutural que tem influenciado na evolução geomorfológica regional.

A Serra do Espinhaço Meridional é um dos compartimentos tectônicos da Faixa Araçuaí, denominado Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional. Esse cinturão, cujos planos exibem direções N-S e mergulhos que variam de moderados a altos, margeia, a leste, o Cráton do São Francisco. Sua litologia é composta por rochas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento, rochas supracrustais dos supergrupos Espinhaço e São Francisco e intrusões máficas pós-Espinhaço (CORDEIRO *et al.*, 2008; ALKMIN *et al.* 2007).

Segundo Knauer (2007), a estruturação da Serra do Espinhaço Meridional é composta por um sistema de falhas inversas ou de empurrão e zonas de cisalhamento dúctil, com orientação N-S. Predominam falhas de empurrão e dobras com orientação preferencial N-S, associadas a um encurtamento geral de sentido E-W (ALKMIN *et al.* 2007). As principais estruturas regionais são os empurrões e dobras com vergência para oeste. No contato entre o Cráton do São Francisco e a Serra do Espinhaço, observa-se uma feição morfotectônica típica de *front* de cavalgamento, que separa o cráton do dobramento. Na borda leste, um conjunto de falhas com caráter e importância variáveis, compõem o cinturão de cavalgamentos na região próxima à zona proximal da colisão continental que edificou o Orógeno Espinhaço (SAADI, 1995).

De acordo com Saadi (1995), a história sedimentar proterozoica foi responsável por quatro grandes unidades litoestratigráficas que exercem grande influência sobre a evolução geomorfológica regional. A morfogênese regional seria controlada, em grande parte, pelas diferenças de comportamento dessas unidades em relação aos processos intempéricos e erosivos. Entre as litologias que compõem a Serra do Espinhaço e suas margens, destacam-se: uma unidade predominantemente quartzítica, do Supergrupo Espinhaço; os diques e sils de rochas metabásicas que recortam as rochas do supergrupo; uma unidade predominantemente xistosa do Grupo Macaúbas; e uma unidade formada pelas rochas pelito-carbonáticas do Grupo Bambuí.

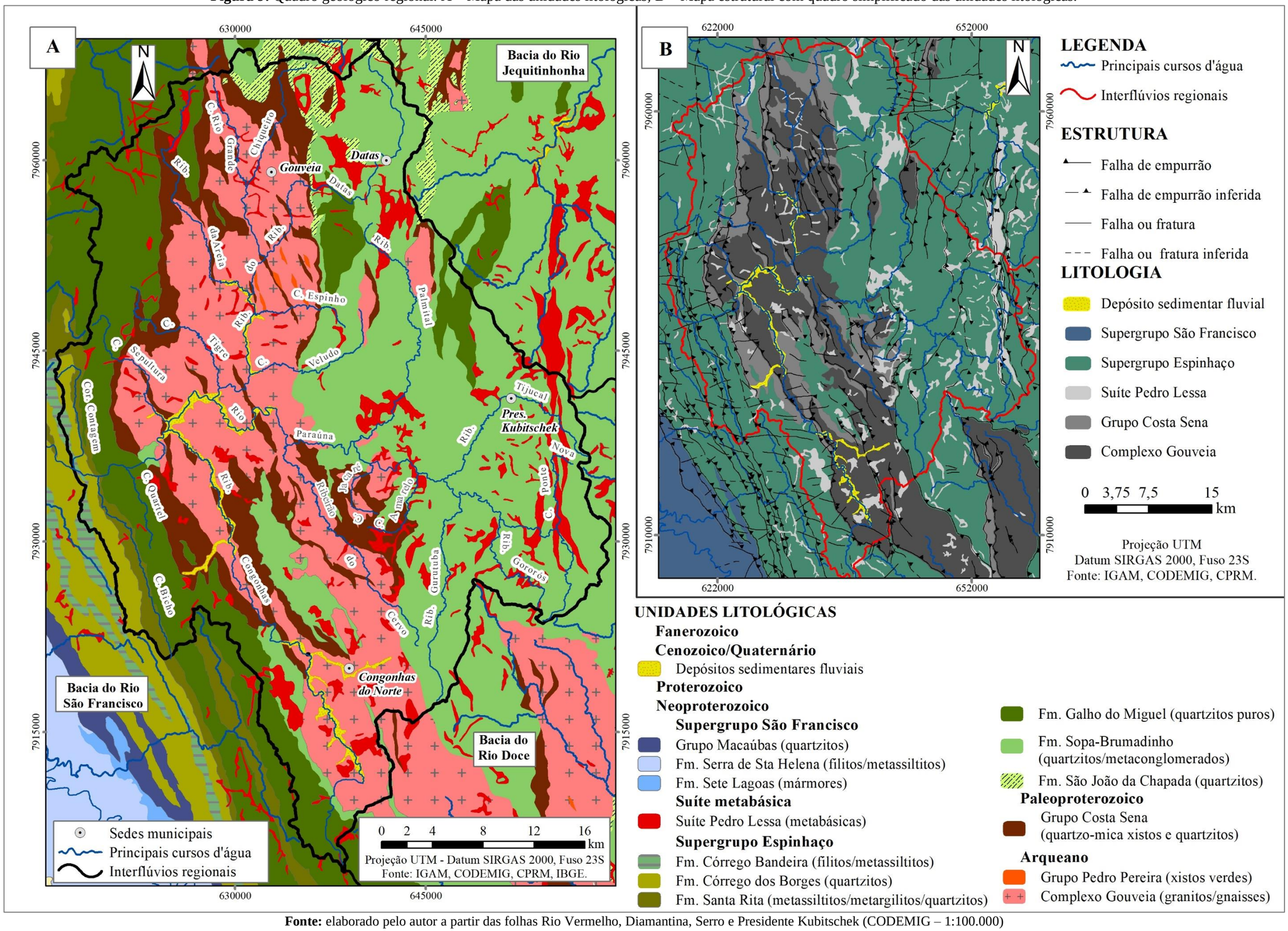
A geologia da Serra do Espinhaço Meridional é fortemente marcada pela presença de quartzitos. Em todo o compartimento, trata-se de uma cobertura rígida, mas densamente fraturada e cisalhada. As cristas, as escarpas e os vales profundos adaptados às direções tectônicas e estruturais são resultantes da esculturação realizada pelos cursos de água. A dissecação do planalto foi responsável pela elaboração de áreas deprimidas, como a Depressão de Gouveia, nas quais rochas granitoides, metassedimentares e metavulcânicas sustentam outras formas de relevo, como as colinas policonvexas mais ou menos suavizadas (SAADI, 1995).

O Quadro 1 apresenta a coluna estratigráfica da área estudada e a Figura 9 representa o quadro litoestrutural da área de estudo e adjacências. A Serra do Espinhaço Meridional é composta essencialmente por litologias do Supergrupo Espinhaço, marcado por um complexo quadro litoestrutural. Entre as litologias, destacam-se principalmente rochas quartzíticas, filíticas, conglomeráticas e vulcânicas de caráter básico e ácido (ALMEIDA-ABREU, 1995). A oeste do cinturão de cavalgamentos, ocorrem as rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Bambuí. Já na porção leste localizam-se principalmente granitos, gnaisses e granitoides arqueanos do embasamento cristalino (GROSSI-SADI *et al.*, 1997).

Quadro 1: Coluna litoestratigráficas da área investigada – adaptado de Knauer e Fogaça (2012).

FANEROZOICO	**CENOZÓICO**			Quaternário: Aluviões: depósitos estratificados de areias finas até grossas, podendo apresentar horizontes de cascalhos.
				Coberturas superficiais, eventualmente com material aluvionar associado.
PROTEROZOICO	**NEOPROTEROZÓICO**	**SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO**	**GRUPO BAMBUÍ**	**Formação Serra de Santa Helena:** Filitos e metassiltitos laminados, apresentando tons avermelhados quando alterados.
				Formação Sete Lagoas: Mármores calcíticos, tipicamente bandados, com níveis finos milimétricos.
			GRUPO MACAÚBAS	Quartzitos bandados de finos até grossos, eventualmente ferruginosos e/ou feldspáticos, que gradam verticalmente para metassiltitos. Intercalações de metadiamictitos são comuns.
		Suíte Pedro Lessa: Diques e soleiras de metabásicas: intrusivas (metadiabásios e metagabros), tardi-tectônicas (pós Espinhaço).		
	MESOPROTEROZOICO	**SUPERGRUPO ESPINHAÇO**		**Formação Córrego Bandeira**: Filitos, metassiltitos e metargilitos com nível mediano de quartzitos finos e estratificações e laminações cruzadas e lenticulares.
				Formação Córrego dos Borges: Quartzitos laminados com canais de erosão (porção basal) e quartzitos médios micáceos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e, localmente, com lentes de metabrecha monomítica intraformacionais.
				Formação Santa Rita: Metassiltitos, metargilitos e quartzitos sericíticos em arranjo rítmico, com estratificações e laminações plano-paralelas, irregulares, lenticulares e flaser.
				Formação Galho do Miguel: Quartzitos puros (raramente micáceos), finos, com mega-estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e marcas ondulares.
				Formação Sopa Brumadnho: Conjunto heterogêneo com frequentes variações faciológicas laterais e verticais de filitos e quartzitos finos a médios (porção inferior), quartzitos médios a grosseiros, em parte ferruginosos e micáceos, filitos, lentes métricas de metaconglomerados mono e polimíticos diamantíferos (horizonte médio) e metassiltitos metargilitos e metabrechas polimíticas (porção superior). Filitos hematíticos podem ocorrer nos níveis inferior e mediano da unidade.
				Formação São João da Chapada: Quartzitos médios, bimodais, com estratificação cruzada tabular e acanalada, contendo um nível basal de metabrechas e metaconglomerados polimíticos, ao qual se superpõe um horizonte sin-sedimentar de vulcânicas de filiação básica (filitos hematíticos e subordinadamente xistos verdes).
	PALEO-PROTEROZOICO			**Grupo Costa Sena:** Quartzo xistos, quartzo-mica xistos com ou sem cianita, clorita-quartzo xistos, localmente com formação ferrífera e metavulcanitos ácidos (Formação Barão de Guaicuí) com passagens gradacionais para quartzitos micáceos de metaconglomerado polimíctico (Formação Bandeirinha)
ARQUEANO	**Grupo Pedro Pereira:** Metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas, com intercalações de metassedimentos químicos, especialmente formações ferríferas bandadas. **Complexo Gouveia:** Associação de rochas graníticas sensu lato (granodioritos, monzogranitos) predominando sobre migmatitos e anfibolitos. Em faixas cisalhadas ocorrem protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos.			

Figura 9: Quadro geológico regional. A – Mapa das unidades litológicas; B – Mapa estrutural com quadro simplificado das unidades litológicas.



Fonte: elaborado pelo autor a partir das folhas Rio Vermelho, Diamantina, Serro e Presidente Kubitschek (CODEMIG – 1:100.000)

Complexo Gouveia

As rochas do Complexo Gouveia afloram em uma faixa prolongada de direção geral N-S, associada aos vales fluviais dos ribeirões do Chiqueiro, Congonhas e do Cervo, além do córrego da Sepultura e de um trecho do vale do rio Paraúna. De acordo com Silva (1998), o embasamento da região é Pré-Transamazônico, cujas idades variam entre 2,8 Ga, quando ocorreu a cristalização dos granitos, a 1,8 Ga, quando ocorreu seu metamorfismo, durante a Orogênese Transamazônica, constituído de granitos gnaisses, migmatitos, *greenstone*, granitoides intrusivos e corpos isolados de anfibolitos. Chaves e Coelho (2013) descrevem o Complexo Gouveia como o embasamento do Orógeno Araçuaí, juntamente com outros complexos da fachada oriental brasileira.

Grupo Pedro Pereira

Esse grupo é constituído por xistos verdes de composição básica e ultrabásica, sericita-quartzo xistos (metavulcânicas ácidas, em parte) e itabiritos. Ele é bastante restrito espacialmente e suas rochas afloram ao sul de Gouveia, cercado por rochas do Complexo Gouveia. São rochas cujas datações revelaram idades entre 2.971±16 Ma (KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

Grupo Costa Sena

O Grupo Costa Sena aflora margeando quase todo o Complexo Gouveia, com faixas mais largas a oeste do complexo. Ele é composto principalmente por quartzo-mica xistos e quartzitos. Há também a presença de rochas metavulcânicas félsicas, cujas datações apresentaram idades de 2.049±3 Ma. De modo geral, o Grupo Costa Sena encontra-se em uma posição intermediária, assentado sobre o Complexo Gouveia e capeado pelas rochas do Supergrupo Espinhaço (CORDEIRO *et al.*, 2008; KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Considera-se que o Supergrupo Espinhaço possui uma espessura estratigráfica preservada que alcança 3.000 m, cujas rochas são predominantemente metassedimentares siliciclásticas, ocorrendo em menor escala rochas metavulcânicas subordinadas e rochas carbonáticas no topo (MARTINS-NETO, 1998). Entre as proposições de subdivisão dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, destaca-se aquela realizada por Knauer (1990), que sugeriu uma divisão em três conjuntos: Grupo Guinda – formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho;

Formação Galho do Miguel; e Grupo Conselheiro Mata. Outros autores incluem no Grupo Guinda as formações Bandeirinha e Galho do Miguel, na base no topo, respectivamente. As datações revelam que o início da deposição dos sedimentos que compõem o Supergrupo Espinhaço ocorreu entre 1.752±2 e 1.711+8/-4 Ma (LOPES-SILVA; KNAUER, 2011).

Formação São João da Chapada

A Formação São João da Chapa integra o Grupo Guinda e suas rochas afloram ao norte e nordeste de Gouveia e de Datas. Ela é composta por quartzitos médios, metaconglomerados e metabrechas. Superpostas a estas rochas estão filitos hematíticos e xistos verdes (KNAUER, 2007; KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

Formação Sopa-Brumadinho

As rochas da Formação Sopa-Brumadinho se inserem no Grupo Guinda e afloram em grande parte da área investigada, sobretudo no setor oriental. Essa formação está posicionada quase que exclusivamente a leste do Complexo Gouveia. Na área investigada, essa formação possui três membros: na base o Membro Datas, composto por filitos, quartzo filitos e quartzitos finos; o Membro Caldeirões, composto por quartzitos, metaconglomerados e xistos verdes; e no topo o Membro Campo Sampaio, de ocorrência restrita, composto por filitos intercalados com quartzitos finos e metassiltitos e quartzitos (LOPES-SILVA; KNAUER, 2011).

Formação Galho do Miguel

Essa formação é constituída principalmente por quartzitos puros e finos, que se afloram predominantemente na borda oeste do Complexo Gouveia (KNAUER, 2007; KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

Formação Santa Rita

Essa formação é representada por estreitas faixas de direção geral N-S, que afloram associadas à Formação Galho do Miguel, na porção ocidental da área. Ela é composta por metassiltitos, metargilitos e quartzitos sericíticos (KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

Formação Córrego dos Borges e Formação Córrego da Bandeira

De acordo com Knauer e Grossi-Sad, 1997, as rochas dessa formação têm papel importante na sustentação da Serra do Cipó, modelando o escarpamento que separa a serra da depressão onde afloram as rochas do Grupo Bambuí. A Formação Córrego dos Borges é constituída por quartzitos laminados e quartzitos médios. Cunhas tectônicas de filitos da Formação Córrego da Bandeira afloram em faixas alongadas de direção N-S, envolvidas pelas rochas da Formação Córrego dos Borges.

SUÍTE METABÁSICA

Suíte Pedro Lessa

A Suíte Pedro Lessa corresponde a um conjunto de rochas metabásicas, composta de diques e soleiras intrusivas, predominando metadiabásios e metagabros, cuja gênese é posterior às últimas deformações do Espinhaço. Essas rochas apresentam idades de 903±3 Ma, que posteriormente foram metamorfisadas na fácies xisto verde (CORDEIRO *et al.*, 2008). As áreas onde as rochas dessa suíte afloram são descontínuas, predominando o maior número de manchas na parte oriental da área de estudo.

SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí

As rochas do Grupo Macaúbas afloram em uma estreita faixa a oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Ele é composto por quartzitos bandados que gradam para metassiltitos, sendo comum intercalações com metadiamictitos (LOPES, *et al.*, 2012).

A oeste da Serra do Espinhaço Meridional afloram as rochas do Grupo Bambuí, representado pelas formações Serra de Santa Helena e Sete Lagoas. A Formação Sete Lagoas é composta por mármores calcíticos, enquanto a Formação Serra de Santa Helena é composta por filitos e metassiltitos (KNAUER, GROSSI-SAD, 1997).

3.3 Aspectos fisiográficos

Regionalmente, a Cadeia do Espinhaço possui altitude média de 1.000 metros, ocupando parte do território de Minas Gerais e da Bahia, sendo possível dividi-la em duas partes, a Chapada Diamantina, ao norte, e a Serra do Espinhaço, ao sul. Esta, por sua vez, pode ser subdivida em

uma porção meridional e outra setentrional (KNAUER, 2007; SAADI, 1995). Embora a geometria encurvada seja resultado de um mesmo processo geotectônico, os dois planaltos que compõem a Serra do Espinhaço podem ser diferenciados tanto pela litoestrutura como pela morfologia. Os dois planaltos são separados por uma zona deprimida alongada, de direção SE-NO, ao norte do município de Diamantina (SAADI, 1995).

Em Minas Gerais, a Serra do Espinhaço Meridional pode ser considerada um planalto devido à sua morfologia, com forma de bumerangue, de direção geral N-S e a convexidade orientada para oeste (ALMEIDA-ABREU; RENGER, 2002; SAADI, 1995). O alinhamento N-S da Serra do Espinhaço é, na verdade, reflexo de uma série de linhas de cristas descontínuas, de padrão sub-ortogonal, de direções NE-SW e NW-SE. A Serra do Espinhaço Meridional possui altitude média de 1.250 metros, sendo que seu ponto mais elevado se encontra no município de Serro, onde o Pico do Itambé alcança 2.062 metros de altitude (NEVES *et al.*, 2005; SAADI, 1995).

A Serra do Espinhaço Meridional tem um comprimento de 300 quilômetros e cerca de 3,5 milhões de hectares (SILVA *et al.*, 2005). Esse compartimento se inicia na extremidade sul da serra, na região da Serra do Cipó, próximo de Belo Horizonte, cuja largura na região é de cerca de 30 quilômetros e aumenta rapidamente em direção ao norte. Em Santo Antônio do Itambé e Conselheiro Mata sua largura chega a 90 quilômetros (SAADI, 1995).

Segundo Salgado e Valadão (2003), a Depressão de Gouveia é um terreno rebaixado em relação ao seu redor, encravado na Serra do Espinhaço Meridional, drenada pelo ribeirão do Chiqueiro e seus afluentes. Do ponto de vista geológico, a Depressão de Gouveia é considerada uma janela estrutural do embasamento cristalino, embutida na referida Serra (CHAVES, COELHO, 2013). Salgado e Valadão (2003) destacam o papel da erosão diferencial na área, provavelmente a responsável por dois compartimentos geomorfológicos: o piso da Depressão e a superfície cimeira do Planalto. As feições existentes no piso da Depressão foram elaboradas sobre rochas do Complexo Gouveia, predominando granitos e gnaisses. Já o compartimento da superfície de cimeira tem como substrato os quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

Segundo Neves *et al.* (2005), o clima da Serra do Espinhaço Meridional pode ser considerado fortemente influenciado pelo fator orográfico, onde as zonas externas mostram um significativo aumento da temperatura média anual. O clima da região é mesotérmico, Cwb na classificação de Koppen, caracterizado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação e a temperatura médias anuais variam de 1250 mm a 1550 mm e 18º a 19ºC, respectivamente. Entre dezembro e janeiro as temperaturas chegam a 35ºC e em junho e julho alcançam 4ºC.

Em termos pedológicos, predominam solos arenosos e rasos associados principalmente ao material de origem. Os quartzitos são o principal tipo de rocha na região. Em diversas áreas são encontrados Neossolos Litólicos, Neossolos Quartzarênicos e Organossolos Mésicos. São solos sem aptidão agrícola, onde se desenvolvem vegetações de campo rupestre, campo limpo, cerrado rupestre e campo cerrado (SILVA, 2005). Nas depressões das superfícies planas, condições como a saturação hídrica, a elevada acidez, entre outras, favorecem o acúmulo de matéria orgânica, onde se formam os Organossolos. Nessas áreas também se localizam as turfeiras, muito comuns na Serra do Espinhaço (BENITES *et al.*, 2007, 2003; HORÁK *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2008).

Nas superfícies elevadas do Espinhaço Meridional, a formação das turfeiras está associada à acumulação sucessiva de material orgânico provenientes de plantas. Segundo Pontevedra-Pombal e Martinez Cortizas (2004), a umidade excessiva, o baixo pH e níveis de nutrientes e as temperaturas baixas contribuem para a inibição da atividade microbiana, responsável pela decomposição da matéria orgânica. Além disso, a matéria orgânica é humificada e, muito lentamente, mineralizada, gerando compostos de estruturas complexas. De acordo com Pereira *et al.* (2005), esses compostos são constantemente enriquecidos de carbono fixo.

Nas planícies de inundação e ambientes marginais fluviais é comum encontrar os Gleissolos e os Neossolos Flúvicos. A vegetação dessas áreas é composta por matas ciliares ou campos com espécies adaptadas à saturação hídrica. Há também manchas de Nitossolos, Argissolos e Latossolos. Esses solos apresentam moderada aptidão agrícola e são bastante vulneráveis aos processos erosivos. Nesses solos se encontram fragmentos de floresta estacional e de cerradão. Os solos com maior aptidão agrícola são alguns Latossolos e Cambissolos e correspondem às áreas mais ocupadas pelas atividades antrópicas (SILVA, 2005).

CAPÍTULO 4 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos adotados podem ser divididos em três categorias: gabinete, campo e laboratório. Os procedimentos de gabinete se referem à coleta de informações acerca da área de estudo em artigos científicos, produção de dados com uso de *softwares* de GIS e produção textual ao longo de toda a pesquisa. Os procedimentos de campo se concentraram na fase intermediária da pesquisa e estão diretamente relacionados ao levantamento de informações em campo, incluindo a identificação de depósitos fluviais, suas descrições, marcações de pontos com GPS e coleta de amostras de sedimentos. Os procedimentos de laboratório foram um desdobramento dos trabalhos de campo, fornecendo dados importantes que contribuíram com as interpretações sobre a evolução geomorfológica. Esses procedimentos foram iniciados na fase intermediária e concluídos na fase final da pesquisa. Ressalta-se que os procedimentos de gabinete, campo e laboratório não estão dissociados, são complementares e ocorreram simultaneamente durante grande parte da pesquisa. A integração entre esses procedimentos foi importante para que se realizasse um verdadeiro trânsito entre as escalas espaço-temporais de análise geomorfológica, permitindo a correlação de informações pontuais, lineares e zonais (de diferentes escalas espaciais), para a interpretação da evolução geomorfológica regional no Quaternário.

A etapa preliminar desta pesquisa correspondeu ao levantamento e organização da base cartográfica digital, que contribuiu para a ampliação do conhecimento sobre a área e as unidades de estudo ainda em gabinete, para definir os vales fluviais a serem percorridos (tendo em vista a facilidade de acesso) com a finalidade de levantar os depósitos fluviais e interpretar os níveis deposicionais fluviais, para definir as rotas a serem percorridas nos trabalhos de campo e para realizar os cálculos de índices morfométricos.

As bases existentes e utilizadas neste trabalho foram as seguintes: Topografia (SRTM – TOPODATA – INPE) Hidrografia; (IGAM, 2010 – 1:50.000; CODEMIG, 2012); Litologia e Estruturas (CPRM – 1:100.000; CODEMIG – 1:100.000); Rodovias (DER - 1:10.000); Cartas Topográficas Digitais (IBGE, 1975 e 1979 - 1:100.000; 1:50.000); imagens Landsat (INPE). Ressalta-se que, às vezes, as interpretações realizadas ao longo deste trabalho foram limitadas pelas escalas cartográficas das bases utilizadas. As bases geológicas e de hidrografia que cobrem toda a área de estudo, por exemplo, têm escala 1:100.000, que pode ser considerada pequena demais para as análises geomorfológicas mais precisas. Contudo, acredita-se que o

material disponível e as informações coletadas em campo ao serem associadas contribuíram de forma consistente com a investigação proposta.

4.1 Sistematização das informações sobre a Serra do Espinhaço Meridional e a Depressão de Gouveia

Com a finalidade de sistematizar as informações geomorfológicas sobre a Serra do Espinhaço Meridional e, sobretudo, da Depressão de Gouveia, reconhecendo a importância do ribeirão do Chiqueiro e do Córrego Rio Grande, amplamente abordados em diferentes tipos de estudos geomorfológicos e pedológicos, foi realizado o levantamento de artigos de cunho geomorfológico sobre as referidas unidades espaciais e extraídas as considerações mais importantes dos respectivos trabalhos. Esse levantamento teve como principal finalidade sistematizar as informações existentes sobre a Serra do Espinhaço Meridional e a Depressão de Gouveia. Observa-se um número expressivo de trabalhos, com elevado potencial de integração, mas que se encontram fragmentados e dispersos. A sistematização e integração dessas informações em conjunto com os dados obtidos de forma inédita nessa Tese, a partir de trabalhos de campo, dados de laboratório e análises de gabinete, permitiram a reinterpretação das informações e a proposição de novas discussões e interpretações para o quadro geomorfológico regional.

Atenção especial foi dedicada à reunião de informações já existentes sobre os níveis deposicionais identificados na bacia do ribeirão do Chiqueiro e à sua reinterpretação, propondo um quadro de sedimentação regional à luz dos novos resultados sobre níveis deposicionais e as datações obtidas. A partir da integração de dados secundários e inéditos, buscou-se compreender melhor os eventos erosivo-deposicionais da região, contribuindo para a ampliação da compreensão acerca da sedimentação em grande parte da Serra do Espinhaço Meridional e o aprofundamento quanto ao conhecimento acerca de outros vales da região, até então negligenciados nos trabalhos de geomorfologia fluvial.

O levantamento desses estudos ocorreu através de pesquisas em sites especializados em publicações científicas, além de sites de periódicos nacionais e anais de simpósios e congressos que envolviam a temática da Geomorfologia. O levantamento não contou com a realização de pesquisas em bibliotecas, haja vista a possibilidade de acesso facilitado ao acervo mais recente diretamente em plataforma como o *Portal de Periódicos Capes*, o *Google Scholar*, o *Scielo* e o

Researchgate. O subcapítulo “Estudos Anteriores” trata do compilado com os resultados dessa etapa metodológica.

A seleção dos artigos foi executada a partir de pesquisas com palavras-chave, como o nome da serra, os nomes dos principais cursos fluviais ou outras palavras específicas. Após a seleção dos artigos, realizou-se a leitura e separação daqueles que tratam direta ou indiretamente da geomorfologia das unidades espaciais em análise. Os artigos foram distribuídos em quatro conjuntos, tratando dos seguintes temas: (i) aspectos geomorfológicos gerais e regionais da Serra do Espinhaço Meridional; (ii) aspectos geomorfológicos associados à denudação geoquímica que, embora considerem pontos ou áreas restritas e específicas, contêm discussões mais abrangentes, que consideram a Serra do Espinhaço Meridional como um todo; (iii) aspectos relacionados à geomorfologia fluvial do rio Paraúna e seus afluentes, principalmente o ribeirão do Chiqueiro e o córrego Rio Grande; e (iv) outros estudos pedológicos e geomorfológicos realizados na região, geralmente com a adoção de uma vertente ou um conjunto delas como unidades espaciais de estudo.

Após a leitura e seleção, os artigos e suas principais considerações foram organizados em tabelas, permitindo a consulta de seus dados com maior facilidade. Para a apresentação dos resultados da revisão de literatura específica sobre a geomorfologia regional (tema – i), os artigos foram organizados em dois quadros, sendo um com informações sobre o Neogeno e outro sobre o Quaternário. Os artigos que tratam da geomorfologia fluvial (item – iii), sobretudo o levantamento de níveis deposicionais fluviais, foram organizados em um quadro, com a indicação dos trabalhos e dos níveis deposicionais identificados, bem como algum outro aspecto importante relacionado. Os artigos que tratam da denudação geoquímica e aspectos pedológicos e de processos de vertente não foram dispostos em quadros, mas tiveram seus dados apresentados em conjunto ao longo do subcapítulo que trata do levantamento dessas informações.

4.2 Identificação, caracterização e mapeamento dos níveis e sucessões deposicionais aluviais nos vales selecionados

Foram realizadas diversas temporadas de campo com a finalidade de ampliar o conhecimento da área de estudo, e, principalmente, identificar, caracterizar e mapear os níveis e as sucessões deposicionais fluviais existentes nos vales fluviais de afluentes do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro.

Tendo em vista a proposta de uma discussão mais ampla sobre a evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional, utilizando a evolução dos processos fluviais como principal elemento para essa discussão, foram selecionados alguns vales fluviais de afluentes do rio Paraúna, tendo como critério uma distribuição mais homogênea de cursos fluviais de maior ordem, ou seja, os principais afluentes. Assim, foram selecionados os ribeirões Palmital e Congonhas, afluentes das margens direita e esquerda, respectivamente. O vale do ribeirão do Chiqueiro foi investigado tendo em vista a proposta de consolidação da geomorfologia fluvial em sua bacia, que coincide em grande parte com a Depressão de Gouveia. Para subsidiar as discussões sobre a evolução geomorfológica da Depressão de Gouveia, foram investigados os vales de afluentes do ribeirão do Chiqueiro para os quais havia acesso disponível, quais sejam: ribeirões Datas e da Areia e córregos Rio Grande e do Tigre. Outros dois vales fluviais de cursos d'água de menor extensão foram inseridos nessa etapa: os córregos da Contagem e da Sepultura. O nítido controle estrutural e as características dos depósitos fluviais observados durante o reconhecimento da área em campo e em gabinete foram determinantes para a inclusão de seus vales nessa etapa. No entanto, ressalta-se que a dificuldade de acesso aos vales fluviais de outros cursos d'água, devido à inexistência de estradas ou sua existência em péssimas condições foi um fator limitante para a inclusão de outros vales fluviais nessa etapa.

Os vales fluviais selecionados foram percorridos desde a cabeceira até a confluência com o rio Paraúna ou com o ribeirão do Chiqueiro. O mesmo procedimento foi realizado ao longo do vale do rio Paraúna, percorrendo desde suas nascentes até a região de Cemitério do Peixe, próximo à confluência com o córrego da Contagem, quando se inicia sua transição do contexto da Serra do Espinhaço Meridional para o Cráton do São Francisco.

Utilizando fichas de campo (em anexo), foram levantadas as informações sobre os depósitos sedimentares fluviais, considerando variáveis como a tipologia dos depósitos (escalonado, embutido, encaixado), seu contexto ao longo do vale (cota altimétrica, desnível em relação à lâmina d'água do rio atual e distribuição), a espessura dos depósitos, a composição granulométrica, a organização das fácies sedimentares, o tipo de contato entre as fácies, a presença de estruturas primárias, entre outras. Os pontos dos perfis descritos foram georreferenciados e as informações foram espacializadas em cartas temáticas. Esses passos estão de acordo com aqueles propostos por Magalhães Jr. (1993).

Após a identificação, caracterização dos depósitos sedimentares fluviais, foi realizada a interpretação das informações obtidas em campo e sua correlação com dados de gabinete, o que permitiu a definição e caracterização dos níveis e sucessões deposicionais fluviais, o seu

mapeamento e a representação de perfis estratigráficos síntese e dos perfis transversais dos vales fluviais, representando a distribuição desses níveis em cada vale ou segmento de vale. Conforme expressa Magalhães Jr. (1993), cada perfil-síntese expressa as características de um nível deposicional em todo o vale e é o resultado da sobreposição das informações adquiridas com a análise de seus diversos perfis encontrados ao longo do vale. Os perfis-síntese podem ser definidos como a sobreposição e interpretação dos dados de um conjunto de perfis de um mesmo nível, diferenciando-se, portanto, de uma seção-tipo ou de uma representação fiel de um perfil sedimentar mais significativo.

A descrição das fácies foi realizada através do tato, em campo. Optou-se pela não realização de análises granulométricas em laboratório, haja vista que os perfis-síntese citados anteriormente não representam uma média dos depósitos descritos, mas a interpretação de suas características em conjunto.

4.3 Elaboração do quadro cronológico dos eventos erosivo-deposicionais via Luminescência Opticamente Estimulada – LOE via SAR

Com a finalização da identificação de depósitos sedimentares fluviais nos vales selecionados, partiu-se para a definição dos depósitos fluviais, representantes de níveis deposicionais, a serem datados. Foram selecionados 25 perfis de depósitos sedimentares fluviais, nos quais foi realizada a datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE/SAR). A datação foi realizada com a finalidade de obter informações que pudessem atender à perspectiva cronoestratigráfica da pesquisa e, por conseguinte, permitir a contextualização temporal dos eventos relativos à origem dos eventos associados à origem dos níveis e das sucessões deposicionais, sobretudo daquelas localizadas em fundo de vale, que possuem características ideais para a datação por LOE. A datação contribuiu com as discussões acerca da correlação temporal da formação de níveis deposicionais e sobre a ocorrência de eventos regionais e locais de sedimentação em vales distintos.

Os perfis cujas amostras de sedimentos foram enviadas para a datação foram selecionados considerando principalmente a representatividade dos depósitos, a distribuição deles ao longo dos respectivos vales e na área de estudo e a composição granulométrica, haja vista que depósitos mais antigos geralmente possuem apenas a fácies de seixos preservada, na qual é bastante difícil conseguir realizar a coleta de sedimento. Nos vales situados na bacia do ribeirão do Chiqueiro foram coletadas 12 amostras de sedimentos (4 – Rio Grande; 3 – Chiqueiro; 2 –

da Areia; 3 – Datas). No vale do Ribeirão Congonhas foram realizadas 4 coletas; no vale do Rio Paraúna 4 coletas; no Ribeirão Palmital 2 coletas; no Córrego da Contagem 1 coleta; e no Córrego da Sepultura 2 coletas. Na Tabela 1 estão as informações sobre a localização do perfil onde ocorreu a coleta de amostra e o nível deposicional ao qual o perfil pertence.

Tabela 1: coordenadas geográficas e nível deposicional datados por LOE.

CURSO FLUVIAL	N. DA AMOSTRA	NÍVEL	LONGITUDE	LATITUDE
Rio Paraúna	D01	PI	43º 39' 8,959" W	18º 39' 52,389" S
	D02	N1	43º 39' 8,959" W	18º 39' 52,389" S
	D03	N2	43º 43' 56,443" W	18º 37' 31,097" S
	D04	PI	43º 45' 10,729" W	18º 38' 8,723" S
Ribeirão Congonhas	D05	PI	43º 40' 52,229" W	18º 53' 10,192" S
	D06	N2	43º 45' 6,106" W	18º 45' 21,743" S
	D07	N2	43º 47' 32,938" W	18º 39' 21,453" S
	D08	PI	43º 45' 14,681" W	18º 45' 28,469" S
Ribeirão Palmital	D09	N1	43º 39' 41,131" W	18º 30' 30,016" S
	D10	N2	43º 40' 4,493" W	18º 30' 19,479" S
C. Contagem	D11	N1	43º 53' 14,569" W	18º 36' 34,685" S
Córrego da Sepultura	D12	N1	43º 49' 56,246" W	18º 36' 27,008" S
	D13	N2	43º 49' 56,246" W	18º 36' 27,008" S
Ribeirão do Chiqueiro	D14	N1	43º 43' 58,828" W	18º 24' 29,614" S
	D15	N2	43º 43' 58,828" W	18º 24' 29,614" S
	D16	N3	43º 43' 58,828" W	18º 24' 29,614" S
Córrego Rio Grande	D17	PI	43º 46' 4,329" W	18º 25' 52,821" S
	D18	N1	43º 46' 4,329" W	18º 25' 52,821" S
	D19	N1	43º 46' 15,029" W	18º 25' 36,991" S
	D20	N2	43º 46' 4,329" W	18º 25' 52,821" S
Ribeirão da Areia	D21	PI	43º 47' 27,232" W	18º 30' 24,562" S
	D22	N2	43º 47' 27,232" W	18º 30' 24,562" S
Ribeirão Datas (Alto curso)	D23	PI	43º 39' 11,502" W	18º 26' 39,838" S
	D24	N2	43º 39' 1,195" W	18º 26' 48,699" S
	D25		43º 38' 45,201" W	18º 25' 12,049" S

As amostras foram coletadas nas camadas basais dos depósitos fluviais, na maior profundidade do material arenoso disponível, a fim de se obter as idades iniciais da formação dos depósitos. A coleta foi realizada com a utilização de tubos de PVC de 5 mm de diâmetro e 30 cm de comprimento, tomando-se o cuidado de evitar a exposição das amostras à radiação solar. Para cada amostra, o tubo, previamente identificado, foi inserido horizontalmente por percussão nos sedimentos utilizando uma marreta de borracha, seguindo os procedimentos descritos por Sallun *et al.* (2007). Em seguida, as amostras foram enviadas para o Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda.[1]. (LVD), em São Paulo, onde foram preparadas e analisadas de acordo com o protocolo LOE-via SAR.

[1] Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. - CNPJ: 05.403.307/0001-57.

No laboratório, os tubos foram abertos em ambiente de luz vermelha e, em seguida, passaram pelo tratamento químico com H_2O_2 (20%), HF (20%) e HCL (10%). As lavagens intermediárias foram realizadas com água destilada. Depois desse tratamento químico, para obter o material natural (quartzo), isento de materiais orgânicos e/ou metais pesados e com granulometria bastante homogênea, as amostras foram secas e peneiradas separando uma fração granulométrica na faixa de 100-160 µm. Uma porção da amostra Natural foi submetida à radiação solar por cerca de 20 dias para o decaimento residual. Então, dessa amostra foram separadas as amostras que foram irradiadas utilizando uma fonte de ^{60}C em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas à dose acumulada natural para a montagem da curva de calibração.

O protocolo SAR determina uma idade média entre 5 a 20 alíquotas. Assim, são feitas 5 a 20 curvas de calibração e são encontradas 10 a 20 idades. Como nesse protocolo apenas uma alíquota de ~7 mg é utilizada para a determinação de cada Paleodose, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE será a mesma utilizada nas outras etapas de irradiação para a construção da curva de calibração. Nesta pesquisa, foram analisadas 5 alíquotas de cada amostra.

4.4 Cálculo de índices morfométricos das bacias e das redes de drenagem

Os dados obtidos com a identificação, caracterização, mapeamento e datação dos níveis deposicionais fluviais foram interpretados a partir da elaboração de mapas que sobrepõem as informações de campo, a litologia e as estruturas. A interpretação integrada dessas informações, bem como daquelas disponíveis em outros trabalhos regionais ou sobre as áreas adjacentes, foi realizada a fim de identificar possíveis controles litológicos, estruturais ou tectônicos na área de estudo e nos eventos erosivo-deposicionais, o que pode ser corroborado com os dados obtidos com as análises morfométricas.

Inicialmente, realizou-se a hierarquização fluvial da rede hidrográfica da bacia do rio Paraúna e das redes de drenagem adjacentes (outros afluentes do rio São Francisco e afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha), de acordo com Strahler (1952). Dessa forma, foi possível identificar a ordem dos canais principais, além de selecionar as bacias hidrográficas de terceira e de quarta ordem, para as quais foi realizado o cálculo da Densidade de Drenagem (Dd).

Os canais fluviais dos vales em que foram identificados os níveis deposicionais foram mapeados utilizando as imagens de satélite do Google Earth. Nesse sentido, os cursos fluviais foram identificados e, posteriormente, vetorizados utilizando a ferramenta de criação de linhas no próprio Google Earth. Em seguida, o arquivo .kml foi transformado em shapefile e inserido no ArcGis, onde foi possível fazer os cálculos de extensão total e por segmento, de acordo com as curvas de nível, quando era o caso. Com isso, foi possível representar com maior precisão os perfis longitudinais e realizar os cálculos associados ao índice de Relação Declividade-Extensão (RDE), identificando os segmentos anômalos, ao Índice de Sinuosidade (Is) e à Relação de Relevo (Rr).

O mapeamento dos canais principais utilizando as imagens disponíveis no Google Earth foi uma forma de tornar mais preciso o cálculo de alguns índices que dependem apenas do canal principal e não da rede de drenagem como um todo. No entanto, para o cálculo da Dd, foi preciso utilizar a base hidrográfica que apresenta certo grau de generalização que tende a gerar dados subestimados para esse índice. Ao observar as imagens de satélite e a base hidrográfica fica clara a diferença entre a base hidrográfica e a realidade, sobretudo quanto à extensão dos canais. Apesar dessa limitação, optou-se pelo uso da Dd tendo em vista que ela permitiria ao menos uma interpretação considerando a comparação entre as bacias com um mesmo grau de generalização cartográfica.

Utilizando gráficos de dispersão do Excel, foram elaborados os perfis longitudinais de alguns canais fluviais e calculados o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e o Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD). Todos os índices citados até aqui estão detalhados no item 2.3 “Índices Morfométricos”.

Para o cálculo dos índices morfométricos foram utilizadas as curvas de nível equidistantes em 30 m, extraída da imagem SRTM (TOPODATA – INPE). A rede de drenagem e os limites das bacias hidrográficas foram fornecidas pelo IGAM. O cálculo do RDE e do Is ocorreu apenas para os canais principais dos cursos d’água investigados de forma detalhada quanto aos níveis deposicionais. O cálculo RDEs/RDEt e do Is por segmento foi realizado de acordo com a equidistância das curvas de nível. O Rr foi calculado para todas as bacias de afluentes do rio Paraúna de terceira ordem ou de ordem superior. O cálculo da Dd foi realizado nas sub-bacias do rio Paraúna de terceira e quarta ordem e de sub-bacias adjacentes dos rios São Francisco, Doce e Jequitinhonha. O FSTT e o FABD foram calculados para todos os afluentes de terceira ordem ou ordem superior de afluentes do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro. No caso do FSTT, os perfis transversais aos canais principais foram traçados em intervalos de 1 km.

Os canais fluviais principais, o RDEs/RDEt e o Is por segmento foram representados em conjunto, no mesmo gráfico do perfil longitudinal, permitindo a associação entre anomalias do perfil com os *knickpoints* e as condições de sinuosidade dos canais. Os dados do Is por curso d'água (extensão total), de FABD, de Rr e de Dd ambos por bacia hidrográfica de afluente direto do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro – terceira ordem ou superior, foram representados em uma tabela. Por outro lado, a Dd das sub-bacias de terceira e quarta ordem, o FSTT e o FABD das sub-bacias do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro foram representados em mapas.

O processamento desses dados foi realizado no *software ArcGis*® 10.1 que permitiu, através de suas extensões, extrair com certa facilidade os atributos necessários para o cálculo desses índices. Os perfis longitudinais e gráficos com os dados obtidos foram elaborados no software *Microsoft Office Excel 360*.

CAPÍTULO 5 –NÍVEIS DEPOSICIONAIS FLUVIAIS

A Depressão de Gouveia e a bacia hidrográfica do ribeirão do Chiqueiro se destacam como principais áreas de maior interesse no contexto da Serra do Espinhaço Meridional, conforme se observa nos estudos geomorfológicos realizados na área. Os vales do ribeirão do Chiqueiro e de seus afluentes, sobretudo os córregos Rio Grande, dos Pereiras e Gameleira figuram como os segmentos com dados mais abundantes, de modo que, até o momento, não há estudos que propuseram a integração das informações existentes. É nesse sentido que se tem uma primeira contribuição dessa pesquisa, com a finalidade de reunir essas informações e de propor uma organização dos dados em conjunto com uma (re) interpretação da evolução geomorfológica da referida área. Ademais, o presente trabalho considera outros três afluentes do ribeirão do Chiqueiro, os ribeirões Datas e da Areia e o córrego do Tigre, os quais não contam com estudos sobre sua evolução fluvial. Com isso, pretende-se contribuir com a investigação pormenorizada da geomorfologia fluvial dos cursos d'água que drenam a maior parte da Depressão de Gouveia.

Em conjunto com a análise pormenorizada do referido compartimento geomorfológico, tem-se a investigação de outros cinco vales fluviais de cursos d'água que drenam a bacia hidrográfica do rio Paraúna. Além do referido rio, foram investigados os ribeirões Palmital e Congonhas e os córregos da Contagem e da Sepultura. Para os vales citados, tem-se a identificação dos níveis deposicionais, a caracterização dos mesmos e a datação dos depósitos considerados chave para a interpretação geomorfológica.

Neste capítulo, primeiramente são apresentados os resultados da revisão bibliográfica, reunindo os dados acerca dos vales do ribeirão do Chiqueiro e de seus afluentes, os córregos do Rio Grande, dos Pereiras e Gameleira, além de informações de caráter regional sobre a Depressão de Gouveia ou a Serra do Espinhaço Meridional. Em seguida, são apresentados o mapeamento e a caracterização dos depósitos fluviais identificados durante os trabalhos de campo e a proposta de níveis e sucessões deposicionais fluviais por vale. Por fim, são apresentados os dados relativos às datações por LOE.

5.1 Estudos anteriores

Os estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional podem ser divididos em quatro grandes grupos: (i) evolução geomorfológica regional; (ii) características da denudação

geoquímica regional; e (iii) evolução geomorfológica de vales fluviais, cujos estudos abordam principalmente os vales fluviais de cursos d'água que drenam a Depressão de Gouveia; e (iv) estudos pedológicos e de processos de vertentes, que apresentam dados pontuais, mas contribuem para a compreensão da evolução geomorfológica regional.

No Quadro 2 estão dispostos estudos que trataram da Serra do Espinhaço Meridional e que apresentaram interpretações para a evolução geomorfológica ao longo do Neogeno. Valadão (2009) afirmou que durante Mioceno a Serra teve um soerguimento generalizado, o que pode ser interpretado como a interrupção de uma fase de quiescência tectônica regional, provavelmente responsável, em conjunto com o clima úmido, pelo aprofundamento do manto de alteração na região. Nesse sentido, Rocha *et al.* (2010) citam Augustin (1995 a e b) e consideram que desde o Paleoceno a região tem sofrido a atuação intensa do intemperismo químico, o que teria permitido, por exemplo, o aprofundamento do manto de alteração e, durante o Eoceno, a abertura da Depressão de Gouveia. Saadi (1995) corrobora com a proposição de predominância de climas quentes e úmidos a partir de características sedimentológicas e mineralógicas de depósitos fluviais. Embora pontual, a identificação de um terraço falhado constitui um indício da atuação neotectônica na região (ROCHA *et al.*, 2009).

Quadro 2: Principais estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional – Neogeno

<table>
<tr><th colspan="4">AUTORES/ÁREA DE ESTUDO</th></tr>
<tr><th colspan="2">IDADE</th><td>Rocha et al., 2010
SEM</td><td>Rocha et al., 2009.
Cór. Gameleira e Rio Grande</td><td>Valadão, 2009
Brasil Oriental</td></tr>
<tr><td rowspan="5">NEOGENO</td><td>PLIOCENO</td><td></td><td rowspan="2">Identificação de um depósito fluvial deformado sobre um bloco falhado.</td><td></td></tr>
<tr><td>MIOCENO</td><td></td><td>Soerguimento generalizado da Serra do Espinhaço no eixo Espinhaço – Chapada Diamantina</td></tr>
<tr><td rowspan="3">PALEOCENO - OLIGOCENO</td><td rowspan="3">As remanescentes de superfícies erosivas, correspondentes possivelmente às superfícies de aplainamento de King (1956), vêm sendo submetidas a intenso intemperismo químico sob condições de clima úmido, intercalados por períodos mais curtos de predomínio de erosão mecânica.
Eoceno – abertura da Depressão de Gouveia.</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td></tr>
</table>

Fonte: Elaborado pelo autor.

No Quadro 3 estão dispostos os estudos com proposições mais amplas acerca da evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional durante o Quaternário, com destaque para Saadi (1995) e Saadi e Valadão (1987) que trataram sobretudo da Depressão de Gouveia. Já Valadão (2009) abordou a megageomorfologia do Brasil Oriental, apresentando interpretações acerca da evolução da Serra do Espinhaço Meridional.

Quadro 3: Principais estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional - Quaternário

IDADE		**AUTORES/ÁREA DE ESTUDO PRINCIPAIS INFORMAÇÕES**		
		Saadi, Valadão, 1987 Rib. do Chiqueiro	Saadi, 1995 Depressão de Gouveia	Valadão, 2009 Brasil Oriental
QUATERNÁRIO	**HOLOCENO**	Encaixamento das calhas em 1 m abaixo do nível de incisão atingido no P. M.; Presença de depósitos aluviais: dois terraços e a planície, que recobre o T1 nos cursos inferiores.	Holoceno: Presença de planícies; Continuidade do aprofundamento no assoalho rochoso. P. S. – Holoceno: Reabertura dos vales e entalhe de 1 m; Recrudescimento do voçorocamento.	
	PLEISTOCENO SUPERIOR (P. S)	Sequência de acontecimentos: 1) Deposição do T2, que assoreou vales em até 2 m de areias e argilas; 2) Subida do nível de base local e sinuosidade de meandros – depósitos de argilas e M. O.; 3) 2 fases de coluvionamento no final do P.S.; 4) Elevação do nível de base em 10 m;	Sequência de acontecimentos: 1) Entulhamento dos vales; 3 m de areias com lentes de cascalhos e argilas orgânicas; Planícies meândricas; 2) Entulhamento e regularização dos vales (evento coluvial – areias vermelhas); 3) Fraca dissecação e cobertura coluvial amarela; 4) Realce do nível de base em 10 m.	
	PLEISTOCENO MÉDIO (P. M.)	Final do P. M.: Fundos de vale e ravinas entulhados.	Final do P. M.: Dissecação fluvial; Aprofundamento da calha em 9 metros; Registros de seixos e areias – 1m de espessura.	
	PLEISTOCENO INFERIOR (P. I.)	Coluvionamento que colmatou a paleobacia; Encaixamento das calhas fluviais e estabelecimento da rede hidrográfica atual; Calhas entulhadas pelos detritos que formam o Tc2; Nova fase de incisão (1 m acima do talvegue atual); Surgimento de ravinas.	Dissecação fluvial e estabelecimento da rede hidrográfica atual; Cascalheira em altura de 10 metros.	Nova fase de soerguimento generalizado da Serra do Espinhaço Meridional, com reorganização da drenagem. Eixo Espinhaço – Chapada Diamantina

Fonte: Elaborado pelo autor.

Saadi (1995) e Saadi e Valadão (1987) teceram interpretações detalhadas sobre a evolução geomorfológica da Depressão de Gouveia ao longo do Quaternário. Esses trabalhos apresentam considerações bastante semelhantes, sendo que, em alguns pontos, o primeiro trabalho apresenta novas interpretações discordantes daquelas propostas no segundo. Os dois estudos relacionaram a evolução geomorfológica regional à sucessão de eventos associados a processos denudacionais mecânicos e a processos agradacionais, indicando os períodos em que teria

ocorrido a gênese de feições erosivas posteriores, além das condições em que a rede hidrográfica atual teria sido estabelecida. A respeito da rede de drenagem, Augustin *et al.* (2011) destacaram que ela desempenhou papel relevante e sua dissecação tem imprimido sua marca no desmonte da estrutura do orógeno e de outras unidades morfoestruturais. Para esses autores, o desmonte tem sido mais eficiente de leste para oeste e a explicação deve estar relacionada aos níveis de base locais representados pelo afloramento de cinturões quartzíticos na borda oeste da serra, como discute Leão *et al.* (2012).

Sobre a dinâmica fluvial holocênica na Depressão de Gouveia, Magalhães *et al.* (1992) identificaram planícies fluviais que ocorrem embutidas ou parcialmente embutidas nos baixos terraços localizados em fundos de vale. Esses terraços apresentam características sedimentológicas que foram associadas a paleodinâmicas meandrantes, já as características das planícies indicariam que o ambiente moderno de deposição estaria associado a canais com baixo grau de sinuosidade e elevada concentração de carga de leito. Rocha *et al.* (2010) interpretaram os sedimentos de um terraço no vale do córrego Gameleira como indícios de uma paleodinâmica meandrante. Magalhães *et al.* (1992) afirmaram que as características dos depósitos atuais e pretéritos indicam a ocorrência de alterações importantes no padrão de sedimentação fluvial, provavelmente condicionadas pela intensificação dos processos erosivos nas vertentes (voçorocamento). Estes processos seriam responsáveis pela disponibilização de grande quantidade de carga sedimentar às calhas fluviais, com consequente entulhamento.

Para Saadi (1995), Saadi e Valadão (1987) e Magalhães *et al.* (1992) o Holoceno seria marcado pela gênese e desenvolvimento de planícies de inundação e pela continuidade da incisão fluvial, responsável pelo aprofundamento das calhas fluviais e pela dissecação dos terraços em fundo de vale. Por outro lado, Augustin (1995) considera que a fase atual da morfogênese na Depressão de Gouveia é caracterizada pela retomada erosiva das vertentes induzida pela ação antrópica. A autora não deixa claro o papel da dinâmica fluvial nesse processo. De modo complementar, Rocha *et al.* (2010) atribuem essa retomada na região à ação da neotectônica, a qual seria evidenciada pela presença de um terraço deformado que cobre blocos falhados no vale do córrego Gameleira. Assim, a ação antrópica seria responsável pela intensificação de um processo natural que ocorre na região.

Estudos pedológicos realizados na Depressão de Gouveia por Ávila e Carvalho (2012) e Cruz *et al.* (2006) destacaram indícios do recrudescimento dos processos erosivos nas vertentes (voçorocamento) e da retomada da incisão fluvial. De acordo com Ávila e Carvalho (2012), as análises químicas indicam que a cobertura pedológica está em equilíbrio, mas a decapitação de

horizontes superiores nas altas vertentes e a presença de voçorocas ativas representam indícios de uma incipiente instabilidade. Já Cruz *et al.* (2006) afirmaram que a atual configuração das linhas de pedra e dos horizontes adjacentes a elas revelariam essa instabilidade.

O trabalho de Cota *et al.* (2018) discute os processos de encouraçamento de leitos fluviais na bacia do ribeirão do Chiqueiro e contribui para a compreensão da dinâmica fluvial moderna na região. Parte dos fundos de vale fluviais descritos pelos autores possuem planícies embutidas nos terraços e, visualmente, a base desses terraços corresponde à base das planícies e ao material que pavimenta o leito fluvial, promovendo o encouraçamento. De quatro trechos analisados no ribeirão, três correspondem a segmentos encouraçados e um é condicionado pela litologia. Isso pode representar uma contradição em relação a outros trabalhos realizados na área, para os quais a fase atual da dinâmica fluvial seria caracterizada pela incisão e aprofundamento dos canais.

Diversos trabalhos afirmam que o Pleistoceno foi marcado pela sucessão de fases de coluvionamento, incisão fluvial e agradação nos fundos de vale, provavelmente decorrente da variação do nível de base regional. Valadão (2009) considera que houve uma fase de soerguimento generalizado no Pleistoceno Inferior, o que teria afetado praticamente toda a Serra do Espinhaço Meridional e, além de alterar o nível de base, teria condicionado a reorganização da drenagem. Saadi (1995) também menciona o soerguimento da Serra ao longo do Quaternário sem propor um período específico de intensificação ou estabilização desse processo. Para Augustin (1995), após o Pleistoceno Superior, a região pode ter sido marcada por variações cíclicas, caracterizada por fases de entalhe de canais de pequena ordem e o entulhamento deles por colúvios. Ela considera que a erosão diferencial teve papel importante na configuração da Depressão de Gouveia, destacando que os ribeirões da Areia e do Chiqueiro encaixaram aproveitando os eixos de sinclinais e anticlinais e que a expansão do talvegue à montante e seu alargamento ocorreram graças ao recuo lateral das escarpas formadas pelas rochas dos Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço.

Outros trabalhos de cunho regional abordam questões relacionadas à denudação geoquímica na Serra do Espinhaço Meridional. É comum que eles abordem as diferenças da denudação em diferentes litologias, considerando as rochas granito-gnáissicas da Depressão de Gouveia e as rochas mais resistentes, como os quartzitos, das áreas mais elevadas. No entanto, frisa-se que nem sempre esses trabalhos consideram os limites da bacia hidrográfica do rio Paraúna e, por vezes, analisaram as condições de denudação geoquímica em bacias de outros cursos fluviais que drenam a Serra do Espinhaço Meridional, como o rio Jequitinhonha, o rio Doce, o rio Pardo Pequeno e o rio Pardo Grande.

Valadão *et al.* (2012) consideram que, na atualidade, a evolução das superfícies mais elevadas da Serra do Espinhaço Meridional, sustentadas por litologias mais resistentes aos processos mecânicos, é condicionada, sobretudo, pela denudação geoquímica. Valadão e Salgado (2003; 2005), ao estudarem os fatores controladores dos processos denudacionais geoquímicos na Depressão de Gouveia, afirmaram que as áreas onde predominam rochas do Complexo Gouveia são caracterizadas pela maior intensidade da denudação geoquímica. Nos compartimentos de cimeira, sustentados por rochas mais resistentes esse processo é menos intenso. Conclui-se que a diferença de intensidade das taxas de denudação geoquímica de acordo com a litologia deve ter papel importante tanto na morfogênese das superfícies de cimeira como no piso da Depressão de Gouveia. Embora as superfícies de cimeira sejam sustentadas por rochas ricas em sílica, os autores verificaram que a taxa média anual de denudação de sílica é maior nas águas de cursos fluviais que drenam as rochas do Complexo Gouveia.

Rezende *et al.* (2010) retomaram o trabalho de Salgado e Valadão (2003), confirmaram os dados e concluíram que a relativa homogeneidade litológica regional revela a existência de uma denudação geoquímica diferencial. Eles atribuíram às rochas das Formações Galho do Miguel e Sopa Brumadinho maior resistência a esse tipo de denudação, notando-se a maior fragilidade das rochas das Unidades Itambé do Mato Dentro e Rio Preto. Mendes *et al.* (2010) demonstraram que a denudação geoquímica tende a ser maior nas bacias hidrográficas mais extensas e com maior vazão, sendo necessário considerar que ao avaliar os dados por km², a perda geoquímica varia muito entre as bacias e pode ser explicada pela variabilidade de rochas existentes. Os dados desses autores também confirmam que as bacias que drenam granitos e gnaisses são mais denudadas do que aquelas que drenam outras litologias, como os quartzitos.

Enquanto Salgado e Valadão (2003; 2005) afirmam que a litologia é o principal controlador da denudação geoquímica na Serra do Espinhaço Meridional, Mendes *et al.* (2010) consideram que a área da bacia é um controlador secundário desse processo. Ademais, eles consideram que a intensidade da denudação geoquímica é controlada pela litologia e a denudação mecânica/em suspensão tem forte relação com a energia dos cursos fluviais.

Ao analisarem a denudação geoquímica da Serra do Espinhaço Meridional, Leão *et al.* (2012) verificaram taxas baixas para os quartzitos, similares àquelas verificadas em outras regiões quartzíticas de Minas Gerais. Para os autores, isso confirma a maior resistência dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço aos processos denudacionais geoquímicos e justificaria a manutenção da altitude elevada das superfícies de cimeira, mesmo o seu orógeno sendo datado do Proterozoico. Os dados das análises morfométricas realizadas pelos autores indicam maior

agressividade dos processos denudacionais na borda leste da serra, mas isso difere dos resultados das taxas de denudação geoquímica, mais elevadas na borda oeste.

Para Rocha *et al.* (2010), a evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional tem ocorrido com a combinação de processos denudacionais mecânicos e geoquímicos, tendo maior relevância a perda geoquímica. Ademais, a morfogênese teria como outro fator importante o controle estrutural que, em conjunto com a denudação, permitiria a gênese de diferentes morfologias. Assim como afirma Augustin (1995), Leão *et al.* (2012) asseveram que a expansão das depressões da Serra do Espinhaço Meridional ocorre devido à retração lateral das escarpas (*backwearing*), uma vez que as superfícies de cimeira, sustentadas principalmente por quartzitos, são mais resistentes ao rebaixamento vertical do relevo (*downwearing*).

No Quadro 4 estão dispostos os principais trabalhos de geomorfologia fluvial sobre a Depressão de Gouveia e a relação de níveis deposicionais fluviais identificados. A bacia hidrográfica do ribeirão do Chiqueiro corresponde à área de maior relevância em termos de estudos produzidos. Nota-se que há discrepância entre o número de níveis deposicionais identificados, bem como com relação às interpretações acerca da morfogênese.

Quadro 4: Relação dos níveis deposicionais fluviais identificados em trabalhos na Depressão de Gouveia – o terraço mais novo é identificado como N2 e o mais antigo como N5.

AUTORES	ÁREA/VALE	NÍVEIS DEPOSICIONAIS
Saadi, 1995	Depressão de Gouveia	Planície (N1); T1 (N2); T2 (N3); T3 (N4); T4 (N5).
Rocha *et al.*, 2008	Rio Paraúna	T0 (N2), T1 (N3), T2 (N4), T3 (N5).
Saadi, Valadão, 1987	Ribeirão do Chiqueiro	Planície (N1); T1 (N2); T2 (N3); Tc1(N4); Tc2 (N5).
Bueno *et al.*, 1997		Planície (N1); T1 (N2); T2 (N3); T3 (N4); T4 (N5); T5 (N6).
Oliveira, 2017		Planície (N1); N2; N3; N4.
Messias, Magalhães Jr, 2014	Córrego Rio Grande	Planície (N1); T1 (N2); T2 (N3); T3 (N4).
Cota *et al.*, 2018		Planície embutida (N1) no terraço (N2). Seixos dos terraços atuando no encouraçamento do canal.
Santos *et al.*, 2010	Córrego Trombador	T1 (N2) e T2 (N3).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Saadi e Valadão (1987) apresentaram sete fases de evolução geomorfológica, as quais estão associadas a depósitos fluviais e coluviais existentes na bacia do ribeirão do Chiqueiro. Eles identificaram cinco níveis deposicionais, sendo uma planície e quatro terraços. Para eles, o início do Pleistoceno Inferior foi marcado por um evento de coluvionamento que afogou temporariamente a paleobacia. Posteriormente, a rede de drenagem encaixou até o nível do Tc2 (N5), desenhando os principais traços da drenagem atual. A segunda fase de incisão fluvial culminou na formação dos depósitos do Tc1 (N4), 1 m acima do talvegue atual, e permitiu a

gênese das ravinas nas vertentes. No final do Pleistoceno Médio, as ravinas e os fundos de vales foram entulhados por cascalhos e areias. No início do Pleistoceno Superior houve a deposição dos sedimentos que correspondem ao T2 (N3), com o assoreamento dos vales com um pacote de cerca de 2 m de areias e argilas. A elevação dos níveis de base locais teria condicionado a instalação de uma dinâmica fluvial meandrante e os canais abandonados teriam sido preenchidos por argilas e matéria orgânica, com a formação do T1 (N2). O final do Pleistoceno foi marcado por duas fases de coluvionamento, cada uma precedida por uma fase de erosão que deixou como registros duas linhas de pedras. As fases de coluvionamento teriam sido responsáveis pela elevação do nível de base em torno de 10 m. No início do Holoceno a incisão fluvial voltou a ganhar intensidade, refletindo no encaixamento da drenagem em até 1 m abaixo do patamar de incisão registrado no Pleistoceno Médio. Os depósitos holocênicos são de origem fluvial e, nos Baixos cursos, estão sendo recobertos pelas planícies de inundação (N1).

Segundo Saadi (1995), existem cinco níveis deposicionais fluviais na Depressão de Gouveia, sendo uma planície de inundação (N1) e quatro terraços (N2 a N5). A gênese desses depósitos teria sido condicionada por uma sucessão de fases de incisão, agradação e entulhamento dos vales fluviais, sinteticamente expressos a seguir. No Pleistoceno Inferior, a dissecação fluvial teria estabelecido o traçado da rede hidrográfica atual e abandonado uma cascalheira em altura média de 10 m (N5). Ao final do Pleistoceno Médio, uma nova fase de dissecação fluvial teria aprofundado a calha mais 9 m, deixando como registros seixos e areias com cerca de 1 m de espessura (N4). No Pleistoceno Superior, o entulhamento dos vales teria permitido o acúmulo de 3 m de areias com lentes de cascalhos e argilas orgânicas, revelando um ambiente com planícies meândricas (N3). O posterior entulhamento e a regularização da morfologia estariam associados a um evento coluvial, cujo indício seria a presença de areias e siltes vermelhos cobre uma linha de pedra. Uma fraca dissecação fluvial teria permitido a formação de uma segunda linha de pedras, posteriormente recoberta pelo segundo evento coluvial, com areias e siltes amarelos. O entulhamento representado pelos dois eventos coluvionares devem ter realçado o nível de base em 10 m. Na passagem do Pleistoceno Superior para o Holoceno, teria ocorrido a reabertura dos vales e o entalhe de 1 m nos cursos fluviais, juntamente com o recrudescimento dos processos erosivos nas vertentes (fase em que teria sido formado o N2). Por fim, o Holoceno seria marcado pela gênese das atuais planícies (N1), compostas por cascalho, areia e, às vezes, argila orgânica, em um contexto de continuidade do aprofundamento no assoalho rochoso.

Augustin (2009) propôs sete fases de evolução para uma área da Depressão de Gouveia. A primeira fase corresponderia ao tempo anterior à incisão fluvial na região. A segunda fase seria

marcada pela incisão e consolidação da drenagem como permanente e, provavelmente, com a presença de vegetação nas margens fluviais. Na fase 3, há cerca de 38 mil anos, teria ocorrido a deposição de sedimentos aluviais ricos em matéria orgânica, provavelmente relacionados a uma fase úmida, porém com chuvas menos intensas do que se observa na atualidade e incapazes de produzir fluxos concentrados ou o turbilhonamento. Seria possível que esse sedimento rico em material orgânico corresponda à deposição em forma de "linguetas", cujos materiais seriam provenientes de vertentes próximas e teriam sido barrados nas bases de pequenos leques aluviais. A quarta fase teria sido marcada pela deposição coluvial. Há cerca de 17 mil anos teria ocorrido a fase 5, marcada pela deposição de novos sedimentos aluviais ricos em matéria orgânica. Na fase 6 esses sedimentos orgânicos teriam sido recobertos por materiais aluvio-coluviais. Por fim, a fase 7 corresponderia à dinâmica fluvial moderna, com o encaixamento da drenagem nos sedimentos aluviais e coluviais, expondo suas camadas.

Rocha *et al.* (2008) investigaram a dinâmica fluvial do rio Paraúna. Os dados apresentados se referem a quatro terraços, todos localizados na vertente à direita do curso fluvial. Conforme as descrições apresentadas, o T0 (N2) e o T1 (N3) devem corresponder aos depósitos fluviais de fundo de vale e o T2 (N3) e o T3 (N4) devem corresponder aos níveis em contexto de vertente. Para os autores, a disposição dos terraços fluviais na vertente à direita do canal seria um indício de basculamento que condicionou a migração lateral do curso d'água enquanto ele promovia a incisão fluvial. Os autores também identificaram meandros abandonados no T1 (N2), demonstrando condições ambientais de baixa energia para a deposição fluvial mais recente. Por outro lado, eles consideram que o rio Paraúna tem aproveitado zonas de falhas para promover o rompimento de soleiras, com o consequente encaixamento da drenagem. Assim, tanto o rompimento de soleiras como as movimentações neotectônicas podem estar promovendo o reordenamento da drenagem na bacia do rio Paraúna e condicionando a intensificação dos processos erosivos na Depressão de Gouveia.

Ao investigarem o vale do ribeirão do Chiqueiro, Bueno *et al.* (1997) identificaram cinco níveis de terraço e uma planície de inundação. A planície (N1) e o T1 (N2) se encontram embutidos ou encaixados em relação aos níveis imediatamente mais próximos e antigos. Os demais terraços estão escalonados em relação aos níveis imediatamente mais antigos. Os dois terraços localizados no fundo de vale (N2 e N3), bem como a planície (N1), têm suas bases abaixo da lâmina d'água atual do curso fluvial e apresentam fácies orgânicas típicas de meandros abandonados. As características topográficas originais dos terraços em contexto de vertente (N4, N5 e N6) não foram preservadas e os registros existentes são compostos principalmente

de seixos de quartzo. Há registros de barras arenosas ocupando as calhas. Os terraços com maior cota altimétrica (N6 e N5) indicam uma dinâmica fluvial de maior energia, sendo que os três terraços mais antigos (N6, N5 e N4) indicam fases de forte encaixamento da drenagem. Para os autores, a formação do T2 (N3) indica a alteração nas condições da dinâmica fluvial, com redução da energia, o que poderia ser associado a um clima tropical úmido (abundância de fácies de finos e as fácies de meandros abandonados). Após uma fase de incisão da drenagem teve início a formação do T1 (N2), cuja primeira etapa teria energia similar à fase anterior, seguida por uma fase de aumento da energia. A fase atual seria marcada pela redução da energia, refletida na pequena capacidade de transporte sedimentar dos cursos d'água. Nesse contexto se inicia o entulhamento do leito com seixos e areias, provavelmente intensificado pelos processos erosivos lineares nas vertentes. O reflexo do entulhamento seria a atuação desse material como soleiras, controlando a incisão e o transporte fluvial.

Magalhães *et al.* (1992) trataram apenas dos depósitos de fundo de vale (baixos terraços), os quais se encontram embutidos ou parcialmente embutidos nos mais antigos. Os terraços de fundo de vale revelam ambiente fluvial meandrante, enquanto as planícies de inundação estão associadas a ambientes com baixo grau de sinuosidade dos canais e elevada concentração da carga de leito. Ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno, condições ambientais que condicionaram o entrelaçamento de canais fluviais teriam se estabelecido. Para os autores, a intensificação do voçorocamento seria responsável por essas mudanças, devido ao lançamento de grande quantidade de carga sedimentar nos cursos d'água. Nesse sentido, o recrudescimento dos processos erosivos estaria associado tanto a fatores naturais (alterações no nível de base – causas tectônicas) como a fatores antrópicos.

Oliveira (2017) identificou quatro níveis deposicionais na bacia do ribeirão do Chiqueiro, sendo uma planície (N1) e três terraços (N2, N3 e N4). Segundo a autora, a planície de inundação está recobrindo sedimentos de um nível mais antigo e o terraço em fundo de vale estaria envolvendo a planície na margem direita do curso fluvial. Os dois terraços identificados na vertente já teriam sido alterados por processos denudacionais e intempéricos. No leito fluvial são encontrados seixos de diversas formas e tamanhos, que aparentemente condicionam o encouraçamento do canal. O predomínio de níveis deposicionais na margem direita do ribeirão é interpretado como reflexo da migração lateral do canal decorrente de um basculamento. A autora afirma que a migração teria ocorrido de forma rápida, condicionando o abandono do material na referida margem. Com relação ao tamanho dos seixos seria possível inferir um regime climático intenso,

com elevada pluviosidade, que se traduziria no aumento da vazão e da capacidade e competência fluvial.

Ao investigarem o vale do córrego Rio Grande, Messias e Magalhaes Jr. (2014) identificaram quatro níveis deposicionais fluviais, sendo uma planície (N1) e um terraço em contexto de fundo de vale (N2) e dois terraços em contexto de vertente (N3 e N4), esses já descaracterizados. Segundo os autores, a dinâmica fluvial no vale tem sido marcada pela alternância das condições de energia, representadas por fases de maior dissecação ou de intenso entulhamento. Isso estaria associado aos soerguimentos crustais cenozoicos, cujos pulsos, com intensidades distintas, podem ter condicionando a incisão da drenagem e refletido no escalonamento dos terraços T1, T2 e T3 (N2, N3 e N4, respectivamente). A dinâmica atual seria condicionada pela elevada carga sedimentar disponibilizada aos cursos fluviais, provenientes dos focos de erosão acelerada nas vertentes. O trabalho também discorre sobre o encouraçamento da calha fluvial e o aspecto agradacional observado na atualidade.

Santos *et al.* (2010) investigaram o vale do córrego Trombador, um curso fluvial que drena uma área de altitude mais elevada, sustentada por quartzitos da Formação Galho do Miguel, acima do piso da Depressão de Gouveia. Trata-se de um segmento fluvial com uma dinâmica hidrossedimentar controlada por um nível de base local, provavelmente associado aos quartzitos. Foram identificadas características sedimentológicas interpretadas como indícios de dois paleociclos deposicionais, sendo que o mais atual recobre o mais antigo. Dessa forma, a evolução do vale teria ocorrido com a deposição do T1 (N2), o entulhamento do canal e a deposição dos sedimentos do T2 (N3). A dinâmica atual do córrego corresponderia a um novo ciclo de entulhamento, controlado por um nível de base local e intensificado pelas atividades humanas, embora não tenham identificado a planície de inundação no vale em questão.

Dois trabalhos já citados anteriormente são importantes por tratarem especificamente da dinâmica fluvial. Cota *et al.* (2018) e Rocha *et al.* (2010), que trataram do encouraçamento das calhas fluviais no ribeirão do Chiqueiro e da ocorrência de evidência de neotectônica no vale do córrego Gameleira, respectivamente. Esses trabalhos apresentam dados que permitem aprofundar em questões importantes, como o papel da neotectônica na evolução do relevo regional e sobre os condicionantes e os reflexos do encouraçamento de calhas fluviais. De modo geral, são trabalhos que não propõem o aprofundamento acerca da evolução geomorfológica a partir da consideração dos níveis deposicionais fluviais, mas focam em aspectos específicos que interferiram ou interferem na morfogênese.

5.2 Caracterização dos níveis e depósitos fluviais

O canal do rio Paraúna e grande parte dos canais de seus afluentes (ribeirões da Areia, do Chiqueiro, Datas, Palmital, e os córregos da Sepultura, da Contagem, e Rio Grande) possuem padrões sinuosos que, em certos trechos, adquirem padrões retilíneos. Predominam segmentos de Alto curso retilíneos, nos Médios e Baixos, essa característica está associada às rochas do Supergrupo Espinhaço, especialmente os quartzitos, onde o controle litoestrutural é acentuado.

Nos segmentos de Baixo curso, nas proximidades com a confluência com o rio Paraúna, e, sobretudo, em áreas onde predominam rochas do Complexo Gouveia, os canais costumam apresentar maior sinuosidade. São raros os segmentos que podem ser classificados como meandrantes. As condições de menor energia observadas nesses segmentos fluviais e a influência das rochas granito-gnáissicas favorecem o aumento da sinuosidade dos canais. Ao longo do Baixo curso do rio Paraúna, nota-se a existência de meandros abandonados, que indicam a condição de meandramento do canal. No entanto, o segmento possui muitas barras laterais e diversos pontos com barras de canal, ambas arenosas, aparentemente indicando alguma alteração no padrão hidrossedimentológicos do curso d'água. Apenas o ribeirão Congonhas possui padrão fluvial que pode ser classificado como meandrante. Ele possui um vale aberto que se estende desde o Alto curso até a confluência com o rio Paraúna. Ao longo de seu vale é possível identificar feições deprimidas localizadas nas superfícies que margeiam o canal principal, típicas de meandros abandonados.

Nos segmentos Médios e Baixos cursos dos afluentes do rio Paraúna, predominam vales mais abertos, denotando maior desenvolvimento dos fundos de vale. Nos Altos cursos dos ribeirões Datas e Palmital, que drenam superfícies de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional, os vales são mais abertos, condicionados pela maior resistência da litologia aos processos erosivos. Nos Médios e Altos cursos do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro, nos Médios cursos dos ribeirões Datas e Palmital, bem como ao longo de praticamente todo o curso dos córregos Rio Grande, da Contagem e da Sepultura os vales são relativamente mais estreitos, com características de vale em "V", o que deve ser reflexo de um recente encaixamento da drenagem.

Nos vales investigados, os níveis deposicionais localizados nos fundos de vale possuem características topográficas originais preservadas, enquanto os níveis em contexto de vertente tendem a estar descaracterizados devido à atuação dos processos de vertente e pedogenéticos.

Observa-se que os vales fluviais investigados podem ser divididos em três grupos quanto aos níveis deposicionais em contexto de fundo de vale. No entanto, com relação ao número de níveis em contexto de vertente, não se observa nenhum padrão. Nos vales do rio Paraúna, dos ribeirões Palmital, da Areia, Datas (Alto curso) e do ribeirão Congonhas e nos vales dos córregos da Contagem e do Tigre foram identificados dois níveis (PI e N1). Nos vales dos ribeirões do Chiqueiro e Datas (Baixo curso) e dos córregos Rio Grande e da Sepultura foram identificados 3 níveis (PI, N1 e N2). Quanto a relação entre os níveis em contexto de fundo de vale, predomina o embutimento dos mais recentes em relação aos mais antigos. Em alguns vales se observa um suave encaixamento. Os níveis mais velhos em fundo de vale estão escalonados em relação aos níveis em contexto de vertente.

Somente o córrego da Contagem e o Baixo curso do ribeirão Datas não possuem níveis em contexto de vertente. Nos outros vales, o número destes níveis varia de 1 a 3. Nos vales do ribeirão Palmital, do Alto curso do ribeirão Datas e do córrego da Sepultura há 1 nível (N2 – Palmital e Datas; e N3 Sepultura). Nos ribeirões Congonhas e da Areia existem dois níveis (N2 e N3, em cada vale). No ribeirão do Chiqueiro (N3, N4 e N5) e nos córregos do Tigre (N2, N3 e N4) e Rio Grande (N3, N4 e N5) existem 3 níveis em contexto de vertente. Esses níveis estão sempre escalonados em relação aos mais antigos.

Os terraços localizados em fundos de vale apresentam indícios da atuação de processos erosivos condicionados pela dinâmica fluvial atual. Nesse sentido, é comum que esses terraços estejam sendo erodidos e seus sedimentos remobilizados. Já os terraços em contexto de vertente parecem mais resistentes aos processos erosivos atuais devido às suas composições granulométricas e mineralógicas, constituídos predominantemente por seixos de quartzo.

A identificação dos depósitos de fundo de vale foi mais fácil durante os trabalhos de campo, devido à proximidade em relação aos cursos d’água, à sua extensão e à preservação das formas. A identificação de níveis em contexto de vertente foi mais trabalhosa devido às alterações realizadas pela pedogênese e pelo coluvionamento, e pela presença da cobertura vegetal. Nessas condições, é compreensível que os terraços em contexto de vertente sejam subestimados em um mapeamento. No Quadro 5 estão descritas as principais características dos níveis deposicionais identificados. Não foram identificados níveis deposicionais no Baixo curso do vale do ribeirão Palmital.

Quadro 5: Principais aspectos dos níveis deposicionais fluviais identificados, por curso d'água.

Curso d'água		Nível	Classificação	Distribuição no vale	Desnível da base para a lâmina d'água (m)
Rio Paraúna		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	Escalonado	Pareado	0
		N2	Escalonado	Pareado	7
		N3	Escalonado	Isolado (D[1])	10
		N4	Escalonado	Isolado (D)	20
		N5	-	Isolado (D)	35
Ribeirão Congonhas		PI	Encaixada	Pareada	0
		N1	Escalonado	Isolado (E[2])	4
		N2	Escalonado	Isolado (D)	15
		N3	-	Isolado (D)	40
Ribeirão Palmital (Alto curso)		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	Escalonado	Pareado	0
		N2	-	Isolado (D)	4
Córrego da Sepultura		PI	Embutido	Pareado	0
		N1	Encaixado	Pareado	0
		N2	Escalonado	Pareado	2 (5)
		N3	-	Isolado (E)	10
Córrego da Contagem		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	-	Pareado	0
Ribeirão do Chiqueiro		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	Embutido	Pareado	0
		N2	Escalonado	Pareado	0
		N3	Escalonado	Pareado	5
		N4	Escalonado	Isolado (D)	15
		N5	-	Isolado (D)	25
Ribeirão da Areia		PI	Encaixada	Pareada	0
		N1	Escalonado	Pareado	3
		N2	Escalonado	Isolado (D)	8
		N3	-	Isolado (D)	20
Ribeirão Datas	Alto curso	PI	Encaixada	Pareada	1
		N1	Escalonado	Pareado	3
		N2	-	Isolado (D)	17
	Baixo curso	PI	Embutida	Pareado	0
		N1	Encaixado	Pareado	0
		N2	-	Pareado	3
Córrego do Tigre		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	Escalonado	Pareado	0
		N2	Escalonado	Isolado (D)	5
		N3	Escalonado	Isolado (D)	10
		N4	-	Isolado (E)	18
Córrego Rio Grande		PI	Embutida	Pareada	0
		N1	Encaixado	Pareada	0,3
		N2	Escalonado	Pareada	0,3
		N3	Escalonado	Isolado (D)	14
		N4	Escalonado	Isolado (D)	21
		N5	Escalonado	Isolado (D)	40

Níveis deposicionais que formam os depósitos fluviais de fundo de vale.
1: D – margem direita; 2: E – margem esquerda.

Fonte: Elaborado pelo autor.

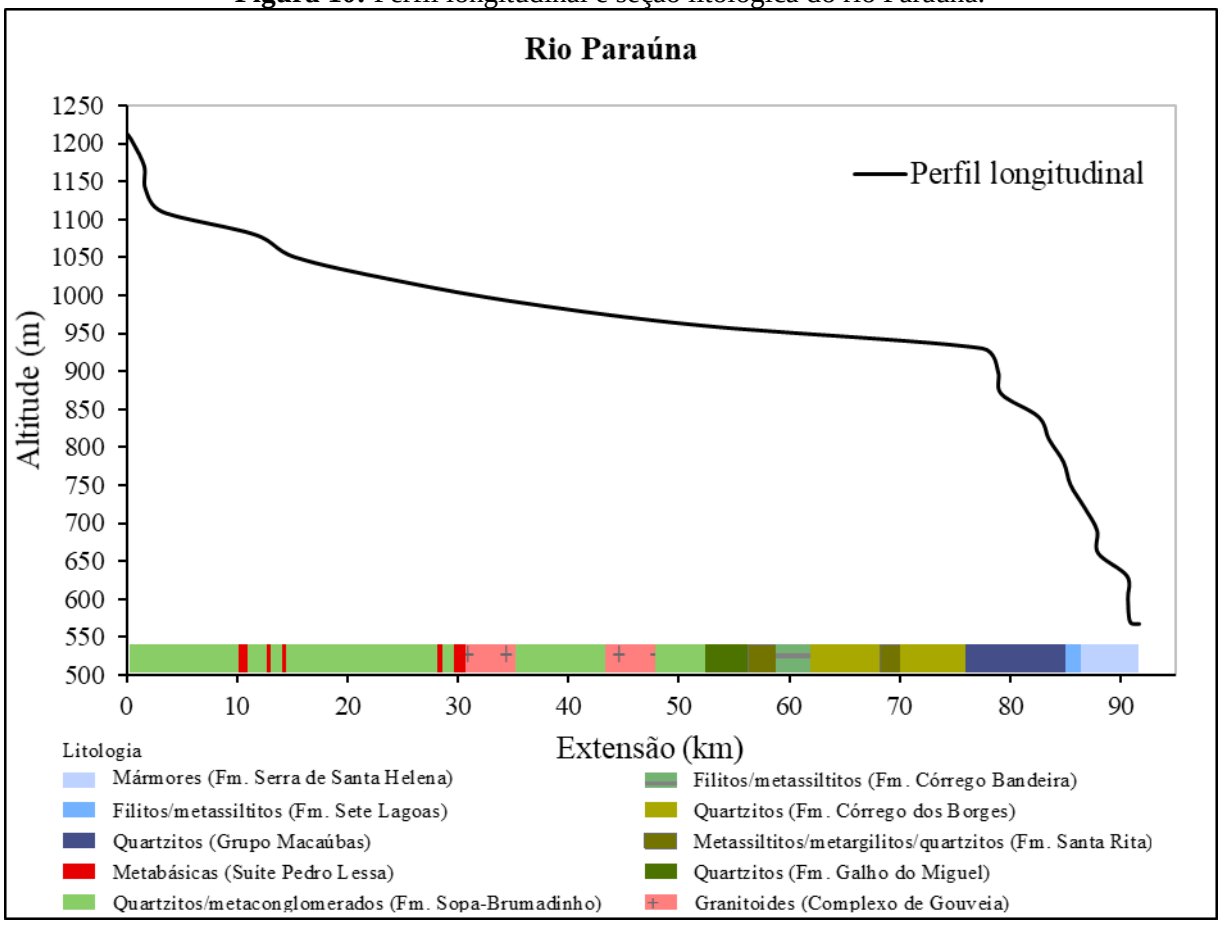
A seguir, são apresentadas as informações dos níveis deposicionais dos vales investigados.

5.2.1 Rio Paraúna

O rio Paraúna é um dos principais cursos d'água que drenam a Serra do Espinhaço Meridional e o território dos municípios de Gouveia, Datas, Presidente Kubitschek, Congonhas do Norte e Conceição do Mato Dentro. Ele nasce no leste da Serra do Espinhaço Meridional e flui para oeste, até sair do contexto da serra. A área drenada pelo rio na Serra do Espinhaço é de aproximadamente 1.671 km². Ele é um curso d'água de 8ª ordem, possui cerca de 149 km de extensão (cerca de 80 km no contexto da Serra do Espinhaço) e é um importante afluente da margem direita do rio das Velhas.

Ao longo do vale do rio Paraúna, no contexto da Serra do Espinhaço, é possível identificar três compartimentos litológicos. De sua nascente até um pouco a jusante de sua confluência com o ribeirão Palmital, predominam os quartzitos mesoproterozoicos da Formação Sopa-Brumadinho, além dos metapelitos do Membro Campo Sampaio. Em pequenos trechos, ao longo desse segmento, afloram as rochas metabásicas neoproterozoicas da Suíte Pedro Lessa. Em parte do Médio e Baixo curso afloram os granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos arqueanos do Complexo Gouveia. Em pequenos segmentos do vale também afloram as rochas paleoproterozoicas/neoarquenas do Grupo Costa Sena (xistos). Também existem áreas marginais ao curso fluvial onde ocorrem depósitos sedimentares fluviais quaternários. No Baixo curso, na saída da Serra do Espinhaço, afloram os quartzitos finos e puros mesoproterozoicos da Formação Galho do Miguel. No Médio curso também afloram as rochas das Formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira, destacando-se os quartzitos. No Baixo curso, na saída do contexto geomorfológico serrano, afloram as rochas do Grupo Macaúbas (quartzitos) e do Grupo Bambuí (mármores, filitos e metassiltitos). As principais anomalias do perfil longitudinal estão associadas a trechos com diferenças importantes entre as litologias atravessada pelo curso d'água. Na Figura 10 é possível visualizar o perfil longitudinal do rio e a seção litológica.

Figura 10: Perfil longitudinal e seção litológica do rio Paraúna.

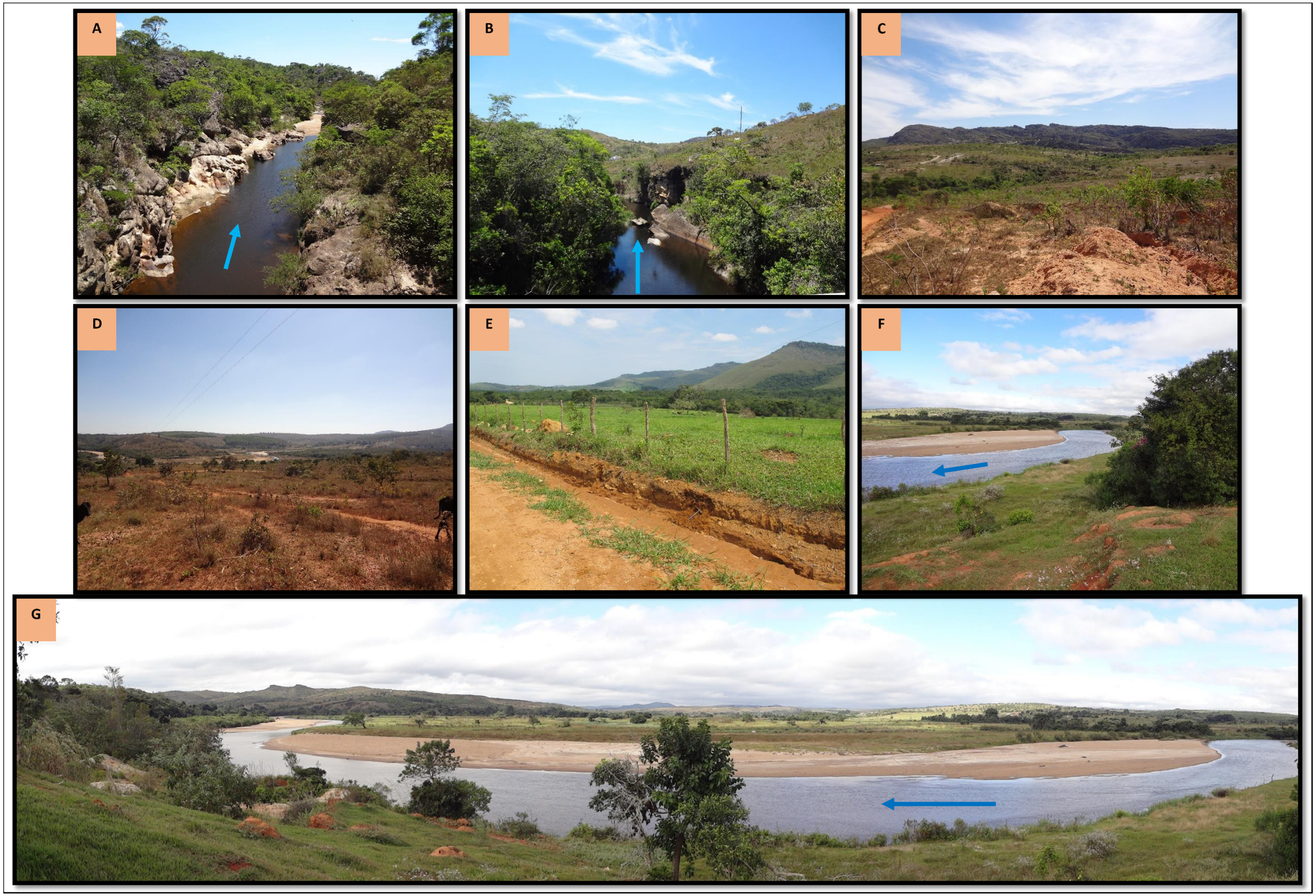


Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao longo de praticamente todo seu percurso na Serra do Espinhaço Meridional, o rio Paraúna atravessa falhas inversas ou de empurrão de direções aproximadas N-S, NO-SE e NE-SO. Em um pequeno trecho de seu Médio curso, o rio Paraúna faz uma inflexão para o NO, alinhando-se a uma falha inversa ou de empurrão, assumindo direção NO-SE. Já no Baixo curso, na saída da serra, seu curso fluvial aparece alinhado com uma falha ou fratura com direção E-W.

Na Figura 11 é possível observar algumas características importantes do vale e da bacia do rio Paraúna. No Alto curso do Rio é possível observar trechos de leito rochoso (Figura 11a e 11b), enquanto na maior parte do Médio e Baixo curso predominam segmentos de leito aluvial, com muito material arenoso (Figura 11f e 11g). No Alto curso do Rio, há área de relevo pouco declivoso sustentado por rochas quartzíticas que podem ser observadas em alguns afloramentos (Figura 11c). Em áreas associadas ao Médio e Baixo curso, o vale fluvial possui fundo amplo, com superfície suavizada (Figuras 11d e 11e).

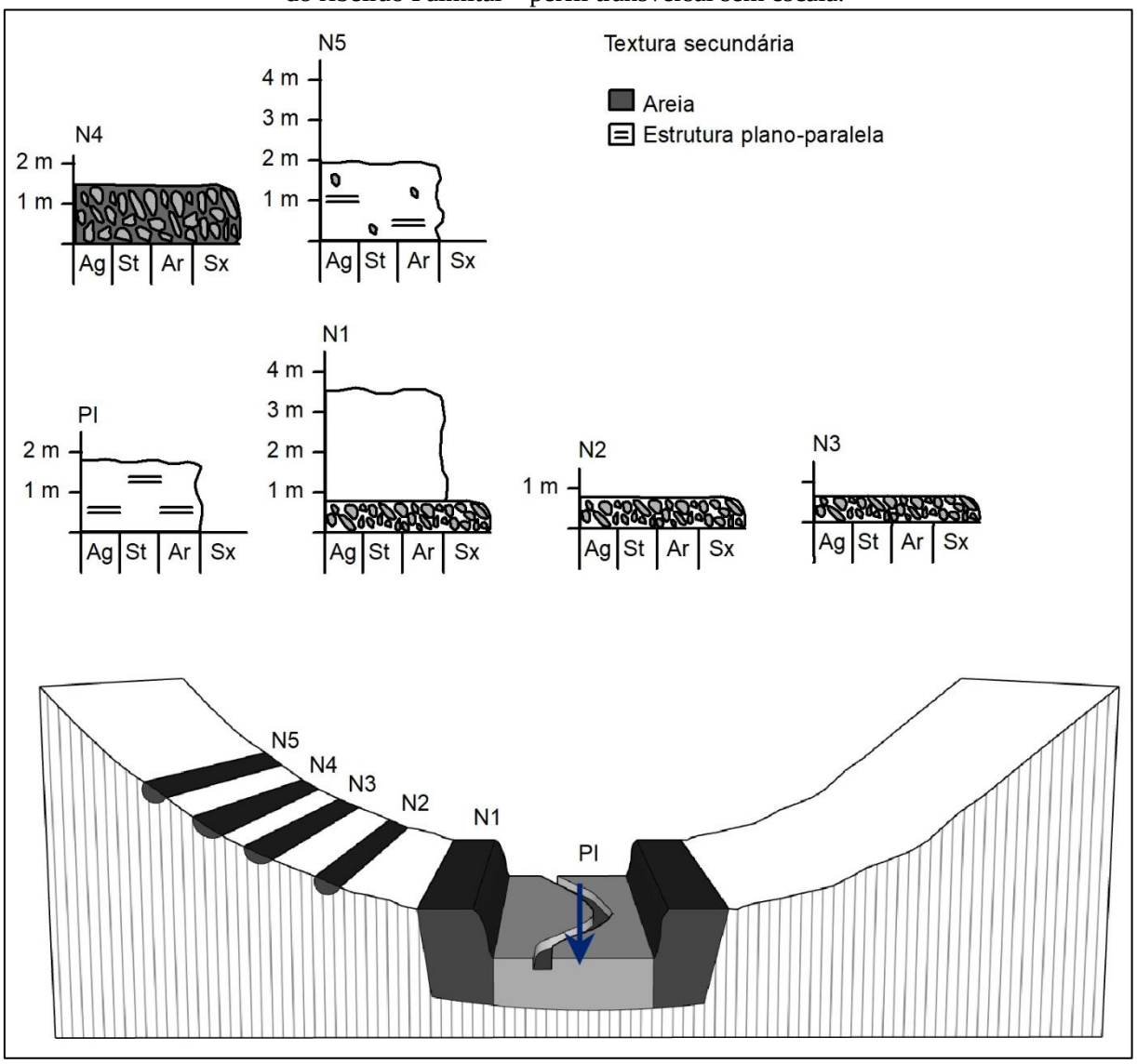
Figura 11: Contexto geomorfológico da bacia do rio Paraúna. Em A e B o rio Paraúna corre sobre leito rochoso, entre o Alto e Médio curso; em C, visão ampla da bacia hidrográfica no Alto curso, com afloramentos de rochas quartzíticas; em D, visão ampla do vale fluvial no Médio curso; em E, detalhe do fundo de vale suavizado e das vertentes declivosas sustentadas por rochas mais resistentes; em F e G, visão do fundo de vale com amplas barras laterais arenosas.



Fonte: Arquivo do autor.

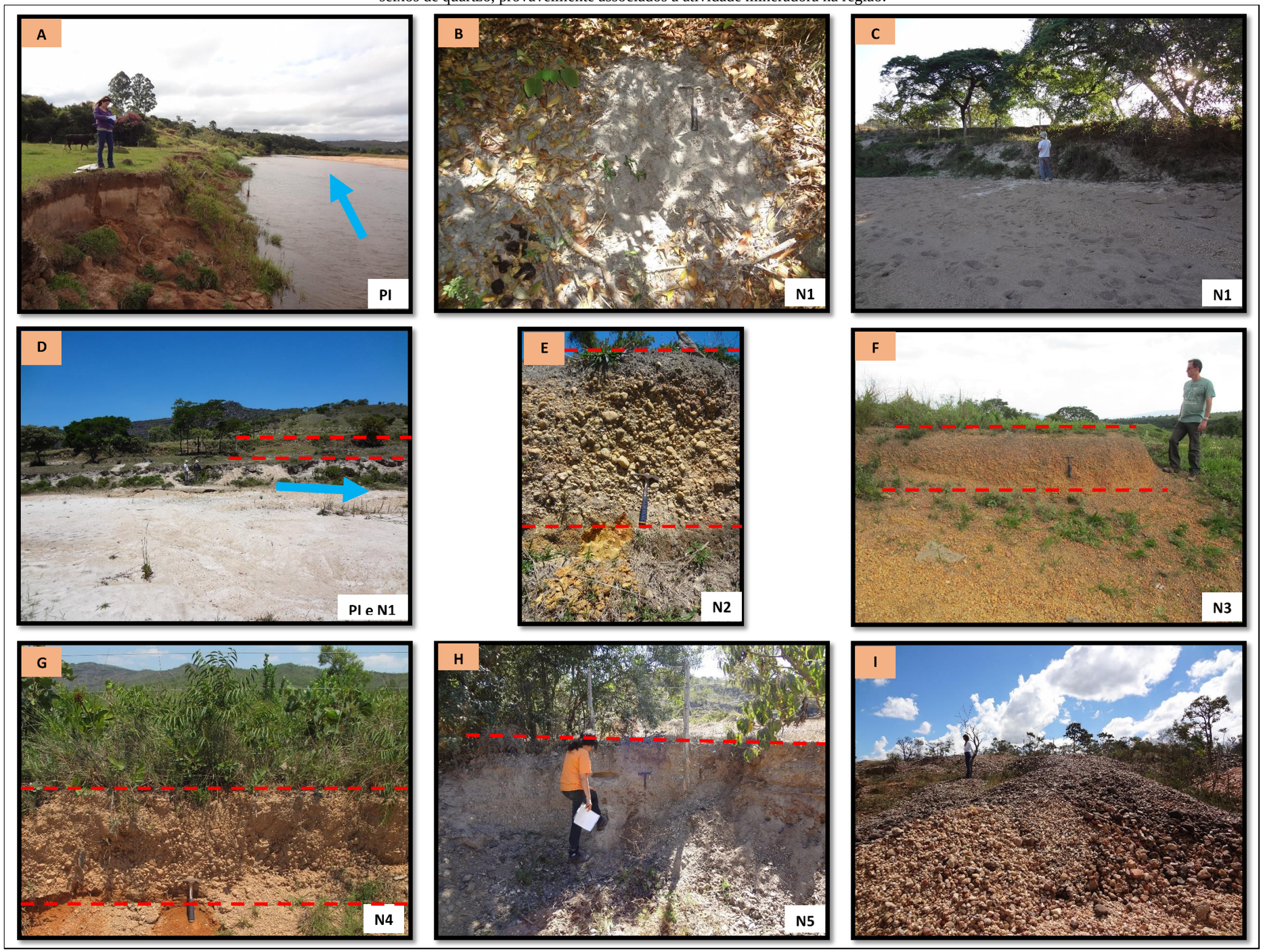
No vale do rio Paraúna foram identificados seis níveis deposicionais: PI, N1, N2, N3, N4 e N5, cuja localização no perfil transversal do vale está representada na Figura 12. A PI e o N1 são níveis pareados, bem preservados e em contexto de fundo de vale (Figura 13a, 13b, 13c e 13d). Os níveis N2 (Figura 13e), N3 (Figura 13f), N4 (Figura 13g) e N5 (Figura 13h) se encontram em contexto de vertente, sendo que o N2 é pareado e os demais foram identificados apenas na margem direita do curso fluvial. A PI se encontra embutida no N1. Todos os outros níveis deposicionais estão escalonados em relação aos imediatamente mais antigos. No Médio e Baixo curso são encontradas cascalheiras quartzosas (Figura 13i), provavelmente associadas à mineração naquela região.

Figura 12: Representação da distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Palmital – perfil transversal sem escala.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 13: Quadro síntese dos níveis deposicionais do rio Paraúna. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas indicam os limites superior e/ou inferior dos depósitos sedimentares. Em A, planície de inundação no Baixo curso do Rio; em B, N1 no Alto curso; em C, N1 no Baixo curso; em D, PI em primeiro plano e N1 ao fundo; em E, N2 sobre elúvio; em F, N3 sobre elúvio; em G, N4 sobre elúvio; em H, N5 sobre elúvio; e em I, área com seixos de quartzo, provavelmente associados à atividade mineradora na região.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N5

O N5 corresponde ao nível deposicional mais antigo identificado no vale do rio Paraúna. Trata-se de um nível em contexto de vertente, cujos registros foram identificados apenas na margem direita do curso fluvial. A distância vertical entre a base do depósito e a lâmina d'água é de aproximadamente 35 m. Esse pacote sedimentar possui uma fácies preservada com cerca de 200 cm de espessura, composta por sedimentos arenosos (areia média a grossa), com estratificação plano-paralela e seixos esparsos nessa matriz. Os seixos são predominantemente de quartzo, subangulosos e subarredondados, com até 10 cm de diâmetro.

Nível Deposicional Fluvial N4

Esse nível ocorre em contexto de vertente, cujos registros identificados em campo se localizam apenas na margem direita do curso d'água. Ele se encontra escalonado em relação ao N5 e sua base está assentada sobre elúvio, cuja distância vertical em relação à lâmina d'água é de aproximadamente 20 m. Há apenas uma fácies preservada, com espessura de 150 cm, composta predominantemente por seixos de quartzo bastante friáveis autossuportados, arredondados, mal selecionados (tamanho varia de 1 cm a 20 cm), com os espaços entre os seixos preenchidos por matriz arenosa (areia fina a média).

Nível Deposicional Fluvial N3

O N3 é um nível deposicional em contexto de vertente, escalonado em relação ao N4, cujos registros identificados em campo estão localizados apenas na margem direita do curso fluvial, ao longo de seu vale. A base está assentada sobre elúvio, a uma distância vertical de cerca de 10 m em relação à lâmina d'água. Trata-se de um nível deposicional com espessura de 80 cm, com duas fácies preservadas, descritas a seguir : (i) fácies basal com 60 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, cujo tamanho varia de 1 cm a 20 cm (os seixos maiores são esparsos), subarredondados e arredondados; (ii) fácies superior com 20 cm de espessura, composta por material arenoso (areia fina a média), de aspecto homogêneo e maciço, aparentemente bastante alterado pela pedogênese e pelo intemperismo.

Nível Deposicional Fluvial N2

Foram identificados poucos registros do N2 ao longo do vale fluvial. Os registros identificados ocorrem nas duas margens do curso fluvial, em contexto de vertente. Trata-se de um nível deposicional escalonado em relação ao N3 e sua base está a cerca de 7 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. O pacote sedimentar possui apenas uma fácies preservada, com cerca de 80 cm de espessura, depositada sobre elúvio. Ela é composta predominantemente por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, com tamanho que varia de 1 cm a 10 cm.

Nível Deposicional Fluvial N1

O N1 do rio Paraúna é um terraço em contexto de fundo de vale, escalonado em relação ao N2. Essa feição deposicional foi identificada com larguras variáveis ao longo dos trabalhos de campo, sendo possível identificar essa característica a partir da observação de imagens de satélite. Nesse sentido, é comum que a largura do N1 seja menor que a largura da PI. A base do depósito se encontra encoberto pela lâmina d'água. O pacote sedimentar desse nível é composto de duas fácies sedimentares, com cerca de 350 cm de espessura, descritas a seguir: (i) fácies basal com cerca de 40 cm de espessura, é composta por seixos ora esparsos, ora quase autossuportados, em uma matriz arenosa (areia grossa); (ii) fácies superior arenosa (areia fina a média), com cerca de 310 cm de espessura. Não foram identificadas estruturas sedimentares.

Nível de Planície PI

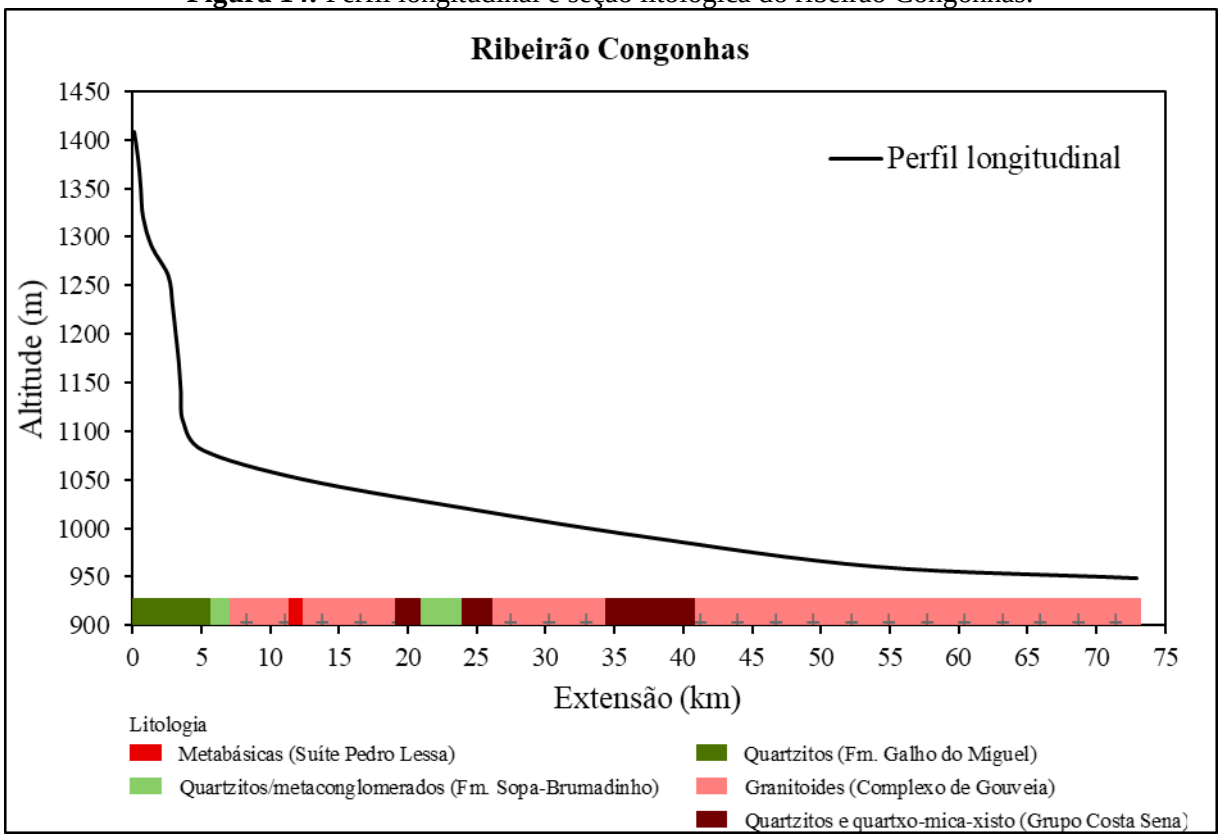
Em termos morfológicos, a PI do rio Paraúna é bastante larga, alcançando até 500 m. A partir da observação de imagens de satélite é possível verificar a existência de meandros abandonados. Atualmente, a PI possui aspecto consolidado e encontra-se associada a amplas barras laterais que chegam a ultrapassa 100 m de largura. No contexto da Serra do Espinhaço Meridional, a PI foi identificada com maior desenvolvimento nos segmentos de Médio e Baixo curso, em contexto de fundo de vale. A base desse depósito sedimentar se encontra encoberto pela lâmina d'água e seus sedimentos estão embutidos no N1. O pacote sedimentar é composto por uma fácies com cerca de 180 cm de espessura, predominantemente arenosa, frequentemente contendo grânulos de quartzo arredondados esparsos na matriz arenosa. Esses grânulos alcançam até 2 cm. O pacote sedimentar possui estruturas plano-paralelas.

5.2.2 Ribeirão Congonhas

O ribeirão Congonhas é um dos principais afluentes da margem esquerda do rio Paraúna. Ele nasce ao sul da Serra do Espinhaço Meridional e flui para norte, onde desagua no rio Paraúna após percorrer cerca de 73 km. Sua bacia hidrográfica possui 292 km².

As nascentes do ribeirão Congonhas ocorrem em uma área onde predominam os quartzitos mesoproterozoicos da Formação Galho do Miguel. Após cerca de 7 km, o Ribeirão atravessa as rochas da Formação Sopa-Brumadinho e ingressa em uma área onde predominam os granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos arqueanas do Complexo Gouveia, com alguns trechos de quartzitos e quartzo-mica-xisto paleoproterozoicos/neoarquenos do Grupo Costa Sena. Em praticamente todo o seu Médio e Baixo curso há depósitos sedimentares fluviais quaternários margeando o curso fluvial. São raras as falhas ou fraturas que esse curso d'água atravessa e apenas em pequenos trechos ele se encontra alinhado com falhas/fraturas de direção predominantemente N-S. Na Figura 14 é possível o perfil longitudinal do ribeirão Congonhas e a litologia que ele atravessa.

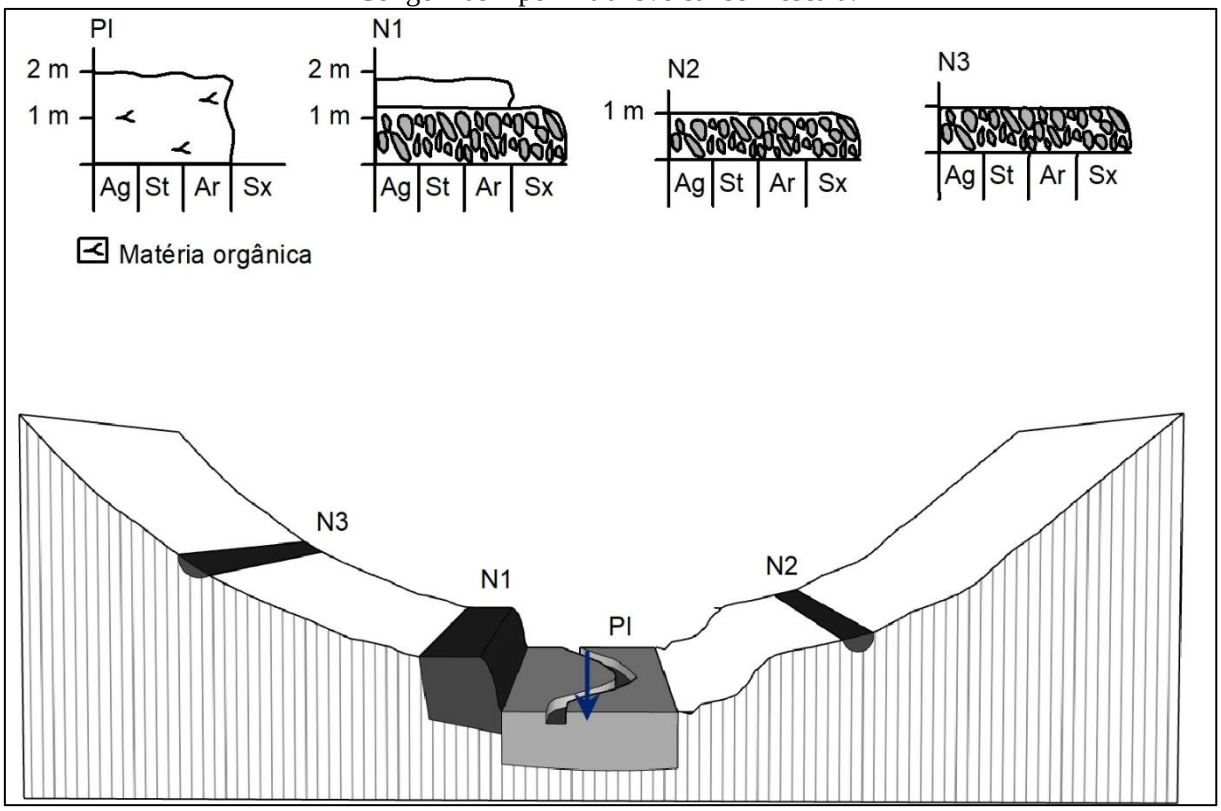
Figura 14: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Congonhas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No vale do ribeirão Congonhas foram identificados quatro níveis deposicionais: PI, N1, N2 e N3, cuja distribuição transversal no vale está representado na Figura 15. A PI e o N1 estão em contexto de fundo de vale. A PI é pareada e o N1 isolado, identificado apenas na margem esquerda do ribeirão. Os níveis N2 e N3 possuem registros ao longo de todo o vale, estão em contexto de vertente e são isolados, identificados apenas na margem direita do curso d'água. A PI se encontra embutida no N1. O N2 se encontra escalonado em relação ao N3.

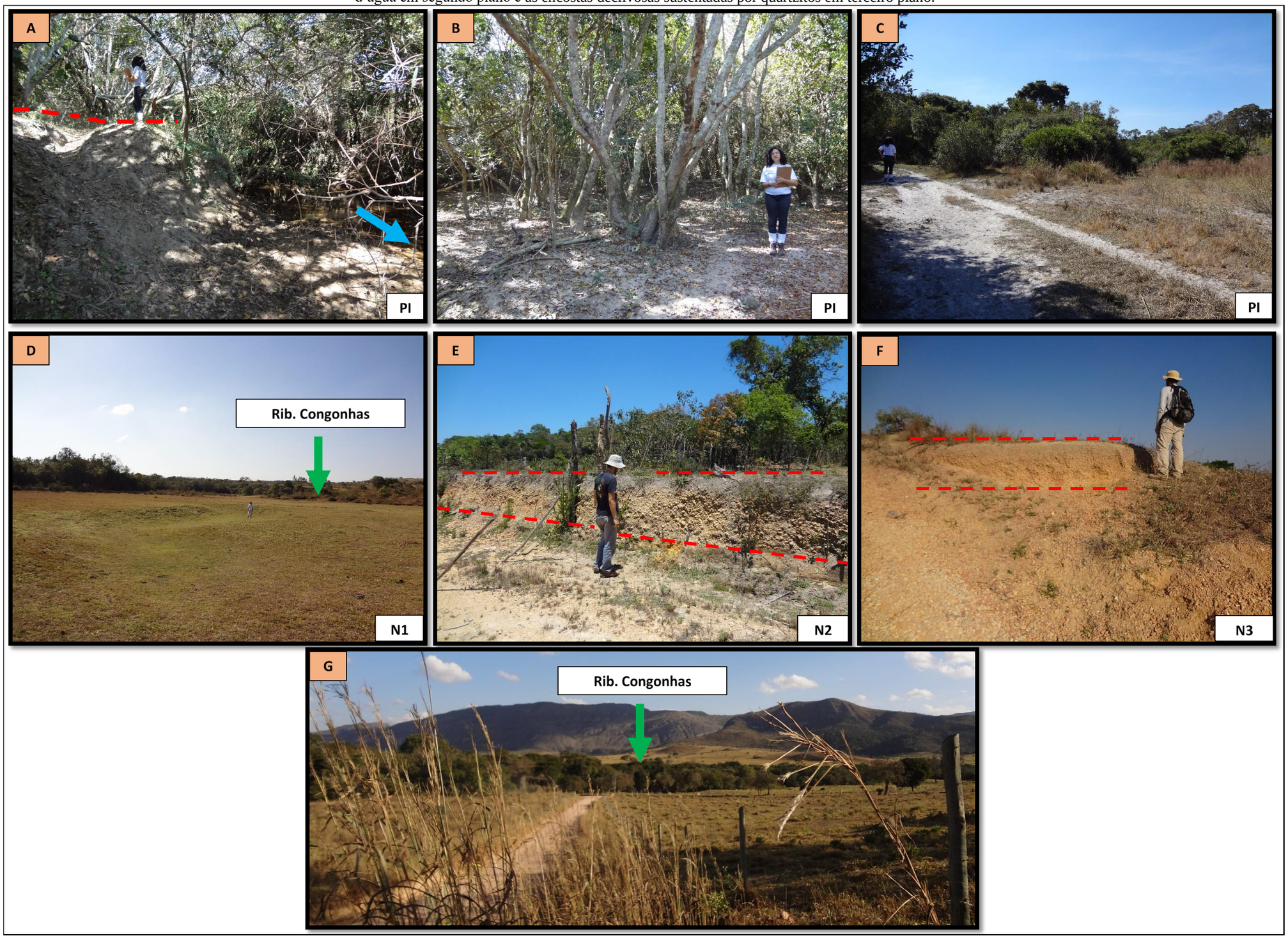
Figura 15: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Congonhas – perfil transversal sem escala.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A PI está associada à dinâmica fluvial atual. Ela é predominantemente arenosa e bastante ampla (Figuras 16a, 16b e 16c). O N1 possui registros de meandros abandonados em sua superfície (Figura 16d), o que pode ser decorrente de um abandono relativamente desses depósitos, possivelmente como consequência de atividades antrópicas na região. Nas Figuras 16e e 16f é possível observar depósitos sedimentares do N2 e do N3. Ao longo de todo o curso fluvial, o leito é do tipo aluvial, predominando sedimento arenoso. O fundo de vale desse ribeirão é bastante amplo e está associado a um terreno com granitoides, sendo que em diversos pontos é possível observar as escarpas sustentadas pelos quartzitos (Figura 16g).

Figura 16: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Congonhas. A seta azul indica o sentido do curso fluvial e as linhas vermelhas representam o limite superior e inferior dos depósitos sedimentares. Em A, B e C, a PI; em D, a parte superior do N1 com feições associadas a meandros abandonados; em E, N2 com fácies basal preservada; em F, N3 com fácies basal preservada; e em G, visão geral do fundo de vale amplo em primeiro plano, a posição do curso d'água em segundo plano e as encostas declivosas sustentadas por quartzitos em terceiro plano.



Fonte: Arquivo do autor

Nível Deposicional Fluvial N3

Esse nível deposicional possui poucos registros em ao longo do vale do ribeirão Congonhas. Trata-se de um nível em contexto de vertente, cuja distância vertical entre a base do depósito e a lâmina d'água é de aproximadamente 40 m. Apenas a fácies basal foi preservada, estando depositada sobre elúvio e possuindo cerca de 100 cm de espessura. Esta fácies é composta principalmente por seixo de quartzo autossuportados, mal selecionados, predominando seixos pequenos, cujo tamanho varia de 1 cm a 10 cm. A fácies é recoberta por material argilo arenoso, provavelmente transportado da vertente.

Nível Deposicional Fluvial N2

Esse nível deposicional foi identificado em vários pontos da margem esquerda do curso fluvial, ao longo de praticamente todo o vale do ribeirão Congonhas. Trata-se de um nível em contexto de vertente, escalonado em relação ao N3, cuja base, depositada sobre elúvio, situa-se a cerca de 15 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. O pacote sedimentar possui cerca de 200 cm de espessura, sendo composto por duas fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal com 100 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo mal selecionados, subarredondados a arredondados, cujo tamanho varia entre 1 e 5 cm, os seixos são autossuportados, mas com a presença de areia entre eles. (ii) fácies superior com cerca de 100 cm, composto por areia fina a média, de aspecto homogêneo e maciço.

Nível Deposicional Fluvial N1

Esse nível deposicional se encontra em contexto de fundo de vale e identificado apenas na margem esquerda do Ribeirão. O seu pacote sedimentar está depositado sobre elúvio e a sua base está a 4 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. Ele possui cerca d e170 cm de espessura e é composto por duas fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal com cerca de 150 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo arredondados, mal selecionados e autossuportados, com até 10 cm de diâmetro; (ii) fácies superior com 20 cm de espessura, composta por material arenoso (areia fina). Não foram identificadas estruturas sedimentares.

Nível de Planície PI

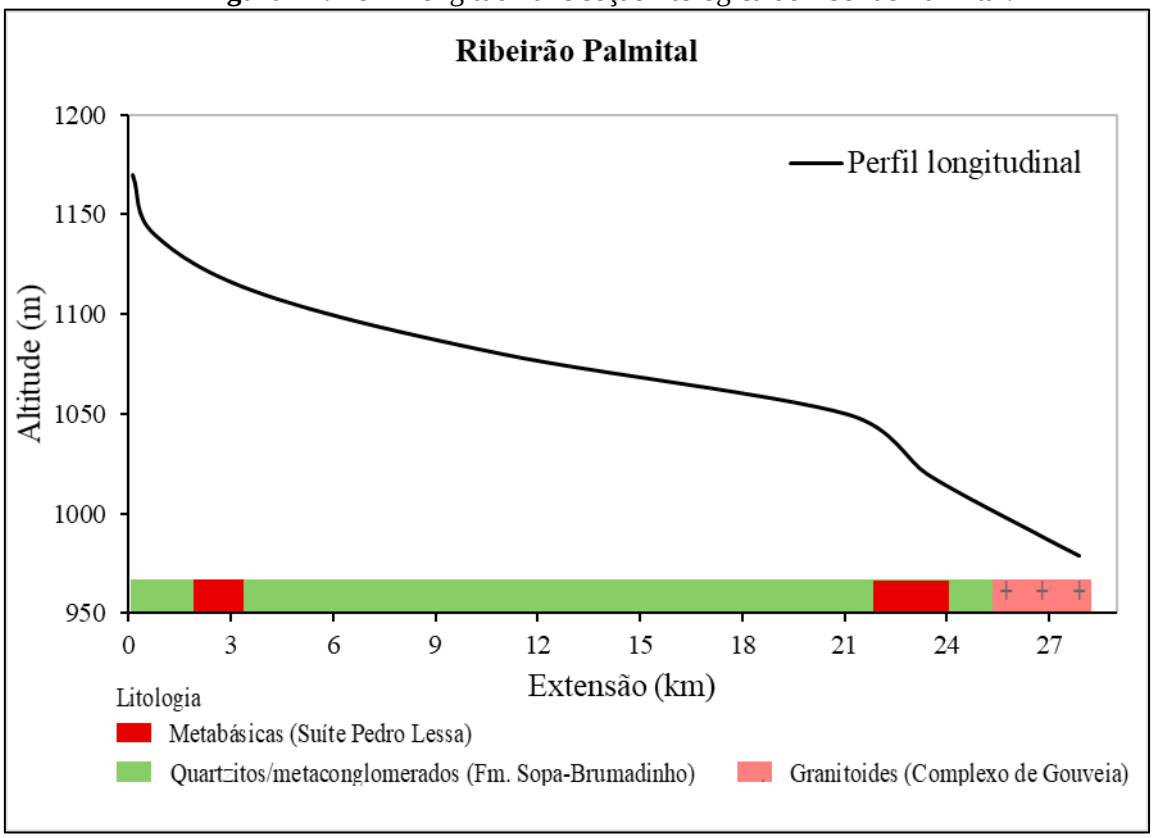
A PI do ribeirão Congonhas se diferencia de praticamente todas as demais planícies investigadas, haja vista a sua largura, que alcança até cerca de 500 m de largura. Ela foi identificada ao longo de praticamente toda a extensão do vale desse curso fluvial, em contexto de fundo de vale e aparentemente consolidada. A base desse nível se encontra sob a lâmina d'água e seu pacote sedimentar encaixado em relação ao N1. O pacote sedimentar é composto por uma fácies areno-argilosa (areia fina) com cerca de 200 cm de espessura, com coloração escura, associada à presença de matéria orgânica. Não foram identificadas estruturas sedimentares.

5.2.3 Ribeirão Palmital

Esse curso d'água é um dos principais afluentes da margem direita do rio Paraúna. Ele nasce no setor nordeste da bacia do rio Paraúna e flui em direção ao sul, até desaguar no rio principal, após percorrer cerca de 28 km. Sua rede hidrográfica drena uma área de 171 km².

O perfil longitudinal desse curso d'água pode ser dividida em dois segmentos, delimitados pela ruptura de declive observada no Médio curso. Em sua bacia hidrográfica predominam quartzitos mesoproterozoicos da Formação Sopa-Brumadinho. No Médio curso do ribeirão afloram metapelitos e quartzitos mesoproterozoicos do Grupo Campo Sampaio (Formação Sopa-Brumadinho). No Baixo curso afloram as rochas neoproterozoicas da Suíte Pedro Lessa, na qual predominam metagabros e metadiabásios. Há ainda áreas da bacia hidrográfica em que afloram rochas da Formação Galho do Miguel, com quartzitos finos intercalados com metargilitos paleoproterozoicos, e granitoides e gnaisses mesoarqueanos do Complexo Gouveia. Há poucas falhas e fraturas mapeadas na bacia hidrográficas desse curso d'água e as que foram mapeadas tem direção predominante N-S. Na Figura 17 é possível observar o perfil longitudinal do ribeirão Palmital e as litologias atravessadas pelo curso d'água.

Figura 17: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Palmital.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na bacia do ribeirão Palmital se observa um relevo suavizado, sustentado pelos quartzitos e metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 18a e 18b). De modo geral, o relevo suavizado reflete o pequeno encaixamento dos cursos d'água devido à maior resistência das rochas que afloram na região. No Baixo curso, onde afloram rochas metabásicas e graníticas, os cursos d'água aprofundaram seus leitos e é possível observar vales mais encaixados (Figura 18c e 18d). Ao longo de praticamente todo a extensão do leito fluvial (excetuando-se o trecho mais declivoso) é possível observar que o leito é predominantemente aluvial, com barras arenosas expressivas (Figura 18d).

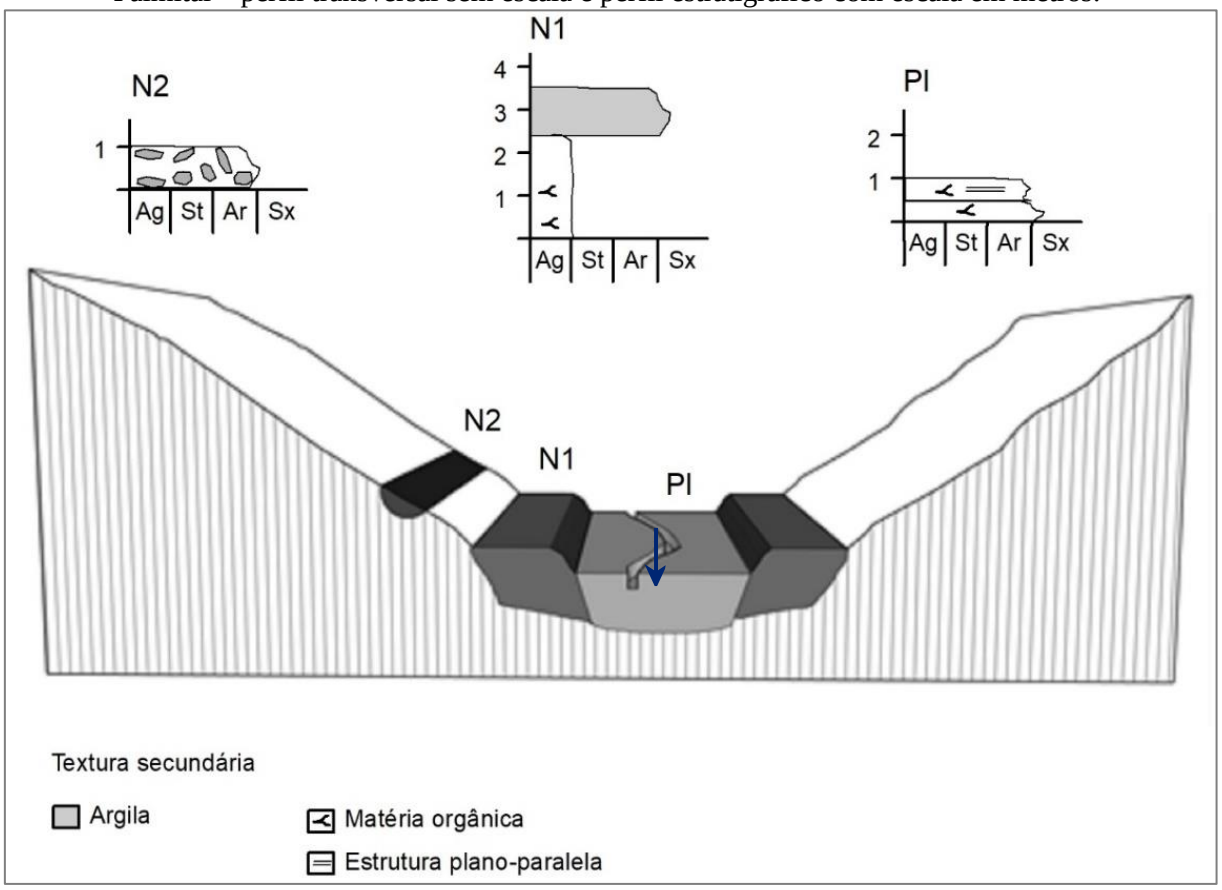
Figura 18: Contexto geomorfológico da bacia do ribeirão Palmital. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água. Em A, relevo suavizado no Alto curso do Ribeirão; em B, relevo suavizado e barras laterais arenosas no canal fluvial; em C, trechos de leito rochoso com presença de rochas mais resistentes; e em D, leito aluvial e barras arenosas no Baixo curso, próximo à confluência com o rio Paraúna.



Fonte: Arquivo do autor.

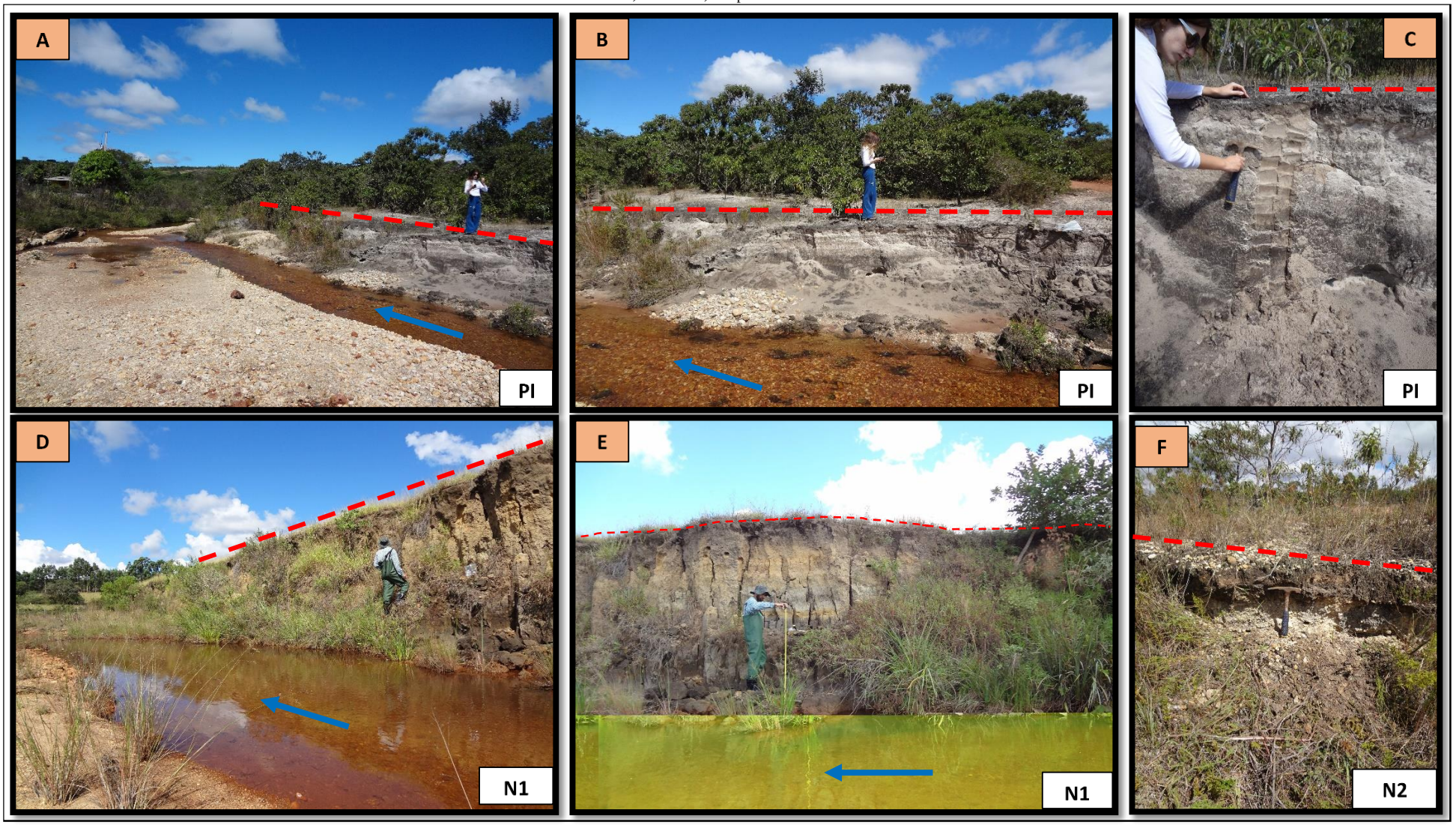
Ao longo do vale do ribeirão Palmital foram identificados três níveis deposicionais no Alto curso, onde ocorrem as rochas do Membro Campo Sampaio e da Formação Sopa-Brumadinho: PI, N1 e N2. A distribuição transversal dos níveis deposicionais e os perfis-síntese podem ser observados na Figura 19. A PI e o N1 são níveis deposicionais mais preservados, pareados e em contexto de fundo de vale (Figura 20a, 20b, 20c, 20d e 20e). Já o N2 é o único nível deposicional em contexto de vertente, identificado apenas na margem direita do ribeirão (Figura 20f). A PI encontra-se embutida no N1 e este escalonado em relação ao N2.

Figura 19: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Palmital – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 20: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Palmital. As setas azuis indicam o sentido dos cursos d'água e as setas vermelhas o limite superior e/ou inferior dos depósitos sedimentares. Em A e B, vista da PI associada ao curso d'água com leito cascalhento; em C, detalhe da PI; em D e E, vista do depósito de N1; e em F, depósito de N2.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N2

O N2 corresponde a um nível isolado, cujos registros foram identificados somente na margem direita do curso fluvial em seu Alto curso, que drena a superfície de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional. Trata-se de um nível isolado, que ocorre na margem direita do curso d'água, cuja base do depósito se encontra a 4 m de altura em relação à lâmina d'água. O depósito possui uma fácies com cerca de 100 cm, composta por areia média a grossa, com a presença de muitos seixos de quartzo subangulosos e subarredondados, mal selecionados, cujo tamanho chega a 5 cm. É possível identificar a presença de estruturas plano-paralelas.

Nível Deposicional Fluvial N1

Esse nível deposicional corresponde a um terraço em contexto de fundo de vale, escalonado em relação ao N2 e com sua base no mesmo nível da lâmina d'água, depositada sobre elúvio. Trata-se de um nível com espessura de cerca de 350 cm, composto por 3 fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal argilosa com 150 cm de espessura, de aspecto homogêneo e maciço, de cor escura devido à presença de matéria orgânica; (ii) fácies intermediária 130 cm de espessura, composta de material argiloso, com manchas amareladas e escuras; (iii) fácies superior com 70 cm de espessura, areno-argiloso (areia fina), de coloração escura.

Nível de Planície PI

A PI do ribeirão Palmital é um nível deposicional em contexto de fundo de vale, embutida no N1, cuja base se encontra sob a lâmina d'água. Seus registros são encontrados nas duas margens do ribeirão, mas somente no Alto curso. Em diversos pontos do vale seus sedimentos estão sendo remobilizados com facilidade pelo curso d'água. Trata-se de um nível com cerca de 100 cm de espessura, predominantemente arenoso, composto por duas fácies descritas a seguir: (i) fácies basal com 50 cm de espessura, arenosa (areia fina) e escura devido à presença de matéria orgânica; (ii) fácies superior composta de areia fina, com 50 cm de espessura, com estrutura plano-paralela, porém de coloração esbranquiçada na maior parte do pacote, sendo que somente a parte superficial é escura devido à matéria orgânica associada à vegetação atual.

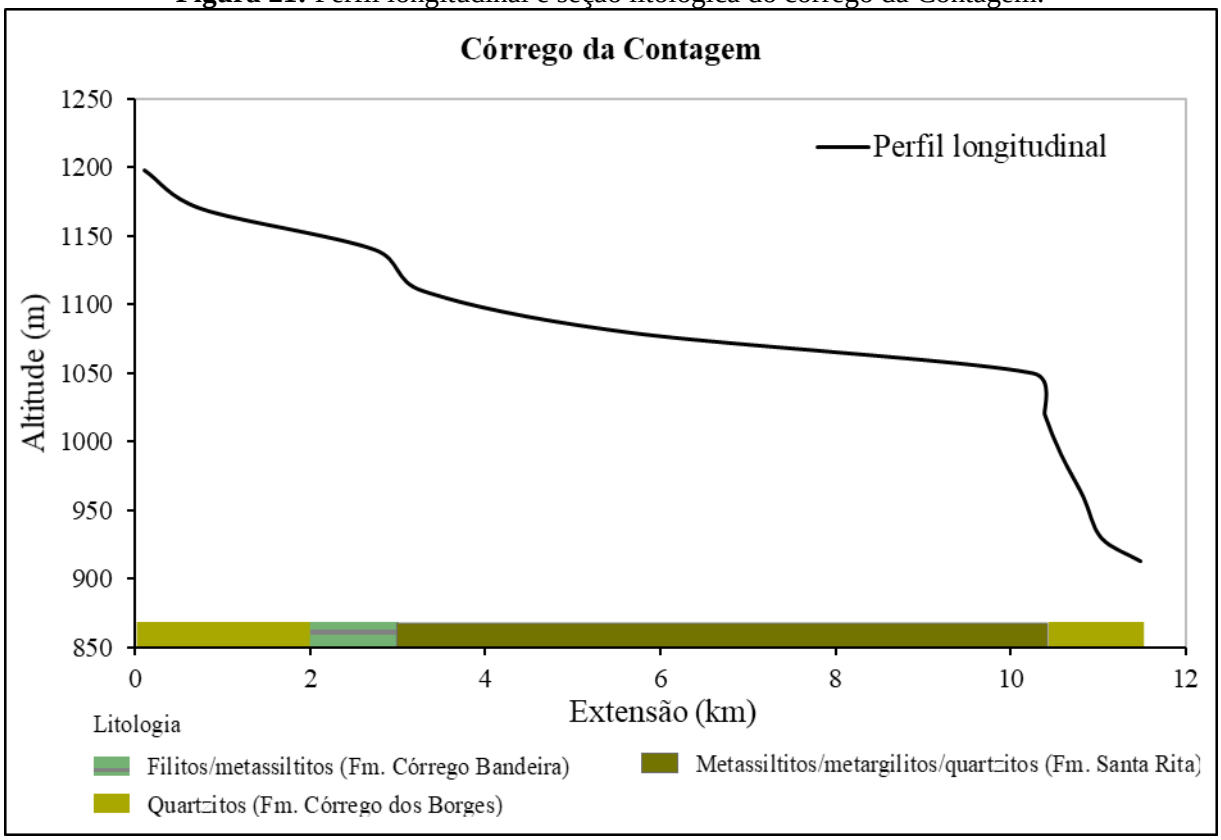
5.2.4 Córrego da Contagem

O córrego da Contagem é um afluente da margem direita do rio Paraúna, cuja confluência se localiza um pouco antes do Rio iniciar o trajeto de saída da Serra do Espinhaço Meridional. O córrego da Contagem é um pequeno curso d'água que possui cerca de 11,5 km de extensão. Ele nasce no oeste da Serra, flui alguns quilômetros na direção SO-NE, faz uma inflexão e passa a correr na direção N-S. Sua bacia hidrográfica possui 18 km².

No segmento que o curso d'água flui de SO-NE, ele está alinhado com uma falha/fratura e no segmento em flui na direção N-S, ele está alinhado com uma falha inversa ou de empurrão. No Baixo curso, ele faz uma inflexão para SO e volta a se alinhar com uma falha inversa ou de empurrão, retornando à direção N-S. Há ainda outras falhas ou fraturas de direção E-W mapeadas e que cortam o curso d'água.

A bacia hidrográfica está localizada em uma área onde afloram rochas das Formações Córrego Bandeira, Córrego dos Borges e Santa Rita. As suas cabeceiras de drenagem se localizam nas rochas mesoproterozoicas da Formação Córrego Bandeira, composta por metafilitos e metasiltitos. No trecho em que o curso d'água corre na direção SO-NE afloram rochas da Formação Córrego dos Borges, de idade mesoproterozoicas e cuja litologia é composta por metaconglomerados e quartzitos. No segmento em que o curso d'água corre na direção N-S ocorrem metasiltitos e metafilitos mesoproterozoicos da Formação Santa Rita. No Baixo curso afloram novamente as rochas da Formação Córrego dos Borges. Como se observa na Figura 21, o perfil longitudinal do córrego da Contagem possui dois segmentos anômalos, com rupturas de declive mais pronunciadas. A primeira, no Alto curso, está associada à passagem das rochas da Formação Córrego dos Borges para as rochas da Formação Santa Rita. A segunda corresponde à passagem da Formação Santa Rita para a Formação Córrego dos Borges.

Figura 21: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego da Contagem.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 22 é possível observar algumas características da bacia hidrográfica do córrego da Contagem. Na área associada ao Alto curso do Córrego, o relevo é suavizado, com a morfologia evidenciando o mergulho das camadas rochosas (Figura 22a e Figura 22b). Na Figura 22b é possível observar o vale fluvial do referido curso d'água. Ele possui um fundo de vale amplo e preenchido por sedimentos. Já as encostas são bastante íngremes e sustentadas por quartzitos da litologia observada na região.

Figura 22: Contexto geomorfológico da bacia do córrego da Contagem. Em A, trecho de Alto curso da bacia hidrográfica; em B, vista do vale do Córrego, com fundo de vale amplo. Nas duas imagens, destacam-se os afloramentos de quartzitos.

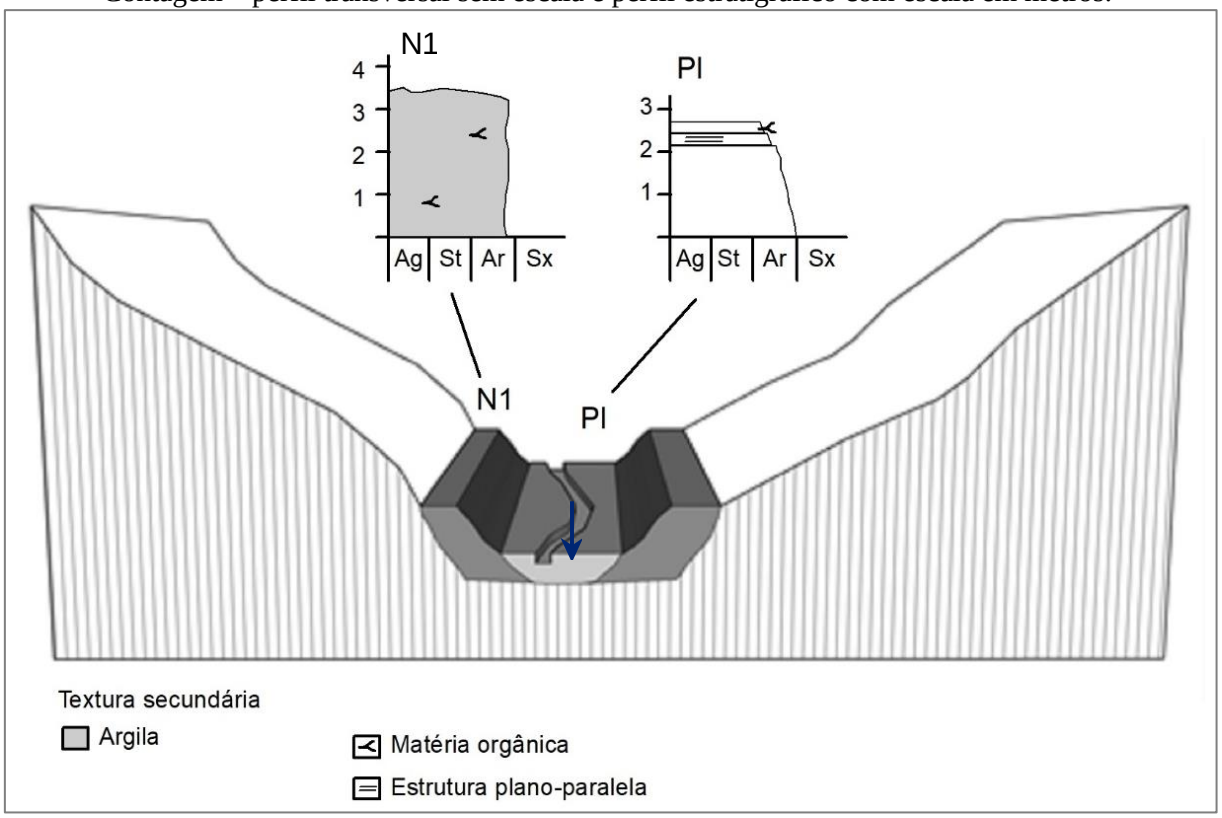


Fonte: Arquivo do autor.

Foram identificados dois níveis deposicionais: PI e N1, cuja localização no perfil transversal do vale está representado na Figura 23. Os dois níveis ocorrem de forma pareada e em contexto de fundo de vale. Ressalta-se que a PI está embutida no N1, tem aspecto inconsolidado e seus

sedimentos parecem ser facilmente remobilizados durantes os períodos chuvosos. O leito fluvial é predominantemente aluvial, composto de material arenoso, mas com grande quantidade de seixos e blocos visíveis. Em alguns segmentos o leito é do tipo rochoso, sobretudo em corredeiras. Nas Figuras 24a, 24b e 24c é possível observar as características do N1, espesso e com a presença marcante de matéria orgânica, o que é perceptível pela coloração escurecida dos perfis. Também é possível observar que o N1 tem a sua base em contato com a lâmina d'água. Na Figura 24d é possível observar a PI e seu aspectos mais friável.

Figura 23: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do córrego da Contagem – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 24: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego da Contagem. As linhas vermelhas representam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, B e C, o N1 e sua cor escurecida, associada ao acúmulo de matéria orgânica; em C, depósito de PI.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N1

O N1 corresponde a um terraço em contexto de fundo de vale, cuja base está sob a lâmina d'água. Esse depósito possui cerca de 350 cm de espessura e é composto por uma fácies areno-argilosa (areia fina), de coloração escura que varia ao longo do perfil e está associada à presença de matéria orgânica. Embora seja um depósito pareado, ele é mais extenso na margem direita, iniciando na parte inferior da vertente e se estendendo até o curso fluvial, com uma inclinação suave.

Nível de Planície PI

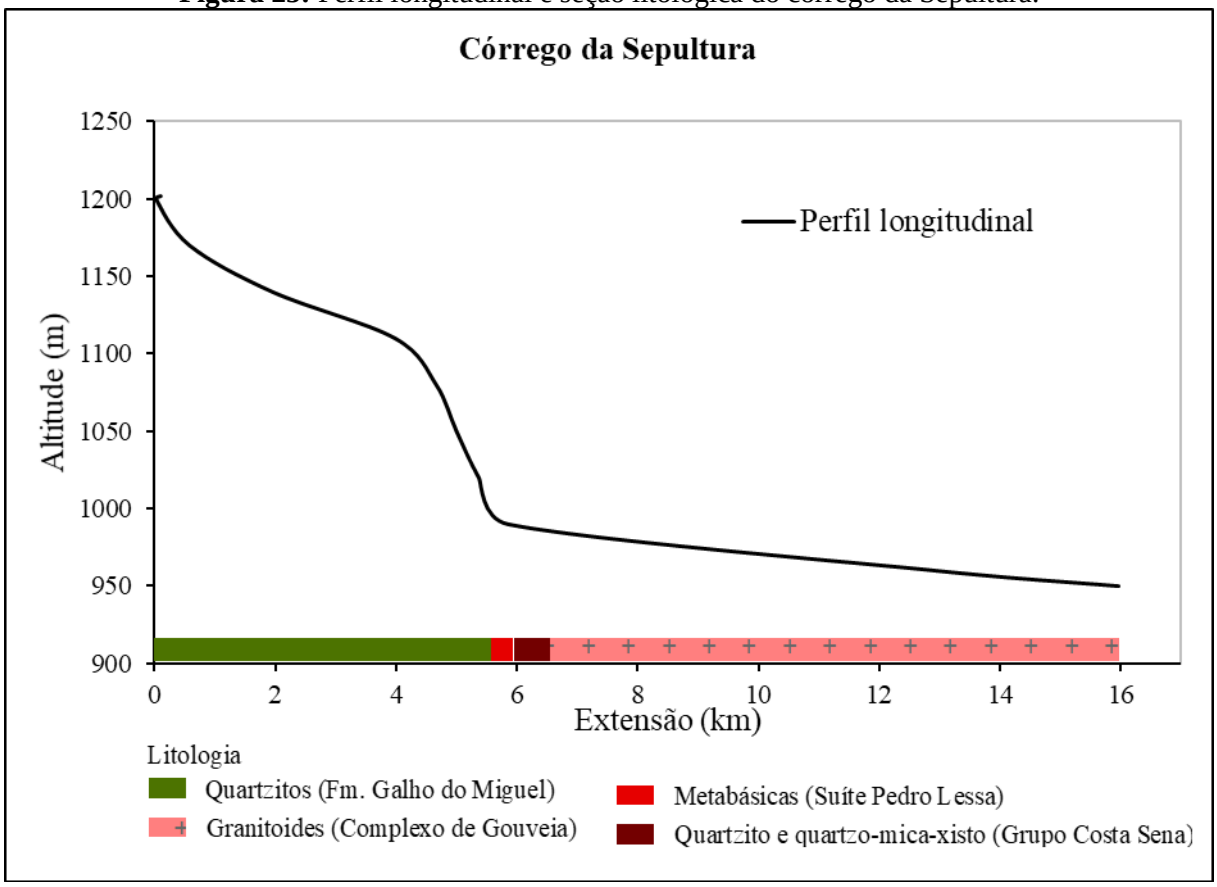
A PI é um nível deposicional que ocorre em alguns trechos do córrego da Contagem, em suas duas margens. Sua base encontra-se sob a lâmina d'água e seus sedimentos apresentam aspecto bastante friável, com sinais de remobilização dos sedimentos a partir da migração lateral do canal. O pacote sedimentar possui cerca de 240 cm de espessura, associado a 3 fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal com cerca de 200 cm de espessura, arenosa (areia média a grossa), de coloração escura; (ii) fácies intermediária com 20 cm de espessura, arenosa (areia fina), de coloração esbranquiçada e presença de estrutura plano-paralela; (iii) fácies superior areno-argilosa (areia fina) com cerca de 20 cm de espessura, de coloração escura devido à presença de matéria orgânica.

5.2.5 Córrego da Sepultura

O córrego da Sepultura é um afluente da margem direita do rio Paraúna. Suas nascentes estão localizadas no oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Assim como ocorre com o córrego da Contagem, ele flui na direção SO-NE, inicialmente, e, após uma inflexão, passa a correr predominantemente na direção N-S e NO-SE. Ele possui cerca de 16 km de extensão e drena uma área de aproximadamente 51 km².

As cabeceiras de drenagem e o Alto curso desse córrego se localizam em uma área em que predominam quartzitos finos e puros, intercalados em alguns locais com metargilitos e quartzitos médios e grossos mesoproterozoicos da Formação Galho do Miguel. No Médio curso afloram quartzitos e quartzo-mica-xisto paleoproterozoicos/neoarqueanos do Grupo Costa Sena. Em grande parte do Médio e Baixo curso afloram os granitos, gnaisses, granodioritos e migmatitos mesoarqueanos do Complexo Gouveia. Em alguns locais afloram rochas da Suíte Pedro Lessa. De acordo com os mapeamentos geológicos da região, há falhas e fraturas de direção aproximada N-S (falhas inversas ou de empurrão) e E-W (falhas e fraturas indiscriminadas). Na Figura 25 é possível visualizar o perfil longitudinal desse curso d'água e a seção litológica que ele atravessa.

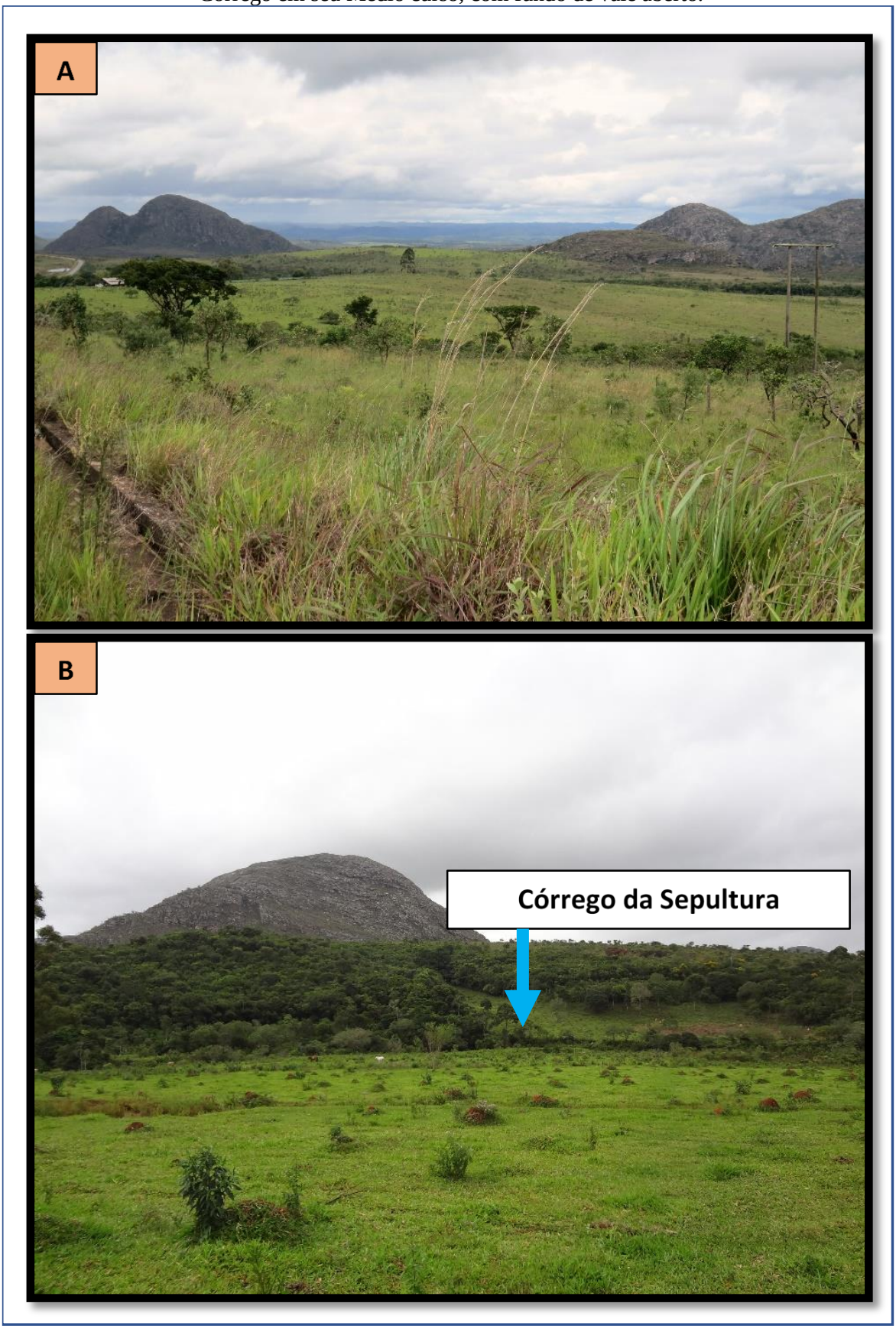
Figura 25: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego da Sepultura.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A bacia hidrográfica do córrego da Sepultura pode ser dividida em dois compartimentos com características geomorfológicas distintas. O Alto curso é caracterizado por uma topografia mais elevada, com relevo com menores declividades, exceto em áreas onde afloram rochas mais resistentes com mergulhos mais pronunciados e revelados por formas mais declivosas, como se observa na Figura 26a. No Médio e Baixo curso, a topografia possui menores altitudes. O relevo nesse compartimento foi elaborado sobre rochas mais friáveis do Complexo Gouveia (granitoides). Nesse sentido, predominam formas rebaixadas arredondadas e com solos mais profundos, quase sempre sendo possível visualizar as escarpas quartzíticas que delimitam os dois compartimentos (Figura 26b).

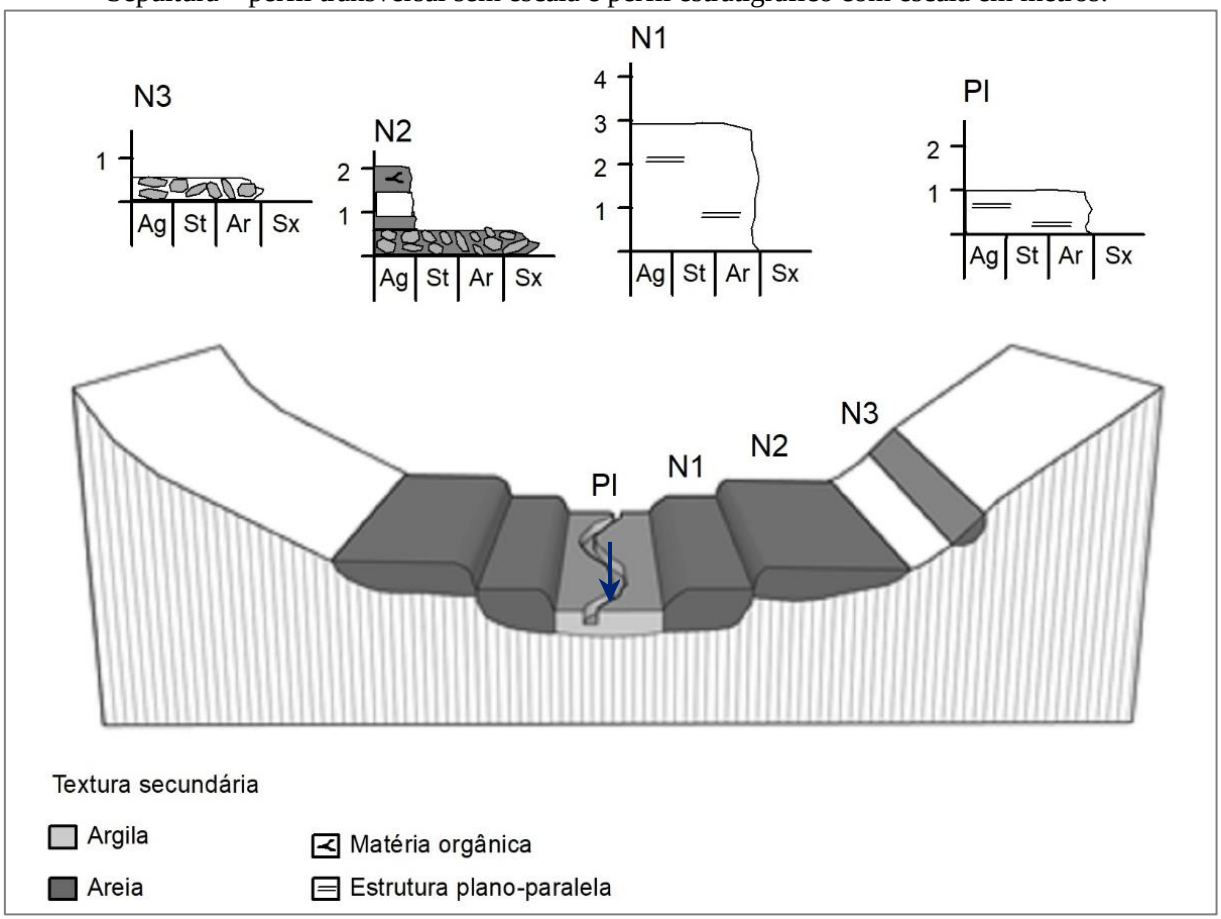
Figura 26: Contexto geomorfológico na bacia hidrográfica do córrego da Sepultura. Em A, Alto curso do Córrego, com relevo suavizado e morros declivosos sustentados por quartzitos; em B, contexto do Córrego em seu Médio curso, com fundo de vale aberto.



Fonte: Arquivo do autor.

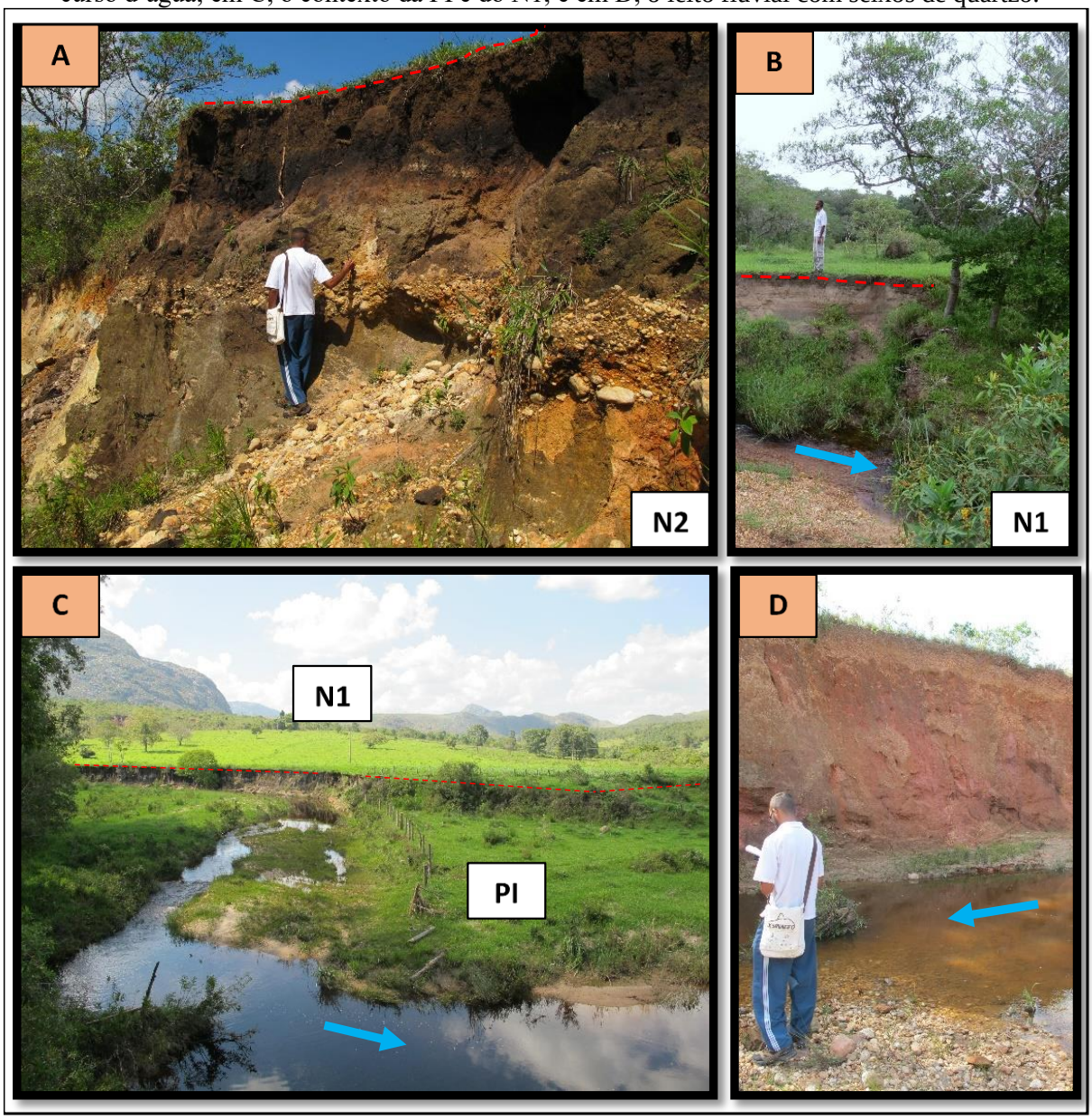
No vale do córrego da Sepultura foram identificados quatro níveis deposicionais: PI, N1, N2 e N3, cuja distribuição no perfil transversal do vale está representada na Figura 27. A PI, o N1 e o N2 são níveis deposicionais pareados e em contexto de fundo de vale. A PI se encontra embutida no N1 (Figura 28c) e este encaixado em relação ao N2. O N2 se encontra escalonado em relação ao N3, o único nível em contexto de vertente no vale desse córrego. Na Figura 28a é possível observar o N2 e a sua base sobre elúvio, bem próximo ao curso d'água. Na Figura 28b e 28c é possível observar o contexto morfológico do N1. Na Figura 28d é possível observar o leito fluvial aluvial e o encaixamento do curso d'água. O leito fluvial é predominantemente aluvial, com pequenos trechos de leito rochoso.

Figura 27: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do córrego da Sepultura – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 28: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego da Sepultura. As setas azuis indicam o sentido do córrego e as linhas vermelhas representam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, o N2 com base de seixos e parte superior rica em matéria orgânica; em B, o N1 ao lado do curso d'água; em C, o contexto da PI e do N1; e em D, o leito fluvial com seixos de quartzo.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N3

Esse nível deposicional deve ser o mais antigo do vale, tendo em vista sua posição em cota altimétrica mais elevada que os demais. Ele é um nível isolado, identificado apenas na margem esquerda do curso fluvial, e em contexto de vertente. As suas características sugerem a atuação de processos de vertente e pedogenéticos. A sua base está a cerca de 9 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. Apenas uma fácies se encontra preservada, com cerca de 30 cm de

espessura, composta por seixos, predominantemente de quartzo, autossuportados, subarredondados e arredondados, com até 15 cm de diâmetro, depositados sobre elúvio.

Nível Deposicional Fluvial N2

O N2 é um nível deposicional identificado em grande parte do Médio e do Baixo curso do córrego da Sepultura, em ambas as margens e em contexto de fundo de vale. Ele é escalonado em relação ao N3, verificando-se que sua base se encontra a 2 m de distância vertical em relação à lâmina d'água no Médio curso e a 5 m no Baixo curso. Esse depósito possui cerca de 200 cm de espessura e é composto por 4 fácies, descritas a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal com cerca de 40 cm de espessura depositada sobre elúvio, composta por seixos subarredondados e arredondados, predominantemente de quartzo, cujo tamanho varia de 5 a 15 cm, matacões de até 30 cm na base até grânulos na parte superior (granodecrescência ascendente), suportados por uma matriz arenosa (areia média a grossa); (ii) fácies argilo-arenosa, de aspecto maciço, com cerca de 60 cm de espessura; (iii) fácies argilosa, de aspecto maciço e com cerca de 30 cm de espessura; (iv) fácies superior argilo-arenosa, de coloração escura associada à presença de matéria orgânica, com cerca de 70 cm de espessura.

Nível Deposicional Fluvial N1

O N1 é um nível deposicional em contexto de fundo de vale, de aspecto consolidado e que ocorre margeando praticamente toda a extensão do curso fluvial. Ele é lateralmente restrito, sempre com menos de 10 m de largura, e se encontra levemente encaixado em relação ao N2. Sua base está sob a lâmina d'água, sendo possível que seus sedimentos correspondam à base dos sedimentos da PI. Esse pacote sedimentar possui 300 cm de espessura, é composto por uma fácies arenosa (areia média a grossa), sendo possível observar a presença de estratificação plano-paralela.

Nível de Planície PI

A PI é um nível deposicional com aspecto inconsolidado, aparentemente bastante susceptível aos processos erosivos associados à dinâmica fluvial. Trata-se de um depósito horizontalmente restrito, com até 5 m de largura, que ocorre nas duas margens do curso fluvial em praticamente toda a sua extensão. Ela se encontra em contexto de fundo de vale, embutida no N1. Sua base

se encontra sob lâmina d'água, não sendo possível identificar se está assentada sobre alúvio ou se há outras fácies em maior profundidade. O pacote sedimentar possui apenas uma fácies arenosa (areia média a grossa), com cerca de 100 cm de espessura, com estrutura plano paralela.

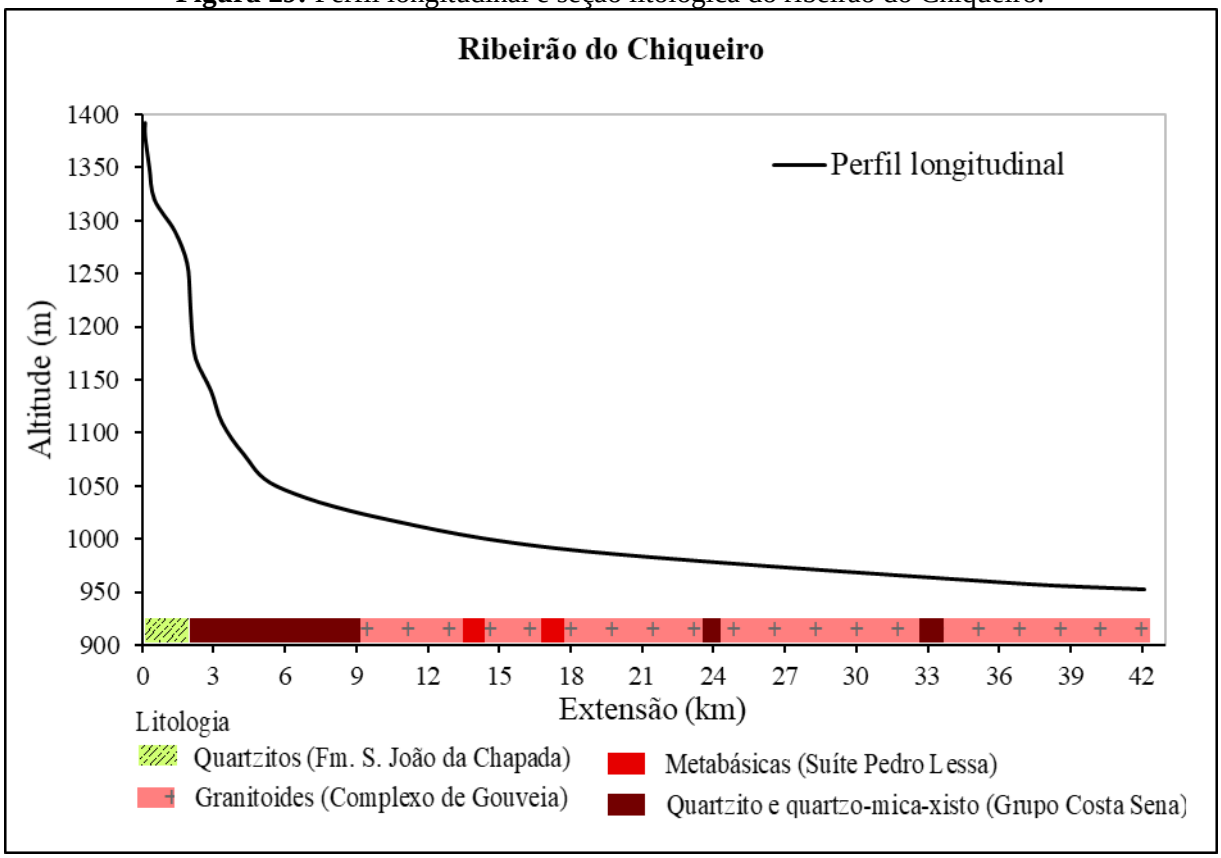
5.2.6 Ribeirão do Chiqueiro

O ribeirão do Chiqueiro é um importante afluente da margem direita do rio Paraúna. O curso d'água nasce na região central da Serra do Espinhaço Meridional, sua rede hidrográfica drena a Depressão de Gouveia e possui 507 km². Esse curso d'água tem direção predominante N-S, percorrendo cerca de 42 km até desaguar no rio Paraúna.

Na bacia hidrográfica predominam as rochas arqueanas do Complexo Gouveia (granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos) e as neoproterozoicas do Grupo Costa Sena (quartzitos e quartzo-mica-xistos). As cabeceiras de drenagem estão localizadas na superfície de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional, sustentada pelos quartzitos mesoproterozoicos da Formação São João da Chapada e as rochas mesoproterozoicas da Formação Sopa-Brumadinho (filitos e quartzitos). Há locais em que afloram as rochas neoproterozoicas da Suíte Pedro Lessa (metadiabásios e metagabros), as rochas arqueanas do Grupo Pedro Pereira (metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas) e os diques e soleiras mesoproterozoicas (tardi-tectônicas – pós Espinhaço). Ao longo de grande parte do Médio e Baixo curso, margeando o ribeirão do Chiqueiro, existem depósitos sedimentares fluviais cenozoicos.

O perfil longitudinal do ribeirão do Chiqueiro não possui rupturas de declive significativas. O curso d'água atravessa as rochas da Formação São João da Chapada e do Grupo Costa Sena no Alto curso. Já no Médio e Baixo curso, o ribeirão atravessa as rochas mais friáveis do Complexo Gouveia com alguns segmentos curtos da Suíte Pedro Lessa e do Grupo Costa Sena (Figura 29). Há poucas falhas e fraturas mapeadas na bacia hidrográfica desse ribeirão, sendo que os estudos geomorfológicos consideram que vale se desenvolveu se aproveitando dos eixos anticlinais e sinclinais da região. Esses anticlinais e sinclinais têm direção predominantemente de N-S e predominam falhas de empurrão, cujas direções predominantes são N-S, ONO-ESSE e NNO-SSE.

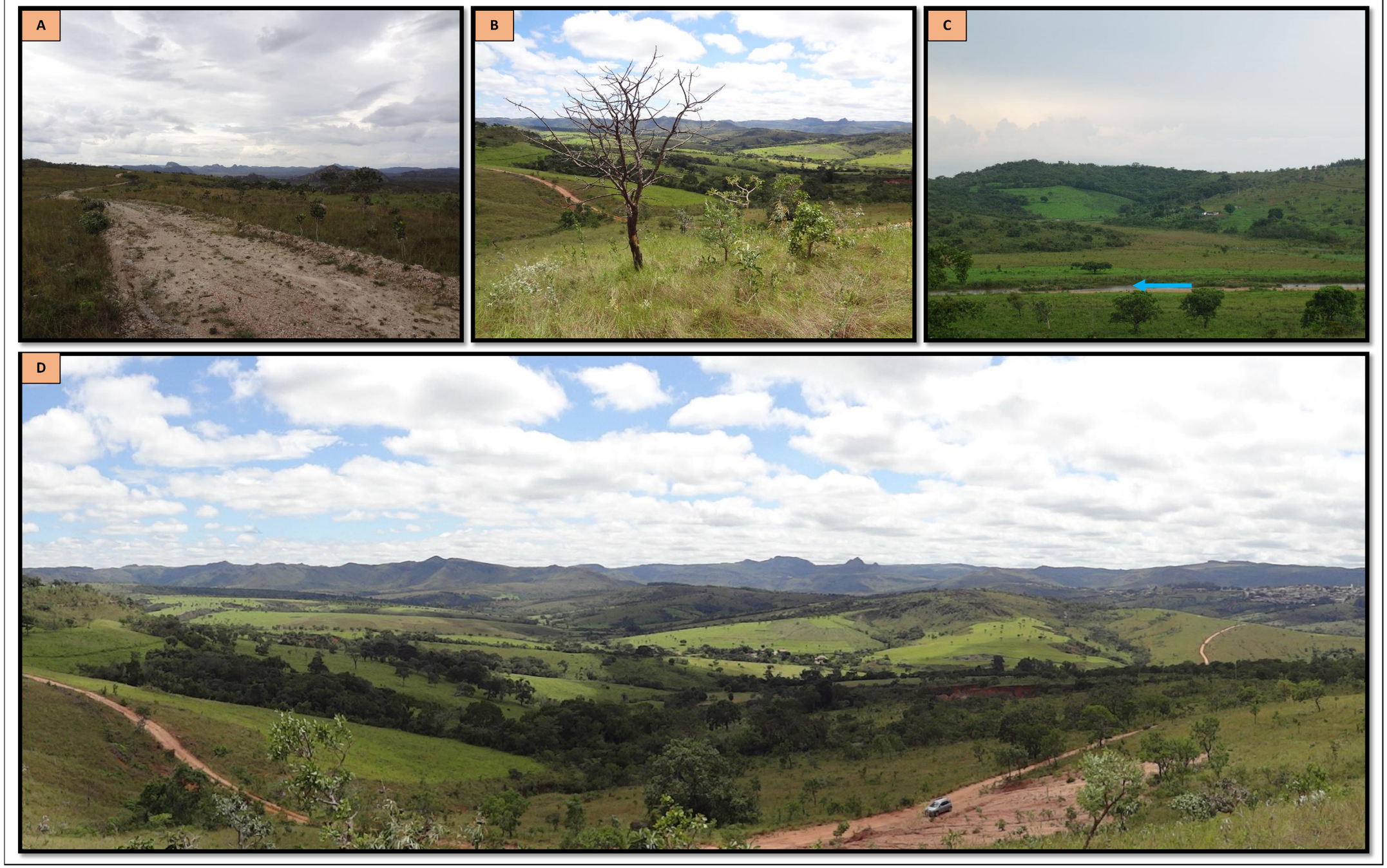
Figura 29: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão do Chiqueiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na bacia hidrográfica do ribeirão do Chiqueiro é possível identificar dois compartimentos topográficos. A área mais elevada corresponde, em grande parte, à área próxima aos limites da bacia hidrográfica. De modo geral, é uma área de relevo relativamente suavizado (Figura 30a), sustentado por rochas mais resistentes, como os quartzitos. A maior parte da bacia hidrográfica corresponde a uma área deprimida, cujas formas foram elaboradas sobre as rochas mais friáveis do Complexo Gouveia. Nesse compartimento predominam morros alongados e suavizados (Figura 30b). No Médio e Baixo curso, o vale fluvial se torna mais aberto, com morros alongados e relativamente suavizados e amplas rampas de sedimentos alúvio-coluviais (Figura 30c). Na Figura 30d é possível observar a configuração geomorfológica da bacia hidrográfica, com a parte mais rebaixada sustentada pelas rochas do Complexo Gouveia e, ao fundo, as escarpas e as superfícies mais elevadas, ambas sustentadas pelas litologias mais resistentes do Supergrupo Espinhaço.

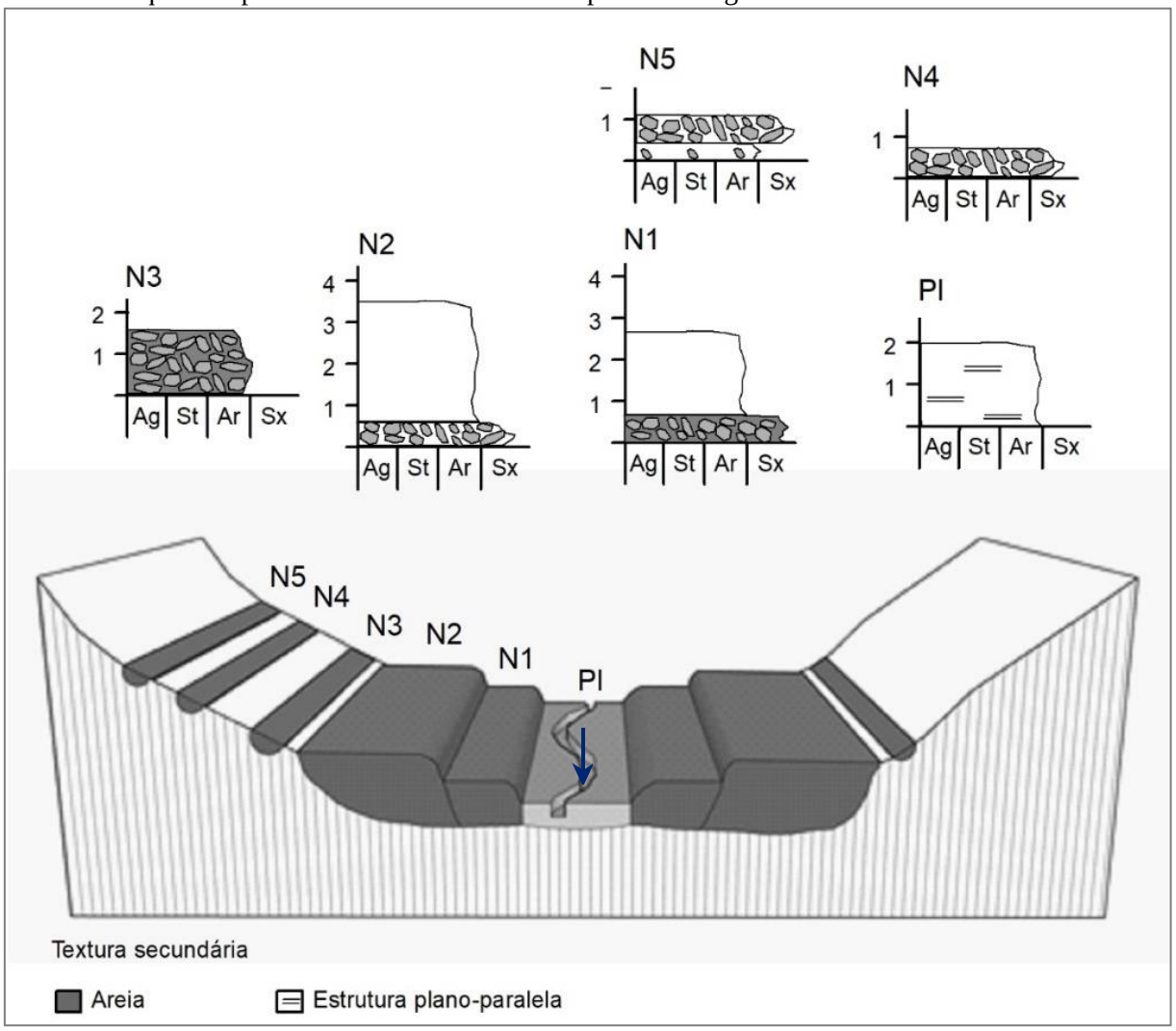
Figura 30: Contexto geomorfológico da bacia do ribeirão do Chiqueiro. Em A, contexto geral dos Altos cursos do Ribeirão e de seus afluentes, com topografia elevada e suavizada, sustentada por rochas quartzíticas; em B, C e D, vista da Depressão de Gouveia, onde predominam as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas do Complexo Gouveia – relevo com morros arredondados; em C, a seta azul indica a direção do Ribeirão e, em segundo plano, o fundo de vale amplo e os morros alongados; em D é possível observar, em primeiro plano a Depressão de Gouveia e, ao fundo, as elevações sustentadas por quartzitos.



Fonte: Arquivo do autor.

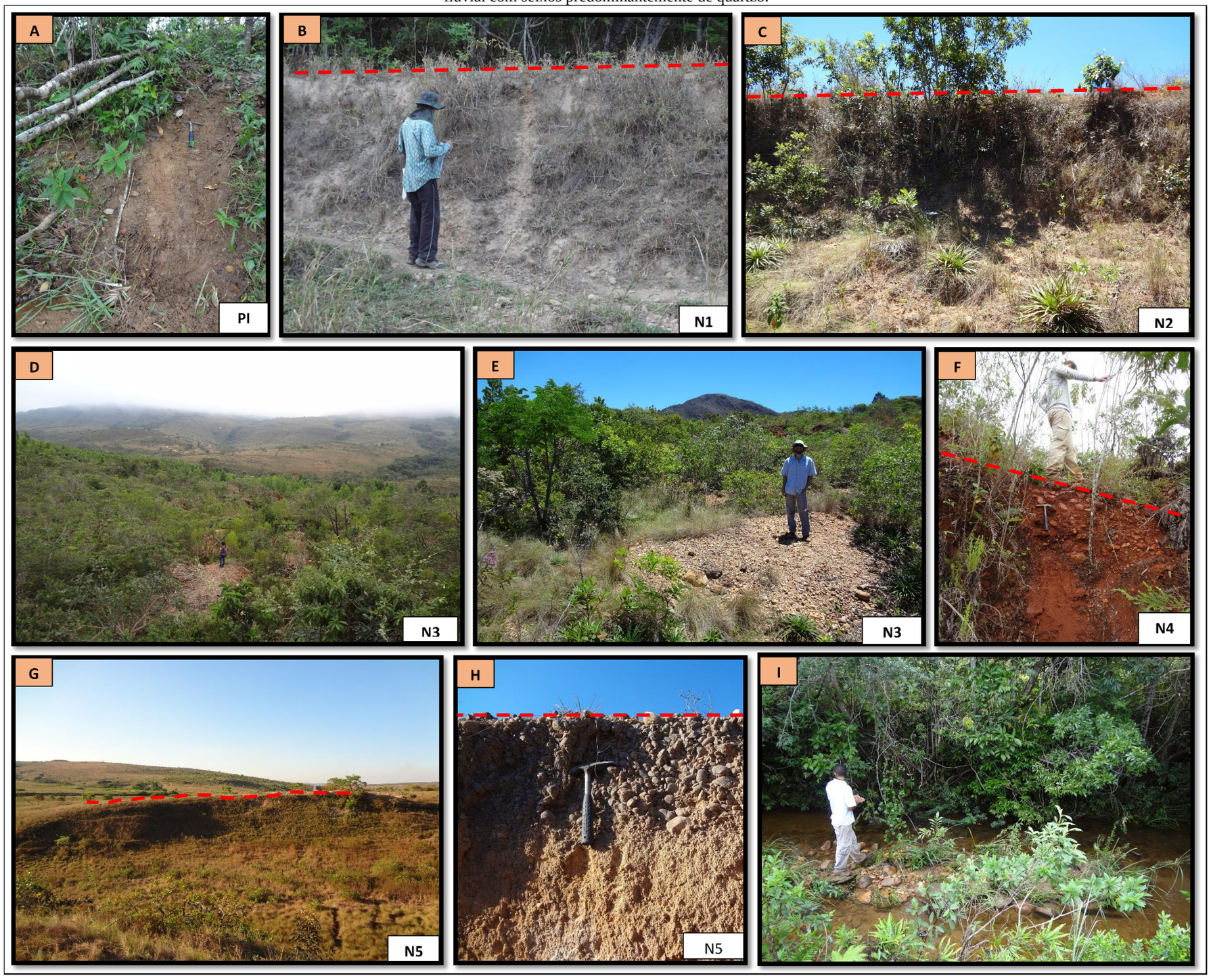
No vale do ribeirão do Chiqueiro foram identificados seis níveis deposicionais: PI, N1, N2, N3, N4 e N5, cuja distribuição no perfil transversal do vale está representada na Figura 31. A PI e os N1, N2 e o N3 são níveis deposicionais pareados. A PI e o N1 e o N2 (Figura 32a, 32b e 32c) estão em contexto de fundo de vale, enquanto os outros níveis estão em contexto de vertente. A PI está embutida no N1 e este no N2. Os níveis N2, N3 (Figura 32d e 32e) e N4 (Figura 32f) se encontram escalonados em relação aos níveis imediatamente mais velhos. Os níveis N4 e N5 (Figura 32g e 32h) foram identificados apenas na margem direita do Ribeirão. O leito fluvial é predominantemente aluvial, com trechos em que se destacam sedimentos arenosos e em outros seixos e matacões, às vezes blocos (Figura 32i). Em alguns trechos o leito é rochoso, às vezes associado aos afloramentos de rochas básicas.

Figura 31: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão do Chiqueiro – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 32: Quadro síntese dos níveis deposicionais ribeirão do Chiqueiro. As linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, PI; em B, N1; em C, N2, em D e E, N3; em F, N4; em G e H, N5 e em I, calha fluvial com seixos predominantemente de quartzo.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N5

O N5 é um nível deposicional em contexto de vertente, cujos registros sedimentares foram encontrados apenas na margem direita do ribeirão do Chiqueiro. A base do depósito está assentada sobre elúvio a uma distância vertical de cerca de 25 m em relação à lâmina d'água. Trata-se do depósito mais antigo identificado no vale do ribeirão do Chiqueiro. Ele possui duas fácies preservadas, descritas a seguir: (i) fácies basal com cerca de 60 cm de espessura, composta por material arenoso (areia média a grossa) com presença de grânulos e seixos esparsos; (ii) fácies superior com cerca de 40 cm de espessura, composta por seixos mal selecionados, autossuportados, arredondados, predominando quartzo, diâmetro varia entre 5 e 12 cm.

Nível Deposicional Fluvial N4

O N4 é um nível deposicional em contexto de vertente, cujos registros foram encontrados apenas na margem direita do curso d'água. Ele se encontra modificado devido à atuação dos processos de vertente e pedogenéticos. Os sedimentos estão assentados sobre o elúvio, a uma distância vertical de 15 m em relação à lâmina d'água. Os registros identificados geralmente possuem apenas uma fácies preservada, com cerca de 60 cm de espessura, composta por seixos de quartzo bastante resistentes, subarredondados e arredondados, cujo tamanho varia entre 1 e 5 cm, sendo possível observar seixos maiores com até 15 cm de diâmetro.

Nível Deposicional Fluvial N3

O N3 é o nível deposicional mais novo em contexto de vertente, com registros encontrados nas duas margens do Ribeirão. A base está assentada sobre elúvio a uma distância vertical de cerca de 5 m em relação à lâmina d'água. Ele apresenta indícios de deformações que podem ser associadas aos processos de vertentes, como a irregularidade da base do depósito. Além do coluvionamento, há indícios de atuação de processos pedogenéticos. A partir da observação dos registros deposicionais, verifica-se a preservação de uma única fácies com cerca de 175 cm de espessura, composta por seixos de quartzo, mal selecionados, subarredondados e arredondados, suportados por matriz arenosa (areia fina). Os seixos têm até 3 cm, sendo possível observar a presença de matacões com até 20 cm esparsos em meio aos seixos.

Nível Deposicional Fluvial N2

O N2 corresponde a um terraço pareado identificado em diversos segmentos do vale, sendo possível que em outros segmentos ele tenha sido erodido pelo curso fluvial, em decorrência da migração lateral do canal. Esse é o nível deposicional em contexto de vale mais antigo e está escalonado em relação ao N3. Esse nível deposicional possui cerca de 350 cm de espessura e possui duas fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal com cerca de 50 cm de espessura, composta por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, cujo tamanho varia entre 5 e 10 cm, subarredondados e arredondados; (ii) fácies arenosa (areia fina) com 300 cm de espessura, com aspecto maciço. Não foram identificadas estruturas sedimentares.

Nível Deposicional Fluvial N1

Esse nível deposicional corresponde a um terraço pareado em contexto de fundo de vale. Em alguns trechos, nos quais a PI foi erodida em uma das margens, verifica-se que a base do N1 se encontra sob a lâmina d'água. Trata-se de um nível lateralmente restrito, geralmente com poucos metros de largura e embutido no N2. Em alguns segmentos, no Médio e Baixo curso, seus sedimentos estão recobertos pelos sedimentos da PI. Esse nível deposicional possui cerca de 200 cm de espessura e é composto por duas fácies: (i) fácies basal com cerca de 70 cm de espessura, composta por seixos de quartzo subarredondados e arredondados, suportados por uma matriz arenosa (areia fina), cujo tamanho alcança 15 cm; (ii) fácies superior com cerca de 130 cm de espessura, arenosa (areia fina), com aspecto maciço. Não foram identificadas estruturas sedimentares.

Nível de Planície PI

A PI é um nível deposicional recente, horizontalmente mais restrito (raramente ultrapassa 10 m de largura). Ela margeia quase toda a extensão do curso fluvial, sobretudo no Médio e Baixo curso, em contexto de fundo de vale. No Alto curso, é comum que sua base esteja sob a lâmina d'água. No Médio e Baixo curso, há pontos em que é possível observar que ela está assentada sobre o elúvio. Em alguns pontos do Médio curso e, sobretudo, no Baixo curso, é possível observar que os sedimentos da PI recobrem sedimentos do N1. Ao longo do vale do ribeirão do Chiqueiro, a PI apresenta evidências de desmonte devido à migração lateral do canal fluvial, remobilizando seus sedimentos. O pacote sedimentar possui cerca de 200 cm de espessura,

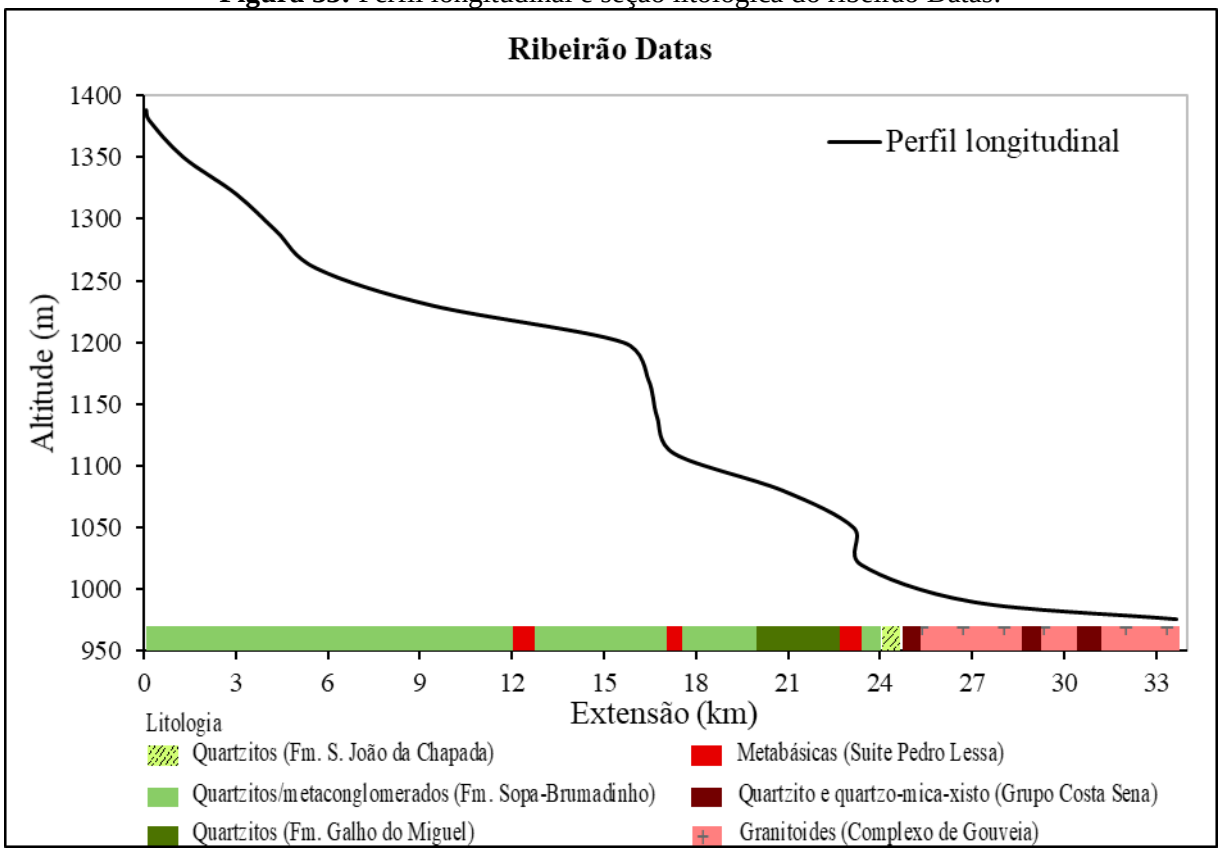
composto de uma fácies arenosa (areia fina a média), com presença de estruturas plano-paralelas.

5.2.7 Ribeirão Datas

Esse curso d'água é um afluente da margem esquerda do ribeirão do Chiqueiro. Ele nasce e drena a superfície de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional, em sua região. Depois de cerca de 34 km, percorrendo parte da Depressão de Gouveia, ele desagua no ribeirão do Chiqueiro. O ribeirão Datas corre em dois sentidos, preferencialmente, ora N-S, ora E-W. A sua bacia hidrográfica possui cerca de 123 km².

Na bacia hidrográfica predominam rochas da Formação Sopa-Brumadinho, no Alto e Médio curso (filitos e quartzitos mesoproterozoicos), e rochas do Complexo Gouveia, no Baixo curso (granodioritos, monzogranitos, migmatitos arqueanos). Há ainda áreas em que afloram rochas da Formação São João da Chapada (quartzitos mesoproterozoicos), da Formação Galho do Miguel (quartzitos mesoproterozoicos), Grupo Costa Sena (xistos paleoproterozoicos/neoarqueanos), além de diques e soleiras de rochas metabásicas de idade mesoproterozoica. Como se observa na Figura 33, o perfil longitudinal desse curso d'água possui dois segmentos com rupturas de declive importantes. A primeira, mais a montante, está localizada em um trecho em que o curso d'água atravessa as rochas da Formação Sopa-Brumadinho. É possível que esse *knickpoint* esteja associado à diferença de resistência de alguma litologia pertencente à mesma formação. A segunda, no Baixo curso, corresponde a um segmento de transição entre as rochas da Formação Galho do Miguel, mais resistentes, e as rochas do Complexo Gouveia, mais friáveis. Ressalta-se que o curso d'água ainda atravessa litologias do Grupo Costa Sena e da Suíte Pedro Lessa. Nessa bacia hidrográfica, foram mapeadas falhas e fraturas, com direção predominante N-S e E-W. Apenas em parte do Alto curso o canal principal está alinhado com uma falha de empurrão.

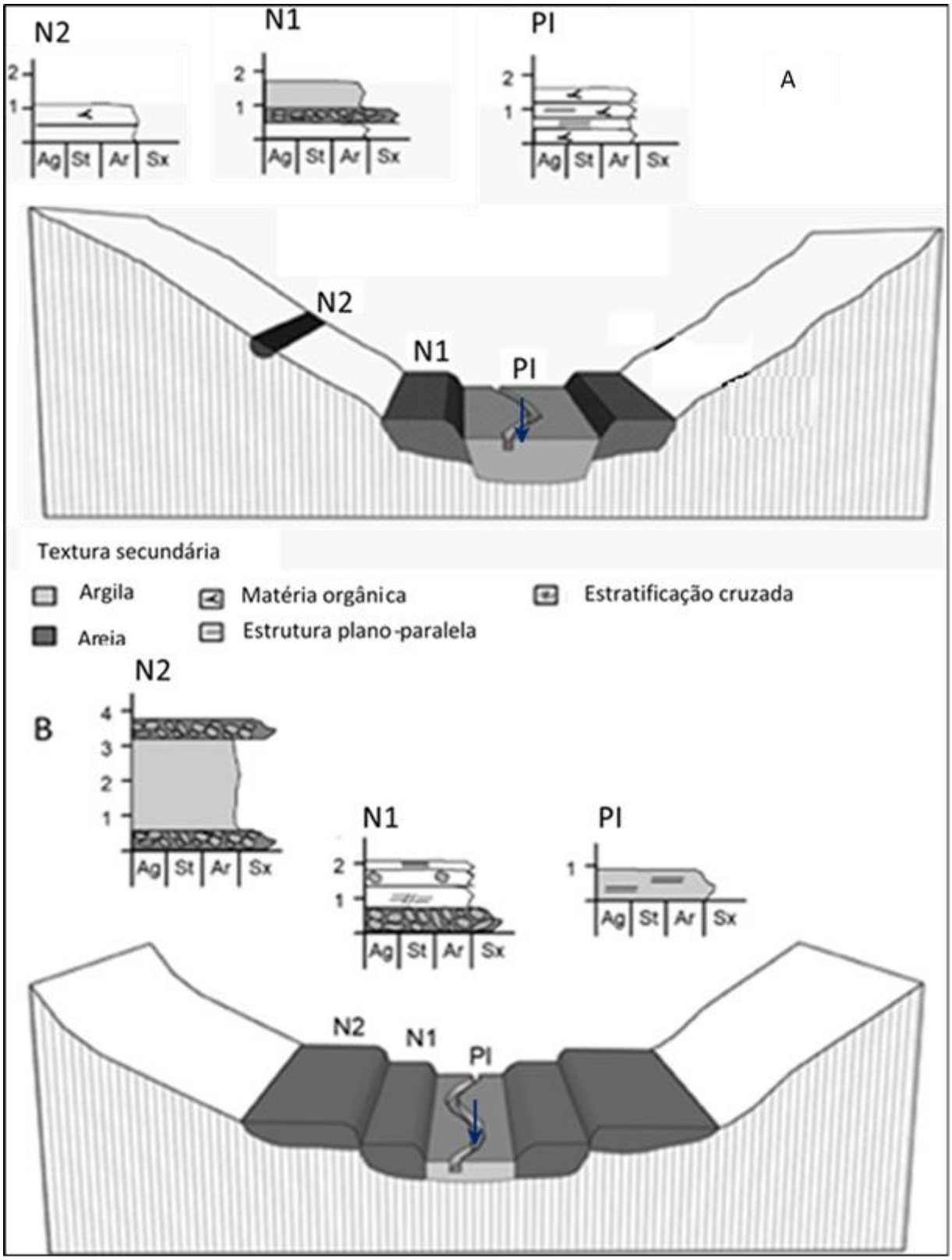
Figura 33: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão Datas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No vale do ribeirão Datas foram identificados três níveis deposicionais no Alto curso e no Baixo curso (PI, N1 e N2). Em cada um desses segmentos, esses níveis estão associados a dinâmicas fluviais distintas, separados por dois k*nickpoint*. A distribuição dos níveis e seus perfis-síntese estão representados nas Figuras34a (Alto curso) e 34b (Baixo curso). Frisa-se que o Alto curso corresponde à área da bacia associada à superfície de cimeira, sustentada pelas litologias mais resistentes da Formação Sopa-Brumadinho, enquanto o Baixo curso corresponde a parte da Depressão de Gouveia. No Alto curso, a PI e o N1 são níveis pareados, em fundo de vale, estando a PI encaixada em relação ao N1. O N1 está escalonado em relação ao N2. O N2 foi identificado apenas na margem direita. No Baixo curso, os três níveis estão em contexto de fundo de vale, são pareados, encontrando-se a PI embutida no N1 e este encaixado em relação ao N2.

Figura 34: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão Datas. A – Alto curso; B – Baixo curso – perfis transversais sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 35 podem ser observados perfis estratigráficos associados aos níveis deposicionais do Alto curso, além de outras características relevantes. Na Figura 35a é possível observar as condições morfológicas do alto curso, com uma superfície de relevo relativamente suave, sustentado pelas rochas mais resistentes do Supergrupo Espinhaço. Nas Figuras 35b, 35c e 35e estão representados os níveis PI, N1 e N2. Na Figura 35f é possível observar uma concreção ferruginosa comum na região. Na Figura 35d é possível observar um material comum nas encostas da região, com uma camada de material composto de pequenas concreções, recoberto por material areno argiloso. Na Figura 35g tem-se um depósito sedimentar cuja origem deve ser antrópica. Trata-se de um perfil sedimentar composto de várias fácies arenosas e argilosas identificado apenas em um ponto do vale fluvial e com características distintas daquelas observadas em outros perfis estratigráficos associados aos níveis deposicionais. No Alto curso é possível identificar trechos com calha aluvial, predominando sedimento arenoso até grânulos (Figura 35h). São raros os trechos com seixos. Também são comuns trechos de leito rochoso.

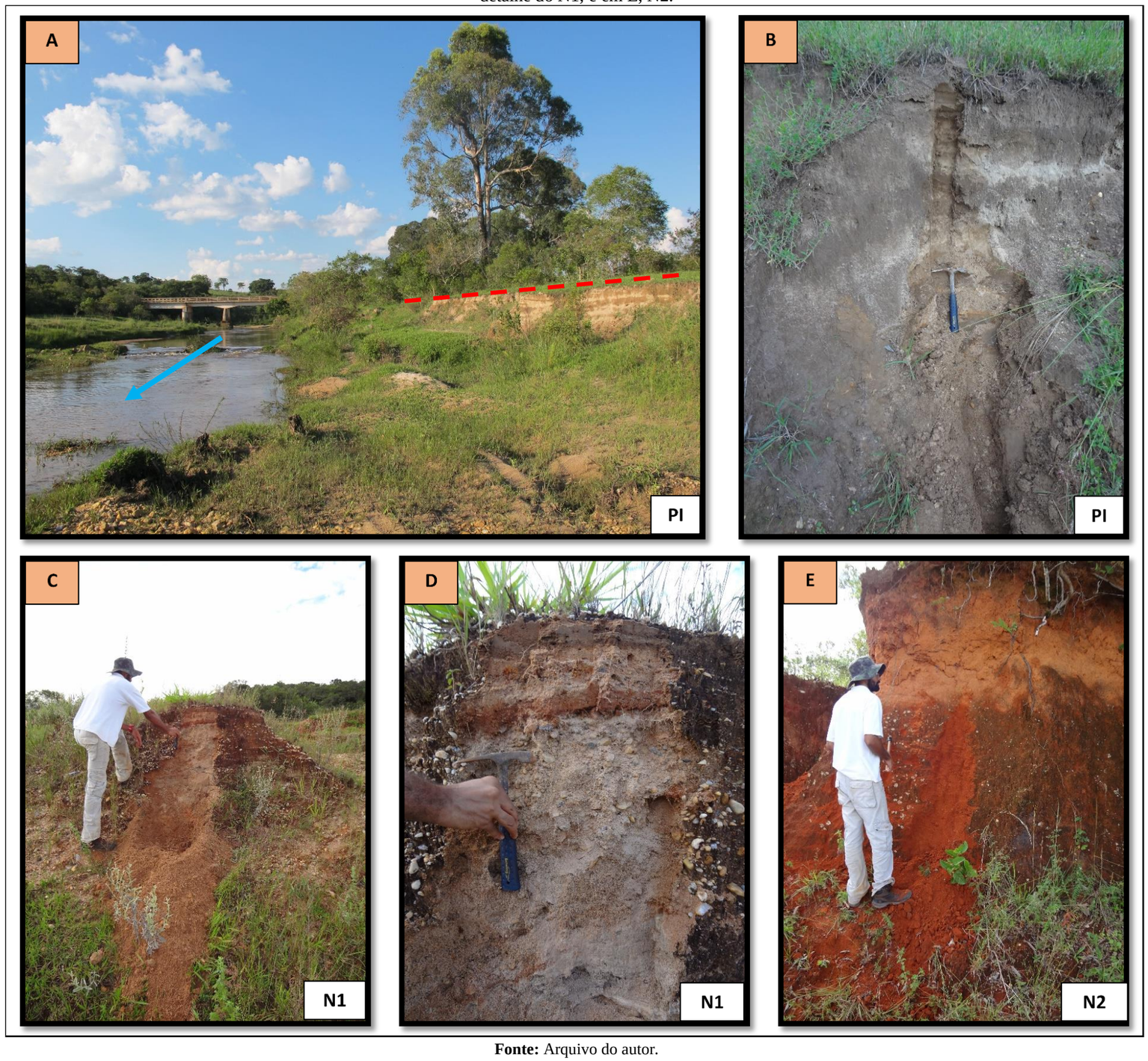
A PI do Baixo curso pode ser observada na Figura 36a, e 36b. Nas Figuras 36c e 36d se observa um registro de um perfil estratigráfico associado ao N1. Já o N2 tem um exemplo de perfil estratigráfico representado na Figura 36e. Em termos de contexto geomorfológico, a bacia do ribeirão Datas se assemelha àquilo apresentado com relação à bacia do ribeirão do Chiqueiro, o que se justifica pelo fato de o primeiro ser afluente do último.

Figura 35: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Datas (Alto curso). A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, contexto geomorfológico no Alto curso do Ribeirão, com relevo suavizado sustentado por rochas quartzíticas; em B, PI; em C, N1 sobre elúvio; em D, a mão do pesquisador indica o limite de uma camada de material concrecionado e material provavelmente coluvionar; em E e F, N2 sobre material concrecionado e o detalhe do material com concreção de ferro; em G, depósitos sedimentar cuja gênese deve ter relação com a atividade antrópica; e em H, barra de canal espessa.



Fonte: Arquivo do autor.

Figura 36: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão Datas (Baixo curso). A seta azul indica o sentido do Ribeirão e a linha vermelha o limite superior da PI. Em A, PI; em B, detalhe dos sedimentos da PI; em C, N1, em D, detalhe do N1; e em E, N2.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional de origem antrópica

Esse nível deposicional foi identificado apenas em um ponto, na margem esquerda do ribeirão, no Alto curso. Sua base se encontra assentada sobre concreção ferruginosa, a uma distância vertical de cerca de 12 m em relação à lâmina d'água. Esse nível possui 190 cm de espessura, composto pelas seguintes fácies, descritas da base para o topo: (i) camada basal formada por uma concreção; (ii) 10 cm de areia grossa; (iii) 40 cm de argila; (iv) 60 cm de areia média a grossa; (v) 10 cm de argila; (vi) 40 cm de areia média a grossa; (vii) 10 cm de argila; (viii) 20 cm de areia fina a média. Todas as fácies sedimentares possuem estratificação plano paralela. Devido às suas características, bastante diferentes daquelas observadas em outros depósitos sedimentares investigados, sobretudo quanto à granulometria e organização das fácies, acredita-se que seja um depósito associado à atividade antrópica na região.

Nível Deposicional Fluvial N2

No Alto curso o N2 é um nível deposicional em contexto de vertente, cujos registros foram identificados apenas na margem direita do ribeirão. A base do depósito está a 17 m de distância vertical da lâmina d'água. Ele possui cerca de 120 cm de espessura, sendo subdividido em 3 camadas, apresentadas a seguir: (i) camada basal composta de concreção ferruginosa, com cerca de 10 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia grossa) com 50 cm de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina a média), com 50 cm de espessura, de coloração escura associada à presença de matéria orgânica.

No Baixo curso o N2 é um depósito em contexto de fundo de vale, com registros identificados apenas na margem esquerda do curso d'água. Sua base está a 3 metros de distância vertical da lâmina d'água. Esse depósito possui cerca de 350 cm de espessura, subdivido em três fácies, apresentadas a seguir: (i) fácies basal depositada sobre elúvio com 30 cm de espessura, composta por seixos de quartzo bem selecionados, com clastos de cerca de 3 cm, suportados por matriz arenosa (areia fina); (ii) fácies areno-argilosa (areia fina a média), de coloração avermelhada, aspecto homogêneo e maciço; e (iii) fácies superior com 20 cm de espessura, composta por seixos de quartzo bem selecionados, com clastos de até 5 cm, suportados por matriz arenosa (areia fina).

Nível Deposicional Fluvial N1

No segmento de Alto curso, o N1 ocorre em contexto de fundo de vale, com sua base a 3 m de distância vertical da lâmina d'água e escalonado em relação ao N2. O depósito possui cerca de 175 cm de espessura, subdivido em camadas, apresentadas a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal depositada sobre elúvio, material concrecionado, aparentemente rico em ferro, pela coloração avermelhada; (ii) 50 cm de areia média a grossa, cuja coloração escura deve ter relação com a presença de matéria orgânica; (iii) fácies com 35 cm de espessura, composta por seixos de quartzo subarredondados e arredondados, mal selecionados, com tamanho variando entre 1 cm e 15 cm, suportados por matriz arenosa (areia fina a média); (iv) 70 cm de material areno-argiloso (areia fina a média), com a presença de seixos de quartzo esparsos, os seixos são mal selecionados, angulosos a arredondados, com até 8 cm de diâmetro.

No Baixo curso, o N1 é um depósito em contexto de fundo de vale. Esse depósito se encontra encaixado em relação ao N2. Trata-se de um depósito com cerca de 200 cm de espessura, com 4 fácies descritas, descritas a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal com 80 cm de espessura, composta por seixos de quartzo mal selecionados, suportados por matriz arenosa (areia média a grossa), predominam clastos de até 5 cm, mas clastos com até 15 cm são encontrados esparsos; (ii) fácies com 60 cm de espessura, composta por areia média a grossa, com estratificação cruzada; (iii) fácies com 50 cm de espessura, composta por areia grossa e seixos de quartzo com até 2 cm; (iv) fácies superior com 10 cm de espessura, composto por areia fina, de coloração avermelhada, e presença de estrutura plano-paralela.

Nível de Planície PI

Ao longo de todo o vale do ribeirão Datas é possível visualizar a PI, exceto no trecho que marca a passagem do Alto curso para o inferior, onde se verifica a existência de uma ruptura de declive importante (*knickpoint*). No Alto curso, o rio corre em leito rochoso e o depósito sedimentar da PI está assentado sobre a rocha e a 1 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. Esse nível está encaixado em relação ao N2 e se encontra em contexto de fundo de vale. Nesse segmento, a PI tem espessura de 125 cm, que subdivide em camadas, apresentadas a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal com 20 cm de espessura, composta de areia fina, de cloração escura devido à presença de matéria orgânica, e presença de estrutura plano-paralela; (ii) fácies com 30 cm de espessura, de areia média a grossa com presença de seixos esparsos e estruturas plano-paralelas; (iii) fácies com 50 cm de espessura, fina a média, estruturas plano-paralelas e

pedaços de matéria orgânica; (iv) fácies superior com 25 cm de espessura, composta por areia média a grossa, grânulos de quartzo e matéria orgânica.

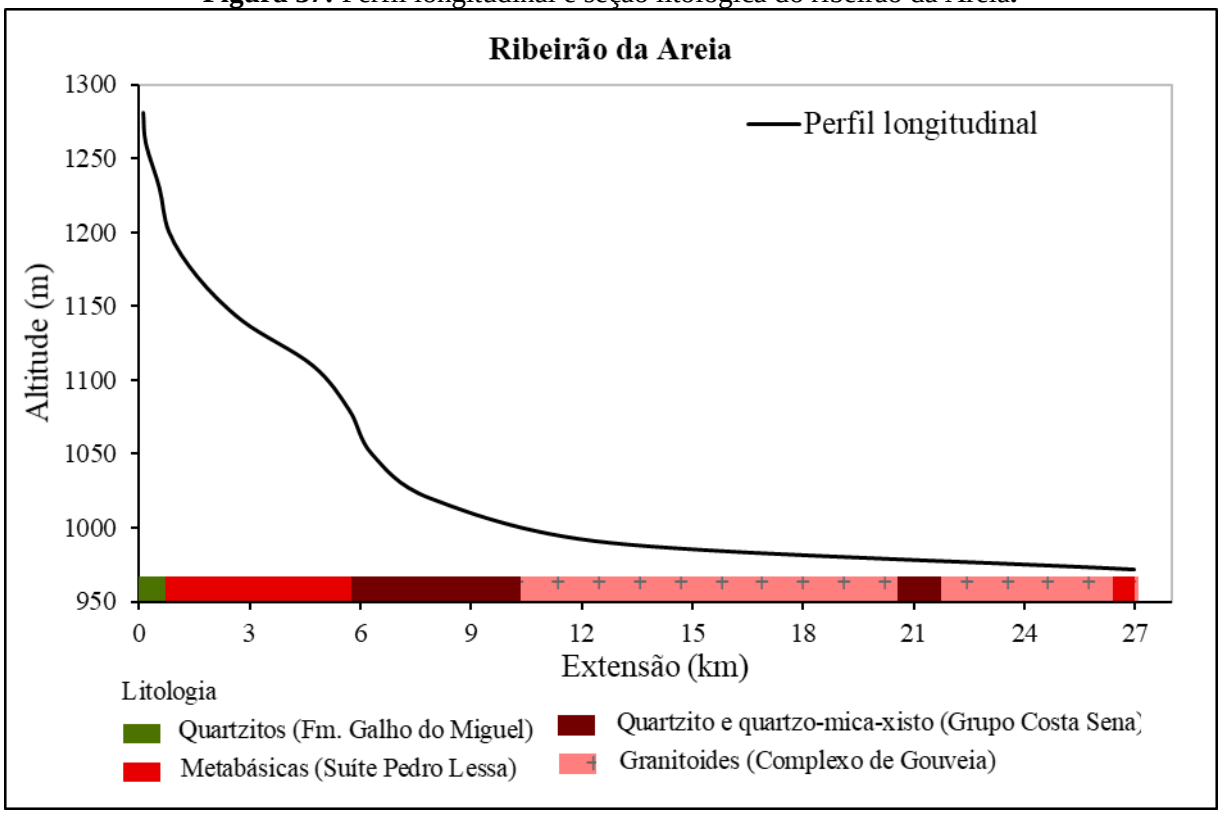
No Baixo curso, a PI se encontra em contexto de fundo de vale e embutida no N1. A base do depósito está sob a lâmina d'água. É um depósito com cerca de 100 cm de espessura, composto por material areno-argiloso e com estruturas plano-paralelas.

5.2.8 Ribeirão da Areia

O ribeirão da Areia é um afluente da margem direita do ribeirão do Chiqueiro. Ele nasce no oeste da Serra do Espinhaço Meridional e depois de 27 km desagua no ribeirão do Chiqueiro. As cabeceiras de drenagem desse curso d'água estão situadas na superfície de cimeira da Serra e a maior parte de seu curso na Depressão de Gouveia. O ribeirão da Areia corre predominantemente no sentido N-S e a sua bacia hidrográfica possui cerca de 132 km².

Nessa bacia hidrográfica, predominam rochas mesoproterozoicas da Formação Galho do Miguel (quartzitos), paleoproterozoicas/neoarquenas do Grupo Costa Sena (xistos) e arqueanas do Complexo Gouveia (granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos). Em pequenas áreas também afloram rochas neoproterozoicas da Suíte Pedro Lessa (metadiabásios e metagabros). No Baixo curso, próximo à confluência com o ribeirão do Chiqueiro ocorrem depósitos sedimentares fluviais cenozoicos, associados às áreas marginais do curso d'água. O curso d'água nasce em uma área em que afloram os quartzitos da Formação Galho do Miguel. No entanto, no Alto curso, o maior trecho corresponde a rochas da Suíte Pedro Lessa e do Grupo Costa Sena. No Médio e Baixo curso o leito fluvial está situado predominantemente sobre rochas do Complexo Gouveia. Em alguns trechos, o curso d'água atravessa rochas do Grupo Costa Sena e da Suíte Pedro Lessa. Há pelo menos um *knickpoint* no Ribeirão, na transição entre o Grupo Costa Sena e a Suíte Pedro Lessa, o qual deve ser sustentado pela diferença de resistência erosiva entre as duas litologias. Na Figura 37 é possível observa o perfil longitudinal e a sequência de litologias atravessadas pelo curso d'água. Observa-se a presença de falhas de empurrão de direção N-S, ONO-ESE e OSO-ENE. Apenas no Baixo curso o curso fluvial está alinhado a uma falha.

Figura 37: Perfil longitudinal e seção litológica do ribeirão da Areia**.**



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 38 é possível observar algumas características da bacia hidrográfica e do vale do ribeirão da Areia. A parte mais elevada da bacia hidrográfica corresponde à uma área em que afloram e predominam as rochas resistentes do Supergrupo Espinhaço. Essas rochas também sustentam as escarpas observadas na região (Figura 38a). No vale fluvial e em toda a área que corresponde a superfícies deprimida, predominam as rochas do Complexo Gouveia, cujo relevo é caracterizado por morros alongados e mais suaves, solos mais espessos onde se localiza a maior parte das voçorocas da região e áreas significativas de deposição sedimentar (Figura 38b).

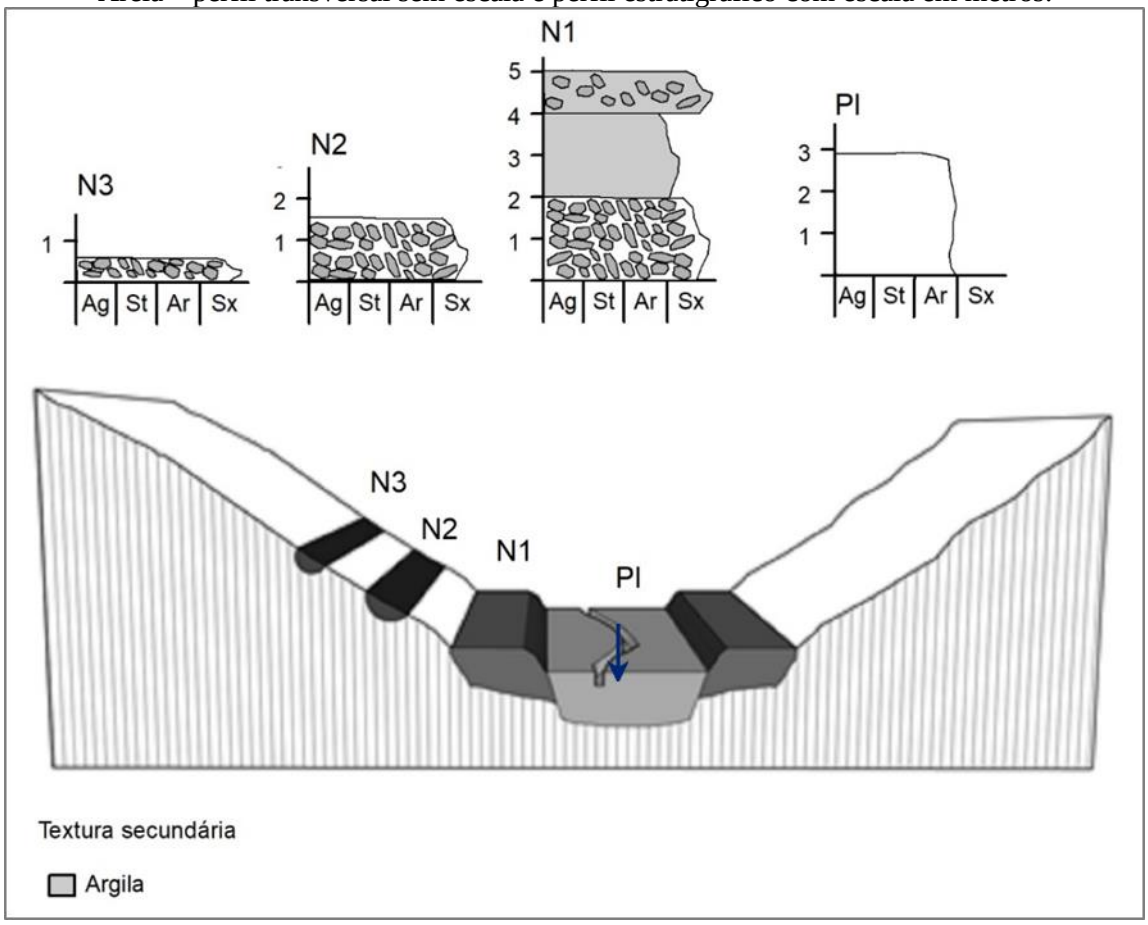
Figura 38: Contexto geomorfológico na bacia do ribeirão da Areia. Em A, contexto do Alto curso, com vertentes declivosas sustentadas por quartzitos; em B, contexto do Médio e Baixo curso, com fundo de vale amplo e relevo mais suavizado.



Fonte: Arquivo do autor.

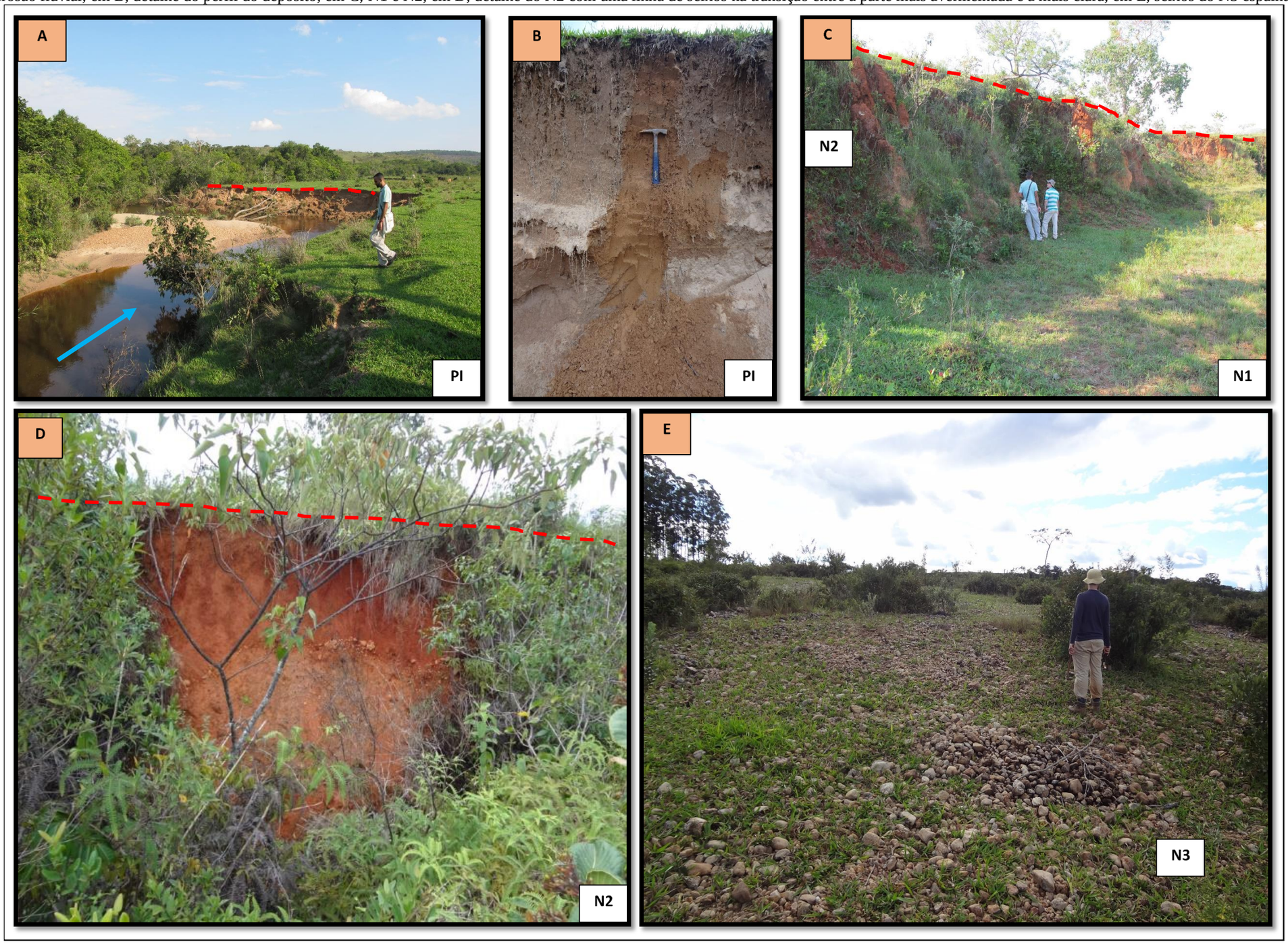
No vale do ribeirão da Areia foram identificados quatro níveis deposicionais: PI, N1, N2 e N3, cuja distribuição dos níveis e perfis-síntese no vale estão representadas na Figura 39. A PI e o N1 são níveis pareados e se encontram em contexto de fundo de vale, enquanto o N2 e o N3 foram identificados apenas na margem direita do ribeirão e estão em contexto de vertente. A PI está encaixada em relação ao N1, enquanto este e o N2 estão escalonados em relação aos níveis imediatamente mais velhos. Na Figura 40a é possível observar que a PI sofre com o solapamento de sua parte próxima ao curso d'água, em função da migração lateral deste. Pelo fato de a PI é bastante arenosa (Figura 40b), a atuação de processos erosivos se torna mais fácil. Na Figura 40c é possível observar o contato entre o N1 e o N2, sendo que o N2 é apresentado em detalhe na Figura 40d. Na Figura 40e é possível observar os seixos de um depósito de N3 espalhado sobre a superfície. O leito fluvial é predominantemente do tipo aluvial, destacando-se a presença de material arenoso, como se observa na Figura 40a. São raros os segmentos de calha rochosa.

Figura 39: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale do ribeirão da Areia – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 40: Quadro síntese dos níveis deposicionais do ribeirão da Areia. A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas indicam o limite superior dos depósitos sedimentares. Em A, a PI e seu aspectos parcialmente degradado pela erosão fluvial; em B, detalhe do perfil do depósito; em C, N1 e N2; em D, detalhe do N2 com uma linha de seixos na transição entre a parte mais avermelhada e a mais clara; em E, seixos do N3 espalhados sobre o solo.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N3

Ao longo dos trabalhos de campo foram identificados poucos registros do N3, sempre na margem direita do curso fluvial. A base do depósito está assentada sobre elúvio e a cerca de 20 m de distância em relação à lâmina d'água. Esse depósito possui apenas uma fácies preservada, com cerca de 30 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, cujo tamanho varia entre 1 e 5 cm, subangulosos e subarredondados. Há presença de material argiloso sobre os seixos, aparentemente material coluvionado da encosta.

Nível Deposicional Fluvial N2

O N2 é um nível deposicional cujos registros foram identificados apenas na margem direita do Ribeirão, em alguns pontos do vale. A base do depósito está assentada sobre o elúvio, cuja distância vertical em relação à lâmina d'água é de cerca de 8 m. O depósito sedimentar desse nível possui cerca de 150 cm de espessura. A única fácies preservada e identificada é composta predominantemente por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, com tamanho que varia entre 1 e 15 cm, arredondados e subarredondados.

Nível Deposicional Fluvial N1

Esse nível deposicional possui registros em alguns pontos ao longo do vale do ribeirão e se encontra em contexto de fundo de vale. Sua base está a cerca de 3 m de altura em relação à lâmina d'água, assentada sobre elúvio. Ele está escalonado em relação ao N2 e o pacote sedimentar possui cerca de 5 m de espessura. As seguintes fácies compõem o pacote sedimentar: (i) fácies basal com cerca de 200 cm de espessura, composta predominantemente por seixos e matacões de quartzo autossuportados, mal selecionados, cujo tamanho varia entre 2 e 30 cm, predominando seixos pequenos, subarredondados e arredondados; (ii) fácies areno-argilosa (areia fina a média) com cerca de 200 cm de espessura, de coloração avermelhada, aspecto maciço e homogêneo; (iii) fácies superior com 100 cm de espessura, composta por seixos e matacões esparsos, suportados por matriz areno-argilosa (areia fina) de coloração avermelhada, os seixos têm até 20 cm de diâmetro.

Nível de Planície PI

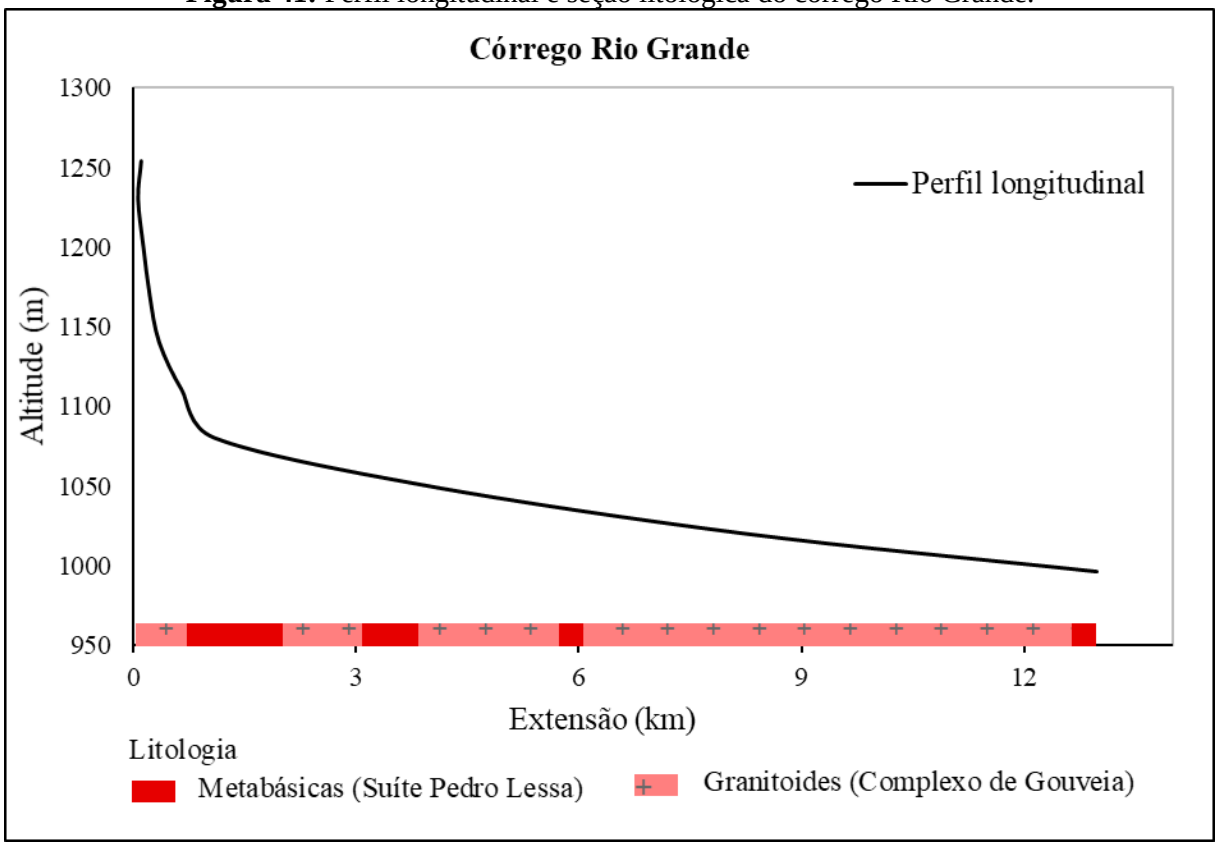
A PI do ribeirão da Areia é um nível deposicional em contexto de fundo de vale, presente nas duas margens do ribeirão, ao longo de praticamente todo o vale fluvial. Ela é lateralmente restrita, raramente ultrapassando 50 m de largura. Sua base está sob a lâmina d'água. Ela está encaixada em relação ao N1. O pacote sedimentar é composto basicamente de uma camada de material arenoso (areia média a grossa), bastante homogêneo, com cerca de 300 cm de espessura e sem a presença de estruturas sedimentares. Em diversos trechos é possível observar que a migração lateral do canal tem desestabilizado os sedimentos, que são remobilizados e transportados pelo curso fluvial.

5.2.9 Córrego Rio Grande

O córrego Rio Grande é um afluente do ribeirão do Chiqueiro. Ele nasce no oeste da Serra do Espinhaço Meridional, flui no sentido N-S e depois de cerca de 13 km deságua no ribeirão do Chiqueiro. Suas cabeceiras de drenagem estão situadas na superfície de cimeira da Serra, mas a maior parte de seu curso está localizado na Depressão de Gouveia. Sua bacia hidrográfica possui aproximadamente 33 km².

Na bacia hidrográfica do córrego Rio Grande predominam rochas do Grupo Costa Sena (quartzitos e quartzo-mica-xistos paleoproterozoicos/neoarqueanos) e do Complexo Gouveia (granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos arqueanos). Há uma pequena área que corresponde à Formação Galho do Miguel (quartzitos mesoproterozoicos) e outras de diques e soleiras de rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa. Praticamente todo a extensão do curso d'água principal está associada a rochas do Complexo Gouveia. No entanto, há vários trechos em que o curso d'água atravessa as rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa. Através da observação do perfil longitudinal, não se verifica a presença de rupturas de declive. Verifica-se a existência de duas falhas na bacia hidrográfica, uma de direção N-S e outra NO-SE. Na Figura 41 é possível observar o perfil longitudinal do Córrego e o conjunto de litologias atravessados pelo curso d'água principal.

Figura 41: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego Rio Grande.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A bacia hidrográfica do córrego Rio Grande possui grande quantidade de focos de erosão acelerada, destacando-se as voçorocas. De acordo com as observações de campo e a literatura que aborda a geomorfologia da região, verifica-se que há feições ativas, inativas e em processo de estabilização. Na Figura 42 são apresentadas algumas dessas feições, destacando-se as suas dimensões e suas relações com a vegetação e a condição de estabilidade delas. Na Figura 43 são apresentadas imagem que representam as condições do leito fluvial nos trechos que correspondem a rochas metabásicas. Na Figura 43a se observa um segmento fluvial com afloramento de rocha metabásicas e a formação uma sequência de poço-corredeira. Na Figura 43b se observa um segmento de maior extensão, para o qual se verifica um pequeno nível de base local que deve controlar a incisão fluvial a montante.

Figura 42: Feições erosivas na Depressão de Gouveia – janela estrutural de rochas granito-gnáissico-migmatíticas. As voçorocas ativas, em processo de estabilização e estabilizadas podem ser observadas na Depressão de Gouveia.



Fonte: Arquivo do autor.

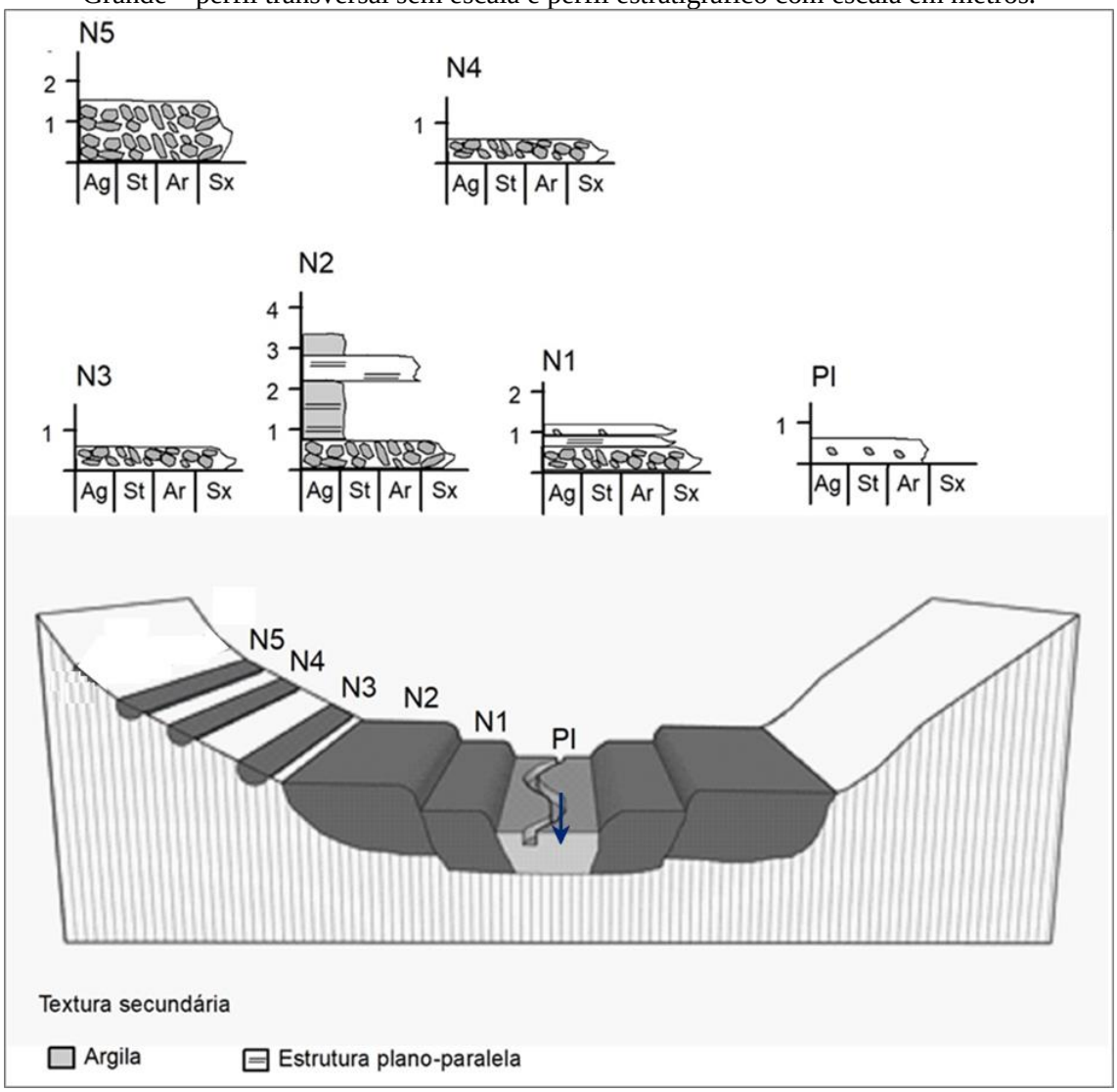
Figura 43: Segmentos fluviais do córrego Rio Grande com afloramento de rochas. Em A, afloramento de rochas graníticas; em B, um segmento de afloramento de rocha metabásicas.



Fonte: Arquivo do autor.

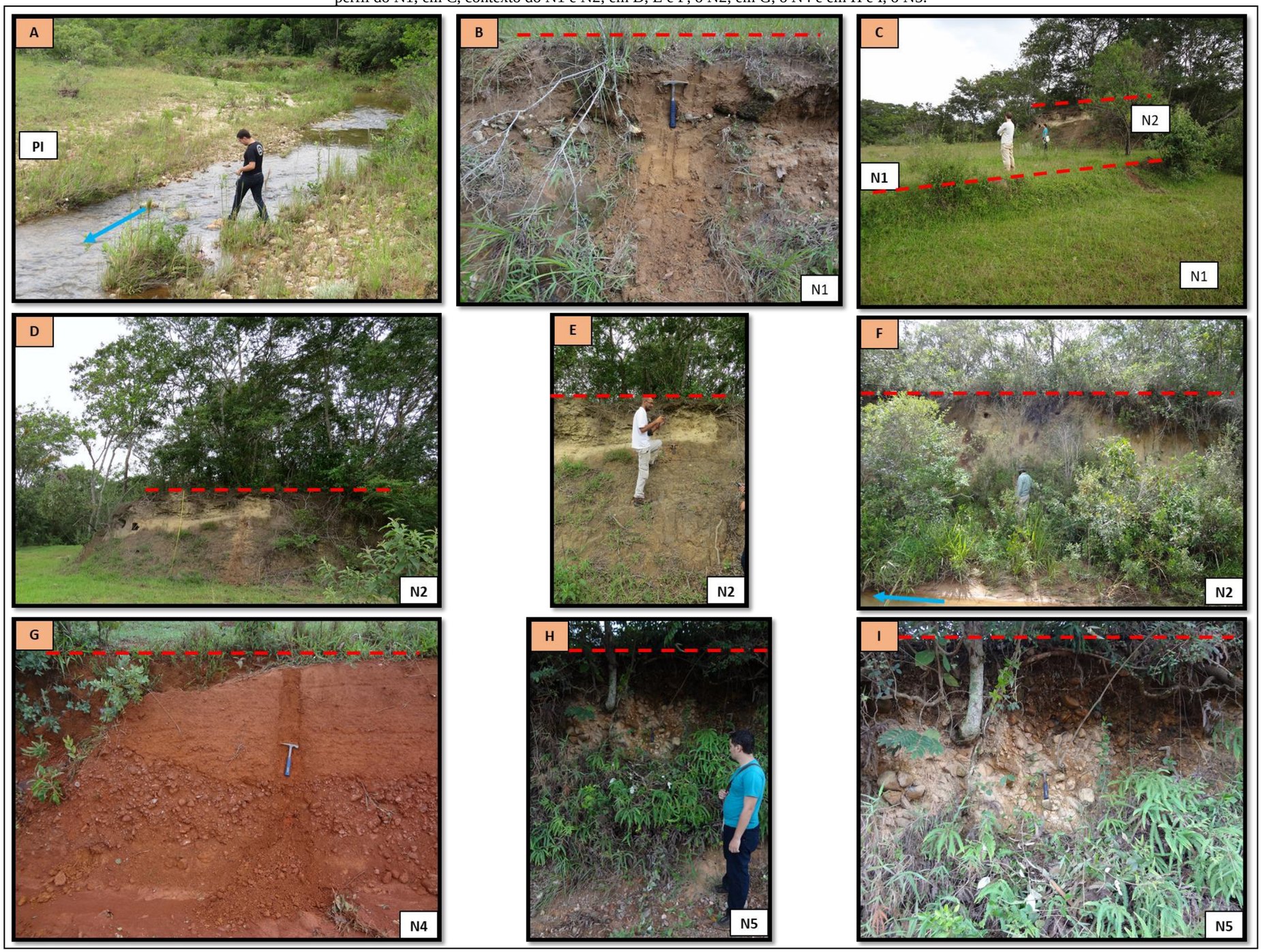
No vale do córrego Rio Grande foram identificados seis níveis deposicionais: PI, N1, N2, N3, N4 e N5, cuja distribuição e a de seus perfis-síntese no perfil transversal do vale estão representados na Figura 44. Os níveis PI, N1 e N2 são pareados e em contexto de fundo de vale (Figuras 45a, 45b e 45c, destacando-se o N2 nas Figuras 45d, 45e e 45f). A PI é embutida no N1, o qual é levemente encaixado em relação ao N2. Já o N2 é escalonado em relação ao N3. Todos os outros níveis são escalonados em relação ao nível imediatamente mais antigo. Os níveis N3, N4 e N5 (Figuras 45g, 45h e 45i) são níveis em contexto de vertente e foram identificados apenas na margem direita do curso d'água. O leito fluvial é predominantemente aluvial, destacando-se seixos e matacões (Figura 45a).

Figura 44: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale córrego Rio Grande – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 45: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego Rio Grande. A seta azul indica o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, a PI e o leito com seixos; em B, perfil do N1; em C, contexto do N1 e N2; em D, E e F, o N2; em G, o N4 e em H e I, o N5.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N5

Esse é o nível deposicional mais antigo presente no vale investigado, estando em contexto de vertente e na margem direita do curso d'água. Sua base está depositada sobre elúvio e a uma distância vertical de 40 m em relação à lâmina d'água. A fácies preservada possui cerca de 150 cm de espessura e é composta por seixos e matacões autossuportados, com clastos de quartzo bastante friáveis, quartzito e outras litologias difíceis de identificar. Os clastos chegam a 30 cm, no entanto predominam seixos com até 10 cm.

Nível Deposicional Fluvial N4

O N4 é um nível deposicional em contexto de vertente, cujos registros foram identificados apenas na margem direita do curso d'água. Ele se encontra alterado pelos processos de encosta e escalonado em relação ao N5. Sua base, depositada sobre o elúvio, se encontra a 21 m de distância vertical da lâmina d'água. Trata-se de um depósito que possui apenas a fácies de seixos preservada, com espessura de 80 cm de espessura, composto de seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, predominando seixos com até 5 cm, sendo possível observar seixos com até 10 cm esparsos.

Nível Deposicional Fluvial N3

Esse nível deposicional foi identificado apenas na margem direita do curso fluvial. Ele se encontra em contexto de vertente, escalonado em relação ao N4 e é composto por uma fácies de seixos com cerca de 30 cm de espessura, depositada sobre elúvio. A base desse material se encontra a cerca de 14 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. A fácies preservada é composta por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, chegando a 7 cm de diâmetro, e bastante friáveis.

Nível Deposicional Fluvial N2

Este nível deposicional corresponde ao terraço mais antigo encontrado em contexto de fundo de vale. A base de seu depósito está assentada sobre elúvio a uma distância vertical de 30 cm em relação à lâmina d'água. Ele se encontra escalonado em relação ao N3. O pacote sedimentar possui cerca de 320 cm de espessura, sendo possível encontrar pontos onde sua altura máxima é de 165 cm, com 4 fácies descritas a seguir: (i) fácies basal de seixos (até 15 cm) e matacões

autossuportados com cerca de 50 cm de espessura, predominam clastos de quartzo, subarredondados e arredondados; (ii) 180 cm de material argilo-arenoso (areia fina), com estrutura plano-paralela; (iii) 50 cm de areia fina com estrutura plano-paralela; (iv) 40 cm de material areno-argiloso (areia fina), com indícios de pedogênese. O pacote está bastante bioturbado, principalmente pela ação de cupins e formigas.

Nível Deposicional Fluvial N1

Esse nível deposicional corresponde a um terraço em contexto de fundo de vale, cuja base encontra-se sob a lâmina d'água. Ele ocorre ao longo de todo o vale do córrego Rio Grande e está encaixado em relação ao N2. Ele possui cerca de 100 cm de espessura, composto por 3 fácies, descrita a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal com cerca de 50 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados que chegam a 30 cm, arredondados; (ii) 30 cm de areia grossa com estratificação plano-paralela; (iii) fácies superior com 30 cm de espessura, composta por material arenoso (areia média a grossa) com seixos de quartzo esparsos, com tamanho de até 5 cm.

Nível de Planície PI

A PI é um nível deposicional observado nas duas margens do córrego Rio Grande, em contexto de fundo de vale e embutida no N1. Sua base está sob a lâmina d'água. Em alguns trechos, há indícios de que parte dos sedimentos da PI foi depositada sobre o N1. A PI possui um pacote sedimentar com cerca de 50 cm de espessura e se apresenta inconsolidado, possivelmente seus sedimentos são retrabalhados pelo curso fluvial com facilidade. Ela possui uma fácies arenosa (areia média a grossa) com a presença de seixos de matacões de tamanhos variados esparsos, provavelmente resultantes da remobilização da fácies basal do N1.

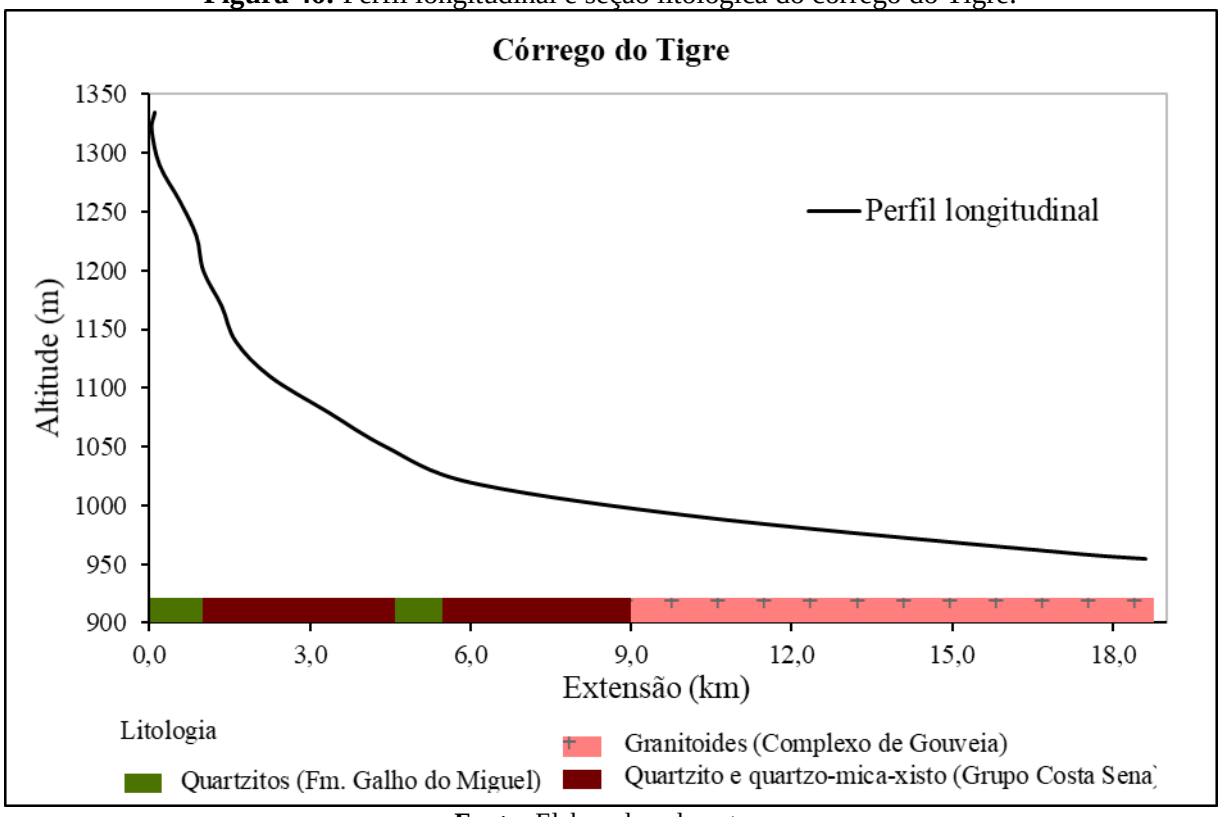
5.2.10 Córrego do Tigre

O córrego do Tigre é uma afluente da margem direita do ribeirão do Chiqueiro. Ele nasce no oeste da Serra do Espinhaço Meridional, corre no sentido NNO-SSE por cerca de 16 km até desaguar no ribeirão do Chiqueiro. Suas cabeceiras de drenagem e seu Alto curso estão

localizados na superfície de cimeira da serra e o restante da bacia pertence à Depressão de Gouveia. A área da bacia é de aproximadamente 33 km².

O Alto curso desse córrego drena uma área em que predominam os quartzitos mesoproterozoicos da Formação Galho do Miguel. No Médio e Baixo curso, predominam os xistos paleoproterozoicos/neoarqueanos do Grupo Costa Sena e os granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos do Complexo Gouveia. Não há rupturas de declive que possam ser observadas ao analisar o perfil longitudinal (Figura 46), embora o curso d'água atravesse litologias com resistências diferentes aos processos químicos e físicos. Nesse sentido, no Alto curso o curso d'água atravessa rochas da Formação Galho do Miguel e do Grupo Costa Sena, teoricamente mais resistentes. No médio e baixo curso, esse córrego corre sobre rochas do Complexo Gouveia. Há falhas e fraturas de direção E-W e falhas inversas ou de empurrão de direção N-S.

Figura 46: Perfil longitudinal e seção litológica do córrego do Tigre.

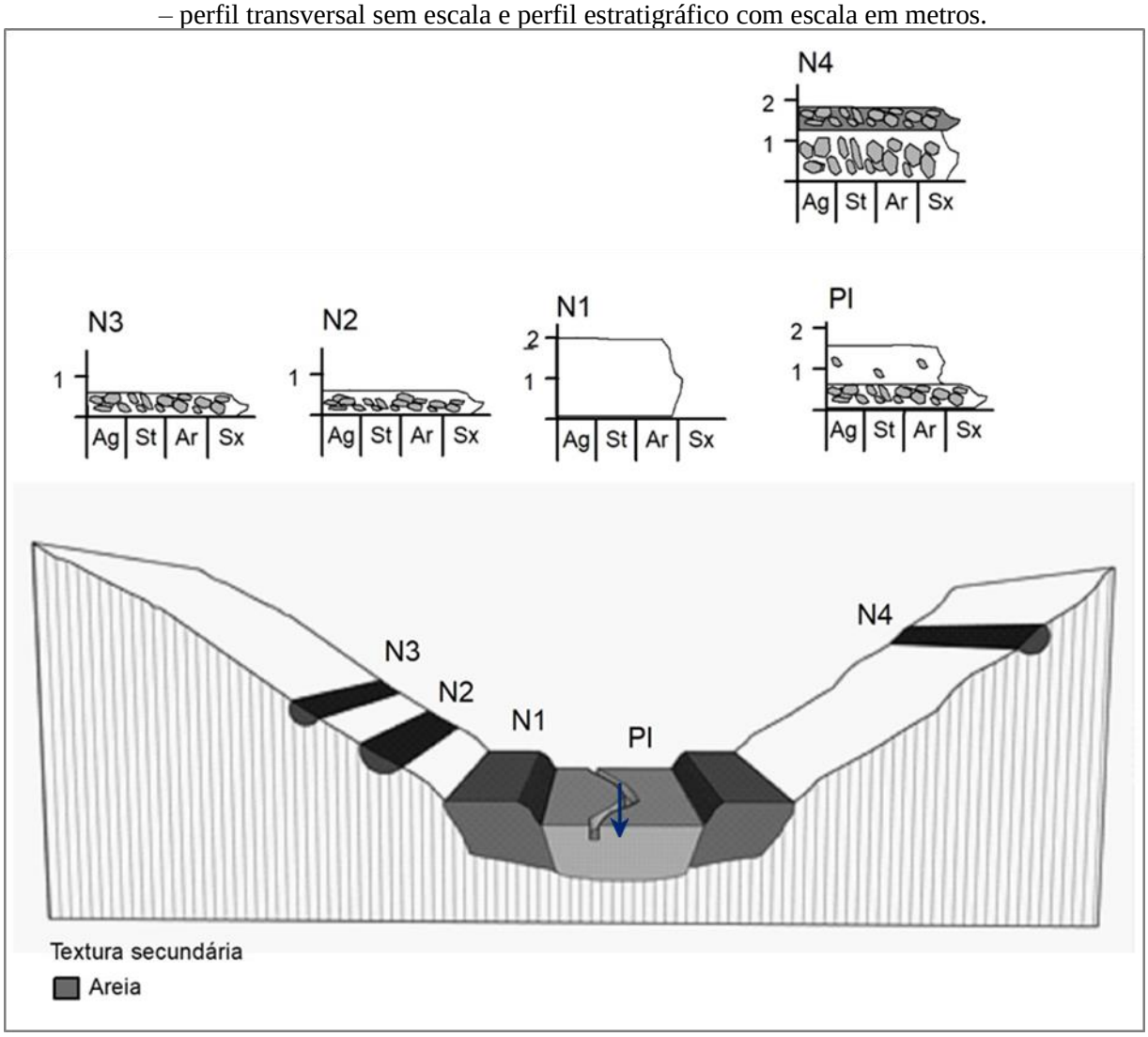


Fonte: Elaborado pelo autor.

No vale do córrego do Tigre foram identificados cinco níveis deposicionais: PI, N1, N2, N3 e N4, cuja distribuição transversal dos níveis deposicionais e seus perfis-síntese estão; representados na Figura 47. A PI e o N1 são níveis pareados e em contexto de fundo de vale,

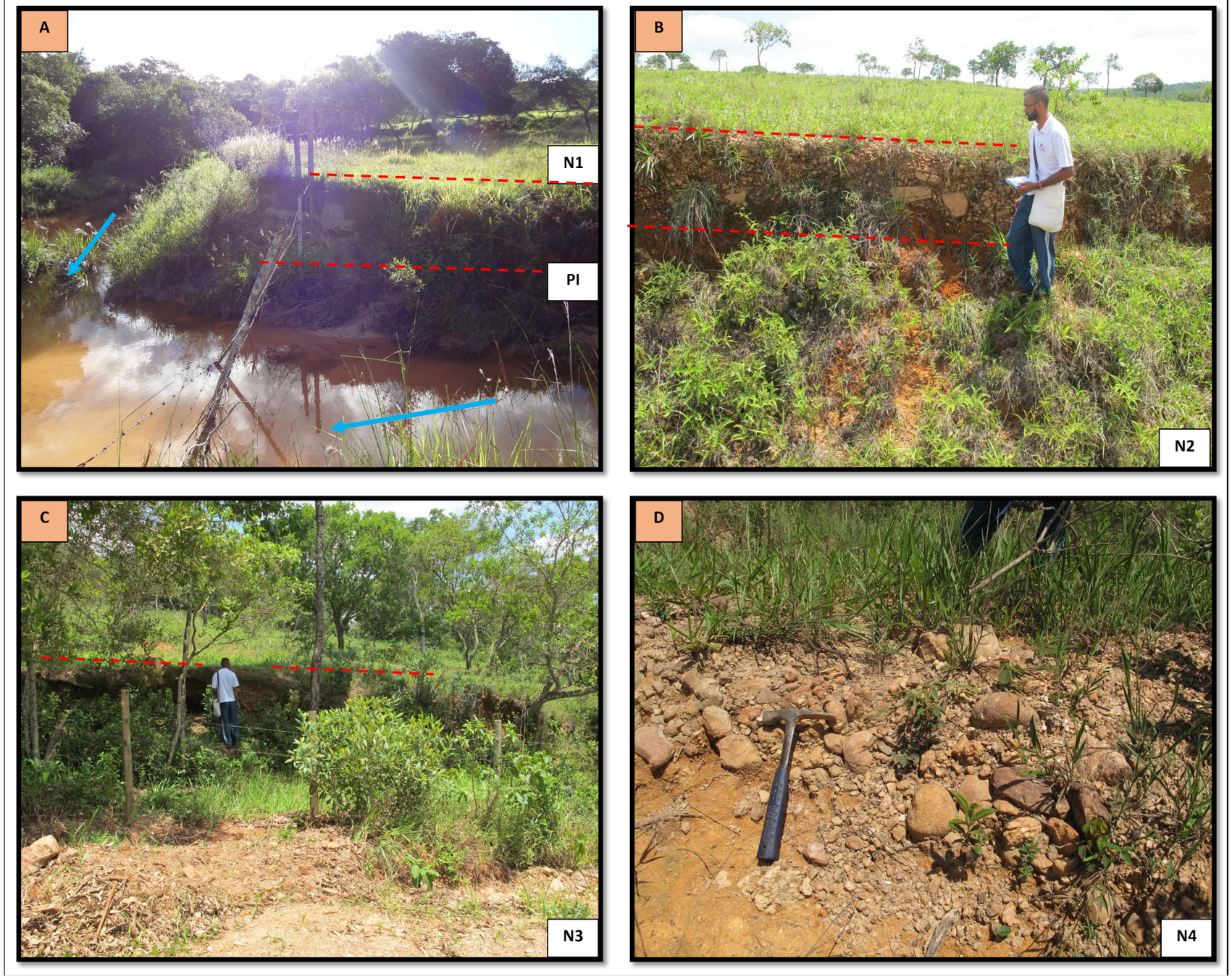
como se observa na Figura 48a. Os níveis N2, N3 e N4 são isolados, sendo o N2 e o N3 identificados na margem direita e o N4 na margem esquerda, ambos estão em contexto de vertente (Figuras 48b, 48c e 48d). A PI está embutida no N1. Os níveis N1, N2 e N3 estão escalonados em relação aos níveis imediatamente mais antigos. O leito fluvial é predominantemente aluvial, com destaque para material arenoso, às vezes com seixos e matacões. Em alguns trechos o leito é rochoso.

Figura 47: Distribuição transversal dos perfis-síntese e níveis deposicionais no vale córrego do Tigre – perfil transversal sem escala e perfil estratigráfico com escala em metros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 48: Quadro síntese dos níveis deposicionais do córrego do Tigre. As setas azuis indicam o sentido do curso d'água e as linhas vermelhas representam os limites dos depósitos sedimentares. Em A, contexto da PI embutida no N1; em B, o N2 e seus limites inferior e superior; em C, o N2, levemente afetado pelos processos de vertente; e em D, o N4 em contexto de vertente.



Fonte: Arquivo do autor.

Nível Deposicional Fluvial N4

O N4 corresponde a um nível deposicional em contexto de vertente, cujo registro foi encontrado apenas na margem esquerda, estando a cerca de 18 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. O pacote possui cerca de 160 cm de espessura, sendo possível dividir em duas fácies, descritas a seguir: (i) fácies basal é composta por uma camada com cerca de 150 cm de espessura, composta por seixos de quartzo de até 20 cm; (ii) fácies com cerca de 30 cm de espessura, composta predominantemente por seixos de quartzo suportados por matriz argilo-arenosa, os seixos são mal selecionados, geralmente com menos de 5 cm, subangulosos e subarredondados.

Nível Deposicional Fluvial N3

Esse nível deposicional foi identificado apenas na margem direita do curso d'água e em contexto de vertente. A fácies preservada está assentada sobre elúvio e está a cerca de 10 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. O nível é composto por uma camada com cerca de 60 cm de espessura, com seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, subarredondados e arredondados, com matacões esparsos em meio aos seixos.

Nível Deposicional Fluvial N2

O N2 corresponde a um nível deposicional em contexto de vertente, cuja base se localiza a cerca de 5 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. Foram identificados registros apenas na margem direita do curso d'água. Apenas a fácies basal foi preservada, composta por uma camada de seixos de quartzo autossuportados, com cerca de 30 cm de espessura. Os seixos são mal selecionados, variando de 2 cm a 15 cm, eles são subarredondados e arredondados.

Nível Deposicional Fluvial N1

O N1 corresponde a um terraço em contexto de fundo de vale que ocorre nas duas margens do córrego. Não foi possível identificar a base do depósito, sendo possível que seja a mesma da PI. Acredita-se que os 150 cm de sedimentos da parte inferior do depósito estejam encobertos devido ao embutimento da PI. Os 50 cm da parte superior correspondem a um material arenoso (areia média a grossa), de aspecto homogêneo e sem presença de estruturas sedimentares.

Nível de Planície PI

A PI do córrego do Tigre ocorre em grande parte do vale, nas duas margens do córrego e em contexto de fundo de vale. Esse depósito se encontra embutido no N1 e possui cerca de 150 cm de espessura, com sua base encoberta pela lâmina d'água. Ele possui duas fácies: (i) fácies basal com 20 cm de espessura, composta por seixos de quartzo autossuportados, mal selecionados, com tamanho que varia de 2 cm a 15 cm, subarredondados e arredondados; (ii) fácies superior com cerca de 130 cm de espessura, composta de areia média a grossa e com grânulos de quartzo esparsos.

5.3 Idades obtidas por Luminescência Opticamente Estimulada

A escolha de níveis deposicionais fluviais para a datação teve como objetivo a identificação do início da formação dos depósitos, razão pela qual as amostras correspondem a sedimentos das bases desses depósitos. A seleção dos depósitos amostrados considerou o número de pontos onde os níveis deposicionais forma identificados e, quando possível, tentou-se realizar datações que permitissem o estabelecimento de relações entre diversos setores dentro de um vale e entre os vales de outros cursos fluviais.

Ocorreram coletas em depósitos fluviais de nove vales, sendo que há o predomínio de amostras em vales da bacia hidrográfica do ribeirão do Chiqueiro (ribeirões Datas, da Areia e do Chiqueiro, e córrego Rio Grande). Além disso, foram realizadas coletas de sedimentos no Alto curso do ribeirão Palmital, que drena parte da superfície de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional, e nos vales dos córregos da Contagem e da Sepultura, do ribeirão Congonhas e do rio Paraúna. Ressalta-se que no caso do ribeirão Datas, o terceiro depósito sedimentar amostrado apresentava características que poderiam ser associadas à atividade antrópica. A datação por LOE revelou uma idade incompatível com a de depósitos considerados de forma mais segura como de origem fluvial. Os resultados das datações serão discutidos posteriormente, em conjunto com outros dados de campo e de gabinete.

Na Tabela 2 estão dispostos os resultados da datação de sedimentos fluviais por LOE (protocolo SAR, 5 alíquotas), totalizando 25 amostras. As idades variam de 170 ± 25 no vale do ribeirão Congonhas a 26.350 ± 4.470 no vale do córrego da Sepultura.

Tabela 2: Concentrações de Th, U, K, dose anual, dose acumulada e idade dos níveis deposicionais

Curso fluvial	N. da amostra	Nível	Th (tório) (ppm)	U (urânio) (ppm)	K (potássio) %	Dose anual (µGy/ano)	Dose acumulada (Gy)	Idade (anos)
Rio Paraúna	D01	PI	4,254 ± 0,153	1,822 ± 0,796	0,682 ± 0,099	1.680 ± 320	0,3	**180 ± 40**
	D02	PI	2.600 ± 0,311	3,596 ± 1,145	0,931 ± 0,135	2.600 ± 460	0,7	**270 ± 60**
	D02	N1	21,231 ± 0,764	8,943 ± 0,122	1,757 ± 0,255	5.800 ± 350	5,4	**930 ± 100**
	D03	N3	31,879 ± 1,148	13,521 ± 0,448	2,195 ± 0,318	8.100 ± 530	34,1	**4.200 ± 480**
Ribeirão Congonhas	D05	PI	14,609 ± 0,526	5,011 ± 0,384	1,040 ± 0,151	3.510 ± 290	0,6	**170 ± 25**
	D06	PI	2,769 ± 0,100	1,612 ± 0,321	0,760 ± 0,110	1.530 ± 200	0,9	**590 ± 110**
	D07	N2	59,049 ± 2,126	13,996 ± 0,645	2,179 ± 0,316	10.270 ± 650	57,4	**5.600 ± 630**
	D08	N2	30,852 ± 1,111	9,869 ± 0,774	2,627 ± 0,381	7.520 ± 675	43,5	**5.790 ± 810**
Ribeirão Palmital	D09	N1	2,592 ± 0,093	1,484 ± 0,321	0,535 ± 0,078	1.250 ± 170	2,9	**2.320 ± 430**
	D10	N2	14,575 ± 0,525	4,416 ± 0,425	1,097 ± 0,159	3.500 ± 310	40,5	**11.560 ± 1.610**
C. Contagem	D11	N1	5,143 ± 0,185	2,147 ± 0,076	0,862 ± 0,125	1.900 ± 160	31,8	**16.750 ± 2.260**
Córrego da Sepultura	D12	N1	4,229 ± 0,152	1,968 ± 0,715	0,532 ± 0,077	1.515 ± 275	1,1	**730 ± 170**
	D13	N2	3,028 ± 0,109	2,265 ± 0,365	0,675 ± 0,098	1.700 ± 200	44,6	**26.350 ± 4.470**
Ribeirão do Chiqueiro	D14	N1	6,747 ± 0,243	2,808 ± 0,505	1,074 ± 0,156	2.500 ± 310	3,7	**1.480 ± 250**
	D15	N2	13,326 ± 0,480	4,191 ± 0,600	1,835 ± 0,266	4.060 ± 460	12,2	**3.000 ± 490**
	D16	N3	15,612 ± 0,562	5,805 ± 0,624	2,945 ± 0,427	5.710 ± 640	64,9	**11.370 ± 1.850**
Córrego Rio Grande	D17	PI	19,316 ± 0,695	7,233 ± 0,236	2,173 ± 0,315	5.710 ± 435	3,6	**630 ± 80**
	D18	N1	21,041 ± 0,757	8,176 ± 0,271	2,761 ± 0,400	6.650 ± 540	19,8	**3.000 ± 390**
	D19	N1	26,915 ± 0,969	8,494 ± 0,174	1,192 ± 0,173	5.530 ± 295	15,2	**2.750 ± 285**
	D20	N2	37,230 ± 1,340	13,965 ± 0,255	4,048 ± 0,587	10.390 ± 770	5,4	**520 ± 65**
Ribeirão da Areia	D21	PI	10,378 ± 0,374	3,707 ± 0,279	1,416 ± 0,205	3.330 ± 310	1,3	**390 ± 55**
	D22	N2	18,711 ± 0,674	7,521 ± 0,349	1,538 ± 0,223	4.890 ± 370	46,8	**9.575 ± 1.200**
Ribeirão Datas (Alto curso)	D23	PI	1,212 ± 0,044	1,442 ± 0,078	0,554 ± 0,080	1.220 ± 105	1,1	**900 ± 120**
	D24	N2	8,271 ± 0,298	3,197 ± 0,154	0,876 ± 0,127	2.520 ± 190	50,6	**20.100 ± 2.500**
	D25		3.680 ± 0,132	2,487 ± 0,229	0,685 ± 0,099	1.800 ± 170	10,3	**5.700 ± 830**

Fonte: Elaborado pelo autor.

As datações de depósitos no ribeirão Congonhas foram úteis para definir a correlação entre os níveis de PI e de N2 nos segmentos distintos, identificando que o N1 foi formado apenas no Alto curso. Já as datações no córrego Rio Grande foram úteis para identificar que o N2 possui dois patamares, um com 320 cm e outro com 165 cm, descartando um possível N3 no fundo de vale.

CAPÍTULO 6 – ANÁLISE MORFOMÉTRICA DE BACIAS E REDE DE DRENAGEM

A compreensão da evolução geomorfológica de uma área tão ampla como a bacia hidrográfica do rio Paraúna é uma tarefa desafiadora e envolve a integração de informações associadas a diferentes escalas espaço-temporais. Além das informações pontuais, como as derivadas de depósitos fluviais e suas correlações, que permitem uma interpretação em maior escala geográfica, os índices morfométricos se destacam na análise geomorfológica por permitirem a abordagem de áreas com menores escalas cartográficas. O estabelecimento de relações entre atributos do relevo e/ou bacia hidrográfica realizados nessas análises, apresentam limitações, sobretudo quando se considera a escala cartográfica de mapeamento. A correlação desses índices às características litoestruturais e morfológicas e aos níveis deposicionais fluviais permite o avanço na compreensão da evolução geomorfológica e das condições atuais do relevo e da rede hidrográfica que condicionam os processos fluviais e morfogenéticos.

Ao contrário da identificação, caracterização e mapeamento de níveis deposicionais fluviais, que envolveu menor número de vales, a análise morfométrica foi realizada considerando toda a bacia hidrográfica do rio Paraúna. A inclusão das áreas que não foram cobertas na investigação de campo dos vales tem como justificativa a possibilidade obtenção de informações que contribuem para a interpretação da evolução geomorfológica de forma regional. Deixar de inserir essas áreas na análise morfométrica poderia representar uma perda significativa de informações para as discussões que serão propostas mais adiante.

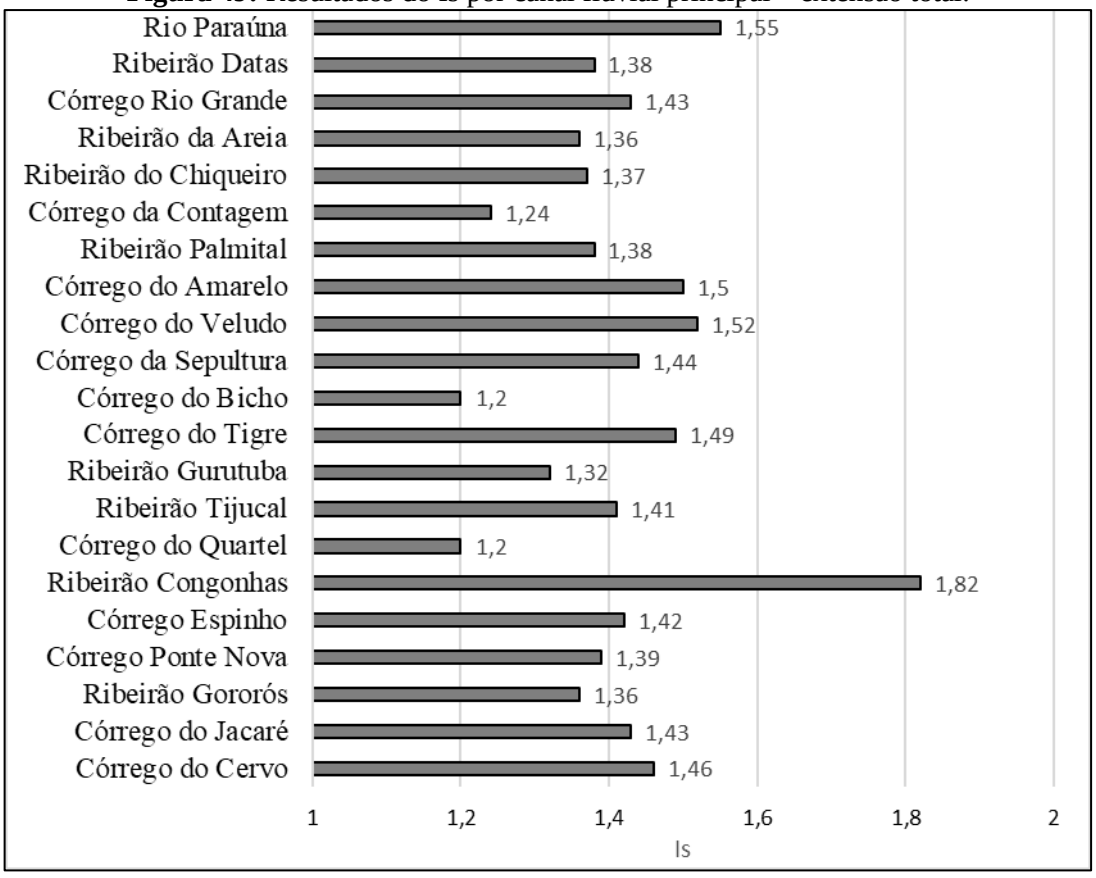
Os índices utilizados podem ser divididos em dois grupos, sendo um mais associado à energia disponível para a atuação dos processos fluviais e morfogenéticos (Relação de Relevo – Rr; Índice de Sinuosidade – Is; e Densidade de Drenagem – Dd) e o outro ao controle litoestrutural e/ou tectônico exercido sobre a rede hidrográfica (Fator de Simetria Topográfica Transversal – FSTT; e Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem – FABD). O sexto índice utilizado, a Relação Declividade-Extensão (RDE), destaca-se por permitir associar seus resultados ao controle tectônico, como as rupturas de declives em canais fluviais associadas a pulsos neotectônicos, ao recuo remontante de pulsos erosivos, associados a outras causas além da tectônica, bem como ao controle litoestrutural da incisão fluvial. Ressalta-se, mais uma vez, que a Dd e o Is foram calculados utilizando ao menos duas unidades espaciais distintas. No caso do Is, o cálculo considerou tanto a extensão total dos cursos d’água como os segmentos

compreendidos entre cada intervalo de curva de nível. Já a Dd foi calculada considerando as sub-bacias de 3ª e 4ª ordem do rio Paraúna, além de outras adjacentes à área de estudo, pertencentes à bacia dos rios São Francisco, Doce e Jequitinhonha.

6.1 Condições de energia nas bacias hidrográficas e canais fluviais principais

Os parâmetros Is, Rr e Dd estão diretamente relacionados com as condições de energia nas vertentes da bacia hidrográficas e nos canais fluviais. O Is indica o grau de divagação de um curso d'água, sendo que os valores próximos de 1 indicam cursos d'água mais retilíneos e iguais ou superiores a 2 indicam canais mais sinuosos, os quais podem até ser classificados como meandrantes. Na Figura 49 estão representados os valores de Is para o rio Paraúna, seus afluentes diretos de terceira ordem ou de ordem superior e para os afluentes do ribeirão do Chiqueiro com as mesmas características quanto à ordem.

Figura 49: Resultados do Is por canal fluvial principal – extensão total.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Verifica-se que a maior parte dos cursos d'água apresenta valores de Is entre 1,2 e 1,6, indicando que se trata de canais mais retilíneos e com maior capacidade energética. Os cursos d'água com maiores valores de Is são ribeirão Congonhas e o rio Paraúna (1,82 e 1,55, respectivamente) na área investigada. Os menores valores foram verificados nos córregos do Bicho e do Quartel (1,2 em ambos).

A partir da observação dos valores de Is por curso d'água é possível relacionar os valores desse índice ao contexto litológico do curso d'água. Nesse sentido, cursos d'água cujos canais atravessam predominantemente rochas do Supergrupo Espinhaço (córregos da Contagem, do Bicho, do Quartel, Ponte Nova e do Jacaré os ribeirões Palmital, Gurutuba, Tijucal e Gororós) tendem a apresentar menores valores de Is, enquanto cursos d'água que correm sobre as rochas do Complexo Gouveia (rio Paraúna, ribeirões Congonhas, da Areia e do Chiqueiro e os córregos Rio Grande, do Amarelo, do Veludo e da Sepultura) tendem a apresentar maiores valores.

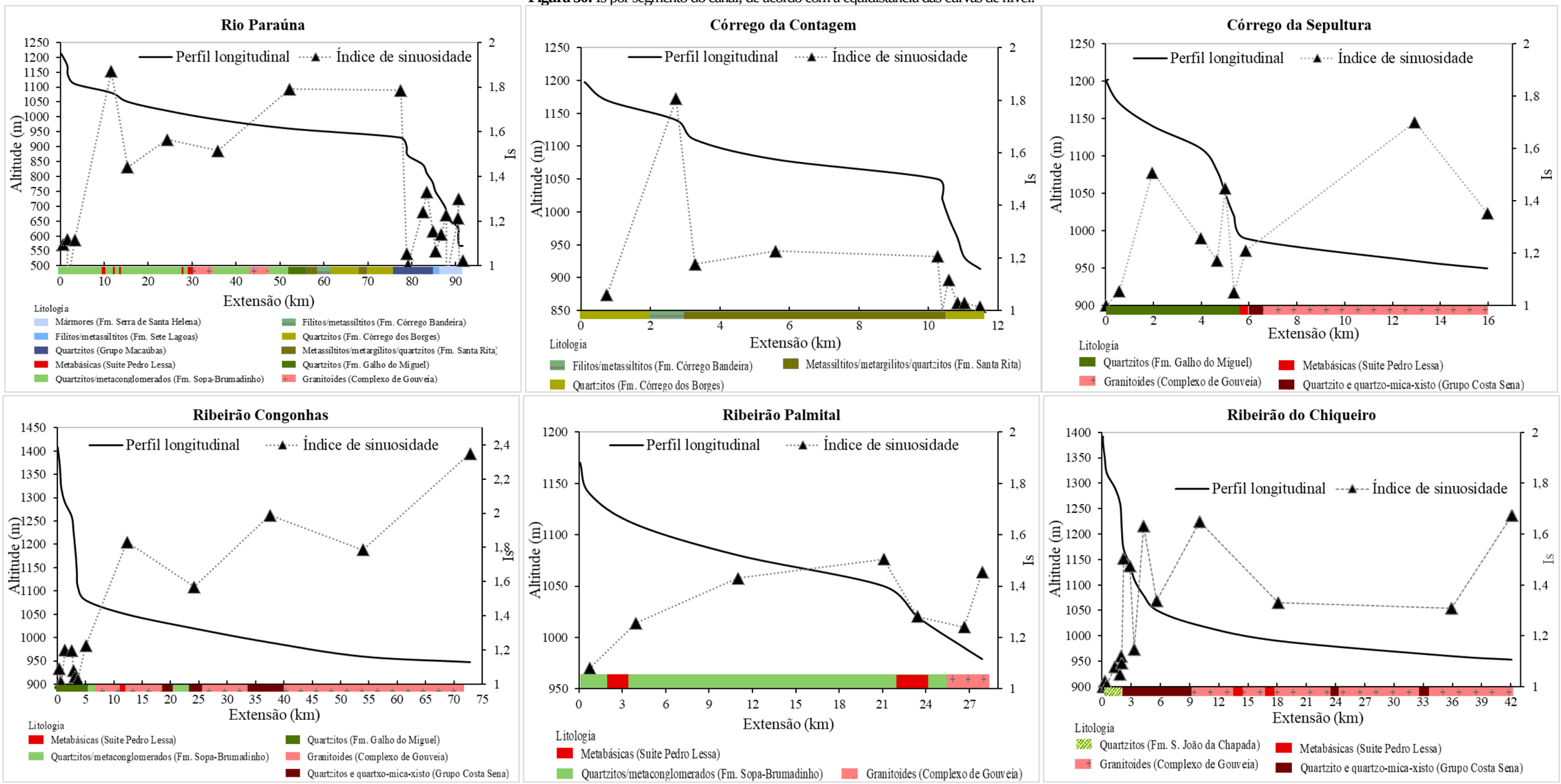
Também foi realizado o cálculo de Is por segmento. Cada segmento foi definido em concordância com a equidistância das curvas de nível (distância vertical – 30 m). Os valores obtidos por segmento estão dispostos nos gráficos da Figura 50, nos quais também se pode observar o perfil longitudinal e a seção litológica por curso d'água.

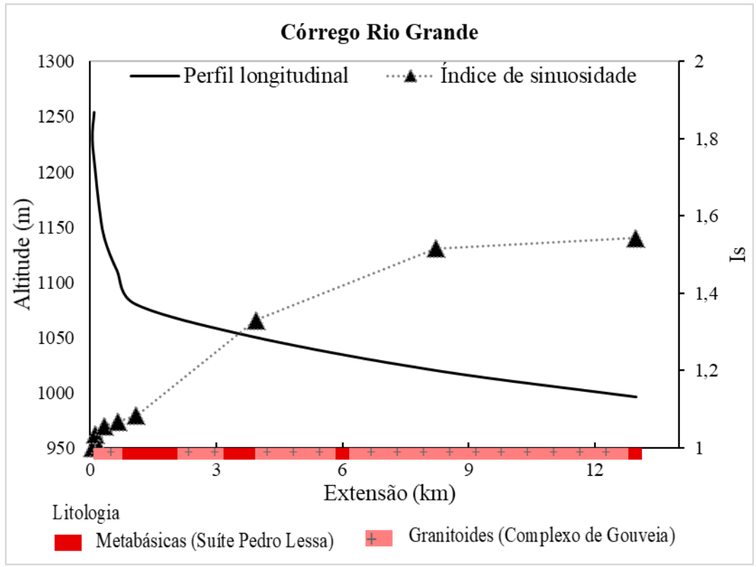
Os valores de Is por segmento obtidos para o rio Paraúna são mais elevados no contexto da Serra do Espinhaço Meridional e mais baixos no contexto de saída da serra, antes da entrada na Depressão do São Francisco. Os valores tendem a aumentar em direção à jusante, sendo que o segmento com maior Is (1,87) está localizado no Alto curso do rio e pode estar associado à uma inflexão. No córrego da Contagem, os valores de Is são baixos. No entanto, o maior valor de Is (1,8) ocorre no Alto curso e deve estar associado a uma inflexão do curso d'água. As inflexões do rio Paraúna e do córrego da Contagem devem ser as responsáveis pela superestimação do Is para os segmentos. No córrego da Sepultura, os valores de Is tendem a aumentar em direção à jusante, tendo seus valores reduzidos em trechos de *knickpoints* e voltando a aumentar em direção à jusante. O maior valor de Is (1,7) foi identificado em um trecho do Baixo curso. No ribeirão Congonhas, os valores de Is aumentam em direção à jusante. O maior valor de Is (2,34) foi obtido para o Baixo curso do ribeirão. O mesmo ocorre com os córregos Rio Grande, do Tigre e ribeirão da Areia, onde os valores de Is aumentam em direção à jusante. No córrego Rio Grande o maior valor de Is (1,54) ocorre no Baixo curso, enquanto no córrego do Tigre e no ribeirão da Areia os maiores valores são observados nos Médios cursos (1,92 e 1,56, respectivamente). Nos ribeirões Palmital e Datas, os valores de Is aumentam em direção à jusante, reduzindo ao atravessar *knickpoints*, e voltando a aumentar em direção ao Baixo curso.

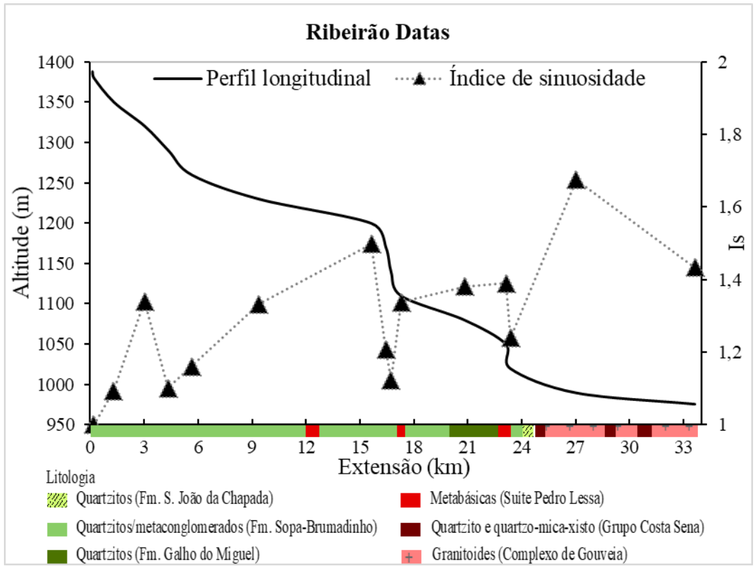
No ribeirão Palmital, o maior valor de Is (1,5) foi obtido para um segmento na transição do Médio para o Baixo curso e no ribeirão Datas isso ocorreu no Baixo curso (1,67). No ribeirão do Chiqueiro os valores de Is aumentam em direção ao Baixo curso, onde foi obtido o maior valor de Is (1,67).

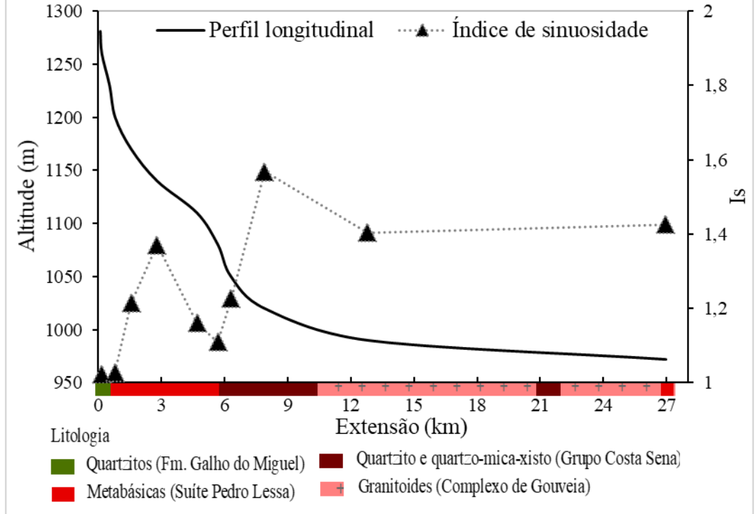
Ao observar os valores de Is por segmento em cada curso d'água destacado nos gráficos da Figura 50 fica claro o papel da litologia quanto ao condicionamento da sinuosidade dos canais. Segmentos de canais que atravessam rochas do Supergrupo Espinhaço ou canais predominantemente localizados sobre essas rochas tendem a apresentar valores baixos de Is. Além disso, como essas áreas coincidem com a topografia mais elevada, seria esperado que seus canais fluviais possuem mais energia e, desse modo, fossem mais retilíneos. Cabe ressaltar também o papel das falhas, fraturas e mergulhos das camadas rochosas que condicionam o alinhamento e paralelismo dos canais. Nas áreas mais rebaixadas, onde predominam as rochas mais friáveis do Complexo Gouveia, os valores de Is são mais elevados.

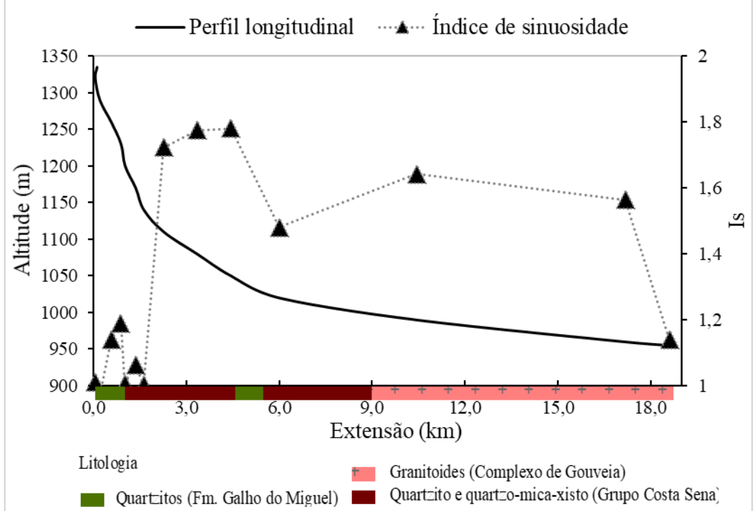
Figura 50: Is por segmento do canal, de acordo com a equidistância das curvas de nível.







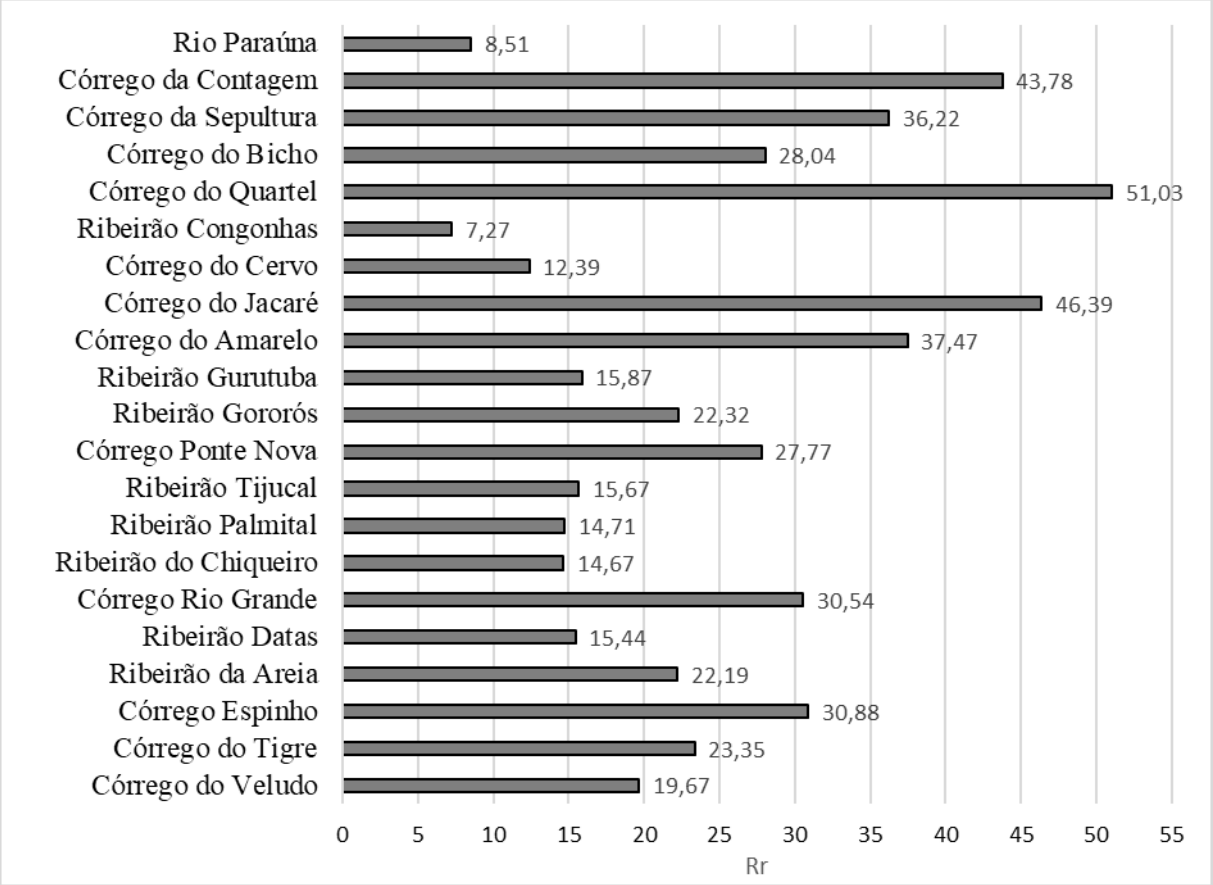




Fonte: Elaborado pelo autor.

A Rr é um parâmetro que permite a comparação entre bacias hidrográficas quanto à energia disponível para a atuação dos processos geomorfológicos. Na Figura 51 estão representados os valores de Rr para o rio Paraúna, seus afluentes diretos de 3ª ordem ou de ordem superior e para os afluentes do ribeirão do Chiqueiro com as mesmas características.

Figura 51: Resultados de Rr por bacia hidrográfica.

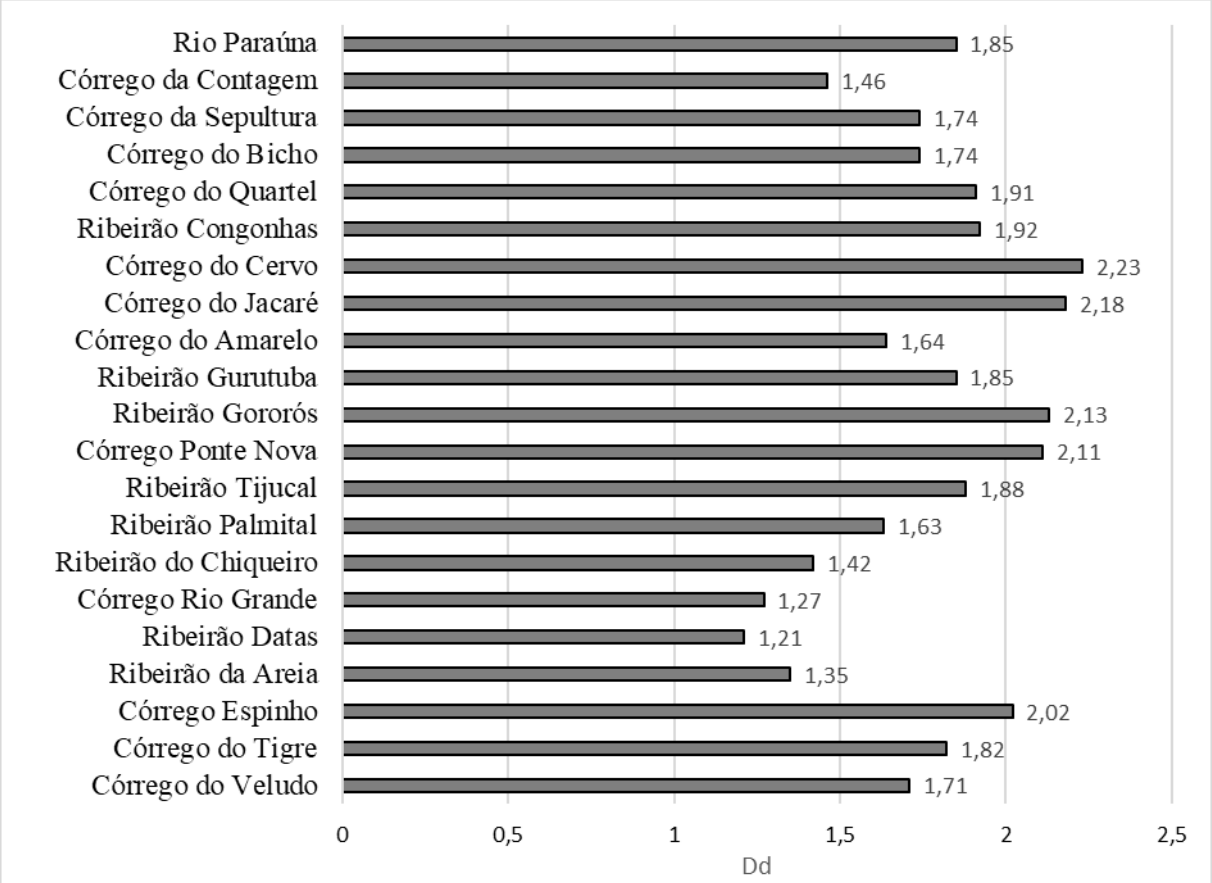


Fonte: Elaborado pelo autor.

A partir da observação da Figura 51 é possível verificar que foram obtidos valores de Rr inferiores a 35 para a maior parte dos cursos d'água analisados. Os valores mais elevados foram obtidos para as bacias dos córregos do Quartel (51,3), do Jacaré (46,39), da Contagem (43,78), do Amarelo (37,47) e da Sepultura (36,22). Os córregos do Quartel, da Contagem e da Sepultura tem como aspectos comuns o posicionamento de suas cabeceiras no interflúvio com os canais que drenam a escarpa oeste da Serra do Espinhaço Meridional e, dessa forma, o fato de ao menos seus Altos cursos drenarem áreas em que predominam as rochas das formações Santa Rita e Galho do Miguel. Já os córregos do Amarelo e do Jacaré têm as cabeceiras localizadas em áreas com rochas do Grupo Costa Sena e seus Médios e Baixos cursos drenam áreas com rochas do Complexo Gouveia.

A Dd é um índice associado tanto à energia fluvial disponível como aos possíveis controles litológicos. Áreas com rochas permeáveis tendem a apresentar menores valores de Dd, enquanto áreas com rochas menos permeáveis tendem a apresentar valores elevados. Com relação à energia nos cursos fluviais e vertentes, espera-se que em áreas com recente *input* de energia a instabilidade do sistema tenha como resposta a ampliação do número de cursos d'água, implicando no aumento da Dd. Em áreas de quiescência tectônica e com perfis longitudinais dos canais fluviais estabilizados se espera menores valores de Dd. Na Figura 52 estão representados os valores de Dd por bacia hidrográfica, considerando as dos afluentes diretos do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro, de 3º ordem ou de ordem superior.

Figura 52: Resultados de Dd por bacia hidrográfica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Observa-se que os quatro menores valores correspondem à bacia do ribeirão do Chiqueiro (ribeirão Datas – 1,21; córrego Rio Grande – 1,27; Ribeirão da Areia – 1,35; e ribeirão do Chiqueiro – 1,42). Essas podem ser consideradas as principais unidades hidrográficas da Depressão de Gouveia e, de modo geral, têm as suas cabeceiras situadas nas superfícies de cimeira da Serra do Espinhaço Meridional, sustentadas pelas rochas das formações Galho do

Miguel a oeste da Depressão, e Sopa-Brumadinho a leste. Os maiores valores foram obtidos para o ribeirão do Cervo (2,23) e o córrego do Jacaré, que têm suas cabeceiras nas rochas da Formação Sopa-Brumadinho, mas drenam majoritariamente as rochas do Complexo Gouveia e do Grupo Costa Sena. Os dois maiores valores de Dd, depois do ribeirão do Cervo e do córrego do Jacaré correspondem às sub-bacias do Alto curso do rio Paraúna (Ribeirão Gororós – 2,13; e Córrego Ponte Nova – 2,11). Essas bacias têm em comum o fato de drenarem as rochas da Formação Sopa-Brumadinho em um local onde aflora grande quantidade de rochas do Grupo Pedro Pereira.

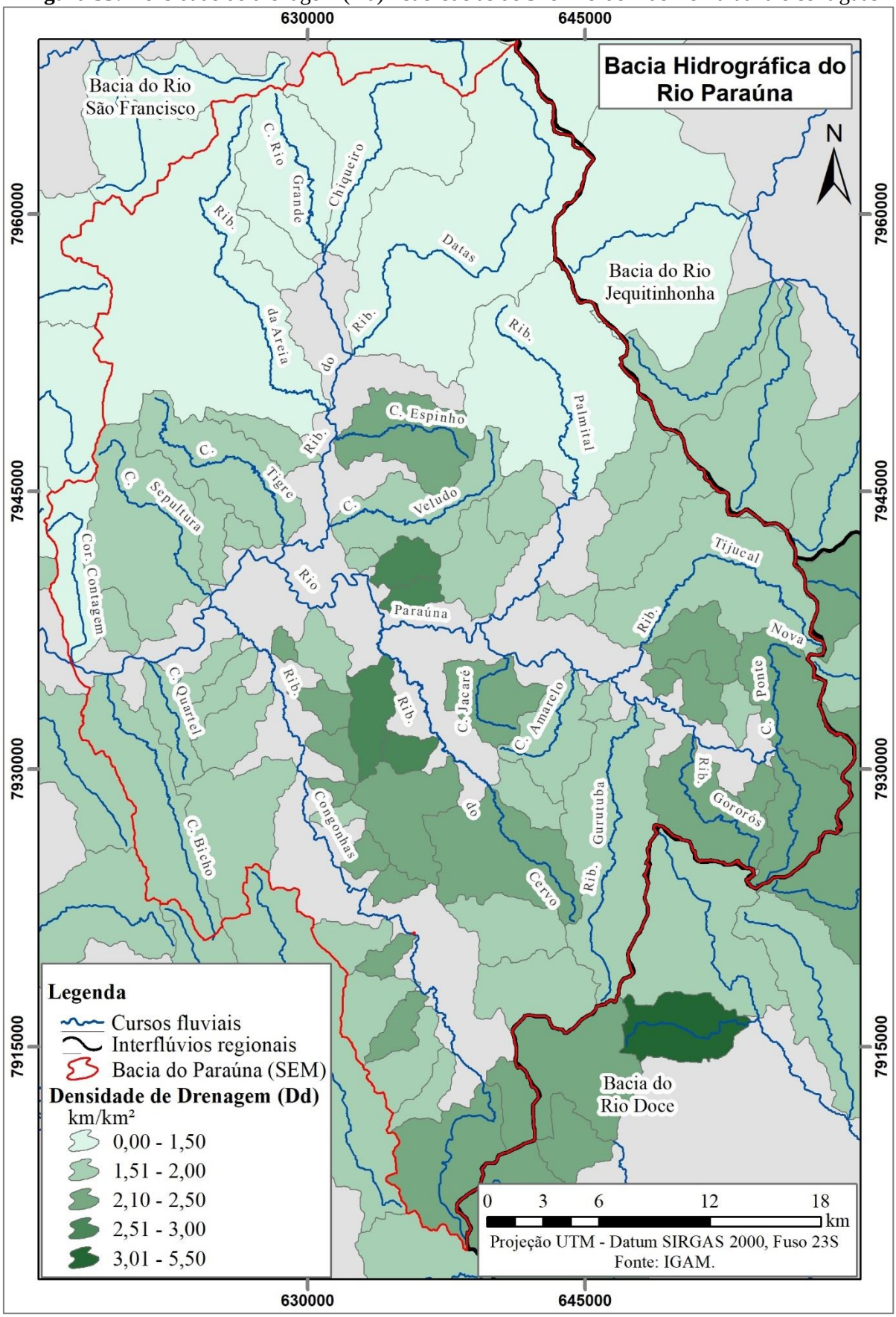
Também foi realizado o cálculo da Dd para todas as sub-bacias do rio Paraúna de terceira e de quarta ordem (priorizando as de quarta ordem) e que, mesmo integrando bacias de outros afluentes do rio São Francisco ou dos rios Doce e Jequitinhonha, são contiguas em relação ao trecho da bacia do rio Paraúna investigada. O resultado desse cálculo pode ser observado na Figura 53.

A partir da análise da Figura 53, verifica-se que bacias localizadas ao norte da área investigada possuem valores de Dd de até 1,5km/km². Essas bacias coincidem, em grande parte, com áreas em que predominam rochas do Supergrupo Espinhaço (formações Sopa-Brumadinho, a leste, e Galho do Miguel, a oeste) e rochas do Complexo Gouveia. Notam-se ainda os baixos valores nas sub-bacias do rio Paraúna e nas sub-bacias de afluentes dos rios Jequitinhonha e São Francisco. A área coincide em grande parte com o Planalto de Diamantina, uma superfície elevada, sustentada pelos quartzitos da Supergrupo Espinhaço.

Entre as sub-bacias do rio Paraúna, os maiores valores (2,01 – 3,0 km/km²) estão associados à drenagem de rochas do Complexo Gouveia, nas proximidades do ribeirão do Cervo. Na maior parte da área, no entanto, predominam valores de Dd entre 1,51 e 2,0 km/km².

Verifica-se ainda que os valores de Dd não variam muito quando se comparam as bacias contíguas e limítrofes dos interflúvios regionais. Nesse sentido, os valores de Dd são baixos no interflúvio entre a bacia do Paraúna e de outros afluentes do rio São Francisco. Eles são intermediários no setor oeste/sudoeste, envolvendo sub-bacias do rio Paraúna e de cursos d'água que drenam a escarpa oeste da serra. Nos setores leste, sudeste e sul foram obtidos os maiores valores de Dd, tanto para sub-bacias do rio Paraúna como para as de afluentes do rio Doce.

Figura 53: Densidade de drenagem (Dd) - sub-bacias de 3ª e 4ª ordem do rio Paraúna e contíguas



Fonte: Elaborado pelo autor.

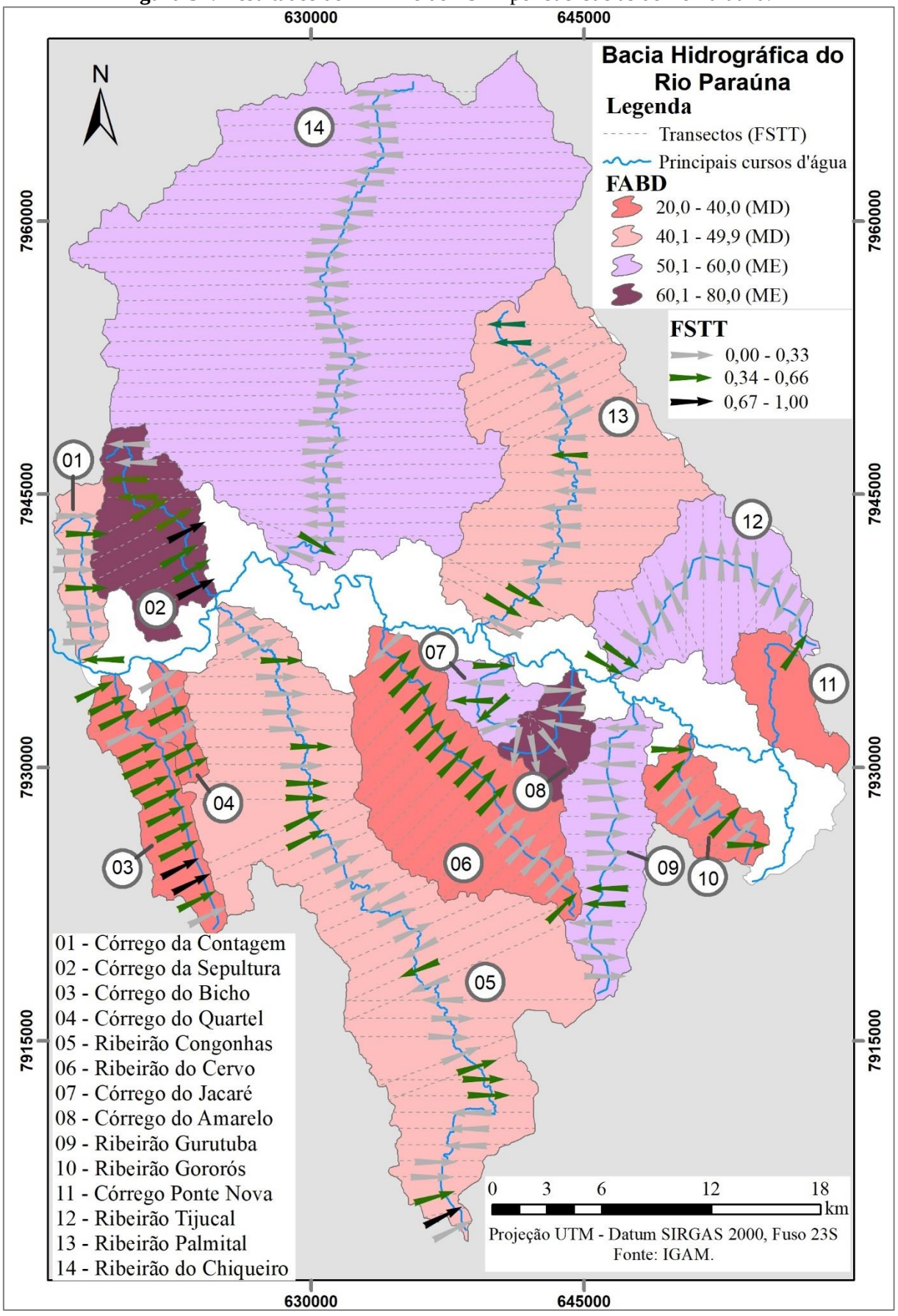
6.2 Migração lateral de canais fluviais e controle litoestrutural

Três índices morfométricos foram adotados com a finalidade de identificar características hidrográficas sinalizadoras de controle litoestrutural ou tectônico. Esses índices são o FSTT, o FABD e o RDEs/RDEt.

O FABD permite a identificação de assimetrias em relação às áreas das margens de um curso d'água. O FSTT permite identificar os deslocamentos do canal principal por segmento selecionado. Diferentemente do FABD, cujo resultado pode mascarar eventuais deslocamentos internos que anulam as assimetrias, o FSTT apresenta melhores resultados para a identificação de deslocamentos em áreas com condicionantes que promovem deslocamentos do canal ora para a margem esquerda, ora para a direita. O RDEs/RDEt permite identificar segmentos fluviais com anomalias de 1ª e 2ª ordens e que podem estar associadas ao controle litoestrutural e à dinâmica neotectônica. Para os três índices é fundamental um bom conhecimento de campo e das condições geológicas da região investigada.

O cálculo do FABD e do FSTT foi realizado para os afluentes diretos do rio Paraúna e do ribeirão do Chiqueiro, em ambos os casos, afluentes de 3ª ordem ou ordem superior. A Figura 54 representa os valores de FSTT e FABD para os afluentes do rio Paraúna. Os valores de FABD entre 20 e 49,9 indicam a maior extensão areal da margem esquerda e o deslocamento do canal para a margem direita (MD) e os valores entre 50,1 e 80 indicam que a área da margem direita é maior e o deslocamento para a margem esquerda (ME). Verifica-se que, entre os afluentes da margem esquerda do rio Paraúna, predominam deslocamentos dos canais para a margem esquerda, o que está em acordo com os valores de FSTT. Portanto, de modo geral, os afluentes da margem esquerda estão deslocados para leste. Apenas três afluentes da margem esquerda estão deslocados para a margem esquerda, ou seja, para oeste – córrego do Jacaré, córrego Amarelo e ribeirão Gurutuba. Diferentemente dos outros canais que possuem direção geral N-S ou NO-SE, os três afluentes que se deslocam para a margem esquerda têm direção geral NE-SO.

Figura 54: Resultados do FABD e do FSTT por sub-bacias do rio Paraúna.



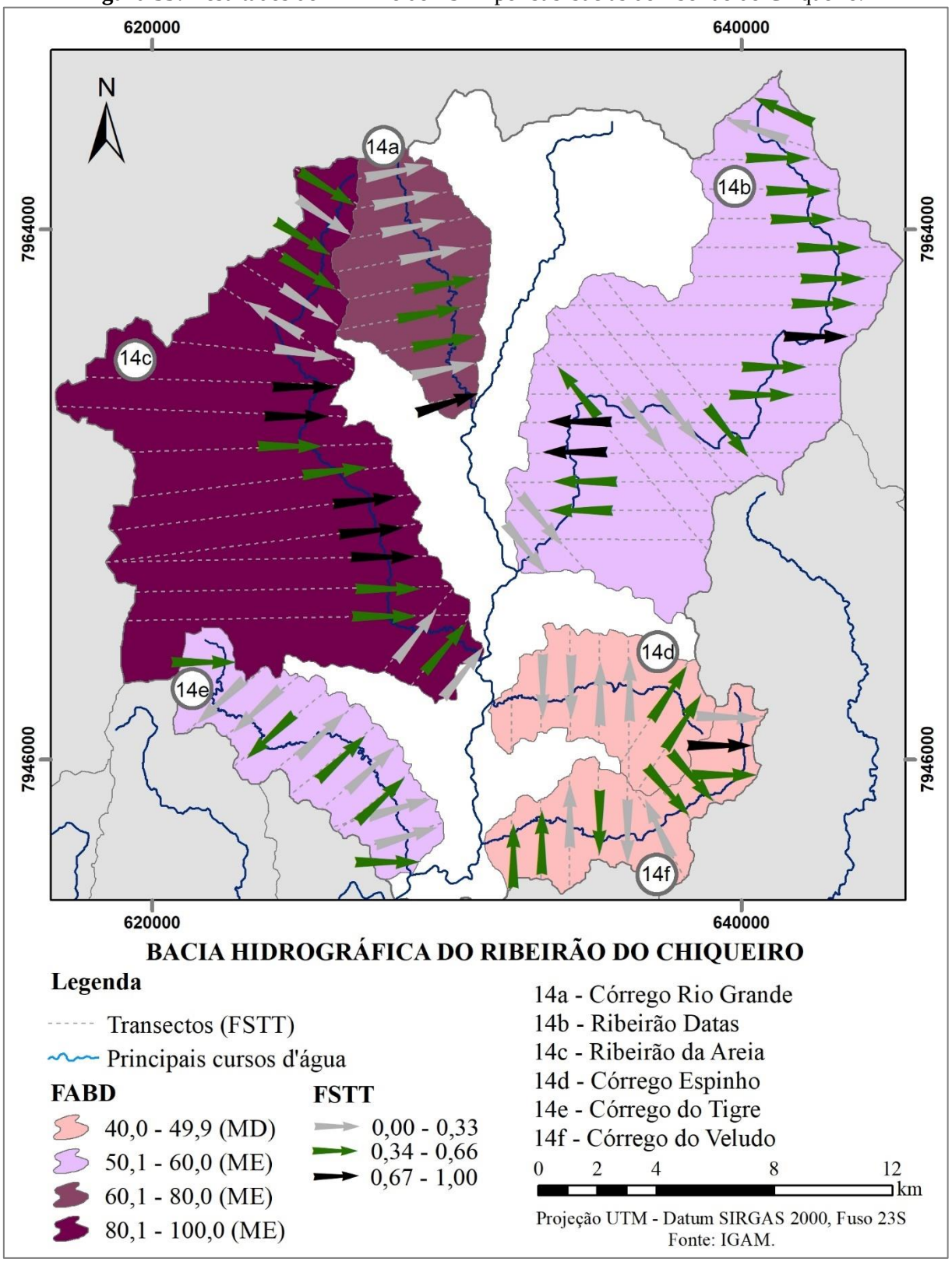
Fonte: Elaborado pelo autor.

Com relação aos afluentes da margem direita do rio Paraúna, há uma tendência a pequenas assimetrias, com valores de FABD entre 40,1 e 60,1. Os resultados mostram que os córregos da Contagem e Ponte Nova e o ribeirão Palmital sofreram deslocamentos para suas respectivas margens direitas. Os valores de FSTT sustentam essa interpretação para o córrego Ponte Nova e o ribeirão Palmital, mas indicam o contrário para o córrego da Contagem. Para os ribeirões do Chiqueiro e Tijucal e o córrego da Sepultura o FABD indica deslocamentos para as margens esquerdas, mais acentuado para o primeiro e mais discretos para os dois últimos. Os valores de FSTT corroboram com os dados de FABD para o córrego da Sepultura e para o ribeirão do Chiqueiro, mas indicam deslocamento inverso para o ribeirão Tijucal.

Considerando os dados de FSTT, verifica-se o deslocamento dos canais do ribeirão do Chiqueiro e dos córregos da Contagem e da Sepultura para leste, enquanto os canais dos ribeirões Tijucal e Palmital e o córrego Ponte Nova migraram para oeste. Os canais com migração para leste apresentam direção que varia de N-S a NO-SE. Já os cursos d'água que apresentaram deslocamento para oeste têm direções NO-SE nos Altos cursos e, depois de inflexões passam a fluir no sentido NE-SO.

Seguindo o mesmo padrão de apresentação da Figura 54, a Figura 55 representa os valores de FABD e FSTT para os afluentes do ribeirão do Chiqueiro. O ribeirão do Chiqueiro é um caso especial nessa investigação sobre os deslocamentos de cursos fluviais. Como se observa na Figura 55, o FABD e os valores de FSTT obtidos para o ribeirão do Chiqueiro indicaram leve deslocamento do canal para leste. No entanto, o estudo pormenorizado de seus afluentes revela um cenário diferente, marcado por valores mais elevados de FABD e FSTT. O ribeirão da Areia e o córrego Rio Grande apresentam os deslocamentos mais significativos para leste (margens esquerdas dos canais principais). Os valores de FSTT e de FABD também indicam que o ribeirão Datas e o córrego do Tigre estão deslocados para leste (margens esquerdas dos canais principais). Nos córregos do Tigre e Rio Grande e no ribeirão da Areia as direções dos canais principais variam de N-S a NO-SE. No ribeirão Datas, o Alto e o Médio curso apresentam direções N-S, NE-SO e L-O, respectivamente (FSTT – deslocamento para leste). No Baixo curso, o canal principal volta a apresentar direção N-S, porém predominando deslocamento para oeste. Por fim, os córregos Espinho e do Veludo apresentam direção L-O e deslocamento para a margem direita, ou seja, migração para norte.

Figura 55: Resultados do FABD e do FSTT por sub-bacias do ribeirão do Chiqueiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

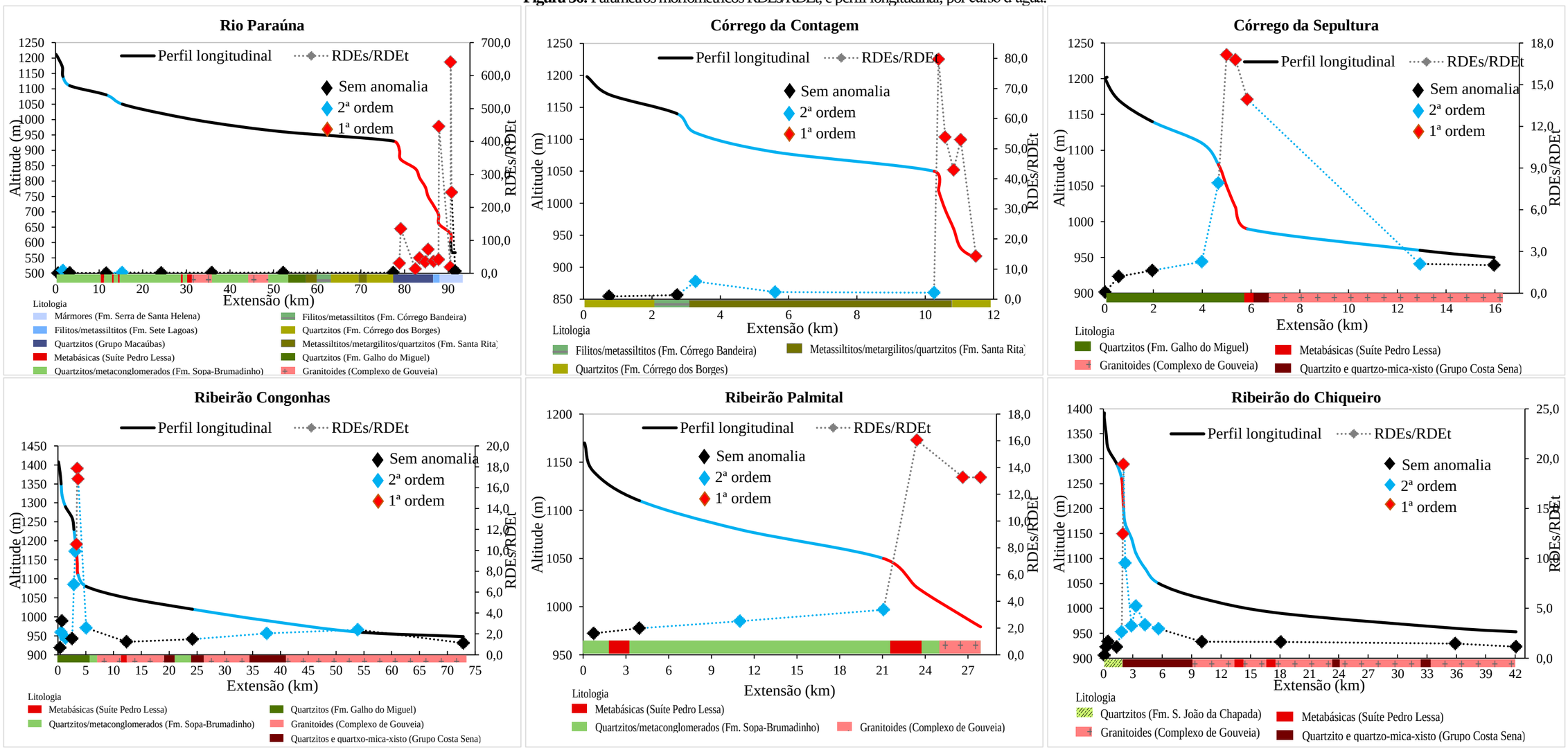
Os valores de RDEs/RDEt indicam se um segmento fluvial possui anomalias de gradiente e se estas são de 1ª ou de 2ª ordem. É comum que nos Altos cursos sejam encontrados valores mais

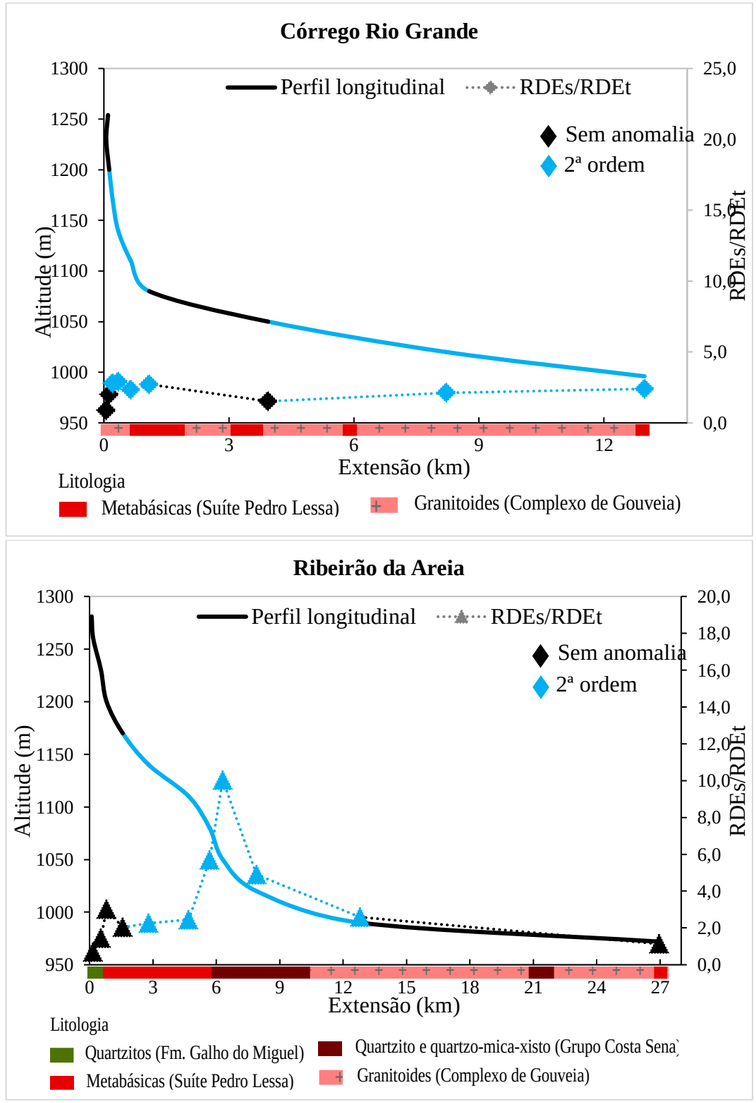
elevados, o que seria consequência da maior capacidade energética nos cursos d'água. Em perfis longitudinais próximos do equilíbrio são encontradas poucas ou nenhumas anomalias. Na Figura 56 estão representados os gráficos com os valores do RDEs/RDEt, com as indicações dos tipos de anomalia. Esses dados estão representados em conjunto com os perfis longitudinais dos cursos d'água, a fim de permitir a associação entre as anomalias e as características de cada perfil.

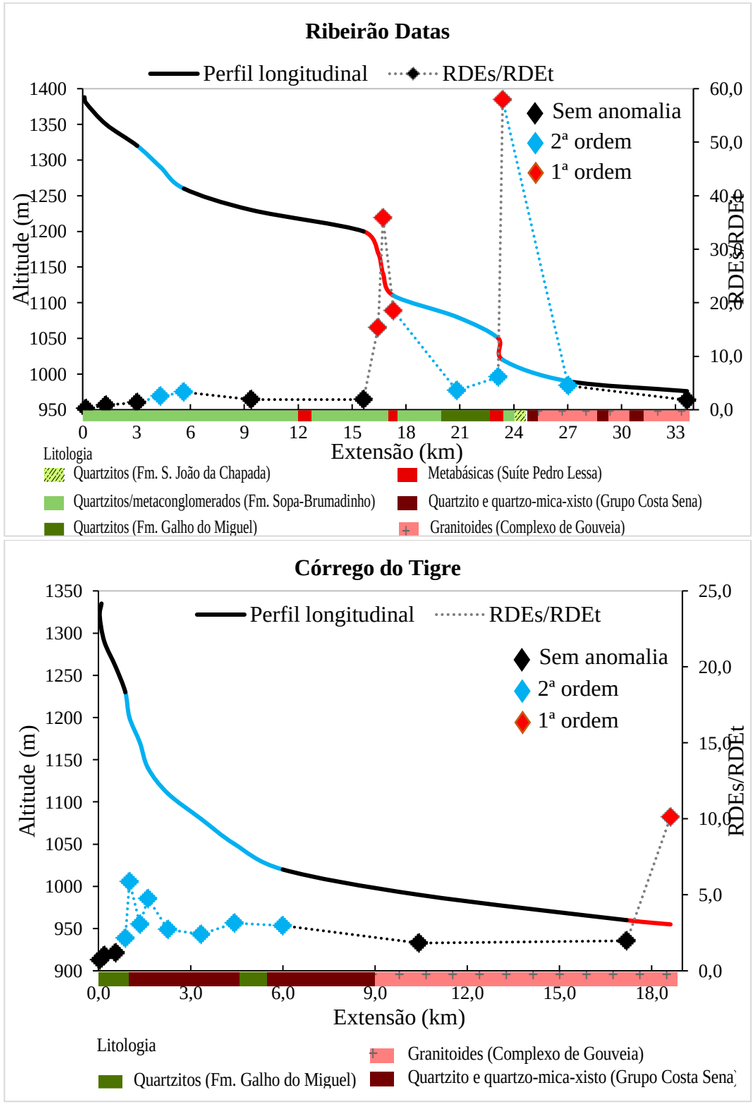
O perfil do córrego Rio Grande e o ribeirão da Areia são os únicos que não possuem anomalias de 1ª ordem. Todos os outros possuem esse tipo de anomalias. As anomalias de 1ª ordem sempre ocorrem associadas a rupturas de declive significativas existentes nos perfis longitudinais. As anomalias de 2ª ordem ora estão relacionadas às rupturas de declive, ora a trechos de corredeiras nos canais fluviais.

As anomalias de 1ª ordem ocorrem nos trechos de Alto curso dos ribeirões Congonhas e do Chiqueiro e estão associadas às passagens das rochas do Supergrupo Espinhaço para as rochas do Complexo Gouveia. As anomalias de 1ª ordem ocorrem nos médios cursos do córrego da Sepultura e do ribeirão Datas. Nesses dois casos, as anomalias marcam os *knickpoints* entre as rochas da Formação e as rochas do Supergrupo Espinhaço e as rochas do Complexo Gouveia. No ribeirão Palmital e no rio Paraúna, as anomalias de 1ª ordem ocorrem nos Baixos cursos. No ribeirão Palmital, a anomalia parece associada à alteração da litologia, passando das rochas do Supergrupo Espinhaço (quartzitos, principalmente) no Alto curso, para as rochas da Suíte Pedro Lessa (metabásicas) no Baixo curso. No rio Paraúna, o conjunto de anomalias de 1ª ordem está associada à grande ruptura de declive associada à escarpa ocidental da Serra do Espinhaço Meridional.

Figura 56: Parâmetros morfométricos RDEs/RDEt, e perfil longitudinal, por curso d'água.





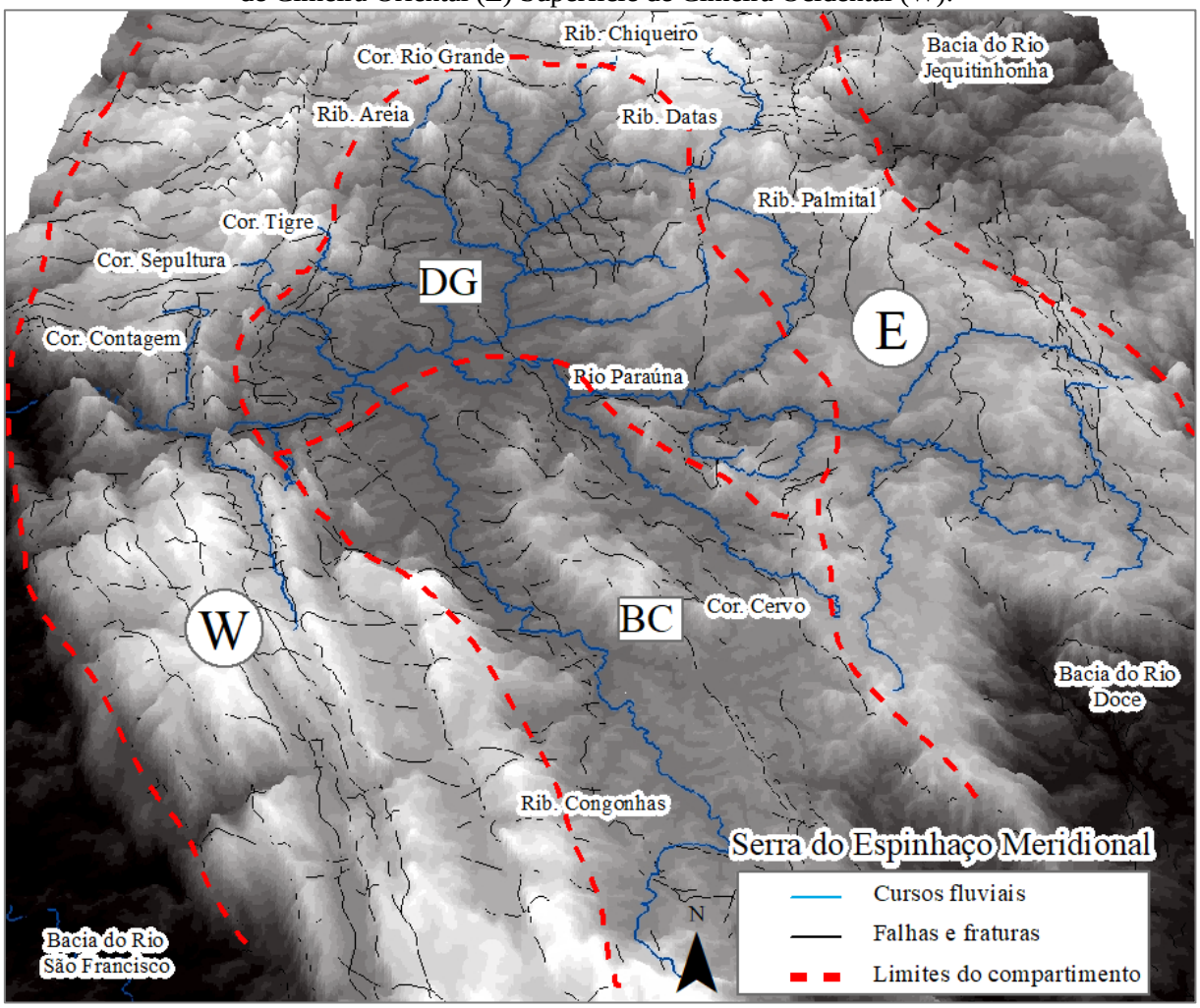


Fonte: Elaborado pelo autor.

6.3 Compartimentos geomorfológicos da Bacia do Rio Paraúna

A partir dos resultados da análise morfométrica, propõe-se a divisão da bacia do rio Paraúna e adjacências em quatro compartimentos: Depressão de Gouveia, Bacia do Ribeirão Congonhas, Superfície de Cimeira Oriental e Superfície de Cimeira Ocidental. Nestes compartimentos, a evolução geomorfológica tem respondido de formas distintas ao controle litoestrutural e a possíveis pulsos tectônicos, condicionando a gênese e evolução dos níveis deposicionais. Nas Superfícies de Cimeira, níveis de base locais condicionam a morfogênese, enquanto na Depressão de Gouveia e na Bacia do Ribeirão Congonhas, zonas de acumulação de sedimentos, a dinâmica fluvial é controlada por um nível de base regional. A Figura 57 representa os limites aproximados para esses compartimentos, considerando-se sobretudo a litologia e a altimetria.

Figura 57: Representação tridimensional dos compartimentos geomorfológicos da bacia do rio Paraúna. Siglas: DG – Depressão de Gouveia; BC – Bacia do Ribeirão Congonhas; E e W – Superfície de Cimeira Oriental (E) Superfície de Cimeira Ocidental (W).

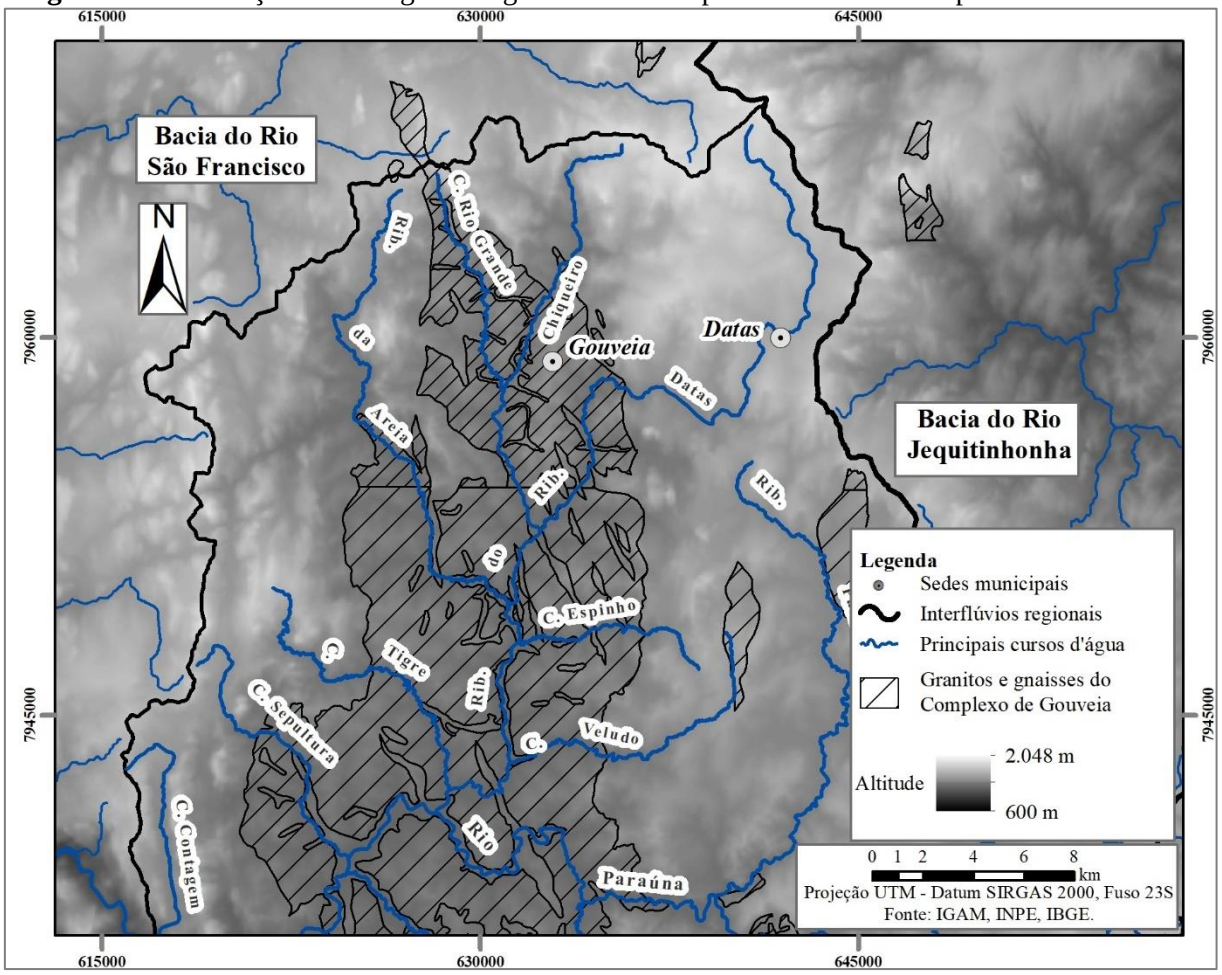


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Depressão de Gouveia é um compartimento tradicionalmente abordado em estudos geomorfológicos da Serra do Espinhaço Meridional. Ela coincide, em grande parte, com a bacia do ribeirão do Chiqueiro e tem sua superfície mais rebaixada associada aos granitos e gnaisses do Complexo Gouveia. A sua evolução geomorfológica foi tema de estudos como os de Augustin (2009), Saadi (1995), Augustin (1995), Saadi e Valadão (1987), entre outros.

A Depressão de Gouveia corresponde a parte da área deprimida elaborada sobre os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia (Figura 58). A maior fragilidade dessas rochas frente aos processos denudacionais geoquímicos e mecânicos deve ter sido determinante para a gênese de formas mais rebaixadas. Esse compartimento também é marcado pela presença das rochas metafélsicas e metassedimentares do Grupo Costa Sena. Na borda leste da Depressão se localizam escarpas sustentadas por quartzitos das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. Na borda oeste, as escarpas correspondem aos quartzitos da Formação Galho do Miguel. Quanto à estrutura, predominam falhas inversas/de empurrão de direção geral N-S.

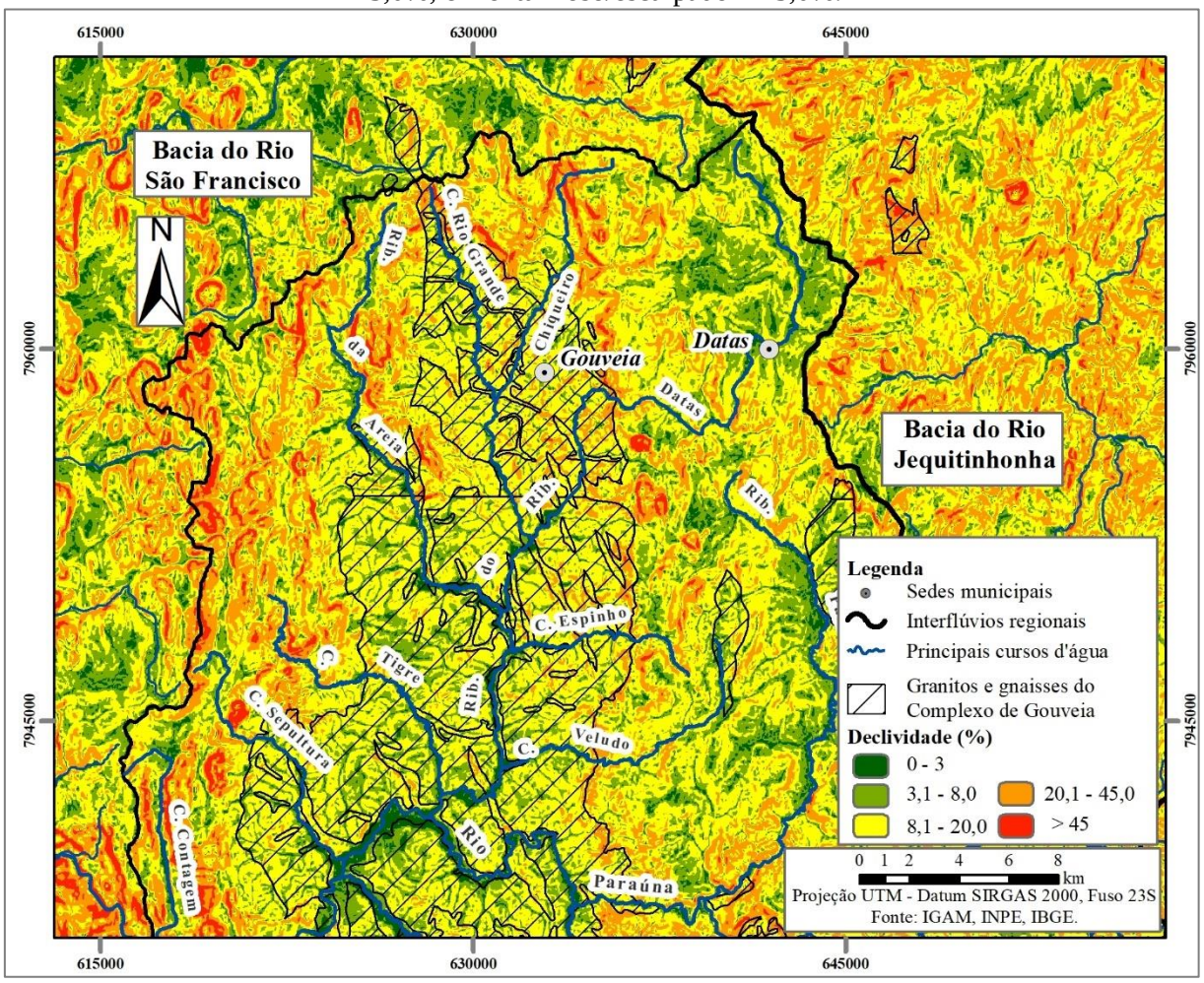
Figura 58: Associação entre os granitos/gnaisses do Complexo Gouveia e a Depressão de Gouveia.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As formas rebaixadas observadas nos compartimentos da Depressão de Gouveia também correspondem às menos declivosas da área (Figura 59). Nesse sentido, é possível estabelecer uma relação entre o modelado do relevo, tanto com relação à altitude, como com relação à declividade. É possível que os granitos e gnaisses tenham dado origem a espessos mantos de alteração, provavelmente por causa da sua maior fragilidade frente aos processos químicos relacionados ao intemperismo e à pedogênese, sobre os quais os processos morfogenéticos, sobretudo a erosão, atuaram de forma mais intensa. Movimentos de massa também devem ter ocorrido na região, embora não existam evidência de tenham ocorrido com a intensidade apontada por Augustin (1995) e Saadi (1995). Para esses autores, os coluvionamentos possivelmente ampliaram o volume de material nos fundos de vale.

Figura 59: Associação a declividade entre e a localização das rochas do Complexo Gouveia. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise da organização espacial e da cronologia de sedimentação dos níveis e sucessões deposicionais fornece indícios importantes acerca da dinâmica fluvial e da evolução geomorfológica na Depressão de Gouveia. O número de níveis deposicionais por vale varia entre 3 e 6, tratando-se, portanto, de uma área rica em termos de registros de eventos deposicionais. Os depósitos em fundo de vale permitem a discussão a respeito da evolução geomorfológica e fluvial ao longo do Holoceno, enquanto os níveis em contexto de vertente permitem propor discussões e cenários para o contexto do Pleistoceno Superior.

Os níveis deposicionais embutidos e encaixados em fundo de vale estão relacionados à uma dinâmica fluvial holocênica condicionada pela relativa estabilidade do nível de base regional. Nos fundos de vale dos ribeirões Datas (Baixo curso) e Chiqueiro e dos córregos do Tigre, da Sepultura e Rio Grande, as PI estão embutidas nos respectivos N1. Nos ribeirões Datas (Baixo curso) e do Chiqueiro, os N1 estão embutidos nos N2, no ribeirão da Areia e nos córregos Rio Grande e da Sepultura, os N1 estão levemente encaixados nos N2. Com relação ao N2, ele se encontra escalonado em relação ao N3 nos seguintes vales: ribeirão do Chiqueiro córregos da Sepultura, Rio Grande e do Tigre. Além disso, todos os níveis deposicionais têm a sua base sob a lâmina d'água. Os níveis embutidos são evidências da estabilização do nível de base regional, uma vez que são observados em praticamente todos os vales investigados.

A análise dos perfis longitudinais dos cursos d'água corroboram com essa proposição. Os perfis do ribeirão do Chiqueiro e dos córregos do Tigre e Rio Grande apresentam Médios e Baixos cursos sem rupturas de declive e com pequena variação de altitude. Nos ribeirões Datas e da Areia e no córrego da Sepultura, são observados trechos com maiores declividades que podem representar anomalias morfométricas. Para Guedes *et al.* (2006) e Acklas Jr. *et al.* (2003), esse tipo de anomalia pode estar associada a quatro fatores: (i) confluência com tributários expressivos; (ii) diferença quanto à resistência do substrato rochoso à incisão – gerando *knickpoints*; (iii) pulsos de erosão remontante associados a mudanças bruscas no nível de base ou deformações tectônicas à jusante – migração de *knickpoint* para montante, como reflexo do processo de regularização do perfil longitudinal; e (iv) deformações neotectônicas locais. Esses fatores podem ocorrer isoladamente ou de forma simultânea e conectada.

Nos perfis anômalos, *knickpoints* ocorrem no Médio ou Baixo curso. Essas rupturas de declive são níveis de base locais e podem corresponder aos limites das Superfícies de Cimeira Oriental (ribeirão Datas) e Ocidental (ribeirão da Areia e córrego da Sepultura). É possível que essas rupturas estejam associadas à diferença de resistência litológica, pois marcam a transição entre

granitoides e quartzitos, principalmente. Nesses perfis anômalos, destaca-se a regularização dos Médios e Baixos cursos, mais um indício do alcance do nível de base regional.

Ao analisar os perfis longitudinais em conjunto com o índice RDEs/RDEt, verifica-se que os *knickpoints* correspondem aos segmentos com as anomalias de 1ª ordem. Segmentos vizinhos a esses geralmente apresentaram anomalias de 2º ordem. No ribeirão do Chiqueiro, as anomalias de 1ª ordem ocorrem no Alto curso e variam de 12,5 a 19,4. No córrego da Sepultura essas anomalias ocorrem no Médio curso e variam de 13,9 e 17,1. No ribeirão Datas elas variam entre 15,4 e 57,9. No córrego do Tigre, a única anomalia registrada ocorre no Baixo curso e deve ter relação com a pequena extensão do segmento analisado, não refletindo anomalias do canal. A existência de anomalias de 1ª ordem com valores muito elevados reforça o entendimento do papel do condicionamento litoestrutural e da possível influência neotectônica na área. De acordo com Fujita (2009), esse índice é bastante utilizado para compreender a evolução da rede de drenagem, o seu substrato rochoso e as possíveis influências de atividades tectônicas. Estudos como os de Etchebehere *et al.* (2004) e Camolezi *et al.* (2012) utilizaram o índice e associaram seus resultados à atividade neotectônica e à influência estrutural sobre a drenagem.

O Is do canal, considerando toda a sua extensão, indica o predomínio de canais transicionais entre retilíneos e sinuosos. O córrego do Veludo apresentou o maior Is (1,52) e o ribeirão da Areia o menor Is (1,36). O Is por segmento, de acordo com as curvas de nível, refletiu melhor as condições dos canais quanto à sinuosidade. Nesse sentido, os Altos cursos possuem os menores Is, que aumentam em direção à jusante. Nos trechos com ruptura de declive, o Is diminui e depois volta a aumentar em direção à jusante. No córrego da Sepultura, o Is por segmento varia de 1 a 1,7, no ribeirão do Chiqueiro de 1 a 1,67, no córrego Rio grande de 1 a 1,54, no ribeirão Datas de 1 a 1,56 e no córrego do Tigre de 1 a 1,78. Os Is total e por segmento evidenciaram cursos d'água em estágio transicional, com valores em torno de 1,5. Isso pode ser um indício do recente encaixamento da drenagem, que já começa a aumentar a sinuosidade com a estabilização do nível de base ou do controle litoestrutural, o mais provável.

A Rr é um índice que permite verificar as condições de energia de uma bacia hidrográfica. Ao comparar o resultado desse índice para as bacias, nota-se que os maiores valores (maior energia) encontrados pertencem aos córregos da Sepultura (36,2), Espinho (30,88) e Rio Grande (30,54). Os valores mais baixos pertencem ao ribeirão do Chiqueiro (14,6), ao ribeirão Datas (15,44) e ao córrego do Veludo (19,67). O Rr indica um comportamento energético variável na área, não sendo possível correlacioná-lo à estabilização do nível de base regional ou à neotectônica.

A Dd pode indicar tanto o comportamento das rochas e/ou do solo, refletindo sua porosidade ou revelar o rejuvenescimento do relevo. Dependendo do contexto geomorfológico, o aumento do número de canais seria refletido na maior Dd. Isso pode estar associado a relevos rejuvenescidos, como destacaram Hiruma e Ponçano (1994), que associaram Dd mais elevada a reativações neotectônicas que promoveram a retomada erosiva, o entalhamento e o aumento da rede de drenagem, no Alto rio Pardo (MG/SP). A Dd é mais elevada ao sul e mais baixa ao norte. Os valores variam de 1,21 no ribeirão Datas a 2,2 no córrego Espinho. A diferença pode refletir as condições das escarpas que bordejam a Depressão de Gouveia. O fraturamento das rochas pode favorecer a infiltração da águe e refletir em menor número de canais e baixa Dd.

Os resultados de FSTT e FABD estão entre os mais interessantes para a área, os quais indicam que a bacia do ribeirão do Chiqueiro, considerando seu canal principal, não apresenta indícios de migração preferencial do canal pelo FABD ou FSTT. Contudo, as subbacias apresentaram valores elevados para os dois índices e um deslocamento generalizado dos canais principais para leste. Segundo Firmino (2015), valores de FSTT inferiores a 0,4 representam anomalias de baixo grau, dificilmente associadas a basculamento, já valores superiores podem ser anomalias de grau moderado ou alto e indicar influências tectônicas.

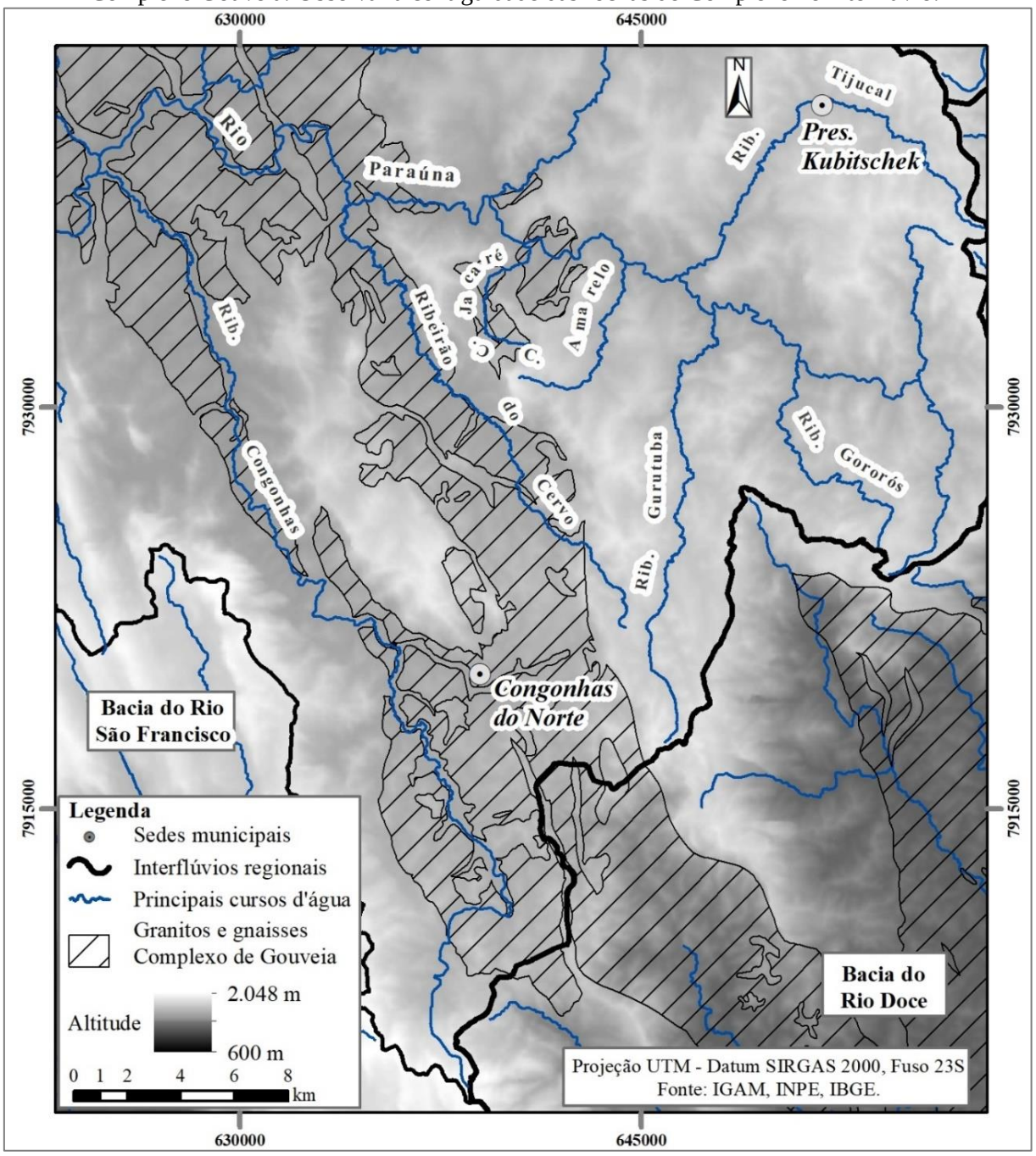
O FSTT varia de 0,1 a 0,7 no córrego da Sepultura, de 0,0 a 0,55 no ribeirão do Chiqueiro, de 0,0 a 0,7 no córrego Rio Grande, de 0,0 a 0,7 no ribeirão Datas, de 0,0 a 0,8 no ribeirão da Areia, de 0,1 a 0,7 no córrego Espinho e de 0,1 a 0,66 no córrego do Veludo. Nos dois últimos, o FSTT reflete migrações para o norte. Destacam-se o FABD dos afluentes da margem direita do ribeirão do Chiqueiro. Essas bacias apresentaram os seguintes valores: ribeirão da Areia – 82; córrego Rio Grande – 64,3; córrego do Tigre – 53,6; córrego da Sepultura – 66,9.

Os valores obtidos para essas bacias hidrográficas podem representar um indício da atividade neotectônica na área. Outro elemento importante é a posição dos níveis deposicionais isolados, localizados predominantemente na margem direita dos cursos d'água, indicando o deslocamento para a margem esquerda. Como os depósitos datados são pleistocênicos, pode-se supor que o arranjo atual da drenagem foi estabelecido enquanto ocorria a migração do canal e os depósitos eram formados.

A Bacia do Ribeirão Congonhas pode ser individualizada como um compartimento geomorfológico com características específicas. Pode-se considerar que a bacia do córrego do Cervo integra esse compartimento, mas ainda não há dados conclusivos a esse respeito. As duas bacias apresentam características similares. Em ambas, os fundos de vale se desenvolveram sobre os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia (Figura 60), o que deve ter permitido a maior

intensidade dos processos denudacionais químicos e mecânicos. Nelas também afloram as rochas metafélsicas e metassedimentares do Grupo Costa Sena e os quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho. Na borda oeste da bacia do ribeirão Congonhas também ocorrem os quartzitos e metaconglomerados da Formação Galho do Miguel. As duas bacias são cortadas por falhas inversas ou de empurrão, com direção geral NO-SE.

Figura 60: Associação entre as superfícies rebaixadas e a localização das rochas granito-gnáissicas do Complexo Gouveia. Observar a contiguidade das rochas do Complexo no interflúvio.



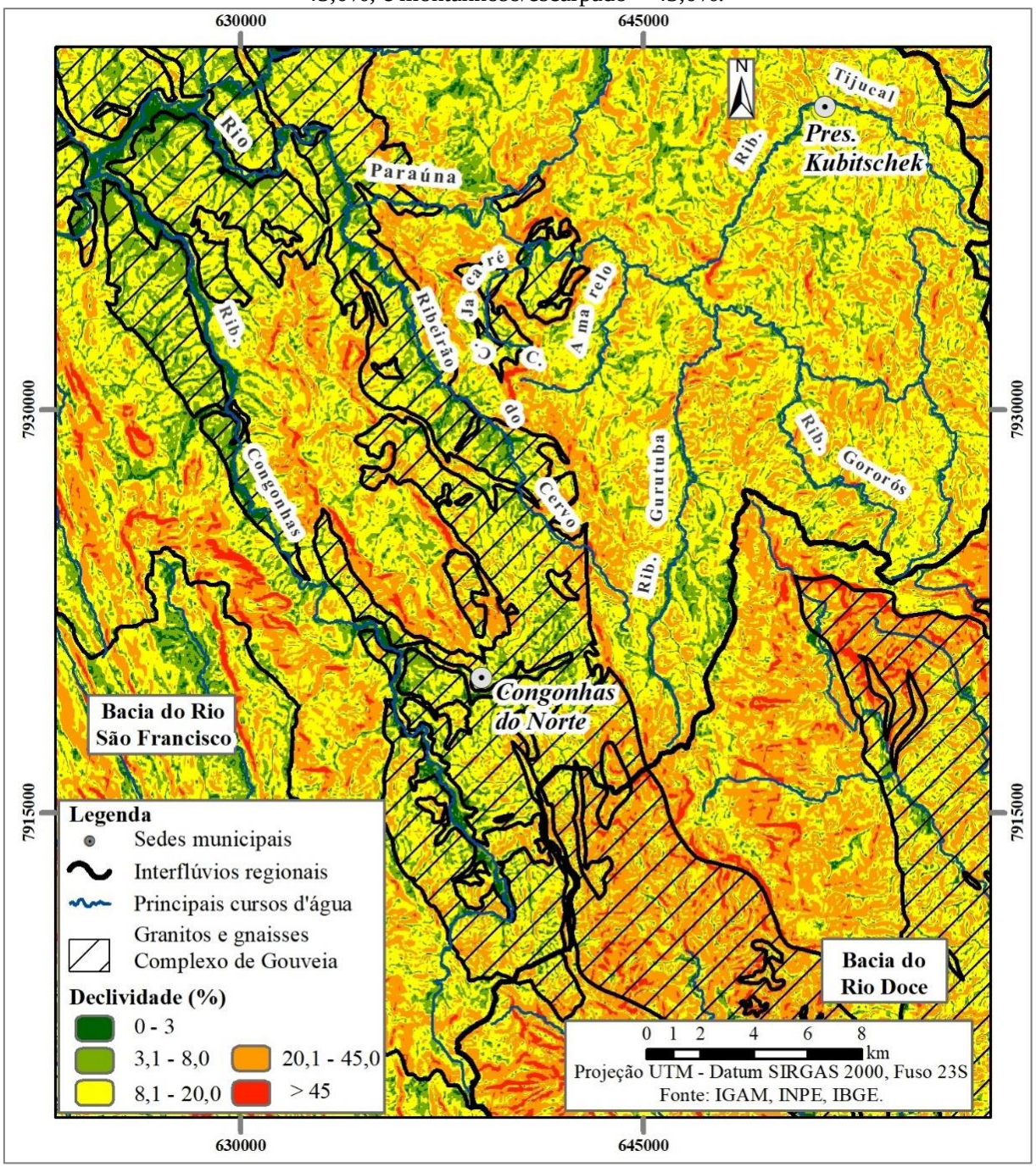
Fonte: Elaborado pelo autor.

A constituição litológica do compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas, onde predominam rochas granito-gnáissicas, tem papel de destaque na morfogênese regional e para a evolução das bacias do rio Doce e do rio Paraúna. De fato, os granitos e gnaisses representam litologias mais frágeis frente aos processos denudacionais geoquímicos e mecânicos. O resultado disso, ao longo do tempo, foi a elaboração da superfície rebaixada que constitui o compartimento em destaque. Os fundos de vale amplos e as formas ligeiramente mais suaves que as de outras litologias corroboram com essa proposição.

A partir da observação da Figura 60 também é possível verificar a contiguidade das rochas do Complexo Gouveia entre as bacias dos rios Doce e Paraúna. Devido à maior amplitude altimétrica na bacia do rio Doce, seus afluentes apresentam mais energia para os processos morfogenéticos associados à dinâmica fluvial. Nesse sentido, é possível afirmar que a bacia do rio Doce ataca de forma mais agressiva a bacia do rio Paraúna e, através do compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas, avança em direção a oeste. De acordo com Salgado *et al.* (2018), as bacias que possuem seu piso em patamar altimétrico mais baixo do que a de bacias vizinhas, tendem a realizar o pirateamento das bacias mais elevadas. Eles ainda asseveram que as rochas mais frágeis frente ao intemperismo e à erosão geralmente não constituem obstáculo para as capturas fluviais.

Como se observa na Figura 61, que associa os granitos e gnaisses do Complexo Gouveia às classes de declividade, o relevo do compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas é fortemente influenciado pela resistência oferecida pelas rochas aos processos morfogenéticos. Nesse sentido, as áreas em que afloram as rochas mais resistentes, sobretudo quartzitos, associadas ao Supergrupo Espinhaço são aquelas em que se observa o predomínio de relevo forte ondulado e escarpado (20,1 a 45%). Por outro lado, nas áreas em que afloram as rochas granito-gnáissicas do Complexo Gouveia, predominam relevos suave ondulado (3,1 a 8%) e ondulado (8,1 a 20%).

Figura 61: Associação entre a declividade e a localização das rochas do Complexo Gouveia. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Rezende (2018) afirma que os efeitos da incisão fluvial e dos processos agradacionais alcançam tanto os canais fluviais como todo o conjunto da bacia hidrográfica, uma vez que os canais fluviais são o nível de base para os processos de vertente. Nesse sentido, os cursos fluviais transmitem para as encostas e cabeceiras os sinais da alteração do nível de base e regulam a erosão, em respostas a eventos de soerguimento e/ou subsidência (SEIDL *et al.*, 1997, BULL

2007, GRANGER 2007) ou do rompimento de soleiras litológicas. Por outro lado, a dissociação entre incisão fluvial e processos de vertente são indícios de um relevo transitório (OLIVETTI *et al.*, 2016). Portanto, a diferença altimétrica das feições, bem como a declividade associada a elas podem estar relacionadas a um relevo em transição, no qual as respostas às oscilações do nível de base teriam ocorrido de forma mais rápida no Complexo Gouveia e mais lentamente nas rochas do Supergrupo Espinhaço.

Ao observar a configuração espacial dos níveis deposicionais na bacia do rio Paraúna, verifica-se que eles foram formados por eventos deposicionais sucedidos por fases de encaixamento da drenagem. Embora as idades obtidas indiquem que a variação do nível de base regional ocorreu desde, pelo menos, o Pleistoceno Superior e alcançou o início do Holoceno, tem-se como hipótese que os fundos de vale desses cursos d'água também foram colmatados durante as fases de estabilização do nível de base regional, em resposta à regularização do Médio e Baixo curso e a consequente redução das condições de energia.

Com relação aos depósitos que hoje ocupam os fundos de vale e aos registros de níveis em contexto de vertente, estes devem ter relação com os ciclos deposicionais e de maior dissecação observados na Depressão de Gouveia. Bueno *et al.* (1997) e Saadi (1995) interpretaram aqueles registros como evidências da instabilidade tectônica da Serra do Espinhaço Meridional. De acordo com Valadão (2009), a neotectônica regional parece ocorrer sob a forma de longos períodos de estabilidade tectônica intraplaca, interrompidos por espasmos tectônicos mais intensos, os quais estão sendo cada vez mais frequentes desde o Mesozoico. É possível que que esses espasmos tenham sido marcados não só pelo soerguimento, mas também pelo basculamento de blocos na Serra do Espinhaço Meridional/bacia do rio Paraúna.

Ao longo do Pleistoceno e Holoceno, o compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas tem evoluído respondendo às oscilações do nível de base do rio Paraúna, decorrentes da incisão fluvial que promoveu seu rebaixamento. Esse Compartimento teve uma evolução marcada por ciclos erosivo-deposicionais, dos quais restam registros de apenas 4 níveis deposicionais.

O nível de PI preenche o fundo de vale do ribeirão Congonhas. Assim, predominam fundos de vale amplos, nos quais os depósitos fluviais alcançam até 500 m de largura e 2 m de espessura. São depósitos areno-argilosos, ricos em matéria orgânica, preservada devido às condições ambientais, como a temperatura mais amena e a umidade. Como os depósitos de PI possuem a base sob a lâmina d'água, as datações desses sedimentos revelam uma idade mínima da estabilização do nível de base. Nesse sentido, essa estabilização teria ocorrido há, pelo menos, 590 ± 110 anos. Portanto, embora a sedimentação atual tenha contribuição da atividade

antrópica, pelos menos para o Baixo curso o seu início precede a intensificação das atividades humanas na região.

O perfil longitudinal do ribeirão Congonhas apresenta características de um perfil sem anomalias para a maior parte de seu curso, sobretudo no longo trecho em que são observados as extensas PI e N1, em fundo de vale. O único segmento anômalo corresponde ao seu trecho de Alto curso, onde a declividade é naturalmente mais alta. Esse segmento também coincide com os trechos em que ocorrem anomalias de 1ª ordem (RDEs/RDEt entre 10,6 e 17,8).

Diante dessas observações acerca do perfil longitudinal e do índice RDEs/RDEt, é possível inferir que a anomalia no Alto curso do ribeirão Congonhas pode ser reflexo da diferença entre as rochas e/ou representar a transição do compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas para o compartimento da Superfície de Cimeira Ocidental. A esse respeito, estudos como os de Guedes *et al.* (2006) e Guedes *et al.* (2015) identificaram influências neotectônicas em cursos fluviais de bacias hidrográficas do estado de São Paulo, associando-as a anomalias morfométricas de perfis longitudinais e a anomalias de 1ª ordem do RDEs/RDEt.

Complementando essas informações, observa-se que o canal, para toda a sua extensão, apresenta Is de 1,99, o maior entre todos os cursos d'água analisados na bacia do rio Paraúna. Já o Is por segmento apresentou valores entre 1,0 e 1,2 no Alto curso, coincidindo com o segmento com anomalias morfométricas e de RDEs/RDEt. Para o resto do canal, o Is por segmento variou entre 1,5 e 2,3. Esses valores estão de acordo com o que se observa em campo, sendo que o Alto curso possui um canal mais retilíneo e, na maior parte de sua extensão, sobretudo o Médio e Baixo curso, um canal sinuoso, tendendo ao meandramento, devido à menor capacidade energética.

Quanto às condições de energia, a bacia do ribeirão Congonhas possui a menor Rr (7,7) em toda a área investigada, o que significa menos energia para os processos morfogenéticos. Esse índice expressa a relação entre a amplitude altimétrica da bacia e a extensão do canal. Com sua utilização em várias unidades espaciais vizinhas e com características litoestruturais e climáticas semelhantes, pode-se fazer um quadro comparativo. Nesse sentido, a baixa Rr seria mais um indício do baixo poder erosivo da drenagem nesse compartimento, contribuindo para a perda de área para bacias vizinhas, sobretudo para a do rio Doce.

Embora a Rr obtida seja o menor entre as subbacias do rio Paraúna, sua Dd total (para a bacia inteira) é uma das maiores da região (1,92 km/km²). Quando se considera a Dd por bacia de 3ª e 4ª ordens, ela apresenta alguns dos maiores valores para a bacia do rio Paraúna, no entanto,

seus valores são inferiores àqueles observados para as sub-bacias do rio Doce. Isso pode ser reflexo do maior poder erosivo dos afluentes do rio Doce, cuja incisão ocorre sobre os granitos e gnaisses. A maior Dd significaria maior número de canais, o que estaria associado a relevos rejuvenescidos, à retomada erosiva, o entalhamento e o adensamento da rede de drenagem.

Nesse compartimento, o FSTT e o FABD indicam pequeno deslocamento do curso d'água para a margem direita, ou seja, para leste. Quanto ao FSTT, os valores variam de 0,017 a 0,46, sendo que apenas um segmento apresentou valor acima disso, chegando a 0,77. Tendo em vista os baixos valores obtidos, é possível afirmar que o entulhamento do fundo de vale no ribeirão Congonhas foi fundamental para que o curso d'água, ao meandrar, ocupasse uma posição mais central em sua bacia. No caso de um basculamento generalizado na Serra, esse compartimento apresenta características que podem evidenciar a pequena influência tectônica em sua configuração geomorfológica. Desse modo, o entulhamento do vale atuaria mascarando os efeitos de um basculamento. O predomínio de FSTT inferiores a 0,4 nessa bacia hidrográfica dificulta a sua associação a atividade neotectônica. No entanto, é prudente considerar que todas as bacias vizinhas apresentaram valores de FABD e de FSTT elevados, revelando que a área, como um todo, pode ter sofrido movimentação tectônica ou condicionamento litoestrutural.

As margens da bacia do rio Paraúna, sobretudo em seu limite com as bacias de afluentes dos rios Doce, Jequitinhonha e São Francisco, representam dois compartimentos geomorfológicos, nos quais o controle litoestrutural seria mais pronunciado e onde a dinâmica neotectônica pode ter deixado mais evidências. Apesar do comportamento semelhante nos dois blocos, as relações entre eles e os afluentes vizinhos (afluentes dos rios São Francisco, Doce e Jequitinhonha) permitem individualizar dois conjuntos de blocos: a Superfície de Cimeira Oriental corresponde ao interflúvio com afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha, que drenam a escarpa leste, e a Superfície de Cimeira Ocidental corresponde ao interflúvio com afluentes do São Francisco, que drenam a escarpa oeste da Serra.

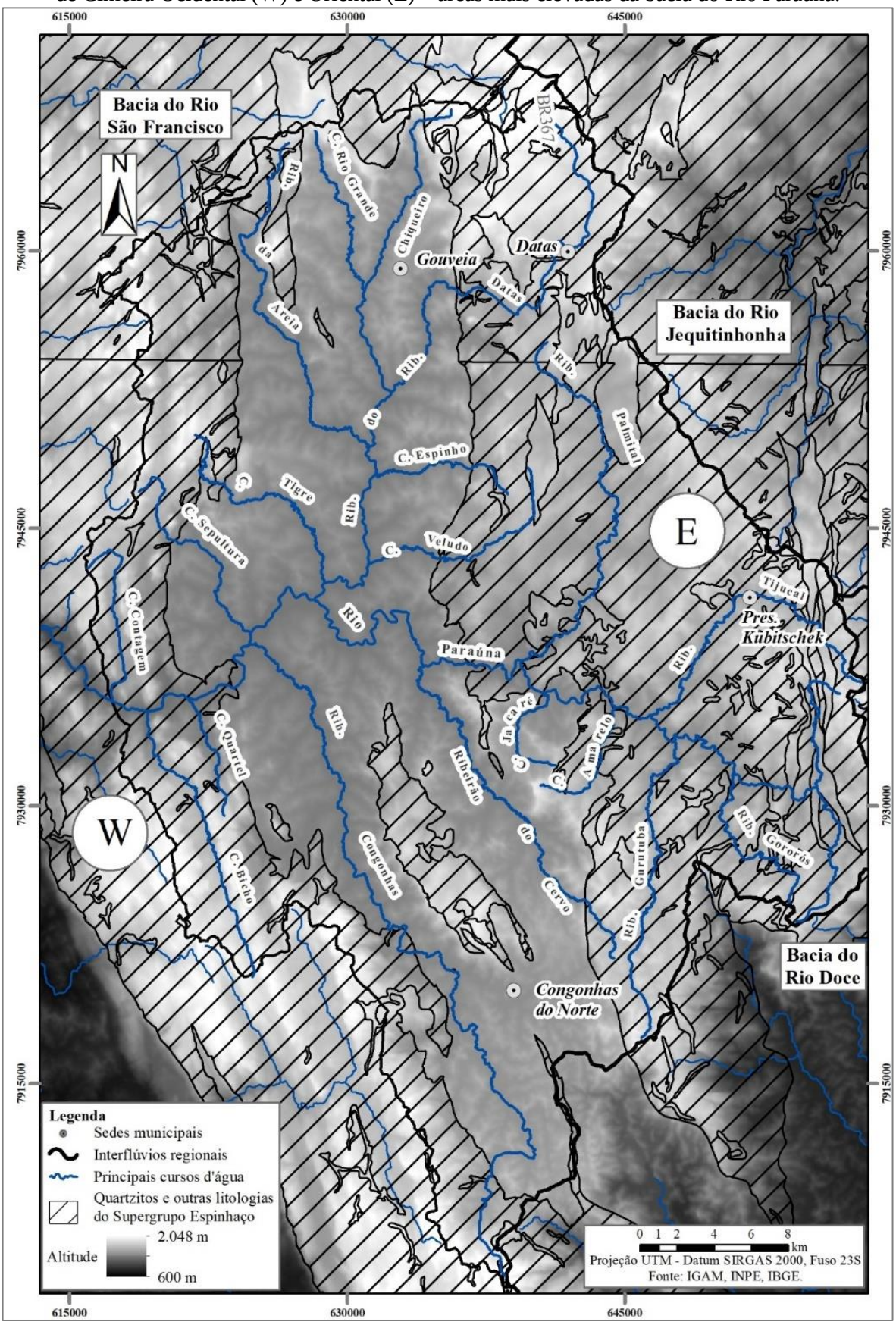
As análises realizadas fornecem indícios de que as bordas da bacia do rio Paraúna evoluem fortemente condicionadas pela litoestrutura e possivelmente pela dinâmica neotectônica mais ativa. O controle litoestrutural seria responsável por uma resposta mais lenta nesses dois compartimentos do que nas áreas deprimidas, devido à maior resistência das rochas do Supergrupo Espinhaço. A diferença altimétrica entre a bacia do rio Paraúna e as sub-bacias adjacentes pertencentes às bacias dos rios Doce, Jequitinhonha e São Francisco, tem facilitado o avanço das bacias vizinhas sobre a bacia do rio Paraúna. Por outro lado, no interior da Bacia, a amplitude altimétrica em relação às áreas deprimidas, sobretudo na bacia do ribeirão do

Chiqueiro, tem condicionado a retração lateral das escarpas no compartimento da Depressão de Gouveia, com a consequente expansão desta.

A consideração de *inputs* de energia decorrentes de soerguimentos regionais e/ou com intensidades diferentes na bacia do rio Paraúna estão de acordo com as proposições de Saadi (1995), Bueno *et al.* (1997) e Valadão (2009). As considerações a respeito da evolução geomorfológica das escapas das bordas leste e oeste e das escarpas da Depressão de Gouveia obedecem ao que já foi explicitado para o compartimento da Bacia do Ribeirão Congonhas, em concordância com Salgado *et al.* (2018). No entanto, enquanto na Superfície de Cimeira Oriental a agressividade dos afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha é mais perceptível, possivelmente por causa da fragilidade dos granitoides, nos afluentes do rio São Francisco que drenam os Blocos da Margem Ocidental essa agressividade não é evidente ou não produz uma perda significativa de área. Essa diferença produz uma morfogênese diferente para cada compartimento em suas respectivas escarpas, com o avanço mais pronunciado das bacias vizinhas a leste e a manutenção e/ou lentidão quanto a capturas/decapitações a oeste. Esse quadro também está de acordo com o que atestam os referidos autores para outras regiões do país, nas quais as bacias agressivas, quando confrontadas com interflúvios resistentes onde predominam litologias como quartzitos, itabiritos ou outras rochas, não conseguem realizar significativos processos de captura/decapitação fluvial.

Como se observa na Figura 62, que associa a altimetria às rochas do Supergrupo Espinhaço, entre as quais se destacam os quartzitos, os dois compartimentos possuem as maiores altitudes da região. A maior resistências das rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço já foi abordada por diversos autores, auxiliando na compreensão da evolução geomorfológica regional. No compartimento oriental, predominam quartzitos e metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho. No compartimento ocidental, há maior diversidade litológica, com uma sequência de rochas resistentes das formações Córrego Bandeira, Córrego dos Borges, Santa Rita e Galho do Miguel. Em termos de área, neste compartimento, destacam-se os quartzitos puros da Formação Galho do Miguel e os quartzitos laminados e médios micáceos da Formação Córrego dos Borges. Quanto à estrutura, predominam falhas inversas/de empurrão na margem oriental, de direção geral N-S. Na margem ocidental, há maior número de falhas inversas/de empurrão N-S, além da concentração de falhas e fraturas de direção E-W. Esse complexo quadro litoestrutural, resultante de eventos geotectônicos antigos, reativados ao longo do tempo, deve contribuir para algumas particularidades observadas nos dois compartimentos.

Figura 62: Associação entre os quartzitos e outras litologias do Supergrupo Espinhaço e Superfícies de Cimeira Ocidental (W) e Oriental (E) – áreas mais elevadas da bacia do Rio Paraúna.



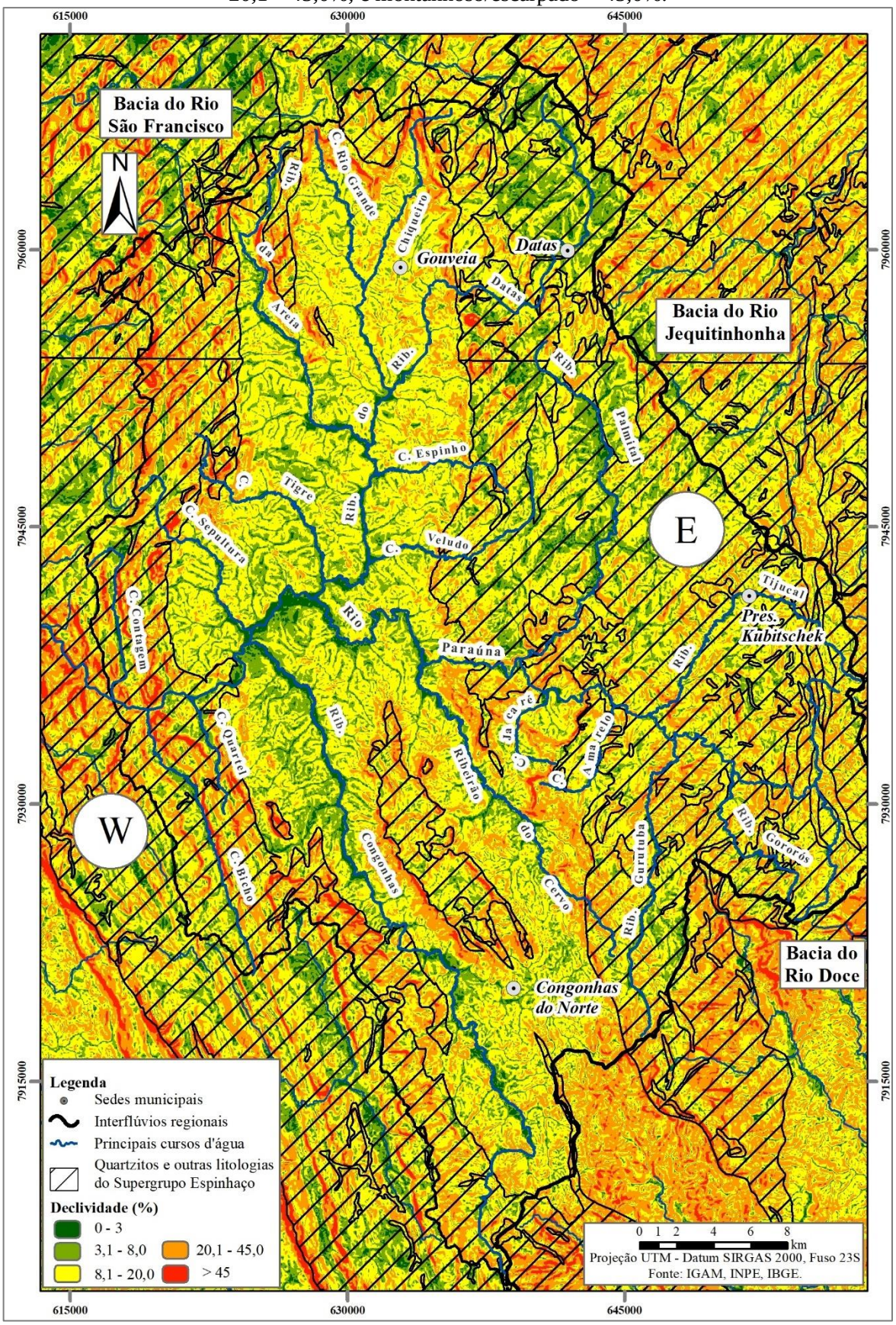
Fonte: Elaborado pelo autor.

As classes de declividade das Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental variam em cada compartimento. Como se observa na Figura 63, as feições com as maiores declividades se concentram na Superfície de Cimeira Ocidental. Isso deve ser reflexo das cristas alinhadas associadas à estrutura dos blocos basculados para leste. O conjunto de rochas sobrepostas, formado pelas litologias resistentes do Supergrupo Espinhaço, deve ser responsável pela manutenção de feições em que predominam relevos forte ondulado (20,1 a 45%) e escarpado (> 45%). Na parte norte da Superfície Ocidental é possível identificar áreas em que predominam superfícies com relevos plano (0 a 3%), suave ondulado (3,1 a 8%) e ondulado (8,1 a 20%), associadas ao controle litológico. Isso também se observa na Superfície Oriental, sobretudo nos Altos cursos dos ribeirões Palmital e Datas. No resto da área associada a este compartimento, predominam classes de relevo ondulado (8,1 a 20%) e forte ondulado (20,1 a 45%).

Considerando os fatores que influenciam na morfogênese regional, destaca-se a diferença das classes de declividade nas cabeceiras das bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, sendo possível associar as classes de declividade ao recuo de cabeceiras. Os canais com cabeceiras mais agressivas são observados na bacia do rio Doce, onde predominam relevos escarpado e forte ondulado. Na bacia do rio Jequitinhonha se observam condições de agressividade moderada (relevo ondulado e forte ondulado). Essa diferença pode ser justificada pelos granitos e gnaisses na bacia do rio Doce e pelos quartzitos na bacia do rio Jequitinhonha. Leão *et al.* (2012), ao estudarem os processos denudacionais geoquímicos e mecânicos na Serra do Espinhaço Meridional, constataram que os quartzitos são mais resistentes aos processos denudacionais químicos e mecânicos e que os granitos e gnaisses são mais frágeis ante esses processos.

Quanto à configuração espacial dos níveis deposicionais e o quadro cronológico de suas formações, é possível fazer algumas considerações importantes. Na Superfície de Cimeira Ocidental, foram identificados dois níveis deposicionais no vale do córrego da Contagem, sendo um nível de PI e um N1. Tanto a PI como o N1 têm suas bases na altura da lâmina d'água, o que indica tanto a estabilidade do nível de base desde a formação do N1, pelo menos, como o obstáculo representado pelo encouraçamento do leito fluvial. A partir da datação desse depósito foi possível estabelecer um marco cronológico mínimo para a estabilização do nível de base para esse canal (16.750 ± 2.260 anos).

Figura 63: Associação entre a declividade e a localização das rochas do Supergrupo Espinhaço. Classes de relevo: plano 0 – 3,0%; suave ondulado 3,1 – 8,0%; ondulado 8,1 – 20,0%; forte ondulado 20,1 – 45,0%; e montanhoso/escarpado > 45,0%.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Superfície de Cimeira Oriental, foram identificados níveis deposicionais no Alto curso dos ribeirões Datas e Palmital. No ribeirão Palmital foram identificados 3 níveis deposicionais: PI, N1 e N2. A PI e o N1 se encontram no mesmo nível da lâmina d'água, enquanto o N2 está 4 m acima. De acordo com as datações, o N1 começou a ser formado há 2.320 ± 430 anos e o N2 há 11.560 ± 1.160 anos. A partir dessas informações, constata-se que desde, pelo menos, há 2.000 anos o nível de base não sofreu alterações. No Alto curso do vale do ribeirão Datas foram identificados 3 níveis deposicionais – PI, N1 e N2. A base da PI se encontra 1 m acima da lâmina d'água, revelando uma fase de encaixamento da drenagem em andamento. Os sedimentos dessa PI foram datados, obtendo-se uma de 900 ± 120 anos. Também foi datado o N2, cuja base está a 17 m de distância vertical em relação à lâmina d'água.

A correlação entre os *knickpoints* dos cursos d'água investigados que sustentam níveis de base em cotas altimétricas distintas e inseridos na Superfície de Cimeira Oriental e Ocidental, indicam a possibilidade de uma dinâmica de blocos diferencial, com soerguimentos que podem ter sido mais significativos em alguns blocos. Corroboram com essa hipótese a interpretação dos perfis longitudinais dos cursos d'água. De acordo com Guedes *et al.* (2015), diversos estudos realizados em São Paulo têm empregado essa técnica para identificar anomalias morfométricas (ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; GUEDES, 2008; GUEDES *et al.*, 2009; ETCHEBEHERE *et al.*, 2011, SANTOS *et al.*, 2011; PORTO *et al.*, 2013; GUEDES, 2014 e PORTO, 2014). Essas anomalias poderiam ser interpretadas como desajustes decorrentes de soerguimentos.

O cálculo do Is por canal revelou o predomínio de cursos fluviais com valores intermediários. No ribeirão Datas, o Is por segmento variou entre 1 e 1,4, no ribeirão Palmital variou entre 1,03 e 1,5, no córrego da Contagem variou entre 1,05 e 1,08. Portanto, são canais que tendem ao padrão retilíneo, nos quais as condições de energia devem ser maiores, o que favorece o transporte de sedimentos e a incisão fluvial.

Com relação à Rr, os maiores valores foram observados nas bacias da Superfície de Cimeira Ocidental (córrego da Contagem – 43,78; córrego do Bicho – 28,04; córrego do Quartel – 51,03) e os menores na outra Superfície de Cimeira (ribeirão Palmital – 14,71; ribeirão Datas – 15,44). Como esse índice expressa a razão entre a amplitude altimétrica e a extensão do canal, é possível que a maior extensão dos canais da Superfície Oriental tenha influenciado nos resultados. Considerando os valores obtidos, conclui-se, portanto, que esse índice reflete a maior energia dos canais da Superfície Ocidental, que possuem menor extensão e são mais retilíneos.

Os valores de Dd por bacia hidrográfica não apresentaram um padrão. Na Superfície de Cimeira Ocidental, o ribeirão Datas apresentou Dd de 1,21 km/km², o ribeirão Palmital apresentou o valor de 1,63 km/km². Na Superfície de Cimeira Oriental, os valores variaram entre 1,46 km/km², no córrego da Contagem e 1,91 km/km² no córrego do Quartel. É provável que o índice tenha refletido a permeabilidade das rochas do Supergrupo Espinhaço, bastante fraturadas. A Dd por bacia de 3ª e 4ª ordens apresentou valores muito parecidos para as duas margens, possivelmente refletindo as condições das rochas.

Os resultados do FABD e do FSTT indicaram o predomínio de migração para leste. Isso ocorre em todas as bacias inseridas na Superfície Ocidental e vizinhas e predomina nas bacias inseridas na Superfície Oriental. Na Superfície Oriental, a bacia do ribeirão Palmital se diferencia, com suave deslocamento para oeste, enquanto a bacia do ribeirão Tijucal apresenta deslocamento para norte. Os valores de FABD e de FSTT foram mais elevados nas bacias situadas na Superfície Ocidental, permitindo interpretar que esse compartimento sofre maior interferência dos processos neotectônicos e que, devido às reativações de falhas inversas/de empurrão, isso reflete no basculamento de algumas regiões.

Em contexto regional, os quatro compartimentos apresentam características que permitem diferenciá-los quanto à atuação do controle litoestrutural e de possíveis movimentações neotectônicas. Nesse sentido, a caracterização desses compartimentos também conduz a uma breve discussão a respeito da importância da litoestrutura e de possíveis influências da neotectônica na evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional em um contexto mais amplo. Não se pretende esgotar esse assunto neste item, mas lançar luzes sobre essa evolução geomorfológica e, desse modo, subsidiar as discussões do Capítulo 7, que estabelecem correlações entre a gênese e evolução dos níveis e sucessões deposicionais fluviais da bacia do rio Paraúna, a litoestrutura, a neotectônica e as possíveis influências das oscilações climáticas.

Os dados de RDE por trecho de canal fluvial e os resultados de FSTT, por exemplo, podem ser considerados indícios importantes de movimentações neotectônicas, responsáveis pela reorganização da rede de drenagem e assimetrias das bacias de hidrográficas. Nesse sentido, a busca por provas dessa movimentação neotectônica pode dissipar as dúvidas que persistem a esse respeito. Devido às características topográficas (maior altitude) e estruturais (mergulho das rochas), é possível que o compartimento da Superfície de Cimeira Ocidental corresponda a um bloco ou conjunto de blocos cujo soerguimento/basculamento tenha sido mais intenso.

O controle litoestrutural, por sua vez, é bastante claro na Serra. Verifica-se que a litologia mais resistente, sobretudo quartzitos, tem exercido importante controle sobre a incisão fluvial. Já o

mergulho das camadas rochosas pode ser o responsável pelo deslocamento preferencial dos cursos d'água de oeste para leste, de forma generalizada. Com relação aos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, eles constituem uma espessa camada de rochas metassedimentares perpendiculares ao rio Paraúna, que o rio atravessa na saída da Serra do Espinhaço Meridional.

Além da elevação do nível de base do rio Paraúna, no contexto da Serra, as possíveis movimentações neotectônicas podem ter contribuído com o aumento de energia dos Altos cursos que drenam as escarpas que delimitam a Depressão de Gouveia. Quanto às bacias adjacentes, os possíveis movimentos neotectônicos podem ter ampliado a altitude da bacia do rio Paraúna e, desse modo, conferido maior poder erosivo aos afluentes dos rios Doce, Jequitinhonha e São Francisco. No entanto, observa-se que atualmente o recuo de cabeceiras é mais intenso no interflúvio entre as bacias dos rios Doce e Paraúna, destacando-se a maior agressividade erosiva de afluentes do rio Doce.

É possível que esses compartimentos possuam aspectos litoestruturais e tectônicos importantes e específicos, que tem condicionado de forma distinta a evolução geomorfológica regional. Portanto, a evolução geomorfológica na bacia do rio Paraúna deve ter sido caracterizada pelo condicionamento exercido pela litoestrutura em conjunto com pulsos neotectônicos, embora a dinâmica neotectônica necessite de provas mais robustas. Ao longo do Pleistoceno e do Holoceno, a morfogênese regional deve ter sido caracterizada por ciclos erosivo-deposicionais condicionados principalmente pela variação do nível de base regional representado pelo rio Paraúna. Além disso, os pulsos tectônicos e as alterações climáticas devem ter contribuído com a evolução geomorfológica.

A combinação do controle litoestrutural com os processos tectônicos e erosivo-deposicionais e seria a responsável pela elaboração dos compartimentos citados anteriormente. Desse modo, a área deprimida (Depressão de Gouveia e Bacia do Ribeirão Congonhas) seriam limitadas pelas escarpas quartzíticas e teriam como característica importante os fundos de vale colmatados e a dinâmica fluvial comandada pelo nível de base regional. Já as superfícies mais elevadas (Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental) seriam aquelas em que predominam os processos erosivos, embora com menor intensidade devido à maior resistências das rochas quartzíticas que predominam nesses compartimentos. Além disso, seriam compartimentos em que os níveis de base locais desempenham papel importante para a dinâmica fluvial.

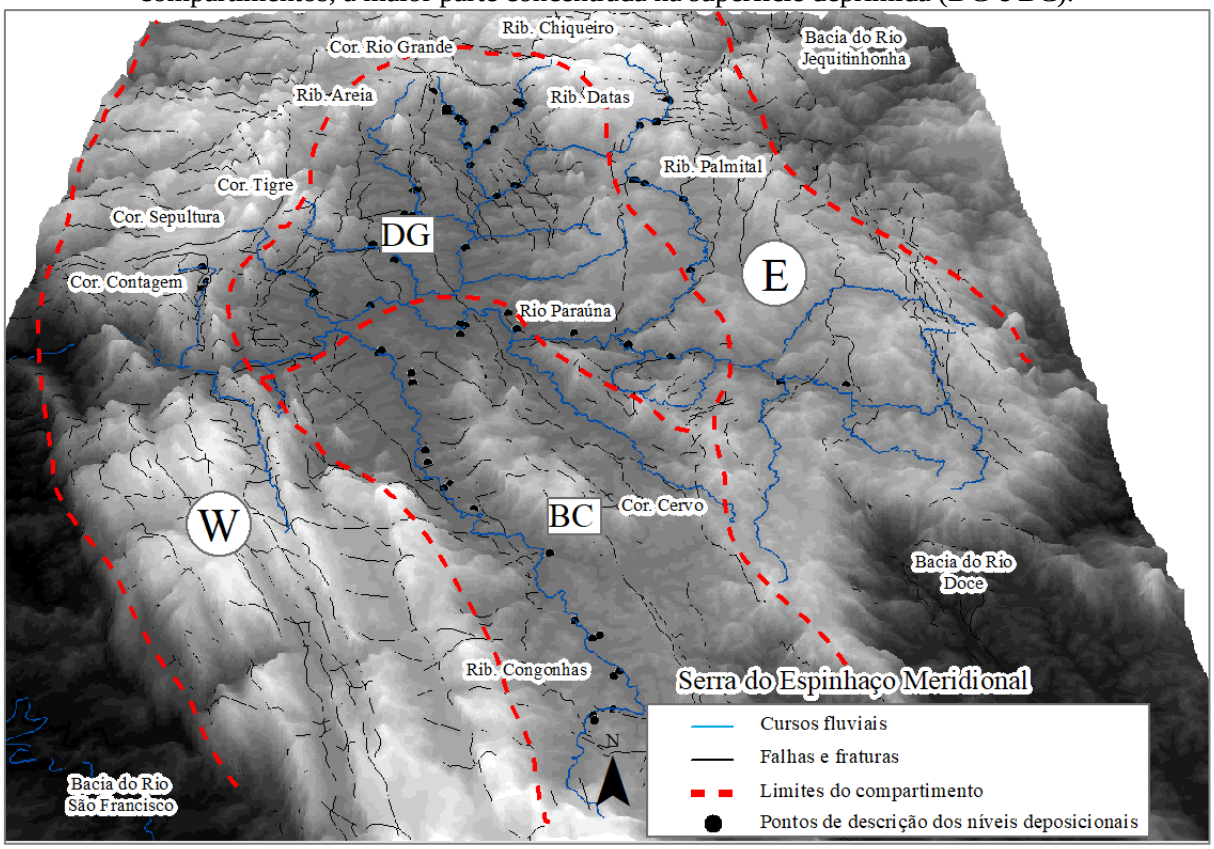
CAPÍTULO 7 – PROCESSOS FLUVIAIS E SUAS RELAÇÕES COM A EVOLUÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NA BACIA DO RIO PARAÚNA – SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

As discussões propostas nesse capítulo abordam a gênese e a evolução de níveis deposicionais fluviais na bacia do rio Paraúna e suas relações com os condicionantes associados aos processos morfogenéticos e à configuração dos vales fluviais e bacias hidrográficas. Como primeiro resultado desta pesquisa, o artigo intitulado "O papel dos processos fluviais na configuração de fundos de vale na bacia do rio Paraúna – Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil", foi publicado em 2018, na Revista Brasileira de Geomorfologia.

Considerando a compartimentação geomorfológica proposta anteriormente, pode-se verificar que há dois contextos geomorfológicos Serra do Espinhaço Meridional: o piso das áreas deprimidas (Depressão de Gouveia e Bacia do Ribeirão Congonhas) e a superfície de cimeira (Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental), limitadas pelas escarpas quartzíticas da Serra do Espinhaço. Embora o piso das áreas deprimidas represente as menores altitudes do interior da Serra do Espinhaço Meridional (o nível de base regional representado pelo rio Paraúna encontra-se a cerca de 900 m de altitude), a parte inferior da escarpa oeste da Serra possui altitude mínima em torno de 550 m na Depressão do São Francisco. Portanto, há um desnível de cerca de 350 m entre a base da Serra (na escarpa oeste) e o nível de base dos cursos fluviais que drenam o interior da Serra e que integram a bacia do rio Paraúna.

A investigação dos vales fluviais da bacia do rio Paraúna e de seus principais afluentes revelou uma diferença significativa quanto ao número de níveis deposicionais. Apesar dessa diferença, foi possível estabelecer correlações entre a maior parte e propor discussões para a evolução do comportamento fluvial e da origem da configuração do relevo da área. De modo geral, é possível individualizar dois conjuntos de vales quanto à evolução fluvial e geomorfológica: (i) os vales localizados nas depressões, elaborados predominantemente nas rochas do Complexo Gouveia; e (ii) os vales localizados nas superfícies elevadas, sustentadas pelas litologias do Supergrupo Espinhaço. Na Figura 64 estão representados os pontos onde os depósitos foram identificados e a relação deles com os compartimentos rebaixados (Figura 64 – DG e BC) e os compartimentos de superfícies elevadas (Figura 64 – E e W), caracterizados anteriormente.

Figura 64: Representação tridimensional dos compartimentos geomorfológicos e a localização dos pontos de descrição dos depósitos sedimentares fluviais. Observar a localização dos pontos nos compartimentos, a maior parte concentrada na superfície deprimida (DG e BC).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nos dois compartimentos deprimidos, há dois fatores que conferem certa homogeneidade: os blocos basculados para leste, condicionando a migração dos canais para leste e a estabilização do nível de base regional representado pelo rio Paraúna. Quanto ao mergulho das camadas rochosas para leste, elas contribuem para uma espécie de barramento contínuo do rio Paraúna, que flui na direção E-W.

Quanto aos vales localizados nas superfícies mais elevadas, as rupturas de declive observadas nos perfis longitudinais dos cursos d'água pode ser decorrentes da diferença de resistência litológica nos compartimentos elevados e rebaixados. Além disso, caso comprovada a ocorrência de soerguimentos/basculamentos, estes devem ter ocorrido com intensidades diferentes, contribuindo com a acentuação de rupturas de declive nos cursos d'água. Essas rupturas representam as anomalias identificadas a partir da análise morfométrica. Uma movimentação diferencial de blocos também pode ter proporcionado condições especificas para a evolução de cada vale desse conjunto.

Quanto à hipótese levantada de influências neotectônicas, os dados levantados na análise morfométrica, as evidências morfológicas e algumas características associadas aos níveis deposicionais são indicativos de uma movimentação de blocos na região. Obviamente, como não foram identificadas evidências em campo dessa cinemática, como terraços ou outras coberturas superficiais com deslocamento provocado por falhas, é necessário ter cautela quanto às considerações acerca da neotectônica.

Os níveis deposicionais em fundo de vale e as calhas fluviais

Com relação aos níveis deposicionais, as PI são elementos importantes para compreender a dinâmica hidrossedimentar moderna e para estabelecer relações com o quadro litoestrutural regional e com as condições mais recentes dos níveis de base. Apenas a PI do Alto curso do ribeirão Datas tem a sua base acima da lâmina d'água, enquanto as demais tem as suas bases abaixo da lâmina d'água. De acordo com as datações, todas as PI apresentam idades inferiores a 900 ± 120 anos. No rio Paraúna e no ribeirão Congonhas, esses níveis são bastante recentes e apresentam 180 ± 40 anos e 170 ± 25 anos, o que pode estar associado às alterações na dinâmica hidrossedimentar desses canais, em resposta à intensificação das atividades antrópicas. Outras PI são um pouco mais velhas e refletem uma tendência de alteração na dinâmica hidrossedimentar que remonta há, no máximo, 900 ± 120 anos. As seguintes idades foram obtidas: Baixo curso do ribeirão Congonhas 590 ± 110 anos; córrego Rio Grande 630 ± 80 anos; ribeirão da Areia 390 ± 55 anos; e Alto curso do ribeirão Datas 900 ± 120 anos.

Considerando que algumas idades obtidas são anteriores à intensificação das atividades antrópicas, supõem-se que a dinâmica hidrossedimentar já apresentava sinais de alterações antes da intensificação das atividades humanas. No entanto, a retirada da vegetação e a instalação de atividades humanas, como a agricultura e a pecuária, além do histórico de mineração, devem ter influenciado nas taxas de erosão e, consequentemente, nos processos e ambientes deposicionais. A desproteção do solo e a instalação de atividades que influenciam em sua desagregação certamente refletiram no aumento dos sedimentos carreados para os cursos d'água. A mineração, sobretudo nas margens de cursos d'água, revolveu grande quantidade de material, que acabou sendo carreado com maior facilidade para os cursos fluviais.

Raposo *et al.* (2010) afirmam que os processos de erosão acelerada podem ser uma evidência da perda do equilíbrio natural em uma bacia hidrográfica em termos de processos deposicionais,

que teria, como reflexo, alterações em seus ambientes deposicionais. Oliveira *et al.* (2009), ao investigarem a dinâmica hidrossedimentar do rio Itabirito (MG), associaram elevadas taxas de turbidez às atividades humanas empreendidas naquela bacia. Certamente, a retirada da cobertura vegetal em vastas área para a prática agrícola e o revolvimento de sedimentos nas margens fluviais e/ou nos leitos contribuíram para as alterações das condições ambientais que influenciavam nos processos erosivo-deposicionais da Serra do Espinhaço Meridional.

Portanto, em um contexto ambiental que já apresentava sinais de entulhamento dos canais devido à estabilização do nível de base regional, com a formação de níveis de PI sem o encaixamento da drenagem e com o embutimento de níveis de PI nos respectivos N1 e de N1 nos N2, a maior disponibilização de sedimentos deve ter influenciado as condições da dinâmica hidrossedimentar. Nesse mesmo contexto, o encouraçamento das calhas é outro elemento importante para explicar a posição das bases das PI sob a lâmina d'água, bem como o recobrimento dos níveis de N1 por sedimentos recentes. Ao frear ou impedir a incisão fluvial, o encouraçamento favoreceu o aumento da sinuosidade do canal, refletindo na redução ainda maior da capacidade e competência do curso d'água.

Com relação ao encouraçamento das calhas e ao recobrimento dos depósitos de N1, eles são observados principalmente nos vales do ribeirão do Chiqueiro e do córrego Rio Grande. Ambos estão relacionados às alterações da dinâmica hidrossedimentar. O recobrimento dos N1 já foi citado por Oliveira (2017), Santos *et al.* (2010), Bueno *et al.* (1997) e Saadi e Valadão (1987). O encouraçamento das calhas, por sua vez, foi objeto de estudo de Cota *et al.* (2018) e citado por Messias e Magalhães Jr. (2014).

O recobrimento dos depósitos de N1 pode ser interpretado de pelo menos três forma. É possível que o N1 seja um outro nível de planície de inundação. Nesse sentido, tratar-se-ia de um nível de planície em abandono, que ainda recebe sedimentos durante as chuvas com maior período de recorrência. Assim, o patamar de planície mais baixo estaria constantemente em construção, recebendo sedimentos praticamente todos os anos, enquanto o patamar mais elevado receberia sedimentos de 10 em 10 anos ou em intervalos maiores. No entanto, como as alterações na hidrodinâmica parecem se relacionar de modo mais estreito com as transformações do leito, quanto à carga transportada, seria mais plausível considerar que essas transformações repercutiram no recobrimento de um terraço em fundo de vale.

Existe a possibilidade de as alterações no clima ocorridas nos últimos 1.600 anos tenham refletido no aumento da vazão e, devido à baixa infiltração da água na bacia hidrográfica, no transbordamento do canal para além da planície de inundação. Nos últimos 300 anos, o aumento

da umidade associado às transformações da superfície devido à redução da cobertura vegetal, em um contexto de solos rasos e rochas pouco permeáveis, pode ter representado o ambiente ideal para a intensificação dos eventos de inundação, devido à ampliação do escoamento superficial. Nessas condições, o transbordamento dos cursos d'água se tornaria mais recorrente e com volume de água capaz de ocupar os patamares mais elevados dos depósitos de N1.

A terceira possibilidade e com evidências mais robustas é que o recobrimento dos níveis de N1 seja reflexo do encouraçamento dos canais. Na medida em que o encouraçamento eleva o nível da calha fluvial, ele contribui para que, durante as cheias, a água alcance novas posições no fundo de vale. Nesse sentido, durante as precipitações, seria esperado o aumento da vazão e o transbordamento sobre a superfície do N1. Além disso, deve-se considerar a associação entre a elevação da calha, devido ao encouraçamento (que também eleva o nível da água e encobre a base das PI), e o aumento do escoamento superficial, com as alterações no uso e ocupação do solo. Nesse sentido, a retirada da vegetação aumenta a velocidade do escoamento superficial. Como reflexo, as vazões, nos eventos de precipitação, tendem a se tornar maiores e a ocupar uma área maior do que ocupava antes. Tem-se, desse modo, a combinação entre fatores naturais e antrópicos influenciando nas condições da dinâmica hidrossedimentar.

Diversos autores destacam o papel da evolução das voçorocas na Depressão de Gouveia para a disponibilização de sedimentos aos cursos d'água da região, o que refletiria no encouraçamento das calhas fluviais. Esses autores associam o recrudescimento dos processos erosivos à atividade antrópica (AUGUSTIN *et al.*, 2012; AUGUSTIN, ARANHA, 2006). No entanto, é possível que a ocupação humana tenha intensificado esse processo e não seja necessariamente a causa do encouraçamento.

O encouraçamento observado em diversos cursos d'água da área pode ser reflexo do aumento de carga sedimentar, principalmente de seixos, ou ainda da perda da capacidade e competência fluvial. O aumento de carga sedimentar pode estar associado à oscilação climática, na medida em que a vegetação não responde imediatamente a uma alteração das condições de umidade e temperatura. Nesse sentido, o encouraçamento poderia ser uma consequência dos períodos transicionais entre climas secos e úmidos. O aumento da umidade deve ocorrer de forma mais acelerada que a expansão da vegetação. Nessas condições, o aumento das precipitações pode ter como resposta maiores taxas erosivas.

A composição granulométrica das fácies do N1, com destaque para a basal, indica condições de energia diferentes das atuais. Fácies compostas por seixos indicam formação associada ao preenchimento de canais. No entanto, os seixos que preenchem as calhas atuais são registros de

um contexto de energia diferente do atual, no qual o curso d'água só consegue remobilizar e transportar os sedimentos arenosos ou mais finos. Os seixos e matacões são pouco afetados pelo trabalho atual do curso d'água, conforme destaca Bueno *et al.* (1997).

Portanto, também é possível associar o encouraçamento à atual fase de estabilização do nível de base, evidenciado pela regularização de grande parte dos Médios e Baixos cursos fluviais. Esse é o caso de cursos d'água como o ribeirão do Chiqueiro e do córrego Rio Grande. Nesses cursos fluviais há indícios de desequilíbrio entre processos erosivos e deposicionais, que podem estar relacionados à última fase de incisão fluvial, que rebaixou a calha ao nível atual e desestabilizou as encostas, refletindo na intensificação dos processos erosivos, como relata Augustin (2009) e Saadi (1995), por exemplo. No entanto, estabilização do nível de base e a regularização do canal, que reduziu sua declividade, podem ter refletido no aumento da sinuosidade do canal, com os cursos fluviais iniciando um processo de meandramento. Com isso, os canais passariam a migrar lateralmente e retirar somente os sedimentos mais finos, deixando os grosseiros dos N1 e N2 nas calhas, como relata Bueno *et al.* (1997) sobre o ribeirão do Chiqueiro. Ao mesmo tempo, o acúmulo de seixos nas calhas tornaria ainda mais intenso o aumento da sinuosidade.

Os seixos e matacões que não são remobilizados após a retirada das fácies superiores acabam atuando como soleiras detríticas para os cursos d'água da região, com destaque para o ribeirão do Chiqueiro e o córrego Rio Grande, embora ocorra em outros canais, com menor frequência. Bridge (2003) afirma que o encouraçamento de leitos fluviais (*bed armouring*) é caracterizado pela presença de sedimentos imóveis ou imediatamente imóveis nas calhas, impedindo o transporte dos sedimentos potencialmente transportáveis. Os sedimentos imóveis formariam um pavimento detrítico que imporia resistência à abrasão, permitindo que somente os grãos nas frações de areia e de finos que recobrem o pavimento sejam transportados (FRINGS, 2008; CHARLTON, 2008; GRANT, 2012). Nesse sentido, Burbank e Anderson (2011) complementam que o entalhe da rocha subjacente ou o rebaixamento do nível de base pode se tornar mais lento ou cessar, caso a quantidade de sedimentos provenientes das vertentes seja superior à capacidade de transporte de um curso d'água.

Considerando que o encouraçamento altera a estabilidade do sistema fluvial e o equilíbrio hidrossedimentológico, novas relações entre produção, transporte e sedimentação passam a vigorar, influenciando e modificando a geometria do canal, a vazão e o transporte de sedimentos. Como consequência, o canal passaria a migrar lateralmente, erodindo suas margens e ampliando sua largura (VERICAT *et al*., 2006; SANTOS *et al*., 2008). Nesse sentido, Cota *et*

al. (2018) associaram a dinâmica fluvial do córrego Rio Grande, que tende ao meandramento, ao encouraçamento resultante da pavimentação do leito pelos seixos e matacões.

O perfil longitudinal do córrego Rio Grande se encontra bastante regularizado, sobretudo no Médio e no Baixo curso. Os índices morfométricos revelam baixas condições de energia e pequenas anomalias no perfil longitudinal, o que deve contribuir para condições de acumulação de sedimentos. Considerando os dados sobre as condições de energia nos canais, supõe-se que, grande parte dos cursos d'água, não têm energia cinética suficiente para transformá-la em mecânica e, desse modo, transportar os clastos de maior dimensão. De fato, a sinuosidade de um canal pode ser compreendida como um fator controlador da velocidade do escoamento em locais de relevos planos, haja vista que em canais com pouca declividade a energia potencial da gravidade tem menor efeito (SPANGHERO *et al.,* 2015). Outro indício da redução da energia nos canais é a ocorrência de trechos marcados pela intensificação do assoreamento.

Em face dessas características, pode-se propor que vigora em grande parte dos canais que drenam a área deprimida da bacia do rio Paraúna um processo de encouraçamento das calhas que seria intensificado pelas baixas condições de energia, associadas à estabilidade do nível de base regional e à regularização dos perfis longitudinais dos canais. Essa proposição está de acordo com Lana (2004), que associa a sinuosidade dos canais entre outros fatores à própria declividade deles.

Os níveis de PI dos ribeirões Congonhas, Datas (Alto curso) e da Areia apresentam suave encaixamento em relação aos N1. No Alto curso do ribeirão Datas, o encaixamento da PI no N1 tem relação com a incisão fluvial nos quartzitos das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, condicionando o rebaixamento do nível de base local desse segmento.

No ribeirão Congonhas, o encaixamento de 4 m deve estar associado à maior lentidão do curso d'água para romper uma soleira litológica em seu médio curso, a oeste da sede de Congonhas do Norte, onde atravessa um trecho de quase 2 km em que afloram os quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho. O nível de base local representado por essas rochas foi responsável pela formação do N1 presente apenas no Médio/Alto curso do Ribeirão. Atualmente, após efetivar a incisão e regularizar o seu perfil longitudinal, alcançando o nível de base regional para o Alto curso, ocorreu a formação da PI encaixada. No Baixo curso, a PI encontra-se escalonada em relação ao N2, haja vista que a formação do N1 apenas no Alto curso tem relação com o estabelecimento temporário do nível de base local. As datações corroboram com essa proposição, haja vista que depósitos da PI e do N2 foram datados nos dois segmentos. No Alto curso, a PI começou a ser formada há 170 ± 170 anos, enquanto a do Baixo curso teve sua

formação iniciada há 590 ± 110 anos. Já os N2, ambos localizados na vertente e com as bases a 15 m de distância vertical em relação à lâmina d'água, apresentam idades muito próximas – 5.600 ± 630 anos e 5.790 ± 810 anos.

Com relação ao suave encaixamento do nível de PI no N1 do vale do ribeirão da Areia, seria possível associá-lo a um rebaixamento do nível de base regional, que teria gerado um nível de base local temporário sustentado pelas rochas metabásicas. Verifica-se que o ribeirão da Areia atravessa as rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa em seu baixo curso e essas rochas podem atuar como níveis de base locais em segmentos fluviais. Como se observa no ribeirão do Chiqueiro e no córrego Rio Grande, em segmentos nos quais essas rochas metabásicas afloram, é nítido o controle que elas exercem sobre a dinâmica fluvial, representando pequenos, mas verdadeiros níveis de base locais. As datações evidenciam a idade mais recente da PI do ribeirão da Areia (390 ± 55 anos) em relação à PI do córrego do Rio Grande (630 ± 80 anos). Isso corrobora com a proposição de uma incisão fluvial mais lenta no ribeirão da Areia. Portanto, o suave encaixamento do ribeirão da Areia pode ser interpretado, de forma mais assertiva, como o resultado da regularização mais lenta do seu perfil longitudinal decorrente do avanço do último pulso de erosão remontante originado no rio Paraúna.

Os níveis de terraços localizados no fundo de vale complementam a interpretação acerca da evolução holocênica dos vales fluviais investigados. No vale do ribeirão do Chiqueiro, o nível N1 está embutido no N2, que por sua vez está escalonado em relação ao N3, que está em contexto de vertente. No vale do córrego Rio Grande, o N1 encaixou 0,3 m em relação ao N2 e este está escalonado em relação ao N3, em contexto de vertente. Considerando que a formação dos níveis de N2 foi iniciada há 3.000 ± 490 anos no ribeirão do Chiqueiro e há 3.000 ± 390 anos no córrego Rio Grande, e que ambos têm a sua base praticamente no mesmo nível da lâmina d'água atual, infere-se que as idades obtidas para as bases marcam bem o período em que ocorreu a estabilização do nível de base nos respectivos vales. Houve, como consequência, alterações na dinâmica hidrossedimentar que provocaram tanto a diminuição da granulometria dos sedimentos transportados como a redução da espessura dos pacotes sedimentares.

No ribeirão Datas (Alto curso) e nos córregos Rio Grande e da Sepultura os níveis de N1 estão suavemente encaixados em relação aos respectivos N2. No ribeirão Datas o encaixamento corresponde a uma incisão de 3 m, enquanto no córrego Rio Grande o aprofundamento foi de somente 0,3 m. De acordo com a datação da base do N2 do córrego Rio Grande, o seu encaixamento iniciou há, pelo menos, 3.000 ± 390 anos. O encaixamento associado a esses níveis deve corresponder a um pulso de erosão remontante originado pelo rebaixamento do

nível de base no rio Paraúna, que se propagou pelo ribeirão do Chiqueiro e alcançou seus afluentes. No ribeirão Datas (Baixo curso) e no córrego Rio Grande, a propagação ocorreu de forma mais lenta devido ao controle litológico observado em seus baixos cursos. Os baixos cursos desses cursos d'água são marcados pela presença de rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa (córrego Rio Grande) e de rochas metafélsicas/metassedimentares (ribeirão Datas) do Grupo Costa Sena. Essas litologias devem ter atuado como níveis de base locais nos baixos cursos por determinado período, nos mesmos moldes do que ocorreu no ribeirão da Areia em relação à incisão observada entre os seus níveis PI e N1.

No córrego da Sepultura, a intensidade do encaixamento do N1 em relação ao N2 variou ao longo do vale. No baixo curso, a incisão fluvial atinge 5 m, enquanto no médio curso não ultrapassa 2 m. Duas possibilidades podem ser aventadas. A primeira seria considerar que, desde a formação do N2, iniciada há 26.350 ± 4.470 anos, houve o soerguimento suave da parte em que se localiza o baixo curso do canal. Isso refletiria nessa diferença na intensidade da incisão. No entanto, não há indícios de movimentações de pequenos blocos que afetariam somente o baixo curso.

A segunda possibilidade, mais plausível, seria considerar que, durante a formação do N2, a regularização do perfil longitudinal, compreendida como a redução da declividade em razão da estabilização do nível de base, foi a máxima possível e que atualmente, este processo ocorre lentamente porque já não há tanta energia disponível. Frisa-se que o encouraçamento forte relação com esse processo de regularização dos perfis longitudinais na região. Desse modo, há de se considerar que o pulso de erosão remontante atuou com mais intensidade no baixo curso e perdeu força ao se propagar para montante.

Ao considerar o período de formação do depósito, é possível associá-lo a um período mais seco apontado por Barros *et al.* (2011) que se estendeu entre 27.000 e 19.000 anos ou a um período mais úmido na Serra do Espinhaço Meridional, com registro datado de 20.359 anos, indicado por Horák-Terra (2009). Embora a autora não aponte um período, mas uma idade específica, a variação da idade do depósito (± 4.470 anos) colocaria o início de sua formação mais próximo do evento úmido proposto por ela. Destaca-se ainda que os depósitos do N2 são ricos em fácies argilo-orgânicas, que indicam condições de baixa energia, necessária para o acúmulo de matéria orgânica e finos.

Outro elemento importante relacionado ao N2 do córrego da Sepultura é o indicativo de uma evolução fluvial marcada pela lenta incisão do canal. Nesse sentido, se for considerado que, desde o início da deposição da fácies argilo-arenosa, o canal tem promovido a incisão, então

esse curso d'água possui uma taxa de encaixamento muito baixa. Considerando um aprofundamento de 5 m, a taxa seria de 180 mm/ka, mas se for considerado o aprofundamento de 2 m, a taxa seria de 75 mm/ka. Em ambos os casos, a taxa seria compatível com de crátons arqueanos, conforme cálculos de Bridgland e Westway (2008). Isso contrasta com o que se observa em outros vales da região, que indicam incisões mais intensas e tradicionalmente esperadas para a Serra do Espinhaço.

Considerando a pequena taxa de encaixamento no vale do córrego da Sepultura e que o perfil longitudinal se encontra regularizado no Médio e Baixo curso, pode-se inferir que, ao longo dos últimos 26.000 anos, ocorreram apenas dois eventos deposicionais. Contudo, considerando o Is por segmento, o mais plausível é que a estabilização do nível de base e o encouraçamento condicionaram a redução de energia e o aumento da sinuosidade do canal, permitindo a sua continua migração lateral e a destruição dos depósitos que se formavam em suas margens.

O escalonamento do N1 em relação ao N2 foi verificado nos vales do rio Paraúna, ribeirões Palmital, Areias e Datas (Alto curso) e do córrego do Tigre, representando encaixamentos de 7 m, 4 m, 9 m e 5 m, respectivamente. Os escalonamentos observados nos ribeirões Datas (Alto curso) e Palmital decorrem da alteração de níveis de base locais, controlados pelos quartzitos das formações Galho do Miguel e Sopa-Brumadinho. A formação do N1 do ribeirão Palmital se iniciou há 2.320 ± 430 anos, indicando que, desde então, esse nível de base local tem se mantido estável, diferentemente do que ocorre no ribeirão Datas (Alto curso), onde a retomada da incisão fluvial ocorreu nos últimos 900 ± 120 anos, conforme idade da PI desse curso d'água.

O escalonamento entre os níveis mais antigos em fundo de vale e os mais novos em contexto de vertente pode ser observado na relação entre a PI e o N1 do ribeirão Congonhas, o N1 e o N2 do ribeirão Palmital, o N1 e o N2 do rio Paraúna, o N1 e o N2 do córrego do Tigre, o N2 e o N3 do córrego da Sepultura, o N1 e o N2 do ribeirão da Areia, o N1 e o N2 do ribeirão Datas (Alto curso), o N2 e o N3 do ribeirão do Chiqueiro e o N2 e o N3 do córrego Rio Grande. Esses escalonamentos representaram aprofundamentos da drenagem que variaram entre 3 m e 15 m. Devido às diferenças de intensidade de incisão entre esses níveis em contexto de fundo de vale e de vertente é possível que eles indiquem a existência de níveis de base locais diferentes para cada vale ou ainda que, mesmo sendo condicionados por um nível de base regional, o ritmo de rebaixamento ocorreu com intensidades distintas em cada vale.

A existência de níveis de base locais anteriores à atual fase deposicional pode ser explicada pela diferença de resistência das litologias aos processos denudacionais geoquímicos e mecânicos ou ainda por uma dinâmica de blocos diferencial, que poderia ter provocado soerguimentos

diferentes para cada vale/bacia/conjunto de bacias. Nesse sentido, ao menos para os vales situados no compartimento deprimido, os soerguimentos com intensidade diferentes teriam sido suplantados pelo estabelecimento de um nível de base regional no Holoceno. Esses cursos d'água situados na área deprimida correspondem àqueles que correm sobre granitos e gnaisses do Complexo Gouveia, teoricamente mais frágeis frente aos processos denudacionais. Os cursos d'água que correm sobre quartzitos e outras rochas resistentes do Supergrupo Espinhaço podem ainda estar respondendo aos últimos rebaixamentos de níveis de base ou pulsos neotectônicos, porém de forma mais lenta, devido ao controle litológico da incisão.

Quanto à possibilidade da ocorrência de movimentações neotectônicas, as variações referentes ao encaixamento de canais em diferentes vales pode ser reflexo de uma dinâmica tectônica mais ativa ao longo do Pleistoceno Superior e de parte do Holoceno, caracterizada por suaves soerguimentos de alguns blocos e estabilidade de outros. Nesse sentido, a Serra do Espinhaço Meridional pode estar sofrendo soerguimentos generalizados, como relata Valadão (2009). No entanto, devido às diferenças relacionadas às taxas de incisão nos níveis escalonados, o soerguimento regional pode estar ocorrendo com *inputs* de intensidade diferentes, representando uma dinâmica diferencial de blocos. Considerando o arcabouço litoestrutural da região, fortemente marcado pela existência de falhas de empurrão, pode-se inferir que essa dinâmica diferencial de blocos tem reativado essas falhas ao longo do Pleistoceno Superior e Holoceno. Também é possível que a diferença de resistência das rochas ante aos processos denudacionais seja a responsável por essas variações de encaixamento entre a formação de níveis deposicionais.

Contudo, o *input* de energia associado aos soerguimentos pode estar sendo relativamente anulado em algumas partes do interior da Serra. Em alguns casos, como na bacia do ribeirão do Chiqueiro, isso estaria relacionado ao nível de base regional representado pelo rio Paraúna. Assim, mesmo que a área seja soerguida no conjunto da Serra do Espinhaço Meridional, a manutenção do nível de base do rio Paraúna impede a propagação de pulsos de erosão remontante. Em outras bacias menores ou em áreas de borda, como a bacia do córrego da Contagem, o controle litológico exercido pelos quartzitos condicionaria e frearia a incisão fluvial. O reflexo disso seria o registro de ritmos de incisões mais rápidas nos vales localizados próximos às bordas da Serra e mais lentas no interior.

Os principais argumentos para defender essa dinâmica tectônica quaternária são o número variável de níveis deposicionais, sobretudo aqueles localizados em contexto de vertente, as diferentes intensidades de encaixamento da drenagem, registradas pela variação do

aprofundamento das calhas, e as idades obtidas para os perfis. O número de níveis deposicionais em cada vale pode ser interpretado como o resultado da atuação de processos de vertente que destruíram alguns registros, ou de pulsos tectônicos com respostas diferentes em cada vale. Caso tivesse ocorrido a atuação de processos de vertente destruindo, de forma generalizada, os níveis deposicionais, seria de se esperar que as variações de distância entre a base dos depósitos preservados e as calhas pudessem permitir a correlação de, pelo menos alguns níveis, localizados em vales diferentes. No entanto, o que se observa é que varia o número de níveis de vale para vale, assim como é difícil estabelecer correlações entre os níveis em contexto de vertente.

Os níveis deposicionais em contexto de vertente

A distribuição dos níveis deposicionais ao longo dos vales, bem como a distribuição nos respectivos perfis transversais aos vales são evidências importantes da evolução fluvial e do seu papel para a evolução geomorfológica dos respectivos vales. A partir das considerações locais, é possível discutir como a evolução dos vales se relaciona ao controle litoestrutural regional e como os cursos fluviais responderam, ao longo do tempo, às alterações dos níveis de base regional e/ou locais.

Considerando os níveis em contexto de vertente, eles são indicativos importantes dos ciclos erosivo-deposicionais existente em cada vale e, em conjunto, podem contribuir com a reconstituição desses eventos em escala regional. Nesse sentido, a existência de até 4 desses níveis em alguns vales pode ser um indício importante das oscilações dos níveis de base, sejam eles locais e/ou regionais.

Os registros mais significativos de rebaixamento dos níveis de base foram identificados nos vales do rio Paraúna (N5, N4, N3 e N2), do ribeirão do Chiqueiro (N5, N4 e N3) e dos córregos do Tigre (N4, N3 e N2) e Rio Grande (N5, N4 e N3). Esses rebaixamentos dos níveis de base podem estar associados aos pulsos neotectônicos sugeridos para a região. No entanto, os encaixamentos revelam incisões variadas, mas com predomínio de encaixamentos cada vez menos significativos, até a estabilização dos níveis de base ao chegar nos fundos de vale, onde se encontram níveis embutidos ou suavemente encaixados.

Os registros deposicionais associados aos níveis de vertente são predominantemente grosseiros, com a preservação apenas das fácies basais de seixos. Isso deve ser reflexo da desestabilização

das encostas e consequente erosão dos sedimentos arenosos e mais finos das fácies superiores. Embora esses níveis sejam objeto de estudo de diversos estudos de geomorfologia fluvial, é comum que individualmente muitos de seus depósitos não contribuam significativamente para a interpretação geomorfológica. Na área investigada, por exemplo, não foi possível avançar nas discussões mais precisas sobre os níveis mais antigos devido à inexistência de fácies de finos para datação ou pela movimentação/descaracterização desses depósitos nas vertentes.

Aspectos paleobioclimáticos

Juntamente com os aspectos tectônicos e litoestruturais, as oscilações climáticas e as atividades antrópicas complementam o quadro dos condicionantes da evolução fluvial e geomorfológica. Obviamente, oscilações climáticas ao longo do Quaternário também influenciaram a formação de alguns níveis deposicionais. No entanto, as condições de energia nos canais e nas encostas, condicionadas pelas oscilações do nível de base regional, sobretudo para o compartimento deprimido, deve ter sido determinante para a configuração dos fundos de vale atuais e para a disposição dos níveis deposicionais nas vertentes.

Jain *et al.* (2004) salientam que a cronologia dos eventos deposicionais fluviais constitui uma estratégia geomorfológica útil para o entendimento das respostas da drenagem aos condicionantes naturais e antrópicos. Por isso, as datações por LOE podem auxiliar nas reflexões sobre os cenários paleoambientais aos quais os sedimentos datados estão associados. Nesse sentido, de acordo com Jacobson *et al.* (2003), apesar de os registros sedimentares fluviais raramente serem encontrados completos, sobretudo quando em contexto de vertente, eles podem fornecer informações contextuais que podem direcionar investigações mais detalhadas. No entanto, esta técnica possui uma limitação importante quanto ao material que pode ser analisado – frações arenosas de quartzo e de feldspato. Além disso, como assevera Oliveira *et al.* (2018), as interpretações paleoambientais e de condições sindeposicionais de depósitos fluviais deve ocorrer com cautela, sempre considerando as evidências de campo e os possíveis fatores limitantes associados a qualquer técnica de datação.

As idades e as características faciológicas dos níveis deposicionais às alterações na dinâmica hidrossedimentar e, com o devido cuidado, também podem ser associadas a alterações nas condições climáticas ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno. Tendo como base os trabalhos de Horák-Terra *et al.* (2015; 2011) e Horák-Terra (2009), que analisaram uma turfeira

ao norte da bacia do rio Paraúna, no município de Diamantina, o trabalho de Barros *et al.* (2011), que reuniu e interpretou as oscilações climáticas no estado de Minas Gerais e o trabalho de Augustin (2009), que investigou uma sequência de sedimentos pleistocênicos na bacia do córrego Rio Grande, pretende-se propor, a seguir, uma cronologia de cenários paleoambientais que vigoraram durante a evolução geomorfológica da região. Frisa-se que a maioria dos trabalhos mencionados detalha as alterações climáticas da Serra do Espinhaço Meridional, sobretudo quanto ao Holoceno, enquanto os apontamentos de Barros *et al.* (2011) complementam as interpretações sobre cenários paleoambientais do Pleistoceno, ao indicar condições climáticas para todo o estado de Minas Gerais.

Os níveis deposicionais em contexto de vertente, em virtude da ausência de sedimentos arenosos ou às descaracterizações associadas aos processos morfopedogenéticos, não puderam ser datados. Nesse sentido, tendo em vista as maiores cotas altimétricas de níveis deposicionais, como o N5 no rio Paraúna (35 m), o N3 no ribeirão Congonhas (40 m) e o N5 no córrego Rio Grande (40 m), é possível que eles tenham sido formados na primeira metade do Pleistoceno Superior (entre 50.000 e 125.000 anos). Corrobora com essa proposição a datação de materiais argilo-orgânicos localizados em uma transição da média para a alta vertente realizada por Augustin (2009), obtendo idade de 38.000 anos. Assim, seria possível que esses níveis, localizados nas partes mais elevadas das vertentes, possuam idades mais antigas.

As características dos níveis citados devem ser compreendidas à luz de oscilações de níveis de base, locais ou regionais, e de condições paleoclimáticas. As distâncias verticais desses níveis para a calha atual podem ser interpretadas, com a devida cautela, como indício da evolução de um mesmo nível de base regional, haja vista que cada nível se localiza em uma bacia diferente. Eles seriam o indicativo do primeiro evento deposicional seguido de incisão fluvial.

Com relação às condições climáticas e suas repercussões ambientais, os dados reunidos por Barros *et al.* (2011) indicam que, há cerca de 50.000 anos, o clima de Minas Gerais seria marcado pela menor disponibilidade hídrica. A menor umidade provocaria a contração da cobertura vegetal, tornando as vertentes desprotegidas em relação aos processos erosivos. O reflexo da intensificação destes processos poderia ser observado nos cursos fluviais, com o transporte mais significativo de seixos e matacões disponibilizados pelas vertentes e a formação de depósitos com materiais grosseiros. Obviamente, as condições de energia nos canais fluviais deve ser um componente importante e devem ter reação com *inputs* de energia associados às alterações do nível de base regional. O rebaixamento do nível de base provocaria a intensificação da incisão fluvial, refletindo na desestabilização das encostas.

Entre 40.000 e 27.000 anos, Barros *et al.* (2011) indicam que houve o aumento das condições de umidade. Os resultados e as interpretações de Augustin (2009) corroboram com a proposição de um cenário mais úmido no período. A autora datou uma lâmina de material argilo-orgânico, obtendo a idade de 38.000 anos, o que foi interpretado como indício de uma fase mais úmida, com a expansão da cobertura vegetal e com condições mais favoráveis ao intemperismo e à formação de argilas. A matéria orgânica associada aos sedimentos argilosos também seria resultante dessas condições ambientais.

O período compreendido entre 27.000 e 19.000 anos foi caracterizado por condições ambientais mais secas para o estado de Minas Gerais, conforme Barros *et al.* (2011). No entanto, Horák-Terra (2009) chegou à conclusão de que, há 20.359 anos, o clima da Serra do Espinhaço Meridional teria sido mais úmido e frio que o atual. O N2 do córrego da Sepultura seria um indício dessas condições, considerando que os sedimentos coletados imediatamente acima da fácies de seixos foram depositados há 26.350 ± 4.470 anos. Adotando a margem de erro inferior da idade do sedimento, ter-se-ia uma idade próxima àquela identificada pela autora. Além disso, as fácies superiores do depósito são predominantemente argilosas e ricas em matéria orgânica, o que poderia ser interpretado como resultado do intemperismo químico (formação de argilas), expansão da cobertura vegetal (redução do percentual de frações arenosas) e condições mais frias (preservação de matéria orgânica). Por outro lado, essas fácies predominantemente argilo-orgânicas também podem indicar o estabelecimento de condições de baixa energia, o que pode ser considerado verdadeiro devido à pequena incisão promovida pelo curso d'água ao longo de mais de 26.000 anos, variando entre 2 m e 5 m. Saadi (1995) correlaciona a formação do depósito do córrego da Sepultura a um evento regional de colmatação dos vales do compartimento deprimido na Serra.

Os níveis N4 do rio Paraúna (20 m), N5 (25 m) e N4 (15) do ribeirão do Chiqueiro, N3 (20 m) do ribeirão da Areia, N4 (18 m) do córrego do Tigre, os N5 (21 m) e N4 (14 m) e o N3 (17 m) do Alto curso do ribeirão Datas, representam outra fase de incisão fluvial. Destes, apenas o nível do ribeirão Datas foi datado, obtendo-se a idade de 20.000 ± 2.500 anos. Propõem-se que, juntamente com o N3 do Alto curso do ribeirão Datas, os outros níveis correspondam a uma fase deposicional associada a um período entre 24.000 e 14.000 anos. Para esse período, Horák-Terra (2009) propõe o estabelecimento de um clima marcado por períodos mais secos. Já Augustin (2009), ao datar outra camada de material argilo-orgânico, propõe uma fase úmida há 17.000 anos, com expansão da cobertura vegetal e redução da erosão. As proposições das autoras não estão em desacordo se for considerado que os períodos mais secos apontados por

Horák-Terra (2009) foram intercalados com fases mais curtas de umedecimento, como propõe Augustin (2009). É necessário considerar estudos como o Lima *et al.* (2017) que, ao estudar os depósitos de encosta no Nordeste, concluiu que as rampas de colúvio foram formadas em contexto de forte instabilidade das vertentes, em um momento marcado pela máxima umidificação registrada na região, na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno, em um contexto de crescente umidificação. Knox (1972) salienta que os processos mais intensos que ocorrem nas encostas estão diretamente associados aos períodos de transição entre climas secos e úmidos, antes da máxima expansão da cobertura vegetal.

A base concrecionada por óxidos-hidróxidos de ferro do N3 do ribeirão Datas pode ser um indício das condições de deposição. De acordo com Barros e Magalhães (2012), os níveis concrecionados observados no vale do rio Conceição teriam sido formados sob condições climáticas mais secas. Isso corrobora com o cenário paleoambiental proposto por Horák-Terra (2009). Não é difícil imaginar que, ao longo da formação dos respectivos níveis, em contexto de estabilidade do nível de base regional, o umedecimento provocaria o aumento do percentual de frações mais finas dos sedimentos e de seu volume, mas não influenciaria tanto no transporte dos seixos existentes no leito, devido às baixas condições de energia associadas à estabilidade do nível de base. Augustin (2009) também cita que antes e após a deposição da camada argilo-orgânica, houve a deposição de sedimentos coluviais e alúvio-coluviais, respectivamente. Segundo ela, os sedimentos que cobrem a camada orgânica se tornaram cada vez mais coluviais. Isso corrobora com o entendimento das oscilações nas condições de umidade e de desestabilização das encostas. Ou seja, teria ocorrido uma sucessão entre climas secos e úmidos concomitantemente a alterações nas condições de energia.

O N1 do córrego da Contagem seria o único cuja gênese teve início em uma fase caracterizada pelo aumento da umidade e de baixas temperaturas, que ocorreu entre 16.000 e 11.000 anos, de acordo com Barros *et al.* (2011). A datação desse nível deposicional revelou a idade de 16.750 ± 2.260 anos. As suas características estão de acordo com as indicações acerca das condições de umidade e temperatura. Localizado no fundo do vale, ele é composto predominantemente por materiais argilo-arenosos (areia fina), com elevado teor de matéria orgânica. O aumento da quantidade de sedimentos finos e o acúmulo de matéria orgânica seriam reflexos do aumento da umidade, que provocou a expansão da cobertura vegetal e, consequentemente, a formação de argilas e matéria orgânica que foram preservadas devido ao predomínio de temperaturas mais baixas. A estabilização do nível de base local desde o início da formação do depósito deve ter favorecido a redução da energia do canal, o que favoreceu a deposição dos finos.

De acordo com Benites *et al.* (2007; 2003), Horák-Terra *et al.* (2011) e Silva *et al.* (2008), a acumulação de matéria orgânica nas zonas deprimidas das planícies de inundação e terraços em contexto de fundo de vale, na Serra do Espinhaço Meridional, reflete a saturação hídrica, a elevada acidez e outras condições que favorecem a formação de Organossolos. Pontevedra-Pombal e Martinez Cortizas (2004) afirmam que a umidade excessiva, o baixo pH e níveis de níveis de nutrientes e temperaturas baixas devem condicionar a atividade microbiana, diminuindo a intensidade da decomposição da matéria orgânica. Por fim, Pereira *et al.* (2005) indicam que a matéria, ao ser humificada e, de modo mais lento, mineralizada, gera compostos e estruturas complexas, os quais são constantemente enriquecidos de carbono fixo.

Nas baixas vertentes, mais próximo ao contexto de fundo de vale, é possível distinguir dois cenários paleoambientais. O mais antigo estaria associado à formação do N2 do ribeirão Palmital (11.560 ± 1.160 anos – 4 m), N3 do ribeirão do Chiqueiro (11.370 ± 1.850 – 5 m) e do N2 do ribeirão da Areia (9.575 ± 1.200 – 8 m), considerando o desvio positivo da datação, em um período em que deve ter predominado condições climáticas mais secas que as atuais. De acordo com Barros *et al.* (2011), há 11.500 anos, o clima em Minas Gerais seria mais seco que o atual. Com a devida cautela, e considerando condições de maior energia nas encostas e canais, o cenário paleoambiental sugerido pelo autor poderia contribuir com a formação dos níveis deposicionais em questão, sobretudo o N2 do ribeirão da Areia e o N3 do ribeirão do Chiqueiro, caracterizados por fácies basais de seixos e matacões. Mesmo o N2 do ribeirão Palmital apresenta características que podem ser associadas ao clima seco, sendo possível que a menor quantidade de seixos e o grande volume de areia grossa estejam relacionados aos quartzitos do substrato local. Mais uma vez, a diminuição da umidade provocaria a contração da vegetação, a desproteção das vertentes e a intensificação dos processos erosivos, com o consequente aumento do volume de sedimentos grossos transportados pelos cursos d'água.

O cenário paleoambiental mais recente associado aos níveis deposicionais em contexto de vertente, compreende a formação dos níveis N2 do ribeirão Congonhas (5.600 ± 630/5.790 ± 810 anos – 15 m) e N3 do rio Paraúna. Horák-Terra *et al.* (2011) afirmam que entre 4.500 e 7.130 anos houve a expansão de todas as fisionomias vegetais, caracterizando um clima muito mais úmido e quente. Essas condições ambientais não seriam as ideais para a formação dos níveis N3 do rio Paraúna e N2 do ribeirão Congonhas, devido à existência de fácies com seixos e bastante areia. No entanto, essas características podem ser associadas, na verdade, à maior energia disponível nas encostas e canais.

A explicação para a formação de depósitos ricos em seixos no ribeirão Congonhas e no rio Paraúna pode ser a litologia e a maior energia nos canais. O clima mais quente e úmido favoreceria o intemperismo das rochas e, no caso desses dois cursos d'água, seus Altos cursos atravessam metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço. A intemperização dessas rochas e um ambiente com vertentes desestabilizadas seriam ideais para o intemperismo da matriz que envolve os seixos do metaconglomerado e os disponibilizasse para o transporte nos canais. Atualmente, é possível observar a presença de grande quantidade de seixos resultantes do intemperismo do metaconglomerado espalhados sobre as vertentes.

Portanto, os níveis em contexto de vertente devem estar associados a uma evolução fluvial e geomorfológica marcada pela alternância de eventos erosivos-deposicionais associados à oscilação do nível de base regional, ora influenciados pela sucessão de climas quentes e frios, ora úmidos e secos. Os ciclos erosivo-deposicionais seriam condicionados pela oscilação dos níveis de base regional e locais. Provavelmente estes níveis de base sofreram fases de *inputs* de energia devido a uma dinâmica diferencial de blocos ou ao rompimento de soleiras litológicas pelo rio Paraúna, reveladas pela variação nas incisões entre as fases deposicionais.

Nos fundos de vale, a interpretação da evolução fluvial e geomorfológica é relativamente mais fácil, haja vista a preservação de grande parte dos depósitos sedimentares e à elaboração de formas e depósitos mais recentes. Os resultados mostram a estabilização dos níveis de base, já discutida e fundamentada na observação dos perfis longitudinais e de outros índices morfométricos. Considera-se que os fundos de vales se configuraram a partir do condicionamento de níveis de base regional e locais que evoluíram nos últimos 4.500 anos, em sua maioria.

Entre 4.500 e 2.200 anos, as condições climáticas na região seriam marcadas pela redução da umidade e a instalação de Campo Cerrado e de Floresta Montana e, entre 2.200 e 1.160 anos, o clima teria se tornado mais seco e com períodos de intensificação do frio (HORÁK-TERRA, *et al.*, 2015). Na interface dessas condições teria ocorrido a formação dos níveis N1 do ribeirão do Chiqueiro (3.000 ± 480 anos), N1 do córrego Rio Grande (3.000 ± 390/2.750 ± 285 anos) e N1 do ribeirão Palmital (2.320 ± 430 anos). Já o N1 do ribeirão do Chiqueiro (1.480 ± 250 anos) teria se formado no último cenário citado.

A fase inicial da formação dos níveis N2 do ribeirão do Chiqueiro e N1 do córrego Rio Grande deve corresponder ao período indicado como de redução da umidade, que pode ter contribuído com o maior aporte de sedimentos grossos do que em fases mais úmidas. As fácies superiores são predominantemente arenosas no ribeirão do Chiqueiro e areno-argilosas no córrego Rio

Grande. O mais plausível é associar as bases desses níveis a um período de relativa maior energia, quando os canais conseguiam transportar clastos maiores.

Na passagem do primeiro para o segundo cenário, a continuidade das condições secas deve ter provocado a redução da vazão e diminuição da capacidade e da competência dos cursos fluviais. Desse modo, eles passaram a transportar menor quantidade de sedimentos, podendo ter ocorrido processos de entulhamento das calhas, o que justificaria o ambiente de baixa energia. No ribeirão Palmital, a maior resistência das rochas frente aos processos geoquímicos pode ter impedido a disponibilização de clastos para o curso d'água, gerando bases areno-argilosas. Com relação ao N1 do ribeirão do Chiqueiro, é possível que sua fácies basal seja resultado da remobilização de seixos do N2. De qualquer modo, em condições de baixa energia, também é possível que o N1 esteja integralmente embutido no N2, e que a base de seixos seja compartilhada pelos dois.

Segundo Horák-Terra *et al.* (2015), entre 1.160 e 400 anos, o clima da região se tornou subúmido, semelhante ao atual. Esse período coincide com o início da formação da maior parte das PI datadas: ribeirão Datas – Alto curso (930 ± 120 anos), córrego Rio Grande (630 ± 80 anos) e ribeirão Congonhas – Baixo curso (590 ± 110 anos). Também foi nesse período que se iniciou a formação do N1 do rio Paraúna (930 ± 100 anos). A relação entre as PI e os N1 e a relação entre o N1 e o N2 revelam que o aumento da umidade deve ter resultado no aumento da proteção das vertentes pela cobertura vegetal. Com isso, a geração de sedimentos sofreu redução, culminando na formação de PI embutidas ou levemente encaixadas e do N1 escalonado, o que também estaria associado à manutenção do nível de base regional.

No vale do ribeirão Congonhas, a PI possui matéria orgânica junto aos sedimentos arenosos e/ou argilosos, o que a diferencia de quase todas as outras PI. Essa PI registra o esperado para um ambiente fluvial de fundo de vale amplo e com baixas condições de energia, devido à regularização do perfil longitudinal do canal (redução da declividade no canal), em um ambiente com clima mais ameno e úmido, como se registra na região. Na PI do ribeirão Datas (Alto curso) também se observam características que confirmam o predomínio de condições climáticas como as atuais. Os depósitos são compostos por material arenoso e com elevado teor de matéria orgânica. A preservação de matéria orgânica nas duas PI deve ser controlada pelos mesmos mecanismos que atuaram e atuam no N1 do córrego da Contagem.

A formação da PI do córrego Rio Grande apresenta indícios de ambiente subúmido, com provável aumento da vazão. Uma possível fácies de seixos não é visível devido à elevação da calha associada ao encouraçamento. No entanto, com as vertentes protegidas pela vegetação

que expandiu devido ao aumento da umidade, é possível que o pequeno volume de sedimentos que chegava ao curso d'água era depositado sobre o N1 nos eventos extremos de precipitação e de maior vazão. Os sedimentos da PI são predominantemente arenosos (areia média a grossa), que facilmente podem ser remobilizados pelas águas correntes.

O N1 do rio Paraúna também apresenta indícios do predomínio de clima subúmido. Nota-se que, ao contrário de níveis mais antigos, ele é mais restrito lateralmente e com pequena presença de seixos. Isso pode refletir o que fora dito anteriormente – a maior proteção das vertentes pela vegetação, reduzindo a quantidade de carga sedimentar fornecida.

Os últimos 400 anos são subdivididos em dois períodos por Horák-Terra *et al.* (2011). Entre 400 e 200 anos, predominaram condições climáticas mais secas e nos últimos 200 anos houve o retorno das condições mais úmidas. No primeiro período, iniciou-se a gênese das PI do ribeirão da Areia (390 ± 55 anos) e do rio Paraúna (270 ± 60 anos). A PI do ribeirão areia reflete bem esse período mais seco, cujo reflexo foi a produção de depósitos amplos e espessos, ricos em material arenoso. As características da PI do rio Paraúna também podem refletir um clima mais seco. Seus depósitos são bastante amplos e predominantemente arenosos. A escassez de clastos nas bases dessas planícies podem ser reflexo do encouraçamento das calhas e sua consequente elevação, que pode ter deixado sob a lâmina d'água as fácies de seixos. A redução da energia nos canais impactaria na capacidade e competência de transporte, intensificando o encouraçamento das calhas, como apontado por Cota *et al.* (2018) para a região.

Por fim, nos últimos 200 anos, houve a formação de outras PI, incluindo as do rio Paraúna (180 ± 40 anos) e a do ribeirão Congonhas – Alto curso (170 ± 25 anos). Essas duas PI são as mais amplas da área. Esse acréscimo do volume de sedimentos transportados não tem relação direta com o clima, mas parece ter relação direta com a intensificação das atividades antrópicas, como a mineração, conforme apontam Augustin *et al.* (2012) e Augustin e Aranha (2006), a exemplo do que observou Oliveira *et al.* (2009) e Raposo *et al.* (2010), no Quadrilátero Ferrífero.

O Quadro 6 apresenta uma síntese cronológica dos cenários paleoambientais apresentados.

Quadro 6: Quadro cronológico dos eventos erosivo-deposicionais e relações com as condições ambientais com base nos trabalhos de Horák-Terra *et al.* (2015), Barros *et al.* (2011), Augustin (2009) e Horák-Terra (2009).

IDADE (ANOS)	NÍVEL DEPOSICIONAL	CARACTERÍSTCIAS AMBIENTAIS
50.000	Níveis deposicionais na alta vertente não datados (?)	Clima mais seco que o atual (BARROS *et al.*, 2011).
40.000 a 27.000		Umedecimento similar ao atual (BARROS *et al.*, 2011).
		Datação de uma lâmina de matéria orgânica e inferência do predomínio de clima úmido, que permitiu a alteração química de argilas e a decomposição da matéria orgânica (AUGUSTIN, 2009).
27.000 a 19.000	N2 cor. Sepultura (26.350 ± 4.470)	Condições ambientais mais secas e mais frias que as atuais (BARROS *et al.*, 2011):
		A partir de datações em turfeiras, propõe um clima mais úmido e frio que o atual em 20.359 anos (HORÁK-TERRA, 2009).
20.000 a 14.000	Níveis deposicionais na média vertente não datados (?) N3 rib. Datas (20.100 ± 2.500)	Datação de turfeiras na Serra do Espinhaço Meridional e inferência de ocorrência de períodos mais secos (HORÁK-TERRA, 2009).
		Datação de uma lâmina de material argilo-orgânico com 17.000 anos e inferências de clima mais úmido (AUGUSTIN, 2009).
16.000 a 11.000	N1 cor. Contagem (16.750 ± 2.260)	Aumento gradual da umidade com manutenção de baixas temperaturas (BARROS *et al.*, 2011).
11.500	N2 rib. Palmital (11.560 ± 1.610)	Condições climáticas mais secas que as atuais (BARROS *et al.*, 2011).
	N3 rib. Chiqueiro (11.370+-1.850)	
10.000 a 8.125	N2 rib. Areia (9.575+-1.200)	O período compreendido entre 10.000 e 7.360 anos foi caracterizado por um clima muito úmido e frio, acompanhado pela instabilidade do solo – erosão local severa (HORAK-TERRA *et al.* (2015). Entre 9.500 e 8.500 o clima era mais úmido que o atual, com intensa sedimentação, em resposta à intensa erosão associada à umidificação do clima (BARROS *et al.*, 2011). Entre 9.039 e 8.125 anos a vegetação ainda em instalação, com herbáceas mais representativas, indicando Campo Úmido e Campo Rupestre e áreas limitadas de Campo Cerrado. Presença de arbóreas pioneiras de ambientes úmidos, refletindo condições de clima mais úmido e frio que o atual (HORAK-TERRA *et al.* (2011).

8.125 – 7.135		Curto período mais seco e frio, expansão do Campo Cerrado (HORAK-TERRA *et al.* (2011).
7.130 – 4.500	N2 rib. Congonhas (5.790 ± 810)	Expansão de todas as fisionomias vegetais, caracterizando um clima muito mais úmido e quente. Presença de solos com Altos conteúdos de matéria orgânica e fragmentos vegetais (HORAK-TERRA *et al.* (2011).
	N2 rib. Congonhas (5.600 ± 630)	
4.500 – 2.200	N3 rio Paraúna (4.200 ± 480)	Nova redução da umidade, instalação de Campo Cerrado e floresta montana (HORAK-TERRA *et al.* (2011).
	N2 rib. Chiqueiro (3.000+-490) (2.750+-285)	
	N1 cor. Rio Grande (3.000+-390)	
	N1 rib. Palmital (2.320 ± 430)	
2.200 – 1.160	N1 rib. Chiqueiro (1.480+-250)	Condições ambientais com o resfriamento seco e pontuado (Sazonal) (HORAK-TERRA *et al.* (2015).
1.160 - 400	PI rib. Datas (900+-120)	Condições climáticas subúmidas, similar ao clima atual (HORAK-TERRA *et al.* (2015).
	N1 cor. Sepultura (730 ± 170)	
	N1 rio Paraúna (930 ± 100)	
	PI rib. Congonhas (590 ± 110)	
	PI cor. Rio Grande (630+-80)	
400 - 200	PI rib. Areia (390+-55)	Período mais seco com regressão da vegetação (HORAK-TERRA *et al.* (2011).
	PI rio Paraúna (270 ± 60)	
200 - hoje	PI rio Paraúna (180 ± 40)	Retorno das condições de umidade tendendo às condições atuais, com vegetação predominantemente herbácea/arbustiva e algumas arbóreas (HORAK-TERRA *et al.* (2011).
	PI rib. Congonhas (170 ± 25)	

Fonte: Elaborado pelo autor.

Evolução geomorfológica da Depressão de Gouveia

A identificação, caracterização e análise de níveis deposicionais se concentraram nos vales do rio Paraúna, do ribeirão Congonhas, dos ribeirões Palmital e do Chiqueiro e dos córregos da Sepultura e da Contagem. O vale do ribeirão do Chiqueiro é considerado chave para a compreensão da evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional e, especialmente, para a área deprimida. Como os vales desse Ribeirão e do córrego Rio Grande foram estudados em outros trabalhos[2] geomorfológicos, revelou-se importante a ampliação do conhecimento sobre a geomorfologia fluvial da bacia. Assim, além do próprio ribeirão do Chiqueiro, foram investigados os vales dos córregos Rio Grande e do Tigre e do ribeirão da Areia, afluentes da margem direita, e do ribeirão Datas, afluente da margem esquerda.

Alguns autores propuseram quadros cronológicos para a evolução geomorfológica da área, mas deixando lacunas importantes. Segundo Augustin (1995), a abertura e evolução da Depressão de Gouveia sofreu grande influência estrutural, inicialmente com a erosão diferencial retirando as camadas metamórficas de rochas do Supergrupo Espinhaço, expondo os granitoides do Complexo Gouveia. Depois, a drenagem teria aproveitado os eixos das sinclinais e anticlinais e promovido a incisão. A fase seguinte, que se estende até hoje, é marcada pelo recuo lateral das escarpas sustentadas por quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Para a autora, um ciclo erosivo Plio-Pleistocênico entalhou ravinas profundas e abandonou cascalheiras de espessuras métricas, soterradas por colúvios deslocado durante o Pleistoceno Superior e Holoceno.

Considerando os dados apresentados e a literatura sobre a Depressão de Gouveia, é possível discutir os modelos propostos para a evolução geomorfológica da área. As reflexões sobre os eventos relativos ao ribeirão do Chiqueiro e ao córrego Rio Grande dizem respeito a todo o compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional. Augustin (2009), Saadi (1995) e Saadi e Valadão (1987) propõem eventos com características muito similares para a evolução da Depressão de Gouveia, os quais estão sintetizados e correlacionados no Quadro 7.

[2] Conferir: COTA *et al.,* 2018; OLIVEIRA, 2017; MESSIAS MAGALHÃES Jr. *et al.,* 2014; ÁVILA e CARVALHO, 2012; MENDES *et al.,* 2010; AUGUSTIN *et al.,* 2011; ROCHA *et al.,* 2010; AUGUSTINA, 2009; ROCHA *et al.,* 2009; CRUZ *et al.,* 2006; VALADÃO e SALGADO, 2005; VALADÃO e SALGADO, 2003; BUENO *et al.,* 1997; AUGUSTIN, 1995; SAADI, 1995; MAGALHÃES *et al.,* 1992; SAADI; VALADÃO, 1987

Quadro 7: Principais referências de modelos evolutivos para a Depressão de Gouveia.

EVENTOS	AUGUSTIN (2009)	SAADI (1995)	SAADI E VALADÃO (1987)
	Tempo anterior à incisão fluvial na região.		Início do Pleistoceno Inferior: evento de coluvionamento que afogou temporariamente a paleobacia.
	Incisão e consolidação da drenagem como permanente e, provavelmente, com a presença de vegetação nas margens fluviais.	Pleistoceno Inferior: dissecação fluvial estabeleceu o traçado da rede hidrográfica atual e abandonou uma cascalheira em altura média de 10 m.	Incisão fluvial e estabelecimento drenagem desenhando os principais traços da drenagem atual.
		Final do Pleistoceno Médio: nova fase de dissecação fluvial aprofundou a calha mais 9 m, deixando como registros seixos e areias com cerca de 1 m de espessura.	Segunda fase de incisão fluvial, com a formação de depósitos fluviais 1 m acima do talvegue atual, permitindo a gênese das ravinas na vertente.
			Final do Pleistoceno Médio: as ravinas e os fundos de vales foram entulhados por cascalhos e areias.
			Início do Pleistoceno Superior: deposição dos sedimentos que correspondem a um nível deposicional, com o assoreamento dos vales com um pacote de cerca de 2 m de areias e argilas.
	Há cerca de 38 mil anos: deposição de sedimentos aluviais ricos em matéria orgânica, provavelmente relacionados a uma fase úmida, porém com chuvas menos intensas do que se observa na atualidade e incapazes de produzir fluxos concentrados ou o turbilhonamento. Possibilidade desse sedimento rico em material orgânico corresponder à deposição em forma de "linguetas" em vertentes próximas, a partir do barramento nas bases de pequenos leques aluviais.	Pleistoceno Superior: entulhamento dos vales permitiu o acúmulo de 3 m de areias com lentes de cascalhos e argilas orgânicas, revelando um ambiente com planícies meândricas.	A elevação dos níveis de base locais teria condicionado a instalação de uma dinâmica fluvial meandrante e os canais abandonados teriam sido preenchidos por argilas e matéria orgânica, com a formação do T1.

	Deposição coluvial.	O posterior entulhamento e a regularização da morfologia estão associados a um evento coluvial, cujo indício seria a presença de areias e siltes vermelhos cobre uma linha de pedra.	O final do Pleistoceno foi marcado por duas fases de coluvionamento, cada uma precedida por uma fase de erosão que deixou como registros duas linhas de pedras. As fases de coluvionamento teriam sido responsáveis pela elevação do nível de base em torno de 10 m.
	Há cerca de 17 mil anos: deposição de novos sedimentos aluviais ricos em matéria orgânica.		
	Recobrimento dos sedimentos orgânicos por materiais aluvio-coluviais.	Uma fraca dissecação fluvial permitiu a formação de uma segunda linha de pedras, posteriormente recoberta pelo segundo evento coluvial, com areias e siltes amarelos.	
		O entulhamento representado pelos dois eventos coluvionares realçaram o nível de base em 10 m.	
		Na passagem do Pleistoceno Superior para o Holoceno, teria ocorrido a reabertura dos vales e o entalhe de 1 m nos cursos fluviais, juntamente com o recrudescimento dos processos erosivos nas vertentes.	No início do Holoceno a incisão fluvial voltou a ganhar intensidade, refletindo no encaixamento da drenagem em até 1 m abaixo do patamar de incisão registrado no Pleistoceno Médio.
	Por fim, a fase 7 corresponderia à dinâmica fluvial moderna, com o encaixamento da drenagem nos sedimentos aluviais e coluviais, expondo suas camadas	No Holoceno, ocorreu a gênese das atuais planícies, compostas por cascalho, areia e, às vezes, argila orgânica, em um contexto de continuidade do aprofundamento no assoalho rochoso.	Os depósitos holocênicos são de origem aluvial e, nos Baixos cursos, estão sendo recobertos pelas planícies de inundação (N1).

Fonte: Elaborado pelo autor

Algumas considerações podem ser feitas a respeito dos eventos que esses autores propõem. Com relação aos materiais correspondentes ao evento de coluvionamento que afogou a paleobacia antes da instalação da atual rede hidrográfica (SAADI; VALADÃO, 1987), não foram encontrados registros. No entanto, é possível que esse material corresponda aos sedimentos atribuídos nesse trabalho ao N5 identificado no córrego Rio Grande. Além disso, considerando que esse material dataria do Pleistoceno Inferior, ou seja, pode ter cerca de 2 Ma, seria possível questionar como esse material alúvio e/ou coluvial poderia ser preservado ao longo de tanto tempo, em condições de topo de morro e resistido a fases de erosão, agradação e coluvionamento, para as quais se esperariam condições de instabilidade das encostas.

Saadi (1995) afirma que a incisão que resultou em um aprofundamento da calha em 9 m se iniciou no Pleistoceno Médio, ou seja, há pelo menos 128.000 anos. Considerando as datações realizadas por Augustin (2009), a estabilização do nível de base na área após a incisão citada por Saadi (1995) teria ocorrido há 38.000 anos. Desse modo, considerando os marcos cronológicos dos referidos autores, ao longo de cerca de 88.000 anos a drenagem teria aprofundado 9 m. Esse ritmo de encaixamento pode ser associado a áreas cratônicas, muito inferior ao observado em outras áreas serranas do Brasil e do mundo. Portanto, caso as idades propostas sejam verdadeiras, a taxa de encaixamento pode ter sido condicionada por algum fator não aventado e que desempenhou um papel importante no controle do nível de base regional.

Com relação aos sedimentos pleistocênicos, os que foram datados por Augustin (2009) seriam marcos importantes da duração aproximada do entulhamento dos vales. As informações da autora são complementadas por Saadi (1995) e Saadi e Valadão (1987), que propuseram dois eventos de coluvionamento, responsáveis por elevar o nível de base em 10 m. Os dois últimos trabalhos relacionam a elevação do nível de base aos eventos de coluvionamento. Cabe ressaltar que há consenso entre os autores de que a colmatação dos vales também acumulou sedimentos nas ravinas da área.

Cabe destacar que há uma contradição entre a proposição da elevação do nível de base e a instabilização das vertentes. Isso decorre do fato de que a elevação do nível de base deveria ter como efeito a redução da instabilidade das vertentes. Nesse sentido, se de fato tivesse ocorrido um evento de coluvionamento, este deveria ter reduzido as condições para um segundo coluvionamento.

Por fim, não há consenso sobre o estado atual da incisão fluvial nos vales da Depressão de Gouveia. De acordo com Augustin (2009), ao longo do Holoceno, a drenagem tem encaixado

nos sedimentos, enquanto para Saadi (1995), os cursos d'água têm encaixado no substrato rochoso. O que se observa atualmente é o predomínio de bases de PI sob a lâmina d'água, o que inviabiliza a visualização do material sobre o qual essas fácies basais das PI estão assentadas. São raros os trechos onde se observa o elúvio sobre o qual os depósitos em contexto de fundo de vale estão depositados. Se as conclusões de Augustin (2009) estiverem corretas, então o nível de base regional já foi inferior ao observado atualmente e a magnitude da colmatação dos vales superaria os 10 m que os autores sugerem. Por outro lado, o encaixamento da drenagem no substrato rochoso seria um indício da retomada da incisão fluvial após a erosão dos sedimentos do evento de entulhamento.

Além disso, de acordo com Saadi e Valadão (1987), nos fundos de vale, as planícies estão recobrindo os níveis de terraço inferiores, sobretudo nos Baixos cursos. Um indicativo importante da alteração na dinâmica hidrossedimentar. Como se discutiu nesse trabalho, o encouraçamento provocou a elevação das calhas e, portanto, do nível de base para os processos de vertente, o aumento da sinuosidade dos canais, devido à redução ou paralisação da incisão fluvial, além do recobrimento dos terraços inferiores.

Partindo dessas considerações acerca dos modelos de evolução da Depressão de Gouveia e, principalmente, considerando os resultados e discussões dessa pesquisa, defende-se a hipótese de que a evolução do compartimento deprimido, reunindo as bacias dos ribeirões do Chiqueiro e Congonhas e do córrego da Sepultura, além de parte do vale do rio Paraúna, foi marcada: (i) pelo controle litoestrutural da incisão fluvial, que condicionou a formação de rupturas de declive importantes em quase todos os cursos d'água analisados e o deslocamento dos canais fluviais para leste, acompanhando o mergulho das rochas e de modo secundário pela provável atividade neotectônica responsável por soerguimento/basculamento dos blocos da Superfície de Cimeira Ocidental para leste; (ii) pelo relevo transitório elaborado sobre as rochas do Complexo Gouveia, nos quais as voçorocas ativas seriam respostas à desestabilização das encostas, a partir do último rebaixamento do nível de base; (iii) pela atual estabilização do nível de base regional, representado pelo rio Paraúna, o que condicionaria a regularização de perfis longitudinais dos canais e a consequente redução da energia nos segmentos regularizados, intensificando o encouraçamento das calhas; e (iv) pelo recuo lateral das escarpas no contato entre a Depressão de Gouveia e a Superfície de Cimeira Ocidental da bacia do rio Paraúna, responsável pela expansão da Depressão.

Os registros de níveis deposicionais em contexto de vertente, em cotas altimétricas superiores a 950 m devem ter sido abandonados em decorrência do rebaixamento do nível de base regional.

Ao considerar a idade dos sedimentos de Augustin (1995), assume-se que a fase de colmatação dos vales se iniciou há cerca de 38.000 anos, pelo menos. Desse modo, a gênese dos níveis deposicionais localizados nas partes mais elevadas das vertentes deve ser anterior ao entulhamento dos vales, formados antes de 38.000 anos. No entanto, sugere-se considerar que as idades desses depósitos não ultrapassam o limite do Pleistoceno Superior. Datações por LOE, realizadas por Barros e Magalhães (2013), no vale do rio Conceição (Quadrilátero Ferrífero), forneceram idades entre 101.200 ± 9.000 anos e 169.500 ± 27.900 anos para níveis deposicionais localizados entre 7 m e 56 m de distância vertical em relação à lâmina d'água. Se as taxas de encaixamento puderem ser comparadas nas duas áreas, é possível estabelecer esse marco temporal para a formação dos níveis deposicionais em contexto de vertente, ao menos na bacia do ribeirão do Chiqueiro.

Os dados morfométricos, morfológicos e referentes aos níveis deposicionais corroboram com a proposição do papel importante da litoestrutura para o condicionamento da morfogênese na região. Esses dados também podem servir com indícios de movimentações tectônicas que merecem estudos mais aprofundados para a verificação.

Os dados morfométricos de FABD e FSTT revelam forte tendência de migração para leste nestes afluentes. Além disso, a organização espacial dos níveis deposicionais revelam que, ao longo da evolução, os cursos d'água encaixaram e abandonaram níveis deposicionais na margem direita, predominantemente. Os dados de RDEs/RDEt e a análise do perfil longitudinal também evidenciam a possibilidade de controle litoestrutural e tectônico para a área.

A estabilização do nível de base regional representado pelo rio Paraúna deve estar associada ao fato desse curso d'água atravessar as rochas resistentes do Supergrupo Espinhaço em direção contrária ao sentido do mergulho das camadas. Além disso, a maior espessura de rochas quartzíticas na margem oeste da Serra do Espinhaço, por onde o Rio sai da serra, deve representar uma barreira litológica importante. É essa estabilização do nível de base que deve ter permitido a regularização de grande parte dos Médios e Baixos cursos dos afluentes do rio Paraúna e contribuído para processos como o encouraçamento de leitos e o recobrimento de terraços mais baixos.

Com relação à elevação do nível de base regional e à fase de colmatação de vales citados por Saadi (1995), não foram identificadas evidências dessa alteração do nível de base ou da influência de colúvios nos dois processos. O N2 do córrego da Sepultura é citado pelo autor como uma evidência de um evento regional de colmatação de vales. No entanto, o N2 foi datado por LOE e obtida a idade de 26.350 ± 4.470, que não apresenta correlação em termos

cronológicos com nenhum outro depósito da região. Seria possível questionar a datação, no entanto, Turcq *et al.* (1987) já haviam datado o depósito e obtiveram idade semelhante (31.950 anos). Diante das características dos depósitos fluviais identificados, não há evidências da ocorrência desse evento de colmatação e ainda caberia questionar onde teriam se formado os depósitos correlativos dos sedimentos remobilizados com o fim da fase de colmatação.

Os sedimentos datados por Augustin (2009) ocupam a mesma cota altimétrica dos sedimentos do N2 identificados neste trabalho. No entanto, devem corresponder a sedimentos de fases de agradação distintos. Essa afirmativa está alicerçada nos resultados das datações por LOE para os sedimentos de N2 (ribeirão do Chiqueiro e córrego Rio Grande), que revelaram idades mais recentes que aquelas obtidas pela referida autora. Dessa forma, embora na mesma cota, eles representariam fases de sedimentação diferentes. Além disso, perfis de N3 (ribeirões da Areia e do Chiqueiro), em contexto de vertente, também foram datados e apresentaram idades mais recentes que as datações de Augustin (2009). Além das datações, as características dos materiais indicam que as formações desses depósitos ocorreram em momentos distintos, com características e condições de energia e climáticas distintas. Os depósitos descritos por Augustin (2009) são constituídos por materiais argilo-orgânicos, que podem ser mais facilmente relacionados a fases de umedecimento do clima e/ou de menor energia nos canais. Os depósitos dos níveis de N2 são arenosos e possuem fácies basais de seixos, que indicam ambiente de calha e barra lateral com maior energia, mas também podem ser associados a períodos de redução da umidade.

A intensificação dos processos erosivos na Depressão de Gouveia seria reflexo do caráter transitório do relevo. A intensificação da atividade humana, associadas à agropecuária e mineração, deve ter contribuído para a reativação e intensificação de processos erosivos na região. Assim, atualmente, o relevo da região estaria respondendo aos pulsos de erosão remontante que regularizaram os perfis longitudinais e os processos erosivos contribuindo com o aumento do volume de sedimentos nas calhas fluviais.

Atualmente, como afirmam diversos autores, a Depressão de Gouveia tem evoluído a partir do recuo das escarpas quartzíticas. Nesse sentido, mesmo que não ocorra o aprofundamento das calhas, a amplitude altimétrica entre a superfície de cimeira e o piso da Depressão, em conjunto com a composição litológica regional, contribui com o recuo de escarpas, já que a erosão tende a ser mais intensa nas rochas granito-gnáissicas e menor nos quartzitos.

No Quadro 8, são apresentadas as fases de evolução do compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional propostas de acordo com as evidências deste trabalho.

Quadro 8: Quadro evolutivo do compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional, elaborado a partir dos níveis deposicionais identificados.

MARCO TEMPORAL	INFERÊNCIAS COM BASE NAS CONDIÇÕES CLIMÁTICAS	CONDIÇÕES CLIMÁTICAS
N4, N5 – rio Paraúna; N4, N5 – ribeirão do Chiqueiro; N3 – ribeirão da Areia; N4 – córrego do Tigre; N4, N5 e N6 – córrego Rio Grande.	Sugere-se que os níveis deposicionais posicionados com maiores desníveis em relação à lâmina d'água atual correspondam a depósitos com gênese anterior a 50.000 anos antes do presente, para os quais é difícil propor as condições ambientais em se formaram.	
Níveis ricos em matéria orgânica datados por Augustin (2009) – inferior 38.750 ± 5.100 anos, superior 17.190 ± 720 anos. Colúvios.	Fase de entulhamento dos vales, marcada pela sucessão entre climas úmidos e secos. Os climas úmidos associados ao nível de base estável ou em estágio de elevação, podem ter contribuído para a criação de um ambiente propício para o acúmulo de sedimentos ricos em matéria orgânica.	Clima mais seco e mais frio que o atual entre 40.000 e 27.000 anos (BARROS, *et al.*, 2011). Indícios de condições de maior umidade devido ao acúmulo de sedimentos ricos em matéria orgânica (AUGUSTIN, 2009).
N3 – ribeirão do Chiqueiro (11.370 ± 1.850 anos); N2 – ribeirão da Areia (9.575 ± 1.200 anos).	Fase erosiva que aprofundou a calha dos cursos d'água e abandonou níveis deposicionais em alguns vales em uma distância vertical de cerca de 5 m em relação à lâmina d'água.	Clima mais seco que o atual com registros de ocorrência há 11.500 anos (BARROS *et al.*, 2011).
N2 – ribeirão do Chiqueiro (3.000 ± 490 anos); N2 – córrego Rio Grande (3.000 ± 390 anos).	A estabilização do nível de base ou a redução da velocidade do encaixamento da drenagem permitiu a formação de pacotes sedimentares espessos; início do encouraçamento das calhas(?).	Clima mais seco entre 4.500 e 2.200 anos (HORÁK-TERRA *et. al*, 2011).
N1 – ribeirão do Chiqueiro (1.480 ± 250 anos).	Continuidade da fase deposicional marcada primeiro por um clima mais seco e, em seguida, pela alteração das condições climáticas – aumento da umidade, e alterações na dinâmica hidrossedimentar. Formação de níveis N1 embutidos nos N2. Fase erosiva cessou e houve a manutenção do nível de base regional e início do embutimento de níveis de N1 em N2. Indícios de alteração da dinâmica hidrossedimentar.	Clima mais seco com resfriamento pontuado, ocorrido entre 2.200 e 1.160 anos. Entre 1.160 e 400 anos o clima assumiu características semelhantes às atuais (HORÁK-TERRA *et al.* 2015).
PI – rio Paraúna PI – ribeirão Congonhas PI – córrego Rio Grande PI – ribeirão da Areia	Manutenção do nível de base regional e início do embutimento de níveis de PI em N1. Indícios de alteração da dinâmica hidrossedimentar – redução da carga de sedimentos transportada e intensificação do encouraçamento das calhas.	Entre 400 e 200 anos, o clima se tornou mais seco e, desde há 200 anos assumiu as condições mais úmidas observadas atualmente (HORÁK-TERRA *et al.*, 2015).

Fonte: Elaborado pelo autor

Fora do contexto do compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional estão os vales de cursos fluviais que drenam as superfícies mais elevadas e correm sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço, sobretudo quartzitos. O córrego da Contagem e os ribeirões Palmital e Datas (Alto curso) estão integral ou parcialmente situados nos compartimentos elevados e possuem níveis deposicionais que permitem a interpretação da evolução fluvial e geomorfológica de forma individualizada. Isso decorre da existência de níveis de base locais

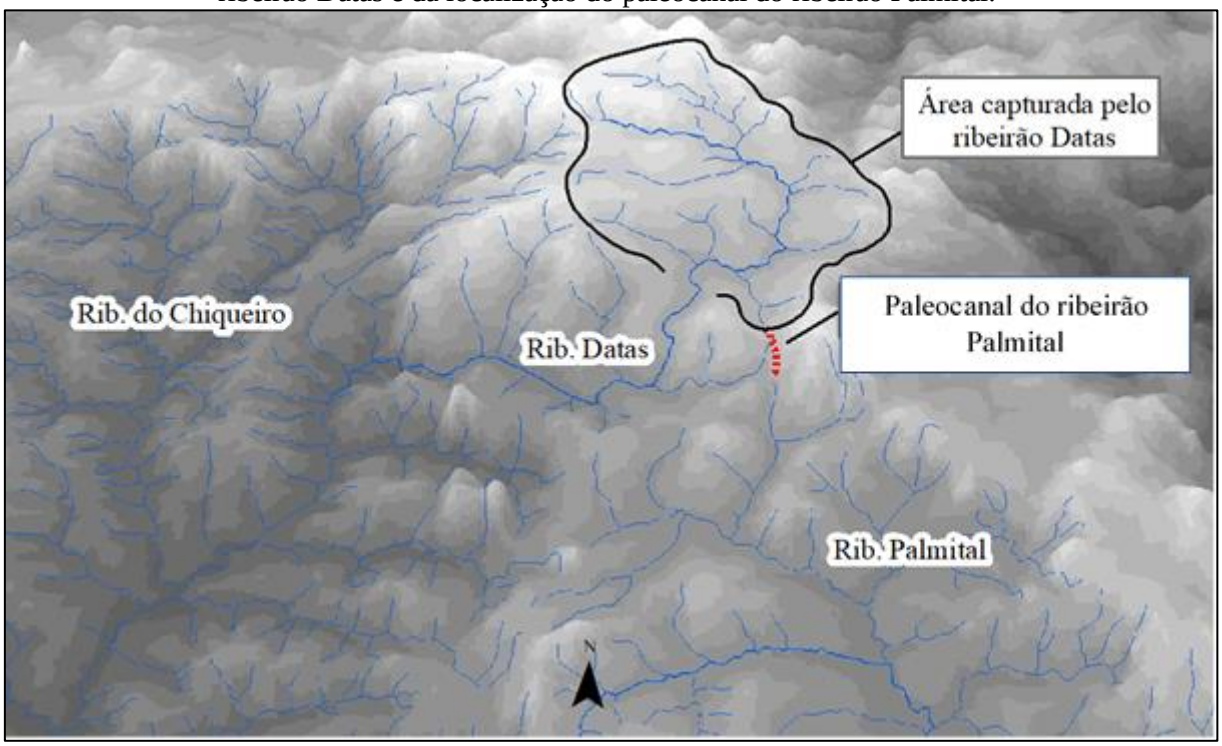
que controlam os processos erosivos e deposicionais nos respectivos vales. Os demais cursos d'água têm a maior parte de seus segmentos fluviais, sobretudo Baixos e Médios cursos, localizados no compartimento deprimido.

Com relação aos vales situados nas superfícies elevadas, optou-se por uma discussão de cada vale individualmente quanto à gênese e evolução dos níveis deposicionais fluviais. Essa opção é sustentada pela diferença da cota altimétrica em que se encontram os níveis deposicionais dos ribeirões Datas (1.200 m) e Palmital (1.050 m) e do córrego da Contagem (1.050 m). Seria possível correlacionar os níveis do ribeirão Palmital e do córrego da Contagem quanto à altitude, mas a distância entre eles e a inexistência de outros níveis correlatos em outros vales inviabilizam essa interpretação. Além disso, o N1 do córrego da Contagem começou a ser formado há 16.750 ± 2.260 anos, enquanto a gênese do N2 do ribeirão Palmital data de 11.560 ± 1.610 anos. Esses dois depósitos apresentam características diferentes quanto à composição faciológica. O depósito do ribeirão Palmital é composto predominantemente por areia média a grossa, com seixos de quartzo. O depósito do córrego da Contagem é mais espesso, composto por areia fina a média e é rico em matéria orgânica.

Os ribeirões Datas (Alto curso) e Palmital poderiam ser correlacionados considerando a proximidade. No entanto, a diferença de cota altimétrica entre eles é o primeiro empecilho para essa correlação. As idades dos depósitos também são muito diferentes. Enquanto no ribeirão Datas (Alto curso), o N1 possui 20.100 ± 2.500 anos, os depósitos do ribeirão Palmital são mais novos e possuem 2.320 ± 430 anos (N1) e 11.560±1.610 anos. Diante disso, mesmo com características semelhantes quanto aos sedimentos, optou-se por uma discussão desses vales de forma individualizada.

Apesar das diferenças entre os níveis deposicionais dos ribeirões Datas e Palmital, existem evidências de um rearranjo de drenagem envolvendo as duas bacias que culminou na captura do alto curso do ribeirão Palmital pelo ribeirão Datas. Nesse sentido, os níveis deposicionais que hoje pertencem ao Alto ribeirão Datas, na verdade, podem ter sido formados quando o segmento acima de 1.200 m de altitude pertencia ao ribeirão Palmital. Como se observa na Figura 65, a área da bacia hidrográfica no alto curso do ribeirão Datas apresenta características altimétricas condizentes com uma rede fluvial que drenava em direção ao ribeirão Datas. É possível que as camadas quartzíticas mais resistente, com mergulho para leste, tenham barrado a incisão do ribeirão Palmital. No entanto, o ribeirão Datas pode ter encaixado em uma linha de fraqueza, como as falhas de direção E-W visíveis em grande parte da área investigada e, com isso, efetivado um recuo de cabeceiras que capturou o antigo Alto curso do ribeirão Palmital.

Figura 65: Cenário de paleoarranjo da rede de drenagem com a indicação da área capturada pelo ribeirão Datas e da localização do paleocanal do ribeirão Palmital.



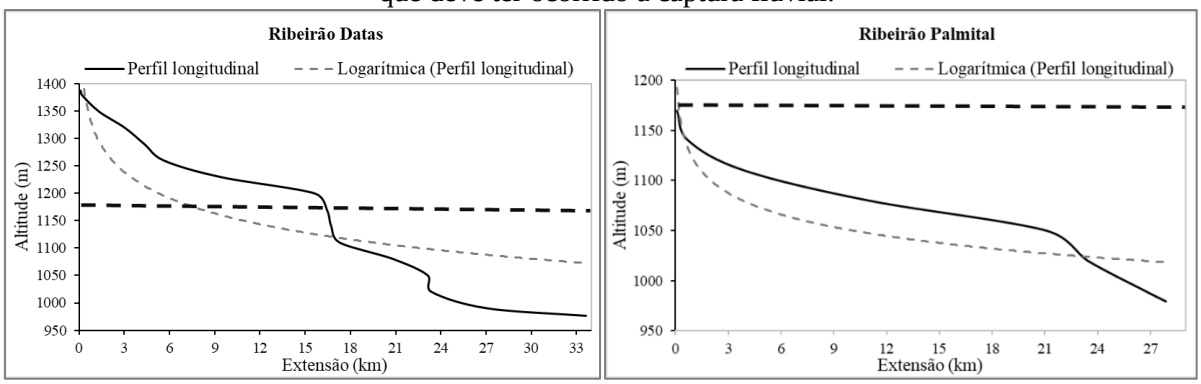
Fonte: Elaborado pelo autor.

Outros argumentos podem ser utilizados para sustentar essa hipótese. A primeira diz respeito à incisão que o ribeirão Datas promoveu nesse trecho mais elevado. Desde o início da deposição da PI, ele já aprofundou o leito cerca de 1 m. Isso pode ser considerado um indício da maior energia desse canal. Como se observa na Figura 65, o deslocamento do Alto curso para leste e o relativo alinhamento com o que seria a sua continuidade com o ribeirão Palmital gerou uma inflexão para oeste no ponto em que provavelmente ocorreu a captura. Além disso, todo o trecho correspondente ao que seria o vale seco, conforme proposições de Bishop (1995), apresenta relevo muito suavizado, sem, no entanto, apresentar indícios sedimentares de uma paleodrenagem. Isso pode ser consequência da composição das rochas que, além de serem quartzosas, ainda tendem a produzir pouco sedimento.

Como se observa na Figura 66, o Alto curso do ribeirão Datas se estende um *knickpoint* em uma cota altimétrica que poderia ter continuidade com o perfil longitudinal do ribeirão Palmital. Independentemente dos resultados obtidos com as datações por LOE, é possível que o ribeirão Datas tenha capturado o que antes correspondia ao Alto curso do ribeirão Palmital. A linha tracejada na Figura 66 indica a altitude aproximada em que ocorreu a captura fluvial. É possível notar que o segmento capturado poderia corresponder à continuidade do Alto curso do ribeirão

Palmital. De fato, a morfologia da paisagem e a organização da drenagem dos dois ribeirões apresentam indícios de captura.

Figura 66: Perfis longitudinais dos ribeirões Datas e Palmital. A linha tracejada indica a altitude em que deve ter ocorrido a captura fluvial.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No Alto curso do ribeirão Datas, foram identificados três níveis deposicionais fluviais. Sendo dois em contexto de fundo de vale e dois em contexto de vertente. O escalonamento entre os níveis mais antigos, o encaixamento da PI no N1 e o atual aprofundamento do canal em cerca de 1 m revelam a continuidade da incisão fluvial. O atual aprofundamento da calha também pode ser uma evidência da maior energia desse curso d'água que permitiu o recuo de suas cabeceiras e a captura do Alto curso originalmente pertencente ao ribeirão Palmital.

Com relação aos níveis em contexto de fundo de vale, chama a atenção a presença de matéria orgânica no N1 e na PI, provavelmente associadas aos mesmos fatores que condicionam a preservação desse material em outros vales da região, como umidade, temperaturas amenas e mineralização. São constituídos por depósitos predominantemente arenosos, com fácies basal de seixos observada apenas no N1. A ausência de seixos na base da PI pode ser reflexo da resistência litológica dos quartzitos e da menor energia nas vertentes, onde predominam afloramentos e Neossolos litólicos.

No ribeirão Palmital, foram identificados três níveis deposicionais fluviais, dos quais dois estão no fundo do vale. A escassez de registros deposicionais nas vertentes dificultam a interpretação da evolução fluvial e geomorfológica do vale. No entanto, é possível associar essa escassez às características litológicas da área. Os quartzitos e metaconglomerados são reconhecidamente mais resistentes aos processos erosivos e pedogenéticos, o que dificulta a incisão fluvial. O N1, localizado em contexto de fundo de vale, é constituído por um pacote sedimentar que alcança 3,5 m de espessura, predominantemente argiloso e rico em matéria orgânica. É possível que

esse material argiloso esteja associado aos processos erosivos atuantes na Alta bacia, onde se localizam áreas expressivas com granitos e gnaisses do Complexo Gouveia e metabásicas da Suíte Pedro Lessa. Essas rochas, em condições de maior umidade, são intemperizadas e dão origem a sedimentos argilo-siltosos. Com relação à matéria orgânica, os mesmos mecanismos atuantes em outros vales devem condicionar a preservação desse material no N1. A PI, bastante friável em todos os pontos identificados, é composta predominantemente por material arenoso. Ela não apresenta fácies argilosas, provavelmente refletindo a redução da intensidade dos processos erosivos na área fonte dos sedimentos do N1.

No córrego da Contagem foram identificados apenas depósitos no fundo de vale. O nível mais interessante desse vale é o N1, composto predominantemente por material argilo-arenoso e rico em matéria (Figura 67), alcançando até 3,5 metros de espessura, e que ocupa praticamente todo o fundo de vale. Esse depósito tem 16.750 ± 2.260 anos e exemplifica bem o papel do controle litológico sobre níveis de base locais da região. A inclinação desse material em direção à margem esquerda pode estar associada ao controle litoestrutural do mergulho das camadas rochosas ou ainda do basculamento do bloco onde o vale se encontra.

Figura 67: Perfil de um depósito do N1, no vale do Córrego da Contagem.

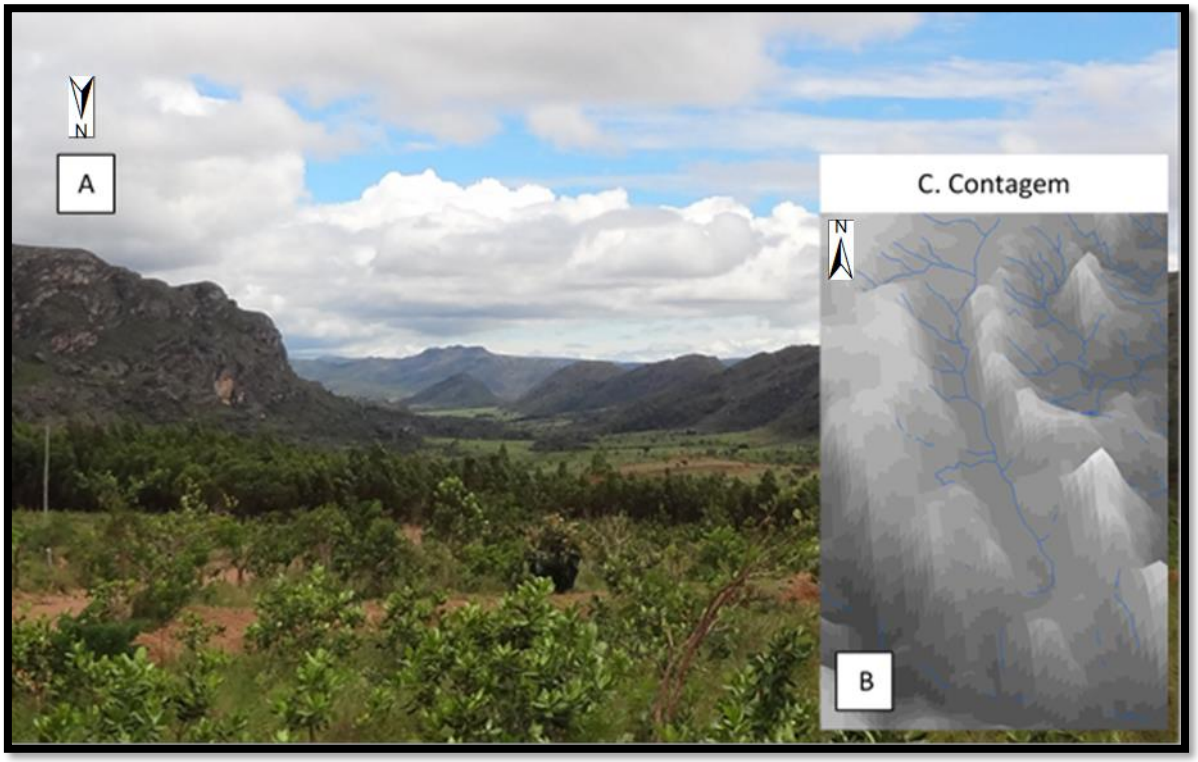


Fonte: arquivo do autor.

Além das características do N1, a bacia do córrego da Contagem pode ser um exemplo importante das influências neotectônicas e do controle litoestrutural sobre a drenagem. De fato, a organização e o mergulho das camadas favorecem a migração da drenagem para leste. No

entanto, aspectos como a posição do curso d'água deslocado para leste (Figura 68b) em um fundo de vale preenchido por sedimentos (Figura 68a), no qual ele poderia migrar livremente pode ser um indício de acentuação dos basculamentos ao longo ao longo do Pleistoceno, período em que esse depósito foi formado, e do Holoceno, por exemplo.

Figura 68: Bacia do córrego da Contagem. A – vista do vale fluvial de montante para jusante, com o fundo de vale preenchido por sedimentos e o curso d'água confinado na margem esquerda. B – representação tridimensional da bacia.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Considerações sobre a evolução geomorfológica na bacia do Rio Paraúna

Os dados levantados ao longo dessas pesquisas e as interpretações que embasaram toda a discussão sobre a evolução do modelado do relevo na bacia do rio Paraúna indicam que os processos fluviais têm papel de destaque na morfogênese regional. Ao longo do Quaternário, os processos fluviais, condicionados pelo clima, pela litoestrutura, pelos movimentos neotectônicos e, mais recentemente, pelas atividades antrópicas, têm contribuído com a esculturação das formas de relevo da bacia do rio Paraúna. Os vales investigados, considerados chave para compreender a evolução geomorfológica e fluvial, podem ser divididos em dois grupos, de acordo com a influência neotectônica Quaternária: (i) os vales inseridos no compartimento deprimido da Serra do Espinhaço Meridional, onde predominam os granitos e

gnaisses do Complexo Gouveia; e (ii) os vales localizados nas superfícies elevadas da Serra, sustentadas pelas litologias do Supergrupo Espinhaço, sobretudo, quartzitos. Quanto aos condicionantes climáticos, litoestruturais e, mais recentemente, antrópicos, aparentemente não há distinções para os vales.

É possível que a dinâmica neotectônica tenha sido responsável por soerguimentos e/ou basculamentos que afetaram, de modo diferenciado, cada compartimento da Serra. O controle litoestrutural deve ter um papel de destaque na configuração espacial da bacia do rio Paraúna, haja vista que a diferenciação em dois conjuntos de compartimentos (deprimidos – Depressão de Gouveia e Bacia do Ribeirão Congonhas; e superfícies elevadas – Superfícies de Cimeira Orienta e Ocidental). A partir dessa diferenciação, teve-se uma dinâmica geomorfológica diferenciada para cada conjunto de compartimento.

Nos vales localizados da área deprimida, a maior friabilidade das rochas do Complexo Gouveia permitiu que os curso d'água encaixassem e alcançassem o nível de base regional representado pelo rio Paraúna. A partir disso, desenvolveu-se um conjunto de formas mais suavizadas, onde predominam colinas alongadas com a presença de ravinas e voçorocas. O mergulho das camadas rochosas, por sua vez, teve papel importante para o desenvolvimento de bacias hidrográficas anômalas, nas quais os cursos d'água estão visivelmente deslocados para a margem esquerda (leste). É possível que a dinâmica neotectônica regional tenha contribuído com as anomalias e a reorganização das bacias e redes hidrográficas, mas não há evidência de campo que permitam fazer essa afirmação de modo contundente. Atualmente, o controle litológico tem desempenhado papel importante para a manutenção do nível de base regional, impedindo ou freando a incisão fluvial do rio Paraúna na saída da Serra.

Atualmente, a área deprimida tem a sua evolução fluvial e geomorfológica caracterizada pela estabilidade do nível de base, pelo encouraçamento das calhas fluviais e pelo recobrimento de terraços inferiores por sedimentos recentes. Todos esses processos estão conectados e refletem, em certa medida, as interrelações entre diferentes condicionantes. As condições climáticas atuais, consideradas mais úmidas, associadas aos solos das encostas desprotegidos devido à atividade antrópica e desestabilizadas pelo último evento de incisão fluvial condicionam o aumento das taxas de erosão. Como o nível de base se encontra em condições de relativa estabilidade, os cursos d'água não transportam todo material. Isso reflete no encouraçamento das calhas. Por sua vez, o encouraçamento eleva o nível da calha e permite que, durante as chuvas, com o aumento das vazões, o transbordamento dos canais atinja os terraços inferiores. Além disso, as baixas condições de energia dos canais e o encouraçamento favorecem o

aumento da sinuosidade do canal, que migra lateralmente e expõe mais seixos das fácies basais dos depósitos de N1 e N2. Como reflexo, tem-se a intensificação do encouraçamento.

Nos vales das Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental, o controle litoestrutural e a sua associação com as alterações climáticas possibilitou ciclos de encaixamento diferenciados. É possível que a dinâmica neotectônica também tenha contribuído nesse sentido. De fato, nessa área, observam-se condições singulares de evolução geomorfológica. O controle litoestrutural e, possivelmente, soerguimentos e/ou basculamentos refletiram na reorganização da drenagem em cada bacia, geralmente com o deslocamento dos canais para leste. O controle litoestrutural também é percebido quando se observam os níveis de base local e seu papel para a evolução geomorfológica, controlando a morfogênese nos vales das Superfícies de Cimeira. Também é possível que capturas fluviais tenham ocorrido nesses vales, condicionadas pelo controle litoestrutural e pelo aproveitamento de linhas de fraqueza das rochas, como falhas e fraturas. Isso seria possível, considerando o quadro estrutural herdado de eventos geotectônicos pretéritos. Atualmente, a litoestrutura parece atuar dificultando a incisão fluvial nos vales das Superfícies de Cimeira, preservando por mais tempos os possíveis *knickpoints* cuja gênese pode estar associada à diferença de resistência da litologia e/ou aos soerguimentos/basculamentos.

Em termos sedimentológicos, os depósitos fluviais apresentam características que refletem um pouco das condições climáticas que condicionaram ao menos os processos deposicionais de forma regional. Isso é mais evidente nos níveis com presença de matéria orgânica, cuja preservação está associada às condições de temperatura mais amena e maior umidade. Em outros depósitos, as relações com os cenários paleoambientais são mais incipientes e suas características podem ser correlacionadas com mais segurança às condições de energia dos sistemas fluviais. Os registros sedimentares também guardam relações importantes com a intensificação das atividades humanas na região, que influenciaram e/ou intensificaram as alterações na dinâmica hidrossedimentar. A alteração da cobertura do solo e as atividades empreendidas nas bacias são elementos importantes para compreender as alterações nos processos erosivos nas vertentes e deposicionais nos fundos de vale. Assim, as discussões realizadas neste trabalho lançam luzes sobre a Geomorfologia Fluvial da bacia do rio Paraúna e devem contribuir para o aprofundamento em questões que tratam da evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional e de suas margens em trabalhos futuros.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das análises e discussões é possível inferir que, ao longo do Pleistoceno e do Holoceno, a evolução da bacia hidrográfica do rio Paraúna ocorreu sob influência de ritmos de rebaixamento e elevação de níveis de base locais e regional, associados a condicionantes litoestruturais, neotectônicos, climáticos e antrópicos. No entanto, o controle litoestrutural deve ter papel mais relevante para a evolução geomorfológica regional, cujas evidências podem ser observadas em aspectos morfométricos, morfológicos e de campo. As anomalias de drenagem e de bacias hidrografias, identificadas através de índices morfométricos, a posição dos níveis deposicionais nos vales fluviais, as características morfológicas de bacias e redes de drenagem corroboram com essas afirmações.

A análise integrada das características dos níveis deposicionais, dos cenários paleoambientais propostos e da análise morfométrica permitiu a compartimentação da bacia do rio Paraúna em quatro compartimentos geomorfológicos: (i) a Depressão de Gouveia – marcada pela estabilidade do nível de base regional no Holoceno e por basculamentos que condicionaram a evolução dos fundos de vale da área; e pela expansão da Depressão, devido à retração lateral de escarpas no contato com as Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental; (ii) Bacia do Ribeirão Congonhas – caracterizada pela estabilidade do nível de base regional e evolução marcada pela perda de área para a bacia do rio Doce; (iii e iv) as Superfícies de Cimeira Oriental e Ocidental – cuja evolução é condicionada predominantemente pela litoestrutura, sobretudo pelos quartzitos e conglomerados do Supergrupo Espinhaço e pelas dobras, mergulhos e fraturamentos das rochas; de modo secundário, é possível que a neotectônica contribua com basculamentos e/ou soerguimentos episódicos.

As evidências reunidas e interpretadas nessa pesquisa apontam para um controle litoestrutural e neotectônico importante, que têm condicionado as oscilações dos níveis de base e, dessa forma, controlado as fases de incisão fluvial e de sedimentação. Os eventos erosivo-deposicionais constituem respostas às oscilações dos níveis de base. Nas superfícies mais elevadas e associadas às rochas mais resistentes, como os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, os movimentos neotectônicos e o controle litoestrutural foram responsáveis pela gênese e manutenção de níveis de base locais, que controlam de forma diferenciada a evolução fluvial em cada vale.

O número de níveis deposicionais fluviais varia nos vales investigados. As PI representam as planícies de inundação e os N1, N2, N3, N4 e N5 representam os terraços ou registros preservados (geralmente as fácies basais). Todos os vales possuem níveis de PI. Os terraços bem preservados são encontrados em contexto de fundo de vale, enquanto os terraços em contexto de vertente tendem a possuir apenas a fácies de seixos preservada. Os depósitos em contexto de fundo de vale revelam aspectos importantes acerca das alterações da dinâmica hidrossedimentar e podem ser relacionados às alterações de níveis de base regional, que constitui respostas às movimentações neotectônicas e à incisão fluvial.

Conclui-se que a evolução fluvial e geomorfológica do compartimento deprimido, reunindo as bacias dos ribeirões do Chiqueiro e Congonhas e do córrego da Sepultura, além de parte do vale do rio Paraúna, é marcada: (i) pelo controle litoestrutural e possivelmente com a contribuição de soerguimentos/basculamentos dos blocos da Superfície de Cimeira Ocidental para leste, cujos indícios são as anomalias da drenagem, com deslocamento de canais para leste e os níveis deposicionais posicionados, predominantemente, na margem direita dos canais; (ii) pelo relevo transitório elaborado sobre as rochas do Complexo Gouveia, nos quais as voçorocas ativas seriam respostas à desestabilização das encostas, a partir do último rebaixamento do nível de base; (iii) pela atual estabilização do nível de base regional, representado pelo rio Paraúna, o que condicionaria a redução da declividade de perfis longitudinais dos canais e a consequente redução da energia nos segmentos regularizados, intensificando o encouraçamento das calhas e a suave elevação do nível base nos Médios e Baixos cursos; e (iv) pelo recuo lateral das escarpas no contato entre a Depressão de Gouveia e a Superfície de Cimeira Ocidental da bacia do rio Paraúna, responsável pela expansão da Depressão.

Nos compartimentos deprimidos da Serra do Espinhaço Meridional, o embutimento entre os níveis deposicionais indica a relativa estabilização do nível de base regional e a alteração da dinâmica hidrossedimentar. O aumento da carga detrítica deve ter influenciado no desequilíbrio dos cursos d'água, que teve como resposta o encouraçamento das calhas. Desse modo, o nível das calhas foi elevado e o recobrimento dos terraços inferiores (N1) passou a ocorrer. Ao mesmo tempo, o encouraçamento intensificou a perda de energia nos canais e refletiu no aumento da sinuosidade, que também passaram a aumentar sua largura e a expor as fácies basais de seixos dos níveis de N1 e N2, intensificando o encouraçamento.

As datações apresentaram idades que variam de 170 anos a 26.0350 anos, sendo possível que algumas delas tenham sido subestimadas. De modo geral, não é uma tarefa fácil estabelecer relações entre as datações de depósitos fluviais em vales distintos. Isso pode representar uma

evolução fluvial complexa no contexto mais recente de elaboração dos níveis deposicionais em fundo de vale.

Com relação aos cenários paleoclimáticos, é possível que suas marcas mais importantes estejam presentes nos depósitos ricos em matéria orgânica, presentes em diversos vales da região. Além disso, foi possível identificar as condições climáticas em que se iniciou a gênese dos depósitos, sem, no entanto, avançar nas interpretações paleoambientais e suas relações com os sedimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKLAS Jr. R.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do Município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. Revista UnG – **Geociências**, n. 6, n. 8, p. 64-78, 2003.

ALKMIN, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M., CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.7, p.349-364, 1977.

ALMEIDA-ABREU, P. A.; PFLUG, R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Zbl. Geol. Paläont**., Teil I, H. 1/2: 21-44, 1994.

ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 1-18, 1995.

ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 1-14, 2002.

ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.

ANTON, L.; VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTIN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, vol. 2006, p. 250-261, 2014.

ANTONELI, V; THOMAZ, E. L. Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga-PR. **Revista Caminhos da Geografia**, Uberlândia, vol. 8, n. 21, p. 46-58, 2007.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Diamantina. **Anais do VIII**... Diamantina, Boletim 13, p. 3-4, 1995.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Mudanças Climáticas no Pleistoceno Superior no Sudeste Brasileiro: resultados preliminares a partir de datações de C14. In: Congresso Argentino do Cuaternário y Geomorfologia, 4, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 12, Reunión sobre el Cuaternário de América del Sur, 2, 2009. **Anais do IV**... p. 117-123, 2009.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 50-69, 2011.

ÁVILA, F. F.; CARVALHO, V. L. M. Morfogênese, pedogênese e etchplanação: análise integrada dos aspectos geoquímicos, mineralógicos e micromorfológicas dos solos de uma topossequência na Depressão de Gouveia – Serra do Espinhaço - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, P. 223-233, 2012.

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, p. 1369-1385, 2005.

BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Caracterização geomorfológica com apoio de índices morfométricos: o estudo de caso da bacia do rio Guruji. **Cadernos do Logepa**, v. 6, n. 1, p. 1-24, 2011.

BARROS, L. F. P. **Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 110 f. Dissertação de Mestrado. 2011.

BARROS, L. F. P.; COE, H. H. G.; SEIXAS, A. P.; MAGALHÃES JR., 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**, 67:71-88, 2016.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR. Eventos sedimentares e evolução morfodinâmica do vale do rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 3, 2012.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Quaternary alluvial sedimentation in the Conceição river valley, southeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 43(3):535-554, 2013.

BEESON, H. W.; MCCOY, S. W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth and Planetary Science Letters**, vol. 475, p. 34-43, 2017.

BENITES, V. de M., CAIAFA, A. N., MENDONÇA, E. de S., SCHAEFER, C. E., KER, J. C. Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. **Floresta e Ambiente**, v. 10, p. 76-85, 2003.

BENITES, V. de M., SCHAEFER, C. E. G. R., SIMAS, F. N. B., SANTOS, H. G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 30, p. 569-577, 2007.

BERTOLINI, W. Z. **A alta bacia do Rio Piranga: estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo**. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas/USP, 205f., 2015.

BEYLICH, A. A.; POP, O. T. Edição especial "Impulsionadores de índices de desnudização, fluxos de fonte a pia e orçamentos sedimentares". **Geomorpholoy**, v. 334, p. 58-59, 2019.

BISCHOP, 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, 492p. 2003.

BRIDGLAND, D., WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, p. 285–315, 2008.

BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES JUNIOR, 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.

BULL, W. B. **Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology**. Blackwell Publishing, 316 p, 2007.

BURBANK D. W.; ANDERSON R. S. 2011. **Tectonic Geomorphology**. John Wiley & Sons, 454 p

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão são Pedro – Paraná. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2012.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão são Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2012.

CARVALHO, A.; MAGALHÃES JR., 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.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Londres; Routledge, 2008. 234 p.

CHAVES, A. O.; COELHO, R. M. Petrografia, geoquímica e geocronologia do leucogranito peraluminoso do Complexo de Gouveia-MG. **Geonomos**, v. 21, n. 2, p. 1-12, 2013.

CHEREM, L. F. S., RAMOS, V. D. V., LOPES, F. W. A., MACEDO, D. R., MAGALHÃES JR., A. P., SALGADO, A. A. R. Níveis e Sequências Deposicionais Fluviais no Médio e Baixo Vale do Ribeirão do Caraça – borda oriental do Quadrilátero Ferrífero/MG. In: Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 2, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, 2008, Belo Horizonte. **Anais**... Belo Horizonte: UFMG, 2008. 1 CD-ROM.

CHEREM, L. F. S. **Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio das Velhas – MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado, 111f, 2008.

CHEREM, L. F. S.; SILVA, G. B.; ZANCOPÉ, M. H. C.; ROSA, L. E. Controle litoestrutural na morfologia holocênica de planície e canal no alto curso do rio Meia Ponte (Goiás). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 837-847, 2018.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **US. Geological Survey Professional Paper**, vol. 500-B, p. 1-10, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgar Blücher, 236p., 1999.

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 186p., 1980.

CORDEIRO, J. S.; KNAUER, L. G.; COSTA, R. D.; PIUZANA, D.; MAGALHÃES, J. T. R. A análise da deformação finita em rochas metassedimentares da região da Serra da Matriculada, município de Datas (MG), Serra do Espinhaço Meridional. **Geonomos**, v. 6, n. 1, p. 1-10, 2008.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G. DA; MELLO, J.S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semi-árido nordestino. **Mercator**, v. 7, p. 99-125, 2008.

COTA, G. E. M.; MAGALHÃES JR., 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.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura geoquímica de unidades coluviais da Bacia do Córrego do rio Grande – Depressão de Gouveia/MG**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 137p., 2006.

CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C.; MENEZES, M. L. N.; CARVALHO, V. L. M. Morfopedogênese em solos desenvolvidos em unidades coluviais na Depressão de Gouveia/MG. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia. **Anais do VI**... Goiânia, 2006.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geogr. J**., vol. 14, p. 481–504, 1899.

DULLER, G. A. T. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. Chichester: **Journal of Quaternary Science**, 19:183-192, 2004.

DUSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, p. 19-26, 1995.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 212p. 1997.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Viçosa: EMBRAPA-CNPS/SBCS, 100p, 2005.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 306p. 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. C. SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, Rio Claro, v. 25, p. 290-319, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C. SAAD, GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; MORALES, N.; STEVAUX, J. C.; SANTONI, G. C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio-morfométricos e de registros paleossismológicos. **Geociências**, Rio Claro, v. 28, n. 4, p. 345- 362, 2009.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neo-quaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C., **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese (Doutorado em Geociências), 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C.; MORALES, N. Análise fluviomorfométrica do Rio Corumbataí (SP) ‑ implicações morfotectônicas vinculadas à migração de *nickpoint*. **Revista Universidade Guarulhos Geociências**, Guarulhos, SP, v. 10, n. 1, p. 74-94, 2011.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão – RDE na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FERREIRA, A. O. **Mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional/MG)**. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 138p. (Dissertação de Mestrado), 2002.

FERREIRA, G. A.; FERREIRA, V. O.; BRITO, J. L. S. Fisiografia da sub-bacia do Rio das Pedras, em Uberlândia e Tupaciguara/MG: subsídios para gestão de recursos naturais. **Caminhos de Geografia**, vol. 14, n. 45, p. 81-89, 2013.

FIGUEIREDO FILHO, W. F. A.; OLIVEIRA, F. S.; BARROS, L. F. P.; MACHADO, H. A.; MAGALHÃES JR., A. P. O papel da dinâmica do relevo na evolução de couraças no vale do rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero – MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 201-2016, 2019.

FIRMINO, I. G. Identificação de anomalias de drenagem na bacia do rio do Sabão (PR) por meio do índice RDE e do fator de simetria topográfica transversal (FSTT). **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 33, número especial, p. 61-73, 2015.

FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (Org). **Geomorfologia**: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 318 p., 2008.

FOGAÇA, A. C. C. Geologia da Folha Diamantina. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM** (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1575-1665, 1997.

FRANKEL, K. L.; PAZZAGLIA, F. J.; VAUGHN, J. D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. **Geological Society of America Bulletin**; v. 119, n. ¾, p. 476-486, 2007.

FUJITA, R. H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos**. Maringá: Programa de Pós-Graduação em Geografia/Universidade Estadual de Maringá, Dissertação (Mestrado em Geografia). 118 f. 2009.

GAMA-JUNIOR, E. Concepções estratigráfica em análise de bacias: C) A estratigrafia genética. **Geociências**, São Paulo, n. 8, p. 21-36, 1989.

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 664–672, 1983.

GOREN, L.; WILLETT, S. D.; HERMAN, F.; BRAUN, J. Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. Earth Surface **Processes and Landforms**, vol. 39, p. 522–545, 2014.

GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM** (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1997.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DEWITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2011, Buzios. **Anais do XIII Congresso**..., 2011.

GUEDES, I. C. **Aplicação de análise flúviomorfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio – SP para detecção de deformações neotectônicas**. Guarulhos, Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) ‑ Centro de Pós-graduação e Pesquisa ‑ CEPPE, Universidade Guarulhos, Guarulhos, 114p., 2008.

GUEDES, I. C.; MORALES, N.; ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. Indicações de deformações neotectônicas na bacia do rio Pardo-SP através de análises de parâmetros fluviomorfométricos e de imagens SRTM São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 34, n. 3, p.364-380, 2015

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C. MORALES, N.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UnG – Geociências** v.5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUEDES, I.C. **Análise morfotectônica do Planalto Ocidental Paulista, ao sul do Rio Tietê: indicadores de deformações neotectônicas na fisiografia da paisagem**. 2 v. Tese (Doutorado

em Geologia Regional) ‑ Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2014.

GUERRA, A. J. T. e CUNHA, Sandra B. (Orgs.). **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 372p., 1996.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, vol. 258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Stream-Profile Asalysis and Stream-Gradient Index. **Journal Research U.S. Geology Survey**. Vol. n. 4, 1973

HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. **Geol. Soc. Am. Bull**., vol. 114, p. 1131–1142, 2002.

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). **Tectonic Geomorphology. Proceedings** of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. 1985.

HASBARGEN, L. E.; PAOLA, C. Landscape instability in an experimental drainage basin. **Geology**, vol. 28, p. 1067–1070, 2000.

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores Geomorfopedológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, v. 15, n. 1/2, p. 49-57, 1994.

HORÁK, I., VIDAL-TORRADO, P., SILVA, A.C., PESSENDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 35, 41-52, 2011.

HORTON, R. E. Erosional development of streams their drainage basins: hidrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America, Colorado**, v. 56, p. 275-370, 1945.

HUDSON, P. F.; HOUT, E. V., VERDAASDONK, M. (Re)Development of fluvial islands along the lower Mississippi River over five decades, 1965–2015. **Geomorphology**, v. 331, p. 78-91, 2019.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Nova Iorque: Routledge, 458 p., 2002.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de Geomorfologia**. IBGE, 182p., 2009.

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

JAIN, M., MURRAY, A. S.; BOTTER-JENSEN, L. Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? **Quaternaire**, v. 15, p. 143–157, 2004.

JAMES, L. A. Impacts of pre- vs. postcolonial land use on floodplain sedimentation in temperate North America. **Geomorphology**, v. 331, p. 59-77, 2019.

KASPRAK, A.; BRANSKY, N. D.; SANKEY, J. B.; CASTER, J.; SANKEY, T. T. The effects of topographic surveying technique and data resolution on the detection and interpretation of geomorphic change. **Geomorpholgy**, v. 333, p. 1-15, 2019.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p.147-265, 1956.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K, X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **J. Struct. Geol**. vol. 44, p. 54–75, 2012.

KNAUER L. G. Evolução geológica do Precambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Diss. Mestrado, UNICAMP, 298p., 1990.

KNAUER, L. G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos** v. 15, 81-90, 2007.

KNAUER, L. G.; FOGAÇA, A. A. C. Mapa geológico – Folha Presidente Kubitschek - E.23-Z-A-VI (1:100.000). **CODEMIG**, 2012.

KNAUER, L. G.; GROSSI-SAD, J. H. Geologia da Folha Presidente Kubitschek. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM** (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1901-2055, 1997.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes**. London: Edward Arnold, 218 p., 1984.

KNOX, J. C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. **Annals of the Association of American Geographers**, v.62, p.401-410, 1972.

KOHLER, H. C. A Escala na Análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 21-33, 2001.

KOHLER, H. C. **Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa – MG**. São Paulo: FFLCH/USP, 113p. Tese de Doutorado, 1989

LANA, C. E. **Cartografia integrada de ecossistemas lóticos (fluviais) no alto curso do rio das Velhas – MG**. Ouro Preto: Escola de Minas/DEGEO/UFOP, Dissertação de Mestrado, 175f. 2004.

LEÃO, M. R.; REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; NALINI JR., H. A. Erosão, denudação e evolução do relevo da Média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 113-124, 2012.

LEIGH, D. S.; GRAGSON, T. L.; LEFEBVRE, B. Rapid alluvial sedimentation aided expansion of Moissac during the High Middle Ages along the Tarn River in southern France. **Geomorphology**, v. 331, p. 49-58, 2019.

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

LIAN, O. B.; ROBERTS, R.G. 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. Amsterdan: **Quaternary Science Review**, vol. 25, n. 19/20, p. 2449-2468.

LIMA, F. J. de. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos coluviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha - Ceará**. 2015. 192 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2015

LIMA, F. J.; PAISANI, J. C.; CORREA, A. C. B.; PONTELLI, M. E. Micromorfologia de colúvios em sequencias pedoestratigráfica e litoestratigráfica? O caso das superfícies de Palmas/Água Doce (Sul) e Planalto Sedimentar do Araripe (Nordeste do Brasil). **Revista Brasileira De Geomorfologia**, v. 18, p. 329-348, 2017.

LIMA, W. P. **Princípios de manejo de bacias hidrográficas**. Piracicaba: ESALQ. USP, 1976.

LIMA, W. P.; ZAKIA M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES; R. R.; LEITÃO FILHO; H. F. (Ed.) **Matas ciliares**: conservação e recuperação. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, p. 33-43, 2000.

LOPES, T. C.; MARTINS, M. S.; GÖTZE, J.; LEITE, M. M. As Formações Córrego da Bandeira e Córrego Pereira (Grupo Conselheiro Mata, Supergrupo Espinhaço) na porção noroeste da Serra do Cabral (MG): definição das seções-tipo e contribuição ao estudo de proveniência sedimentar. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 44-57, 2012.

LOPES-SILVA, L.; KNAUER, L. G. Posicionamento Estratigráfico da Formação Bandeirinha na Região de Diamantina, Minas Gerais: Grupo Costa Sena ou Supergrupo Espinhaço? **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 131-151, 2011.

MACEDO, F.L.; PEDRA, W.N.; MELLO JUNIOR, A.V. Caracterização Fisiográfica da Sub-Bacia do Riacho Jacaré – SE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, vol. 3, p.163-169, 2010.

MACHADO, G; PINTO, M. L. C. Morfologia e processos de sedimentação: contribuições ao planejamento do uso da terra no litoral. **Terr@ Plural** (UEPG. Online), v. 11, p. 254-270, 2017.

MAGALHÃES JR, A. P.; CHEREM, L. F. S.; BARROS, L. F. P.; SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in Southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology** (Amsterdam), v. 131, p. 132-155, 2011.

MAGALHÃES JR. A. P. **Evolução da dinâmica fluvial cenozóica do Alto-médio Rio das Velhas na região de Belo Horizonte - MG**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado. 159f. 1993.

MAGALHÃES JR., 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**, p. 3-14, 2012.

MAGALHÃES JR., A. P., CHEREM, L. F. S., BARROS, L. F. P., SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, n. 132, p. 187–194, 2011.

MAGALHÃES JR., 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 JR., A. P.; SOUZA, C. J. O.; MARQUES, M. R.; MOURA, M. T. T.; MOREIRA, P. F.; SILVEIRA, J. S.; VALADÃO, R. C. Modificações no padrão de sedimentação fluvial durante o Quaternário Tardio no Espinhaço Meridional. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. **Anais do XXXVII**... São Paulo, p. 306-307, 1992.

MAIA, L. P.; GASTÃO, F. G. C.; TATUMI, S. H.; LACERDA, L. D. A utilização do método de luminescência opticamente estimulada para a datação de sedimentos de dunas costeiras do Nordeste. **Revista Virtual de Química**, v. 3, n. 2, p. 103-115, 2011.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero – MG. **Geografias**, v. 6, n. 1, p. 118-139.

MARTINS, A.; CUNHA, P. P.; CALDEIRA, B.; BORGES, J.; CARDOSO, A. M. Knickpoints transitórios e perfis relíquia em afluentes dos rios Tejo e Zêrere (Portugal): estimação da incisão fluvial em troços afectados por soerguimento diferencial. In: Congresso Nacional de Geomorfologia, 6. **Anais do VI**... Coimbra (Portugal), p. 45-48, 2013.

MARTINS-NETO, M. A. Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 151-168, 1998.

MENDES, J. B.; FARIA, T. S.; SILVA, J. R.; CASTRO, F. T.; BOSSI, L.; SALGADO, A. A. R. Comparação da carga geoquímica e em suspensão transportada por cursos fluviais que drenam quartzitos e granito-gnaisse na região do Planalto de Diamantina/MG: resultados preliminares. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, p. 190-198, 2010.

MENDES, L. O.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, p. 63-77, 2007.

MENEZES, L. **Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplo para depósitos fluviais da Unidade Açu-3 – Bacia Potiguar**. Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra/UFRN, 111p. Dissertação de Mestrado, 2004.

MENEZES, M. L. N.; CARVALHO, V. L. M.; CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C. Caracterização das formações superficiais em uma vertente do córrego do Quebra – Depressão de Gouveia/MG. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia. **Anais do VI**... Goiânia, 2006.

MESSIAS, R. M.; AMORIM, M. A. F.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; AZEVEDO, P. A. A. Relação entre forma da vertente, cobertura superficial e sítios geomorfológicos na bacia do ribeirão do Chiqueiro, Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Geonomos**, v. 21, n. 2, p. 38-45, 2013.

MESSIAS, R. M.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Níveis deposicionais aluviais no vale do córrego do Rio Grande, Depressão de Gouveia – MG. In: 10º Simpósio Nacional de Geomorfologia, Manaus, 2014. **Anais do 10º Simpósio**... Manaus, 2014.

MEYER, J. L.; WALLACE, J. B. Lost Linkages and Lotic Ecology: Rediscovering Small Streams. In: PRESS, M.C.; HUNTLY, N.J.; LEVIN, S. (Orgs). **Ecology**: Achievement and Challenge. Massachusetts: Blackwell Sciencepp. 295-317, 2001.

MIALL, D. A. Architetural – element analysis: a new metod of facies analys applied to fluvial deposits. **Earth-Scien Reviews**, Amsterdam, v. 22, p. 261-308, 1985.

MISSURA, R.; CORREA, A.C.B. Evidências Geomorfológicas como Ferramentas para a Reconstrução Paleogeográfica na Mantiqueira Ocidental- MG. **Revista de Geografia** (Recife), v. 24, p. 262-278, 2007.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C; TOLEDO, M. C. M. Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – south-eastern Brazil. **Catena**, v.27, p.81-104, 1996.

MOUSINHO, M. R; BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.16/17, p.43- 84, 1965

NEVES, M. A.; MORALES, N.; BORGES, M. S.; EBERT, H. D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiaí (SP). **Revista Brasileira de Geologia**, v. 32, n. 2, p. 167-176, 2003.

NEVES, S. C.; ALMEIDA-ABREU, P. A.; FRAGA, L. M. S. Fisiografia. In: SILVA, A. C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F., ALMEIDA-ABREU, P. A. (Eds.). **Serra do Espinhaço Meridional**: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, p. 47-58, 2005.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE. 1979. 421 p.

OLIVEIRA L. A. F.; MAGALHÃES JR., A. P.; LIMA, L. B. S.; CARVALHO, A. Fatores Condicionantes da Configuração de Fundos de Vale Colmatados na Bacia do Alto-Médio Rio Pomba, leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p.639-657, 2014.

OLIVEIRA, G. S. Estudo de caso: reconstituição de eventos deposicionais fluviais em trecho do ribeirão do Chiqueiro, Gouveia – MG. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 17, Campinas. **Anais do XVII**... Campinas, p. 3087-3097, 2017.

OLIVEIRA, L. A. F. **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**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 217f. Dissertação de Mestrado. 2012.

OLIVEIRA, L. A. F.; CARVALHO, A.; RAPOSO, A. A.; MAGALHAES JR., A. P.. Análise das taxas de turbidez da bacia do rio Itabirito (Quadrilátero Ferrífero-MG) e suas relações com os usos e coberturas do solo da bacia. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2009, Viçosa. **Anais do XIII**... Viçosa: UFV, 2009. v. 01. p. 450-465.

OLIVEIRA, L. A. F.; COTA. G. E. M.; LIMA, L. B. S.; MAGALHÃES JUNIOR., A. P.; CARVALHO, A. Aplicação da luminescência opticamente estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 679-690, 2018.

OLIVETTI, V., GODARD, V., BELLIER, O., ASTER, T. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. **EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS**, 444:179-191, 2016.

PAISANI, J. C; PONTELLI, M. E; OSTERRIETH, M. L; PAISANI, S. D. L; FACHIN, A; GUERRA, S; OLIVEIRA, L. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57-70, 2014.

PATI, P.; VERMA, A. K.; TRAÇO, C.; PATEL, N. K.; GUPTA, A.; SHARMA, V.; JAKHMOLA, R. P.; PARKASH, B.; AWASTH, A. K.; SARAF, A. K. Influence of neotectonism on geomorphology and depositional architecture of the Gandak megafan, middle Ganga plain, India. **Geomorphology**, V. 327, P. 489-503, 2019.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. New York, Elsevier, 2010.

PENTEADO, M. M.; RANZINI, G.. **Relatório de viagem ao Médio Vale do Rio São Francisco**. Geomorfologia, IG/USP, n.40, 44p., 1973.

PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C.; VALLADARES, G. S. Organossolos: Ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A.P. & CARDOSO, E. J., eds. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 4, p. 233-276, 2005.

PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C.; ESPINDOLA, C. R.; RODRIGUES, T. R. I.. Geomorfologia antropogênica: reativação da rede de drenagem e processos erosivos relacionados à construção civil. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6. **Anais do VI**... Goiânia, 2006.

PERILLO, M. **Geologia, petrografia e geoquímica do Maciço Granitoide de Florestal**. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 128p. Dissertação de Mestrado. 1998.

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

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and aluvial streams. **Geomorphology**, v. 102, p. 554-566, 2008.

PONTEVEDRA-POMBAL, X. & MARTINEZ-CORTIZAS, A. Tuberas de Galicia: Processos formativos, distribuición y valor medioambiental. El caso particular de lãs "Serras Septentrionais". **Chioglossa**, 2:103-121, 2004.

PORTO, D. R. **Análise fluviomorfométrica da porção setentrional do Planalto Ocidental Paulista para detecção de possíveis deformações neotectônicas**. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) ‑ Centro de Pós-graduação e Pesquisa ‑ CEPPE, Universidade Guarulhos, Guarulhos, 70 p., 2014.

PORTO, D. R.; PELLEGRINII, P. S.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.. Análise morfotectônica da bacia do rio Aguapeí, planalto ocidental paulista, mediante fluviomorfometria e fotointerpretação. **Geociências**, Rio Claro. v. 32, n. 2, p. 227-246, 2013.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, vol. 39, p. 823–826, 2011.

PRITCHARD, D.; ROBERTS, G. G.; WHITE, N. J.; RICHARD, C. N. Uplift histories from river profiles. **Geophys. Res. Lett**. vol. 36, L24301, 2009.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, V. 76, P. 8-87, 2015.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (BRASIL). **Normais climatológicas do Brasil**: 1961 - 1990. Ed. rev. ampl. Brasília, DF: INMET, 465 p., 2009.

RAPOSO, A. A., OLIVEIRA, L. F., MAGALHÃES JR., A. P., CHEREM, L. F. S.. Níveis e sequências deposicionais do vale do ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 2, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, Belo Horizonte. **Anais**... v. 1, p. 110-120, 2008.

RAPOSO, A. A.; BARROS, L. F. P.; MAGALHAES JR., A. P. O uso de taxas de turbidez da bacia do alto rio das Velhas Quadrilátero Ferrífero/MG como indicador de pressões humanas e erosão acelerada. **Revista de Geografia** (Recife) , v. espec, p. 31-45, 2010.

REINHARDT, L.; ELLIS, M. A. The emergence of topographic steady state in a perpetually dynamic self-organized critical landscape. **Water Resourses Research**, vol. 51, p. 4986–5003, 2015.

RENGER, F. E.; KNAUER, L. G. Espinhaço – Quo vadis? A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. Geonomos, vol. 3, n. 1, p. 31-39, 1995.

REZENDE, E. A. **O papel da dinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do Rio Grande, sudeste brasileiro**. Tese de doutorado. Ouro Preto, UFOP/DEGEO, 194 f. 2018.

REZENDE, E. A.; LEÃO, M. R.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, C. K. R.; NALINI JR., H. A. A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do Médio Espinhaço Meridional – MG. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 22, n. 3, p. 503-514, 2010.

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

ROCHA, L. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FONSECA, B. M.; AULER, L. M. L. A.; FRANCO, M. B. Desnudação geoquímica e seu papel na modelagem do relevo da Serra do Espinhaço Meridional. VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, III Encontro Latino Americano de Geomorfologia, I Encontro Íbero Americano de Geomorfologia, I Encontro Íbero Americano do Quaternário, 2010, Recife. **Anais do VIII**... 2010.

ROCHA, L. C.; AVILA, F. F.; FIGUEIREDO, A. C.; SILVA, S. M.; MAGALHÃES JR. A. P.; SALGADO, A. A. R. Dinâmica fluvial, identificação e caracterização de terraços fluviais no médio curso do rio Paraúna, Gouveia - MG. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 2, 2008, Belo Horizonte. **Anais do VII**... Belo Horizonte: UFMG, v. 1, p. 5-215, 2008.

ROCHA, L. C.; COSTA, R. D.; FONSECA, B. M. Identificação e descrição de terraço fluvial e determinação de paleotensões na bacia do córrego Gameleira, Espinhaço Meridional, Gouveia - MG. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, 13, 2009, Viçosa - MG. **Anais do XIII**... Viçosa- MG: Universidade Federal de Viçosa, v. 01. p. 01-342, 2009.

ROMANO, A.W., BERTRAND, J.M., MICHARD, A., ZIMMERMANN. J. L. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inferieur (orogenèse transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du Quadrilatère Ferrifère (Minas Gerais, Brésil). C. R. **Acad. Sci. Paris**, vol. 313, n. II, p. 1195-1200, 1991.

RUBIN, J. C. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO**. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1999.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A. **Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais – tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. Belo Horizonte: UFMG, 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) - IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1998.

SAADI, A.; VALADÃO, R. C. O Cenozoico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional – 1ª Síntese. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1., 1987, Porto Alegre/RS. **Anais do I**... Porto Alegre/RS: UFRGS/ABEQUA, p. 393-407, 1987.

SAFRAN, E.B., BIERMAN, P.R., AALTO, R., DUNNE, T., WHIPPLE, K.X., CAFFEE, M. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 30, p. 1007–1024, 2005.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.4, p.469-478, 2004.

SALGADO, A. A. R.; VALADÃO, R. C. Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional – MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, p. 31-40, 2003.

SALGADO, A. A. R.; VALADÃO, R. C. Fatores controladores dos processos desnudacionais geoquímicos no Espinhaço Meridional (Depressão de Gouveia, MG). **Geonomos**, v. 13, n. 1,2, p. 51-57, 2005.

SALGADO, A. R. R.; CHEREM, L. F. S.; SORDI, M. V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, 19, APEQ, Braga, pp. 23-31, 2018.

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.

SANTOS, A. M.; ALVES, C. F. C.; GAMA, R. G.; FERRACINI, M. M.; PERRELLA, M. C. V.; CARVALHO, N. O.; CELER, A. Densidade de drenagem da bacia incremental do reservatório de Porto Primavera, rio Paraná (SP/MS): perspectiva de sua adoção como indicador de produção de sedimentos das bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 33-44, 2005.

SANTOS, G. B.. **Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG**: Paleoníveis Deposicionais e a Dinâmica erosiva e deposicional atual. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado, 130f, 2008.

SANTOS, G. B.; MAGALHAES JUNIOR, 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, p. 73-84, 2009.

SANTOS, L. F. F.; GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C. Análise neotectônica do Pontal do Paranapanema (SP) mediante aplicação de parâmetros fluviomorfométricos. **Geociências**, Rio Claro, v. 30, n.4, p. 491-507, 2011.

SANTOS, T. A.; REZENDE, E. A.; DINIZ, R. F. Dinâmica fluvial quaternária do alto curso do Córrego Trombador, Gouveia - MG. Simpósio Nacional de Geomorfologia, 8, Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 3, Encontro Ibero-Americano de Geomorfologia, 1, Encontro Ibero-Americano do Quaternário, 1, 2010, Recife. **Anais do VIII**... 2010.

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. In: KELLER, E. A.; PINTER, N. (Coord). **Active tectonics: studies in geophysics**. Washington: National Academy Press, p. 80-93, 1986.

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

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan Arc as indicator of active tectonics. **Tectonophysics**, vol. 92, p. 335-367, 1983.

SEIDL, M. A., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W., HUDSON, G. B., DIETRICH, W. E. Cosmogenic Isotope Analyses Applied to River Longitudinal Profile Evolution: Problems and Interpretations. **Earth Surface Processes and Landforms**, 22(3):195-209, 1997.

SILVA, A. C. Solos. In: SILVA, A.C., PEDREIRA, L. C. V. S. F., ALMEIDA-ABREU, P. A. (Eds.). **Serra Do Espinhaço Meridional**: Paisagens e Ambientes. O Lutador, Belo Horizonte, p. 61–77, 2005.

SILVA, A. C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA ABREU, P. A. **Serra do Espinhaço Meridional**: Paisagens e ambientes. Belo Horizonte: O Lutador, 272p, 2005.

SILVA, E. de B., SILVA, A. C., GRAZZIOTTI, P. H., FARNEZI, M. M. de M., FERREIRA, C. A., COSTA, H. A. O., HORAK, I. Comparação de métodos para estimar a acidez potencial mediante determinação do pH SMP em organossolos da Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 32, p. 2007-2013, 2008.

SILVA, R. R. As bacias proterozoica do espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de sequências. **Geonomos**, v. 6, n. 1, p. 1-12, 1998.

SILVA, T. M.; MONTEIRO, H. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ, vol. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, p. 107-126, 2018.

SOUZA, D. H.; HACKSPACHER, P C.; TIRITAN, C. D.; RIBEIO, L. F. B.; CAMPANI, M. M. Aplicação de ánalise morfométrica - relação declividade vs. extensão e perfil longitudinal das drenagens - na bacia do ribeirão das Antas para detecção de deformações neotectônicas no planalto de Poços de Caldas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 114-127, 2010.

SPANGHERO, P. E. S. F.; MELIANI, P. F.; MENDES, J. S. Mapeamento hidrográfico de detalhe e análise morfométrica comparativa das bacias dos rios Tijuípe e Tijuipinho, litoral sul da Bahia. **Caminhos de Geografia**, v. 16, n. 53, p. 101-117, 2015.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. **Geol Soc Amer Bull** 63, 1117–1141, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions: American Geophysical Union**. vol. 38. p. 913-920, 1957.

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**. New York, 537p, 1991.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TAYLOR, P. N. Evolução policíclica arqueana dos complexos arqueanos da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em evidências de Sr, Pb e Nd. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. **Anais do 38º**... Balneário Camboriú-SC, v. 1, p. 71-72, 1994.

THORNDYCRAFT, V. R., BENITO, G., GREGORY, K. J.. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. **Geomorphology**, v. 98, p. 2-12, 2008.

TORES, F. T. P.; MARQUES NETO, R.; MENEZES, S. O. **Introdução à Geomorfologia**. São Paulo: Cengage Learning, 322p., 2012.

TUCKER, G.; SLINGERLAND, R. Drainage basin responses to climate change. **Water Resourses Research**, Vol. 33, p. 2031–2047, 1997.

TURCQ, B.; SUGUIO, K; SOUBIES, F.; SERVANT, M.; PRESSINOT, M. M. N. Alguns terraços fluviais do sudeste e centro-oeste brasileiro datados por radiocarbono: possíveis significados paleoclimáticos. In: Congresso da Abequa, I, Porto Alegre, 1987. **Anais**... Abequa; UFRGS, p. 379-392, 1987.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALADÃO, R. C., SILVEIRA, J. S.. Estratigrafia Quaternária e evolução do Relevo no Complexo do Bação, Dado Preliminares. In: Simpósio de Geologia De Minas Gerais, 6, **Anais**... Revista Escola de Minas, Ouro Preto, v. 45, n. 01-02, p. 85-87, 1992.

VALADÃO, R. C.; SILVEIRA, J. S.; SIMÕES, P. M. L.; SANTOS, P. R. O.; OLIVEIRA, C. V.; CARVALHO, V. L. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Geomorfogênese da borda de uma faixa

móvel neoproterozóica: o atual Planalto do Espinho Meridional. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 9, 2012, Rio de Janeiro. **Anais do IX**... Rio de Janeiro - RJ: UFRJ, 2012.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, vol. 343, 1248765, 2014.

ZANCOPE, M. H. C.; PEREZ-FILHO, A.; CARPI, J. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi-Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 10, n. 1, p. 31-42, 2009.

APÊNDICE

Apêndice 1: Coordenadas geográficas dos pontos onde foram identificados e descritos os níveis deposicionais.

CURSO FLUVIAL	PONTO	NÍVEL DEPOSICIONAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
			LONGITUDE	LATITUDE
Rio Paraúna	PA01	PI	43º 34' 14,203" W	18º 41' 16,184" S
	PA02	A	43º 36' 4,032" W	18º 41' 5,156" S
	PA03	PI, N1	43º 39' 8,959" W	18º 39' 52,389" S
	PA04	A	43º 40' 5,559" W	18º 39' 39,370" S
	PA05	N5	43º 40' 20,727" W	18º 39' 18,990" S
	PA06	N5	43º 41' 56,436" W	18º 38' 39,036" S
	PA07	N4	43º 43' 38,141" W	18º 38' 20,025" S
	PA08	N2	43º 43' 39,899" W	18º 38' 15,629" S
	PA09	N3	43º 43' 56,443" W	18º 37' 31,097" S
	PA10	N3	43º 45' 20,980" W	18º 38' 1,387" S
	PA11	PI	43º 45' 10,729" W	18º 38' 8,723" S
	PA12	N2	43º 45' 18,563" W	18º 38' 33,980" S
	PA13	N2	43º 48' 9,415" W	18º 37' 1,488" S
Ribeirão Congonhas	CO01	N2	43º 41' 17,385" W	18º 53' 28,928" S
	CO02	PI	43º 41' 19,613" W	18º 53' 20,205" S
	CO03	PI	43º 40' 52,229" W	18º 53' 10,192" S
	CO04	N1	43º 40' 51,426" W	18º 52' 8,019" S
	CO05	PI	43º 40' 44,032" W	18º 51' 59,705" S
	CO06	PI	43º 41' 21,436" W	18º 50' 56,770" S
	CO07	N2	43º 41' 10,577" W	18º 50' 52,619" S
	CO08	PI	43º 41' 45,743" W	18º 50' 21,708" S
	CO09	N2	43º 42' 24,985" W	18º 48' 1,413" S
	CO10	N4	43º 44' 24,718" W	18º 46' 23,539" S
	CO11	PI	43º 45' 14,681" W	18º 45' 28,469" S
	CO12	N3	43º 45' 6,106" W	18º 45' 21,743" S
	CO13	N2	43º 45' 45,857" W	18º 44' 26,888" S
	CO14	N3	43º 45' 52,199" W	18º 43' 54,889" S
	CO15	N2	43º 46' 29,549" W	18º 40' 53,852" S
	CO16	N4	43º 46' 33,451" W	18º 40' 31,552" S
	CO17	PI	43º 47' 36,574" W	18º 39' 26,918" S
	CO18	N2	43º 47' 32,938" W	18º 39' 21,453" S
Ribeirão Palmital	PL01	N2	43º 40' 4,493" W	18º 30' 19,479" S
	PL02	PI	43º 39' 58,637" W	18º 30' 20,306" S
	PL03	PI	43º 39' 41,131" W	18º 30' 30,016" S
	PL04	N1	43º 38' 26,008" W	18º 31' 24,632" S
	PL05	N2	43º 38' 23,017" W	18º 35' 32,874" S
Ribeirão do Chiqueiro	CH01	N4	43º 44' 10,818" W	18º 24' 16,765" S
	CH02	N1	43º 44' 12,076" W	18º 24' 20,752" S
	CH03	N2	43º 44' 10,161" W	18º 24' 18,976" S
	CH04	N1, N2, N3	43º 43' 58,828" W	18º 24' 29,614" S
	CH05	N3	43º 44' 5,145" W	18º 24' 34,698" S
	CH06	N4	43º 44' 57,510" W	18º 26' 15,561" S
	CH07	PI, N1, N2	43º 44' 55,192" W	18º 26' 23,947" S
	CH08	N3	43º 45' 9,460" W	18º 27' 12,469" S
	CH09	PI, N1, N2, N3	43º 45' 35,918" W	18º 28' 44,730" S
	CH10	PI, N5	43º 45' 26,891" W	18º 33' 55,329" S
Córrego Rio Grande	RG01	N6	43º 47' 17,842" W	18º 23' 52,235" S
	RG02	N6	43º 46' 43,459" W	18º 24' 57,321" S
	RG03	PI, N1, N2	43º 46' 43,218" W	18º 25' 9,095" S
	RG04	PI, N1, N2	43º 46' 38,472" W	18º 25' 9,639" S
	RG05	N4	43º 46' 15,029" W	18º 25' 36,991" S
	RG06	N4	43º 46' 14,299" W	18º 25' 42,713" S

	RG07	PI, N1, N2	43º 46' 1,610" W	18º 25' 50,521" S
	RG08	N4	43º 46' 8,582" W	18º 25' 49,308" S
	RG09	N2	43º 46' 4,329" W	18º 25' 52,821" S
	RG10	N3	43º 45' 48,819" W	18º 27' 28,042" S
Ribeirão da Areia	AR01	PI, N1, N2	43º 47' 27,232" W	18º 30' 24,562" S
	AR02	N3	43º 47' 19,183" W	18º 30' 24,243" S
	AR03	N4	43º 47' 35,825" W	18º 31' 55,508" S
	AR04	N3	43º 47' 19,979" W	18º 31' 57,783" S
Córrego do Tigre	TI01	N5	43º 48' 24,086" W	18º 33' 48,711" S
	TI02	PI, N1	43º 48' 27,558" W	18º 33' 54,597" S
	TI03	N4	43º 48' 3,200" W	18º 34' 6,745" S
	TI04	N3	43º 47' 39,379" W	18º 34' 37,913" S
Ribeirão Datas	DA01	N2	43º 38' 45,201" W	18º 25' 12,049" S
	DA02	BARRA LATERAL	43º 38' 42,639" W	18º 25' 13,945" S
	DA03	N2	43º 39' 1,195" W	18º 26' 48,699" S
	DA04	PI	43º 39' 11,502" W	18º 26' 39,838" S
	DA05	N1	43º 39' 46,697" W	18º 26' 55,836" S
	DA06	N1, N2	43º 43' 59,661" W	18º 30' 4,869" S
	DA07	N2	43º 44' 3,459" W	18º 30' 5,500" S
	DA08	PI, N1	43º 44' 37,076" W	18º 30' 46,596" S
	DA09	PI, N1	43º 44' 37,181" W	18º 30' 47,012" S
Córrego da Sepultura	SE01	PI, N1, N2	43º 51' 4,505" W	18º 35' 20,555" S
	SE02	N2	43º 49' 56,246" W	18º 36' 27,008" S
	SE03	N3	43º 49' 54,024" W	18º 36' 27,152" S
Córrego da Contagem	CT01	PI, N1	43º 53' 24,842" W	18º 35' 38,084" S
	CT02	PI, N1	43º 53' 25,485" W	18º 35' 36,522" S
	CT03	PI, N1	43º 53' 11,622" W	18º 36' 15,075" S
	CT04	PI, N1	43º 53' 14,569" W	18º 36' 34,685" S
	CT05	PI, N1	43º 53' 16,953" W	18º 36' 34,797" S

Apêndice 2: Ficha de campo para descrição dos perfis dos níveis deposicionais.

