

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS

MÁRIO TEIXEIRA RODRIGUES BRAGANÇA

Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o *graben* holocênico do baixo
Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional

Versão corrigida

São Paulo
2022

MÁRIO TEIXEIRA RODRIGUES BRAGANÇA

Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o *graben* holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional

Tese apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Doutor em Ciências

Área de Concentração: Geografia Física

Orientadora: Prof^a Dra Déborah de Oliveira

Coorientador: Prof. Dr. Luiz Fernando de Paula Barros

Versão corrigida

São Paulo
2022

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

B813m

Bragança, Mario Teixeira Rodrigues

Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o *graben* holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional / Mario Teixeira Rodrigues Bragança; orientadora Déborah de Oliveira - São Paulo, 2021. 251 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Geografia. 2. Geografia Física. 3. Geomorfologia. 4. Geomorfologia Estrutural. 5. Morfotectônica. I. Oliveira, Déborah de, orient. II.

Título.

ENTREGA DO EXEMPLAR CORRIGIDO DA DISSERTAÇÃO/TESE
Termo de Anuência do (a) orientador (a)

Nome do (a) aluno (a): Mário Teixeira Rodrigues Bragança

Data da defesa: 04/02/2022

Nome do Prof. (a) orientador (a): Déborah de Oliveira

Nos termos da legislação vigente, declaro **ESTAR CIENTE** do conteúdo deste **EXEMPLAR CORRIGIDO** elaborado em atenção às sugestões dos membros da comissão Julgadora na sessão de defesa do trabalho, manifestando-me **plenamente favorável** ao seu encaminhamento ao Sistema Janus e publicação no **Portal Digital de Teses da USP**.

São Paulo, 01/04/2022



(Assinatura do (a) orientador (a))

BRAGANÇA, M.T.R Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o *graben* holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

Aprovado em: _____/_____/_____

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Cleide Rodrigues

Instituição: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo

Julgamento: _____

Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior

Instituição: Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

Julgamento: _____

Prof. Dr. António Alberto Teixeira Gomes

Instituição: Faculdade de Letras, Universidade do Porto

Julgamento: _____

Dedico este trabalho à minha família, com admiração e gratidão por sua compreensão, carinho, entusiasmo e incansável apoio, mesmo nos momentos de ausência que a tarefa impôs.

AGRADECIMENTOS

À Profa Déborah, pela acolhida e pela convivência ao longo de mais de uma década; nestes anos de convivência, muito me ensinou e contribuiu para meu amadurecimento científico e intelectual.

Ao Prof. Luiz, pela atenção, otimismo e apoio incondicional durante o processo de definição da pesquisa e ao longo de todo o seu desenvolvimento, com objetividade, segurança e paciência.

À Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de realização do curso de Doutorado e apoio acadêmico, administrativo e institucional, na figura da Secretária da Pós-Graduação Regina Celi Sant'Ana.

À Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, na figura de seus coordenadores, ex-coordenadores e de sua Secretária Cida.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, pelo acesso ao *Banco Nacional de Dados Gravimétricos*.

Aos professores Allaoua Saadi e Ricardo Diniz da Costa, pela discussão das ideias preliminares e valiosas sugestões e contribuições.

Ao Prof. Alberto Gomes, pela recepção, sempre cordial, no Porto.

Aos geólogos Carlos Victor e Rafael Modesto, pelo apoio nos temas da geologia.

Ao amigo Ailton que, mesmo distante, sempre trouxe uma palavra de incentivo

Ao amigo João Maurício, companheiro de pizza.

Ao colega Victor Baêta, pelo suporte no trabalho de mapeamento das anomalias de drenagem.

Aos professores, colegas das Escolas Clóvis Salgado e Maria José Campos com quem tive a oportunidade de compartilhar minhas angústias, ansiedades e expectativas em relação ao curso de Doutorado.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro concedido através do Processo nº. 409944/2016-5.

A todas as pessoas e instituições, meus sinceros agradecimentos.

-

“Studies of recent tectonic movements show that the earth’s crust undergoes deformations practically everywhere. There is hardly an area that does not experience movements – young, contemporary of varying degrees of intensity” (GORSHKOV; YAKUSHOVA, 1967; p. 429).

RESUMO

BRAGANÇA, M.T.R. **Morfoestrutura e Morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o graben holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional.** Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

Esta tese apresenta os resultados das investigações desenvolvidas com o objetivo de caracterizar a dinâmica morfotectônica Plio-Quaternária no Noroeste do Estado de Minas Gerais, Sudeste do Brasil, em busca de evidências que sustentem a hipótese de atividade neotectônica nas proximidades do contato entre o Cráton Brasileiro do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília. As bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucua delimitaram a área de estudo; localmente, a pesquisa se concentrou na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo. O método morfotectônico orientou a investigação que se baseou na análise e interpretação de mapas geológicos, hipsométricos e hidrológicos, no mapeamento, análise e interpretação de lineamentos crustais, falhas, fraturas e anomalias de drenagem, no cálculo de índices morfométricos e geomórficos e em extensivo trabalho de campo. Dados básicos compilados da literatura, processados a partir de modelos digitais de elevação e imagens de satélite e coletados em campo foram organizados em mapas, convertidos em um arquivo shapefile e integrados no Qgis. Por este método, foi possível construir um marco morfoestrutural e morfotectônico regional, baseado na correlação entre informação litoestratigráfica, arranjo estrutural e elementos hidrogeomorfológicos. Duas características estruturais principais foram identificadas, compreendendo subconjuntos geodinâmicos e morfodinâmicos: primeiro, entidades tectônicas regionais ativas no longo prazo: os altos estruturais do Alto Paranaíba e Paracatu, a Flexura de Goiânia, o graben mesozóico de Abaeté, o episódio magmático da Mata da Corda e as intrusões alcalinas e alcalinas-carbonatíticas. Em segundo lugar, discordâncias cruzando as coberturas cratônicas rasas e delgadas do Mesoneoproterozoico e do Cretáceo. Essas fraturas se correlacionam bem com linhas de fraqueza crustal do evento tectônico Brasileiro e são cruzadas por outras, de direção oblíqua e perpendicular, associadas ao evento tectônico Cenozoico. O primeiro conjunto é representado pelas fraturas e falhas inversas do Pré-cambriano, orientadas preferencialmente NNW-SSE, que colocam em contato tectônico as formações rochosas do próprio Grupo Bambuí entre si e essas com as rochas da Faixa Brasília. O conjunto mais jovem compreende lineamentos orientados preferencialmente SW-NE, relacionados a fraturas de pequeno deslocamento vertical, inferidas a partir da rede de drenagem. Depósitos aluviais do Pleistoceno Superior e Holoceno compostos por fácies conglomerática inferior, apoiada sobre a rocha intemperizada, e fácies arenosa e silto-arenosa

superior, formam um terraço elevado, na forma de um patamar, alçado até 50 m acima da drenagem atual; o escoamento ativo de detritos provenientes das margens dos tributários e os sistemas de leques aluviais recobrem extensivamente a planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo. Relevos jovens, tais como escarpas de falhas, meandros comprimidos, cotovelos de drenagem, canais entrincheirados e indícios de pirataria fluvial, localizados nas áreas com maior densidade de lineamentos, fornecem várias evidências que delineiam uma paisagem geomorfológica de natureza morfotectônica. Além disso, outras evidências geomorfológicas, sedimentológicas e estruturais suportam fortemente a hipótese de uma drenagem desviada sobre o interflúvio Sul da bacia do Ribeirão Cotovelo, atestando a recente dinâmica morfotectônica associada à existência de um *graben* holecênico. No Noroeste de Minas Gerais, o clima regional se tornou mais úmido e frio entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno, o que contribuiu para a instalação da savana tropical. Essa alteração na paisagem teve reflexos diretos na dinâmica hidrogeomorfológica.

Palavras-chave: Geografia. Geografia Física. Geomorfologia. Geomorfologia Estrutural.

ABSTRACT

BRAGANÇA, M.T.R. **Morphostructure and Morphotectonics in the Northwestern Minas Gerais State: the Holocene *graben* of the Cotovelo River low valley, and its regional hydrogeomorphological framework.** Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

This dissertation presents the results of investigations developed aiming to characterize the Plio-Quaternary morphotectonic dynamics in the Northwestern Minas Gerais State, Southeastern Brazil, searching for evidences that support the hypothesis of neotectonic activity nearby the contact between the São Francisco Brasileiro Craton and the Brasília Mobile Belt. The Paracatu and Urucua Rivers hydrological catchments delimited the study area; locally, the research focused on the Cotovelo River hydrological sub-catchment. The morphotectonic method guided the inquiry, that was based on the analysis and interpretation of geologic, hypsometric, and hydrological maps, in the mapping, analysis and interpretation of crustal lineaments, faults and fractures, and drainage anomalies, in the computation of morphometric and geomorphic indices, and in far-reaching fieldwork. Basic data compiled from literature, processed from digital elevation models and satellite images, and gathered in the field were arranged in maps, converted into a shapefile, and integrated in Qgis. By this method, it was possible to build a regional morphostructural and morphotectonic framework, based on the correlation between lithostratigraphic information, structural framework, and hydrogeomorphological elements. Two major structural features were identified, comprising geodynamics and morphodynamic subsets: first, long-term active regional tectonic entities: the structural highs of Alto Paranaíba and Paracatu, the Flexure of Goiania, the Abaeté Mesozoic *graben*, the Mata da Corda magmatic episode, and the alkaline and alkaline-carbonatite intrusions. Second, shallow and thin-cratonic unconformities crossing Mesoproterozoic and Cretaceous coverages. These fractures correlate well to weaker crustal lines, from the Brasileiro tectonic event, which are traversed by another structural direction, oblique and perpendicular, associated to the Cenozoic tectonic event. The former set is represented by the Precambrian fractures and reverse faults, oriented preferably NNW-SSE, which put in tectonic contact rock formations of the Bambuí Group themselves and those rocks with the Brasília Mobile Belt ones. The younger set comprises lineaments preferably oriented SW-NE, related to fractures of small vertical offset, and inferred from drainage network. Late Pleistocene and Holocene alluvial deposits composed by beneath conglomeratic facies, supported by the weathered rock, and sandy and siltic-sandy superior facies, shape an elevated terrace, a levelled landform, raised up to 50 m above the current drainage; active debris flow at the tributary banks and alluvial fan systems, spread

extensively over the Cotovelo River fluviolacustrine plain. Younger landforms, such as faults scarps, compressed meanders, entrenched channels, elbows, and stream piracy, inside the denser lineament zones, provide several evidences that outline a morphotectonic geomorphological landscape. Furthermore, other geomorphological, sedimentological, and structural evidences robustly support the hypothesis of a diverted drainage over the Southern divide of the Cotovelo River catchment, testifying the recent morphotectonic dynamics associated to the existence of a holocene graben. The regional climate of the Northwestern Minas Gerais State became humid and mild during the Upper Pleistocene and the Holocene, which explain the presence of tropical savannah. These changes in the landscape controls a new hydrogeomorphological dynamics.

Key-words: Geography. Physical Geography. Geomorphology. Structural Geomorphology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ajustes do canal meandrante a situações de soerguimento e subsidência e de acordo com a carga granulometria da carga sedimentar.....	11
Figura 2 - Padrões de drenagem.	11
Figura 3 - Propriedades da rede de drenagem.	12
Figura 4 - Localização e contextualização estrutural da área de estudo.....	16
Figura 5 - Localização das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia e mapa hipsométrico da área de estudo.....	17
Figura 6 - Mapa hipsométrico da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.	18
Figura 7 - Mapa simplificado da geologia regional, com a indicação das principais unidades cronoestratigráficas.....	19
Figura 8 - Coluna estratigráfica simplificada da bacia intracratônica do São Francisco.	20
Figura 9 - Faixa Móvel Brasília.....	21
Figura 10 - Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí, em Minas Gerais.	23
Figura 11 - Coluna estratigráfica das coberturas fanerozoicas da Bacia Sanfranciscana, em Minas Gerais.....	25
Figura 12 - Mapa geológico simplificado da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.....	27
Figura 13 - Elementos estruturais de escala regional, no Noroeste de Minas Gerais.....	30
Figura 14 - Estágios da evolução tectônica Fanerozoica da Bacia Sanfranciscana, mostrando o comportamento diferenciado nas sub-bacias Urucuia e Abaeté.....	32
Figura 15 - Províncias alcalinas do Cretáceo Superior na borda da Bacia do Paraná, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.	36
Figura 16 - Mapa de estruturas da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.	41
Figura 17 – Regiões geomorfológicas e principais unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais.....	43
Figura 18 - Localização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia e da área de ocorrência do Bioma Cerrado em relação aos sistemas oceânico-atmosféricos sinóticos, responsáveis pela dinâmica climática da América do Sul.	50
Figura 19 - Mapa índice das folhas das cartas topográfica e geológica manuseadas no âmbito da pesquisa.....	52
Figura 20 - Contexto tectônico regional, com indicação das principais falhas e lineamentos no contato entre a faixa móvel e o cráton.....	62
Figura 21 - Método de atribuição de ordem aos trechos de canais na bacia hidrográfica.....	65
Figura 22 - Conceito e método para a análise hipsométrica e modelos conceituais de curvas hipsométricas.	67
Figura 23 - Representações de terreno da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.	72
Figura 24 - Mapa de localização dos perfis topográficos na bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo	76
Figura 25 - Localização de terraços descritos e amostrados para datação por Luminescência Oticamente Estimulada.....	79
Figura 26 - Perfis topográficos regionais, mostrando o substrato geológico.	82
Figura 27 - Localização dos perfis topográficos regionais, em relação à falhas e fraturas mapeadas e inferidas.....	83
Figura 28 - Lineamentos mapeados no Oeste do Cráton do São Francisco e Leste da Faixa Móvel Brasília, no Noroeste de Minas Gerais, Distrito Federal e Leste de Goiás. Histogramas polares computados para os lineamentos mapeados.....	89
Figura 29 - Mapa de densidade de lineamentos e quantificação da distribuição espacial relativa.	91

Figura 30 – Correlações entre a drenagem e malha de lineamentos mapeados nas bacias dos Rios Paracatu e Urucuia.	93
Figura 31 - Lineamentos mapeados na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo e anomalias de drenagem correlatas.	95
Figura 32 - Identificação e locação dos transectos dos principais canais das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia.....	97
Figura 33 - Meandros comprimidos, trechos meandantes e drenagens encaixadas, na bacia do Rio Paracatu.....	103
Figura 34 - Meandros comprimidos, trechos meandantes e drenagens encaixadas, na bacia do Rio Urucuia.	107
Figura 35 - Mapa de unidades de relevo da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo. ...	110
Figura 36 - Anomalias de drenagem na escala das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia.	117
Figura 37 - Anomalias de drenagem associadas aos canais de 4ª ordem ou superiores.....	119
Figura 38 - Distribuição espacial de alguns exemplos de curvaturas anômalas e trechos de canais retilíneos.	120
Figura 39 - Localização da sub-bacia do Ribeirão da Conceição.....	124
Figura 40 - Meandros comprimidos na bacia do Rio Urucuia.	126
Figura 41 - Meandros comprimidos na bacia do Rio Paracatu.....	130
Figura 42 - Bacia de sedimentação assimétrica do Ribeirão Cotovelo.	132
Figura 43 - Índícios de capturas, inversões de drenagem e desvios de canais.	136
Figura 45 - Representação espacial do Ribeirão Cotovelo, seu tributários e da densidade de drenagem da sub-bacia hidrográfica. Expressão espacial dos índices geomórficos calculados para o Ribeirão Cotovelo e seus canais e sub-bacias.....	144
Figura 46 - Mapa de escarpas/frentes de montanha avaliadas pelo Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha (<i>Smf</i>) e indicação de canais isolados avaliados pelo Índice Razão entre largura e altura do fundo de vale (<i>Vf-ratio</i>).....	149
Figura 47 - Knickpoints e knickzones ao longo do canal de canais diversos, na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.....	152
Figura 48 – Perfil longitudinal do Ribeirão Cotovelo, e limites de trechos com gradiente inclinado ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinado ($SL/K \geq 10.0$).....	152
Figura 49 – Perfis longitudinais dos Córregos Capivara, Tapioca, Alegre, Cana-brava, Mocambinho, Riachinho, e Trombas, e trechos com gradientes inclinados ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinados ($SL/K \geq 10.0$).....	154
Figura 50 – Perfil longitudinal dos Córregos Terra Vermelha, Morro Redondo, Caiçara, Assapeixe e Forquilha, e indicação de trechos de canal com gradientes inclinado ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinado ($SL/K \geq 10.0$).....	155
Figura 51 – Perfis dos níveis de depósitos em terraços do vale do Ribeirão Cotovelo.....	160
Figura 52 – Localização dos perfis descritos e amostrados para datação por LOE.	163
Figura 53 – Nível de sedimentação atual na planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo em relação aos níveis de terraços Holocênico e Pleistocênico.	165
Figura 54 – Perfil esquemático da planície fluviolacustre embutida nos terraços Holocênicos do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.	167
Figura 55 – Falhas inversas pré-Cambrianas no Noroeste de Minas Gerais.	179
Figura 56 – Mapa de intrusões alcalinas do Brasil continental, mostrando sua correlação espacial com a zona de deformação intraplaca Cretácea e com o percurso da Pluma Mantélica de Trindade.....	181
Figura 57 – Localização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia no contexto das grandes bacias hidrográficas nacionais e localização da Flexura de Goiânia e do Alto Estrutural do Paracatu	183

Figura 58 – Principais feições estruturais existentes no substrato no setor meridional da Bacia Sanfranciscana.	184
Figura 59 – Posição da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo em relação à zona de cisalhamento NNW-SSE.	188
Figura 60 – Mudanças de direção na drenagem, controlada por fraturas e lineamentos, na bacia do Rio Paracatu.	191
Figura 61 – Controle estrutural do arranjo da drenagem, na bacia do Rio Urucua.	192
Figura 62 – Escarpa na vertente leste da Serra do Boqueirão.	197
Figura 63 – Escarpa reafeiçoada na vertente oeste da Serra do Morro Redondo.	197
Figura 64 – Vista panorâmica do vale estrutural dissecado.	198
Figura 65 – Morfoestruturas residuais, unidade de relevo característica da zona de cisalhamento.	199
Figura 66 – Leques aluviais do baixo vale do Cotovelo.	200
Figura 67 – Meandros abandonados e lagos de <i>cut-off</i> no interior da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo.	200
Figura 68 – Planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.	201
Figura 71 – Lagoas efêmeras e áreas de hidromorfismo no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras.	205
Figura 72 – Paleocanal e indicação de desvio do Ribeirão Cotovelo.	206
Figura 73 – Perfil esquemático padrão dos terraços Holocênicos da bacia do Ribeirão Cotovelo.	214
Figura 74 – Esquema da reativação das falhas inversas pré-Cambrianas que levaram à instalação do <i>graben</i> holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo, entre o Pleistoceno Superior e o presente.	215
Figura 75 – Modelo de evolução morfoestrutural e morfotectônica do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, entre o Pleistoceno Superior e o presente.	216

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 1 - Planalto do São Francisco. Vista panorâmica do Chapadão dos Gerais, Buritizeiro (MG).	44
Foto 2 - Depressão do São Francisco. Vista panorâmica a partir da Serra da Maravilha, João Pinheiro (MG).	45
Foto 3 - Planície do Rio Paracatu, vista panorâmica a partir da Serra do Boqueirão; cidade de Brasilândia de Minas (MG), sobre terraços em primeiro plano.	45
Foto 4 - Serras e Cristas. Próximo à cidade de Unaí (MG).	46
Foto 5 - Unidade de relevo morros residuais ou testemunhos.	111
Foto 6 - Unidade de relevo Chapada do Boqueirão.	111
Foto 7 - Unidade de relevo planalto fracamente dissecado.	112
Foto 8 - Unidade de relevo planalto dissecado.	113
Foto 9 - Unidade de relevo escarpa reafeiçoada.	113
Foto 10 - Unidade de relevo vale estrutural dissecado.	114
Foto 11 - Unidade de relevo morfoestruturas residuais.	115
Foto 12 - Unidade de relevo terraços pleistocênicos.	116
Foto 13 - Unidade de relevo planície fluviolacustre.	116
Foto 14 - Nível de sedimentação da planície de inundação.	166
Foto 15 - Fácies de cascalho basal da planície de inundação.	166
Foto 16 - Leito do Ribeirão Cotovelo, no setor intermediário da planície fluviolacustre.	168
Foto 17 - Leito do Ribeirão Cotovelo, no setor intermediário da planície fluviolacustre.	168

Foto 18 - Base do terraço Holocênico no setor intermediário da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo.....	168
Foto 19 - Topo do terraço Holocênico no setor intermediário da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo.....	168
Foto 20 - Terraço Pleistocênico do Rio Paracatu	172
Foto 21 - Detalhe do terraço Pleistocênico do Rio Paracatu	172
Foto 22 - Fácies argilosa no Terraço Pleistocênico do Paracatu.	173
Foto 23 - Fácies arenosa no Terraço Pleistocênico do Paracatu.....	173
Foto 24 - Trincheira do nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 01/02.....	174
Foto 25 - Trincheira do nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 03.....	174
Foto 26 - Terço superior da encosta no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras	175
Foto 27 - Local da descrição do perfil Interflúvio Cotovelo – Pedras 03	175
Foto 28 - Interflúvio Cotovelo – Pedras	176
Foto 29 - Seixos presentes no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras	176
Foto 30 - Interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras.....	176
Foto 31 - Lagoa temporária no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras.....	176
Foto 32 - Fratura pré-Cambriana no leito do Córrego Mocambinho.	187
Foto 33 - <i>Knickpoint</i> no canal do Córrego Alegre	187
Foto 34 - Direções estruturais no substrato do canal do Córrego Mocambinho	189
Foto 35 - Canal do Ribeirão Cotovelo cortando calcarenitos da Formação Serra da Saudade.	198
Foto 36 - Canal do Ribeirão Cotovelo pavimentado por seixos e cascalho com granulometria centimétrica.	198
Foto 37 - Terraço do Córrego Riachinho, típico terraço Pleistocênico da bacia do Ribeirão Cotovelo.	203
Foto 38 - Terraço do Córrego Mangal, tributário do Córrego Assapeixe, típico terraço Holocênico da bacia do Ribeirão Cotovelo.	204

LISTA DE PERFIS TOPOGRÁFICOS

Perfil topográfico 1 - Perfil topográfico da região de Presidente Olegário (MG).....	33
Perfil topográfico 2 - Perfis geológico-geomorfológicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, na direção Oeste-Leste.....	87
Perfil topográfico 3 - Perfis geológico-geomorfológicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, na direção Norte-Sul.....	88
Perfil topográfico 4 - Perfis topográficos da bacia de sedimentação assimétrica do baixo Cotovelo.	133
Perfil topográfico 5 - Perfis topográficos indicando a posição dos pontos de amostragem de sedimentos e suas respectivas idades, em relação à topografia e à posição atual do canal atual do Ribeirão Cotovelo.....	161
Perfil topográfico 6 - Perfis topográficos do Alto Estrutural do Paracatu	183
Perfil topográfico 7 - Perfis topográficos do traçado sugerido do paleovale do Ribeirão Cotovelo, correndo em direção S-SE	207
Perfil topográfico 8 – Perfis topográficos com a indicação esquemática do <i>graben</i> do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.	213

LISTA DE TRANSECTOS

Transecto 1 - Transecto do Rio da Prata, setor de montante.	98
Transecto 2 - Transecto do Rio da Prata, setor de jusante.	98
Transecto 3 - Transecto do Rio Paracatu, próximo à confluência com o Rio da Prata.	98
Transecto 4 - Transecto do Rio Paracatu, a montante da confluência com o Ribeirão Entre-Ribeiros.	99
Transecto 5 - Transecto do Rio Paracatu, a jusante da confluência com o Rio Preto.	99
Transecto 6 - Transecto do Ribeirão do Carmo.	99
Transecto 7 - Transecto do Ribeirão Entre-Ribeiros.	100
Transecto 8 - Transecto do Rio Preto.	100
Transecto 9 - Transecto do Ribeirão Cotovelo.	100
Transecto 10 - Transecto do Rio da Caatinga.	101
Transecto 11 - Transecto do Rio Paracatu a jusante da confluência com o Rio da Caatinga.	101
Transecto 12 - Transecto do Rio do Sono.	101
Transecto 13 - Transecto do Ribeirão da Aldeia.	102
Transecto 14 - Transecto do Ribeirão Santa Fé.	102
Transecto 15 - Transecto do Rio Paracatu a jusante da confluência com o Ribeirão Santa Fé.	102
Transecto 16 - Transecto do Rio São Miguel.	104
Transecto 17 - Transecto do Médio Rio Urucuia, setor de montante.	104
Transecto 18 - Transecto do Médio Rio Urucuia, setor de jusante.	104
Transecto 19 - Transecto do Ribeirão da Areia.	105
Transecto 20 - Transecto do Ribeirão da Conceição.	105
Transecto 21 - Transecto do Córrego do Galho.	105
Transecto 22 - Transecto do baixo vale do Rio Urucuia, setor de montante.	106
Transecto 23 - Transecto do baixo vale do Rio Urucuia, setor de jusante.	106
Transecto 24 - Transecto do Rio São Francisco, a jusante da confluência com o Rio Paracatu.	108
Transecto 25 - Transecto do Rio São Francisco, a jusante da confluência com o Rio Urucuia.	108

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Identificação dos terraços amostrados e das respectivas amostras datadas por LOE.	80
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao baixo vale dos principais canais da bacia do Rio Paracatu.	97
Tabela 2 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao baixo vale dos principais canais da bacia do Rio Urucuia.	103

Tabela 3 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao canal do Rio São Francisco, entre as confluências dos Rios Paracatu e Urucuia	107
Tabela 4 - Descrição quantitativa das áreas de meandros comprimidos.	126
Tabela 5 - Dados geométricos básicos do Ribeirão e da bacia do Cotovelo, assim como de seus tributários e respectivas sub-bacias	141
Tabela 6 - Parâmetros morfométricos do rede de drenagem de drenagem da bacai do Ribeirão Cotovelo: ordem, número e comprimento de canais: valores absolutos e relativos.....	142
Tabela 7 - Valor médio da integral hipsométrica, razão de relevo, frequência de canais ou frequência de rios; densidade de drenagem. Dados da bacia e do canal do Ribeirão Cotovelo, seus tributários e respectivas sub-bacias.	143
Tabela 8 - Índices geomórficos computados para o Ribeirão Cotovelo, seus contribuintes e respectivas sub-bacias.....	145
Tabela 9 - Índice de sinuosidade de frente de montanha e relação entre altura e largura do fundo do vale para oito escarpas/frentes selecionadas	150
Tabela 10 - Data da coleta, Código Datação, Canal/Local, Descrição da localidade, Altura do terraço, N° de alíquotas utilizadas, Dose anual, Dose equivalente, Desvio padrão e Idade média (anos).	164

SUMÁRIO

1) INTRODUÇÃO	1
2) MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA	7
2.1 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA	7
2.2 MORFOESTRUTURA E GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA	9
2.3 MÉTODO E ABORDAGEM	10
2.4 ESTUDOS MORFOTECTÔNICOS NO BRASIL	13
3) ÁREA DE ESTUDO	15
3.1 DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
3.1.1 Bacias dos Rios Paracatu e Urucuia	15
3.1.2 Sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	17
3.2 GEOLOGIA REGIONAL	18
3.2.1 Estratigrafia da Faixa Móvel Brasília	20
3.2.2 Estratigrafia do Grupo Bambuí	22
3.2.3 Estratigrafia das Coberturas Fanerozoicas	24
3.2.4 Geologia da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	26
3.3 TECTÔNICA REGIONAL	29
3.3.1 Síntese cronológica da tectônica regional	34
3.3.1.1 Cronologia das eventos tectônico-estruturais Fanerozoicos	35
3.3.2 Aspectos tectônicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	39
3.3.3 Aspectos estruturais da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	40
3.4 GEOMORFOLOGIA REGIONAL	41
3.4.1 Planaltos do São Francisco	43
3.4.2 Depressão do São Francisco	44
3.4.3 Planície do Paracatu	45
3.4.4 Serras e cristas	46
3.5 DINÂMICA CLIMÁTICA NO NOROESTE DE MINAS GERAIS	46
3.5.1 Marco paleoclimático	46
3.5.1.1 Fase I: 44 - 24 ka	47
3.5.1.2 Fase II: 24 - 16 ka	48
3.5.1.3 Fase III: 16 - 11 ka	48
3.5.1.4 Fase IV: 11 - 0 ka	48
3.5.2 Clima atual	49
4) MATERIAL E MÉTODOS	51
4.1 SELEÇÃO DAS BASES DE DADOS	51
4.1.1 Bases analógicas	51
4.1.2 Modelos digitais de elevação	53
4.1.3 Imagem de satélite	54
4.2 SOFTWARES PARA O PROCESSAMENTO DE MDEs E IMAGENS DE SATÉLITE	54
4.3 TRATAMENTO PRELIMINAR DAS BASES DIGITAIS	55
4.3.1 Hipsometria, declividade e orientação de vertentes	56
4.4 INCORPORAÇÃO DE BASES DE DADOS SECUNDÁRIOS	57
4.5 EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS A PARTIR DE PRODUTOS ORBITAIS	58
4.5.1 Identificação visual e mapeamento de lineamentos	59
4.5.2 Tratamento quantitativo e espacial dos lineamentos crustais	59
4.6 TERRAÇOS COMO MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DA DINÂMICA FLUVIAL	60
4.7 ELABORAÇÃO DE PERFIS TOPOGRÁFICOS	61

4.8 ANOMALIAS DE DRENAGEM	63
4.9 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E GEOMÓRFICOS	64
4.9.1 Índices morfométricos	64
4.9.1.1 Número de Horton-Strahler ou ordem dos canais	65
4.9.1.2 Número de canais	65
4.9.1.3 Comprimento dos canais	66
4.9.1.4 Frequência dos canais	66
4.9.1.5 Integral hipsométrica	66
4.9.1.6 Razão de relevo	67
4.9.1.7 Densidade de drenagem	67
4.9.2 Índices geomórficos	68
4.9.2.1 Fator de Assimetria de Bacia	68
4.9.2.2 Fator de Forma de Bacia	68
4.9.2.3 Relação entre a largura e altura do fundo de vale	69
4.9.2.4 Fator de Simetria Topográfica Transversa	69
4.9.2.5 Sinuosidade de Frente de Montanha	70
4.9.2.6 Relação Declividade-Extensão	70
4.10 UNIDADES DE RELEVO NA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO	71
4.10.1 Bases para a análise geomorfológica local	72
4.10.1.1 Lineamentos crustais	73
4.10.1.2 Mapa de sombreamento do relevo	73
4.10.1.3 Mapa de declividade	74
4.10.1.4 Mapa de orientação de vertentes	74
4.10.1.5 Mapa de hipsometria	74
4.10.1.6 Ordem dos canais da rede de drenagem	75
4.10.1.7 Perfis topográficos	75
4.11 TRABALHOS DE CAMPO	76
4.11.1 Mapeamento de fraturas e coleta de dados estruturais	77
4.11.2 Verificação e descrição de afloramentos rochosos	77
4.11.3 Caracterização de perfis sedimentares aluviais	77
4.11.4 Amostragem de sedimentos aluviais e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	78
4.11.4.1 Procedimentos analíticos para obtenção das idades absolutas	80
4.11.5 Registro fotográfico	81
5) RESULTADOS	82
5.1 PERFIS ESQUEMÁTICOS DA DISSECAÇÃO DIFERENCIAL NO NOROESTE DE MINAS GERAIS	82
5.1.1 A dissecação diferencial na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	86
5.2 PADRÕES DE LINEAMENTOS REGIONAIS	89
5.3 ARRANJOS DA REDE DE DRENAGEM	92
5.4 APROFUNDAMENTO AGRESSIVO E RECENTE DOS TALVEGUES	96
5.5 UNIDADES DE RELEVO DA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO	109
5.6.1 Mapa de unidades de relevo da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	110
5.6.1.1 Descrição das unidades de relevo da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo	110
5.6.1.1.1 Morros residuais ou testemunhos	110
5.6.1.1.2 Chapada do Boqueirão	111
5.6.1.1.3 Planalto fracamente dissecado	112
5.6.1.1.4 Planalto dissecado	112
5.6.1.1.5 Escarpa reafeiçoada	113
5.6.1.1.6 Vale estrutural dissecado	113

5.6.1.1.7	Morfoestruturas residuais	114
5.6.1.1.8	Colinas baixas	115
5.6.1.1.9	Terraço Pleistocênico	115
5.6.1.1.10	Planície fluviolacustre	116
5.6	ANOMALIAS DE DRENAGEM	117
5.6.1	Canais ou segmentos de canal excepcionalmente retilíneos	118
5.6.2	Curvaturas anômalas	119
5.6.3	Anomalia do Ribeirão da Conceição	123
5.6.4	Meandros comprimidos	125
5.6.4.1	Meandros comprimidos e drenagem assimétrica no vale do Ribeirão Cotovelo	131
5.6.5	Tributários farpados, cotovelos de capturas, vales secos e desvios	134
5.7	ANOMALIAS DE DRENAGEM NA BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO	137
5.8	ÍNDICES GEOMÓRFICOS	140
5.8.1	Fator de Forma da Bacia	144
5.8.2	Fator de Simetria Topográfica Transversa	145
5.8.3	Fator de Assimetria de Bacia	146
5.8.4	Relação entre largura e altura do fundo de vale	147
5.8.5	Sinuosidade da Frente de Montanha	149
5.8.6	Relação Declividade-Extensão	151
5.9	TERRAÇOS FLUVIAIS DA BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO	158
5.9.1	Descrição dos perfis	158
5.9.2	Nível de sedimentação atual	165
5.9.3	Nível de terraço Holocênico e dissecação da planície fluviolacustre	167
5.9.4	Nível de terraços Pleistocênicos	169
5.9.5	Nível de terraço Pleistocênico do Rio Paracatu	171
5.9.6	Depósitos no interflúvio Ribeirão Cotovelo - Córrego das Pedras	173
6)	MORFOTECTÔNICA DO NOROESTE DE MINAS GERAIS	177
6.1	LINEAMENTOS TECTONO-ESTRUTURAIS, ARQUEAMENTO CRUSTAL E PADRÕES DE DRENAGEM	178
6.2	ANOMALIAS MORFOMÉTRICAS E ANOMALIAS DE DRENAGEM	186
7)	MORFOTECTÔNICA DA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO	196
7.1	A INSTALAÇÃO DO <i>COTOVELO</i> DO RIBEIRÃO COTOVELO, NO HOLOCENO	205
7.2	O <i>GRABEN</i> HOLOCÊNICO DO BAIXO VALE DO RIBEIRÃO COTOVELO	210
8)	CONCLUSÕES	217
	REFERÊNCIAS	223

1) INTRODUÇÃO

A configuração da geologia estrutural regional tem sido utilizada como pano de fundo para pesquisas geomorfológicas e morfotectônicas, comumente como um marco visando o enquadramento tanto de feições de relevo de escala local quanto aquelas da paisagem geomorfológica sub-continental (MCKEOWN *et al.*, 1988; ALVES; CASTRO, 2003; SALAMUNI *et al.*, 2004; DEMOULIN *et al.*, 2017). As estruturas são elementos da paisagem resultantes da deformação crustal (MANJORO, 2015) e exercem um controle efetivo sobre a dinâmica das formas e dos padrões de drenagem, tanto ativo quanto passivo, através de dobras, falhas, juntas, foliações, xistosidades, acamamentos, distribuição das unidades estratigráficas, entre outras feições geológicas (SARTORATO, 1998; MANJORO, 2015). Como os canais de drenagem tendem a responder diretamente ao controle estrutural, comumente eles são guiados por falhas, lineamentos ou rupturas topográficas e descrevem aspectos característicos na paisagem.

Sensíveis a variações súbitas na topografia (PERUCCA *et al.*, 2013; MANJORO, 2015), os rios são indicadores muito utilizados nos estudos exploratórios sobre a movimentação crustal recente (DEMOULIN, 2011; MARPLE; TALWANI, 1993; PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2009; RHEA, 1989; SOUGNEZ; VANACKER, 2011). Em áreas de plataforma, nas quais a atividade tectônica é sensivelmente menos expressiva que nas bordas de placas tectônicas, os rios tendem a responder gradualmente a deformações crustais pouco perceptíveis na topografia (BURNETT; SCHUMM, 1983), ajustando-se à estrutura original do substrato (HOLBROOK; SCHUMM, 1999) e às zonas de fraquezas (COTTON, 1951) ou, de modo anômalo, atravessando ortogonalmente essas mesmas rochas (TWIDALE, 2004). Assim, mudanças na litologia do leito fluvial (LIMA, 2010) e ajustes do traçado do canal são fatores causais da morfologia e do padrão da rede de drenagem, bem como das anomalias observadas em seu interior (RAMASAMY *et al.*, 2011).

Em Minas Gerais, os tributários da margem esquerda do Rio São Francisco drenam a zona de cobertura cratônica deformada e a zona de contato entre as províncias estruturais Cráton do São Francisco e Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1981). Estas zonas correspondem, portanto, a uma região estruturalmente complexa, marcada pela justaposição de processos sedimentares modificados pela tectônica compressiva do Ciclo Orogênico Brasileiro, que instalou a Faixa Móvel Brasília sobre a borda cratônica. Caracteriza-se pela ampla ocorrência de rochas

sedimentares e metassedimentares, de idades Neoproterozoica a Paleo-Mesozoica, intercaladas por longos hiatos deposicionais e extensivamente arrasadas por subseqüentes duradouros e agressivos ciclos erosivos; essa região tem sido estudada em razão do interesse na consolidação do Paleocontinente São Francisco e nas diversas fases de metamorfismo da Faixa Móvel Brasília.

O padrão de falhamento regional principal do setor oeste do Cráton do São Francisco, orientado na direção NNW-SSE e correlacionado ao contato tectônico com a Província Tocantins já é amplamente conhecido (ALMEIDA, 1977; ALKMIM *et al.*, 1993; ALKMIM; BRITTO-NEVES, 1993; CAMPOS; DARDENNE, 1997b; ALKMIM, 2004). Estudos revelam também a presença de deformações e reativações neocenoicas em rochas dos domínios externo da Faixa Brasília (CAMPOS, 2004; CAMPOS *et al.*, 2016) e interno da Faixa Brasília (RUBIN, 2002) ou mais ao norte, ao longo do Lineamento Transbrasiliano e na Ilha do Bananal (SOUSA, 2017), apontando a ocorrência de atividade neotectônica na região. Inclui-se, nestas estruturas, um denso enxame de fraturas de pequena magnitude, responsáveis por impressionantes anomalias fluviais, algumas descritas pela primeira vez no âmbito deste trabalho. Contudo, são escassas na literatura referências aos aspectos morfotectônicos e neotectônicos regionais, que possam indicar sua origem e suas causas.

A geomorfologia regional, por sua vez, resulta de processos e fenômenos decorrentes da modificação das coberturas cratônicas (proterozoicas e fanerozoicas), como o magmatismo e as intrusões alcalinas orientadas da Província Tocantins (magmatismos Mata da Corda e Paraná), a superposição das seqüências sedimentares Bambuí, Santa Fé, Areado, Urucuia e Mata da Corda, assim como a superposição de eventos tectônicos isolados e a atuação lenta e contínua do Soerguimento do Alto Paranaíba–Alto Estrutural do Paracatu. Nesse ambiente, as bacias hidrográficas dos rios Paracatu e Urucuia dissecam e drenam duas amplas janelas erosivas, escavadas nas coberturas do cráton. Essas feições oriundas do desmonte erosivo de rochas sedimentares e metassedimentares configuram dois compartimentos hidrogeomorfológicos de abrangência macrorregional. Trata-se de feições geomorfológicas fortemente controladas pela estrutura, alongadas em duas direções perpendiculares entre si, NW-SE e SW-NE e complicadas pela existência de uma zona de cisalhamento, que atravessa o interior das unidades na direção NNW-SSE, a qual interfere dramaticamente nos processos morfodinâmicos responsáveis pela elaboração do relevo.

Inserido nesse contexto, o Ribeirão Cotovelo possui um traçado anômalo, decorrente de uma curva com quase 90° em seu médio vale, que força uma mudança de direção de SE para SW, portanto um cotovelo, que parece ser controlado pela interseção de duas direções estruturais. Devido a essa inflexão, o canal do Ribeirão Cotovelo pode ser dividido em dois segmentos: no trecho situado a montante do cotovelo mencionado, o rio corre encaixado em leito rochoso ou leito pavimentado por seixos e matacões, na direção SE, indicando a alta energia do sistema fluvial. No trecho de jusante, o curso muda a direção para SW, edifica uma extensa planície e passa a correr sobre um espesso volume sedimentar, sobre o qual distribuem-se vários meandros e trechos de canal abandonados. No interior da planície, o Ribeirão Cotovelo corre encostado em terraços de sua margem esquerda, por uma distância linear de aproximadamente 11 km, a jusante da confluência do Córrego Forquilha, até que a aproximadamente 8 km de sua foz, o canal faz duas curvas com cerca de 90° cada (a primeira para NW e a segunda para SW), passando instantaneamente a correr encostado nos terraços de sua margem direita. As curvas anômalas observadas na escala do Ribeirão Cotovelo são representativas de comportamentos semelhantes observados nos canais principais bem como em rios e maior ordem e mais extensos das bacias do Paracatu e do Urucuia

No passado, a morfogênese e a morfodinâmica da margem esquerda do Rio São Francisco, em Minas Gerais, têm sido descritas como essencialmente erosivas (AB'SABER, 1965; CETEC, 1981). Assim, a partir do estudo da bacia do Ribeirão Cotovelo e seu entorno, o presente trabalho tem como objetivo geral investigar a evolução morfoestrutural e morfotectônica no Noroeste do Estado de Minas Gerais. Parte-se da hipótese de que a complexa organização estrutural da região e a ocorrência de uma neotectônica seja capaz de controlar fortemente a dinâmica morfogenética regional, conforme sugerem as evidências geomorfológicas derivadas, sobretudo, de anomalias de drenagem e de relevo observadas na região, em várias escalas. Destacam-se planícies assimétricas e trechos de drenagem meandrante inseridos em contextos de canais retilíneos, encaixados em leitos rochosos, além do controle associado a uma densa rede de fraturas presente no substrato regional verificado na drenagem de menor ordem.

Como objetivos específicos, apontam-se:

- a) Traçar possíveis relações entre as perturbações na hidrografia, o arcabouço geotectônico, os altos do embasamento e a atividade tectônica recente;

- b) Avaliar se as feições lineares naturais estão associadas com controles estruturais e/ou tectônicos ativos das formas e dos padrões de drenagem atuais;
- c) Estabelecer um marco cronológico para evolução morfossedimentar e morfotectônica Plio-Quaternária da bacia do Ribeirão Cotovelo.

Para tanto, este trabalho fundamentou-se no uso intensivo de dados e produtos derivados de modelos digitais de elevação, na avaliação da cartografia topográfica e geológica e em extensivo levantamento de dados de campo.

Esta pesquisa abordou o mapeamento de lineamentos crustais em escala pequena e média e determinou suas correlações morfológicas, interpretadas em seu contexto geológico e geomorfológico, no interior do Escudo Brasileiro, cuja abordagem regional abrange a zona de contato entre a Faixa Móvel Brasília e o Cráton do São Francisco, no Noroeste de Minas Gerais, suas unidades geotectônicas mais expressivas, os altos estruturais do Alto Paranaíba e do Paracatu, bem como suas principais unidades hidrológicas, as bacias dos Rios Paracatu e Urucuaia; essas unidades espaciais de análise foram consideradas adequadas para se investigar os grandes marcos da geomorfologia regional. Já os aspectos e as feições de escala grande, locais, foram tratados tendo como objeto de estudo a sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo. No contexto deste trabalho, o termo “lineamento” é usado no sentido de O’Leary *et al.* (1976) e Soares *et al.* (1982), como “uma feição natural mapeável, simples ou complexa, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvilíneo e que difere dos padrões de feições que lhe são adjacentes e presumivelmente refletem um fenômeno de subsuperfície”. O mapeamento de lineamentos baseou-se na experiência da aplicação de múltiplos produtos de sensores remotos para gerar mapas preliminares e exploratórios, com propósitos geológico (PARANHOS FILHO *et al.*, 2013), geomorfológico (CORREA; FONSÊCA, 2010), tectônico (FORTES *et al.*, 2007; BEÑÁK; SILVA, 2017), estrutural (KOÇAL, 2004), hidrológico (REGINATO; STRIEDER, 2002), e mineral (SARTORATO, 1998). Particularmente, padrões de densidade e padrões direcionais de lineamentos, assim como a rede drenagem associada sustentam descrições analíticas morfométricas da textura morfológica superficial (SILVA *et al.*, 2007). Por essa razão, procedeu-se ao mapeamento de feições correspondentes a lineamentos crustais na área de contato entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília, com o propósito de avaliar se feições lineares naturais estão associadas ao controle estrutural e tectônico das formas de relevo e do padrão de drenagem.

Anomalias de drenagem, por sua vez, são entendidas aqui como comportamentos de canais fluviais que fogem do padrão observado em uma determinada região (PANDEY, 2001; FIRMINO, 2016), isto é, uma discordância local da drenagem regional e/ou dos padrões de canais (MACKIN, 1948; HACK, 1973; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; SILVA *et al.*, 2006); configuram-se como um desvio localizado da drenagem regional, tendo como influência a estrutura regional ou a topografia (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986). Tais variações na morfologia, no traçado e no comportamento do canal fluvial podem fornecer informações sobre feições estruturais locais, deformação ativa, subsidência diferencial ou mudanças no regime hidrológico (HOWARD, 1967). Dessa forma, as anomalias de drenagem podem, então, configurar-se como indicadores ou mesmo indícios de provável atividade tectônica (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; RAMASAMY *et al.*, 2011; SOUZA; ROSSETTI, 2011).

Este estudo ocupou-se das anomalias nos perfis longitudinais e nos padrões da rede de drenagem no Noroeste do Estado de Minas Gerais, a partir de uma abordagem orientada pela aproximação de escalas desde as bacias dos rios Paracatu e Urucuia até a sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, a fim de traçar possíveis relações entre perturbações na hidrografia, o arcabouço geotectônico e estrutural regional e o Alto Estrutural do Paracatu. Nessa região a hidrografia sofre influência de repetidas variações de ordem litológica e estrutural, além de arcabouço tectônico complexo.

As análises morfométricas e geomórficas de bacias e redes de drenagem têm se mostrado como métodos úteis para identificar a relação entre vários aspectos da fisiografia da paisagem (SUKRISTIYANTI *et al.*, 2018), especialmente a relação entre litologia, estrutura e formas do relevo. Por isso, numerosos estudos sobre esse tema foram conduzidos, sobretudo, para investigar as evidências de atividade tectônica recente (BULL; MCFADDEN, 1977; ROCKWELL *et al.*, 1985; WELLS *et al.*, 1988; KELLER; PINTER, 2002; AZOR *et al.*, 2002; SILVA *et al.*, 2003; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008).

Esses estudos se tornaram mais compreensíveis e operacionais a partir da disponibilidade e uso de numerosos modelos digitais de elevação (MDE), devido aos avanços na tecnologia, nas ferramentas e na capacidade de processamento dos sistemas e informações geográficas (SIG), principalmente no caso dos denominados Open Source GIS (QGIS Development Team, 2021).

A grande disponibilidade e a acessibilidade de dados espaciais em formato digital está se tornando cada vez mais atrativa para usuários públicos (GROHMANN, 2004), porque o processamento de dados digitais de terreno suportam análises morfométricas mais precisas, mais rápidas e com menor custo (GROHMANN *et al.*, 2007). Por isso, o processamento de MDEs tornou-se uma opção vantajosa para a análise exploratória ou para o estudo de áreas para as quais não há disponibilidade de mapas topográficos detalhados.

Análises morfométricas e geomórficas foram amplamente aplicadas em regiões tectonicamente ativas, tais como o Arco do Himalaia (SEEBER; GORNITZ, 1983), a Península de Nicoya na Costa Rica (HARE; GARDNER, 1984), o Cinturão Vulcânico Mexicano (RAMÍREZ-HERRERA, 1998), a Cordilheira Bética no Sul e Sudeste da Espanha (SILVA *et al.*, 2003; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008; PEDRERA *et al.*, 2009; PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2010). No Brasil, a análise morfométrica de sistemas fluviais está entre os temas mais comuns nos estudos de geomorfologia fluvial (BARROS; REIS, 2019) e as técnicas previamente referenciadas têm sido largamente aplicada nas pesquisas sobre as correlações entre as feições geológicas e os aspectos fisiográficos dos vales fluviais (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; ROSSETTI *et al.*, 2008; SOUZA; ROSSETTI, 2011; FUJITA *et al.*, 2011; BARBOSA; FURRIER, 2017).

Analogamente, índices morfométricos e geomórficos foram usados no Brasil para analisar o desenvolvimento de sistemas de drenagem e discriminação de tectônica dúctil e rúptil (ALVES *et al.*, 2014), avanço e crescimento de bacias hidrográficas (BARBOSA; FURRIER, 2011), mudanças nos perfis longitudinais dos rios (BARBOSA *et al.*, 2013), identificação e delimitação de feições morfotectônicas (CAMOLEZI *et al.*, 2012), zoneamento litoestrutural e tectônico (CHEREM *et al.*, 2011), e detecção efetiva de deformações neotectônicas (LIMA; FURRIER, 2014; ALVES; ROSSETTI, 2017).

Dessa forma, a pesquisa se vale de uma análise multiescalar e do emprego de técnicas diversas, porém complementares, a fim de levantar os mais variados indícios de condicionamento estrutural e neotectônico na configuração e evolução do relevo e da rede de drenagem, não obstante a escassez e mesmo a inviabilidade da preservação de evidências diretas de movimentação tectônica recente na região analisada, em razão da granulometria grosseira dos colúvios e estratos sedimentares (arenosos e conglomeráticos).

2) MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA

Studies of recent tectonic movements show that the earth's crust undergoes deformation practically everywhere. There is hardly an area that does not experience movements – young, contemporary of varying degrees of intensity (GORSHKOV; YAKUSHOVA, 1967, p.429).

2.1 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

No final do século XIX, Karpinsky¹ (1888 *apud* GERBOVA; TIKHOMIROV, 1982; MESCHERIKOV, 1968) sugeriu a ocorrência de movimentos crustais positivos no Quaternário Inferior, atribuindo-lhes papel decisivo na elaboração da topografia contemporânea. Mais tarde, diante da percepção de que somente as estruturas geológicas antigas não sustentam uma explicação suficiente e completa para o relevo atual, Guerasimov² (1964 *apud* MESCHERIKOV, 1968) propôs uma fase de reestruturação da crosta terrestre, denominada fase morfogenética ou neotectônica, ocorrida no Meso-Cenozoico, com atividade máxima no Neógeno-Quaternário; durante essa fase morfogenética teriam sido esculpidos os elementos morfoestruturais, os quais dependem consideravelmente da diversidade das feições estruturais e geológicas da crosta (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968) e cuja deformação recente se expressa continuamente na geomorfologia contemporânea (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968; MESCHERIKOV, 1968).

Surgiu assim, a morfotectônica, como um ramo de conhecimento dedicado ao estudo sistemático das formas do relevo cuja origem está relacionada à atuação prolongada de uma tectônica recente (FAIRBRIDGE, 1968; MESCHERIKOV, 1968; DOORNKAMP, 1986). Essa associação entre forma e processo combina geologia e relevo, isto é, envolve a relação direta entre as formas externas e as estruturas internas que as sustentam, implicando, portanto, em um encadeamento estreito com a geomorfologia estrutural (HILLS, 1961; FAIRBRIDGE, 1968). Logo, a topografia torna-se critério principal de análise, principalmente em estudos regionais (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968), útil e necessário ao reconhecimento e à investigação de formas de dimensões variadas, decorrentes dos efeitos locais e regionais da

¹ Karpinsky, A.P. On correctness in outlines, distribution and structure of continents. Gorny Zhurnal, v. 1, n. 2, p. 252-269 (in Russian), 1888.

² Guerasimov, I.P. Structural features in topography of the U.S.S.R. and their origin. Moscow, Akad. Nauk SSSR (in Russian), 1959.

Guerasimov, I.P. Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of Soviet Union. Probl. Fizicheskoy geografii, 12, 1946 (in Russian).

neotectônica, manifestada em movimentos epirogenéticos negativos e positivos, ajustes dos canais de drenagem, mudanças na dinâmica da dissecação e acumulação sedimentar, rupturas topográficas, entre outros (SUMMERFIELD, 1986).

O conceito de morfotectônica resulta de uma edificação lenta e progressiva, transcorrida ao longo do século XX, desenvolvida no contexto teórico da tectônica oscilatória mobilista germano-soviética (PENCK, 1924, 1953; MESHCHERYAKOV, 1959; BELOUSSOV, 1962), com base conceitual sistematizada por Guerassimov³ (1946; 1959 *apud* MESHCHERYAKOV, 1959) e Obruchev⁴ (1948 *apud* MESHCHERYAKOV, 1959), e com base empírica enraizada nos levantamentos básicos da geologia e geomorfologia do território Russo, realizados nas primeiras décadas do século XX (MESHCHERYAKOV, 1959; GERBOVA; TIKHOMIROV, 1982; TRIFONOV, 1989). Somente no final da década de 1950 e durante a seguinte, os princípios do método foram traduzidos a partir do idioma russo e chegaram ao ocidente (MESHCHERYAKOV, 1959; FAIRBRIDGE, 1968; MESCERJAKOV, 1968; MESCHERIKOV, 1968; GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968; GERBOVA; TIKHOMIROV, 1982; TRIFONOV, 1989), onde se imbricaram com os novos princípios mobilistas empiricamente avaliados da teoria da tectônica de placas (SAADI, 1991). No Brasil, essa abordagem somente foi introduzida na década de 1980 (ABREU, 1982, 1983; ROSS, 1990).

A análise morfotectônica compreende três escalas, designadas por compartimentos de relevo de dimensão variável: os elementos geotexturais, os elementos morfoestruturais e os elementos morfoesculturais (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968). A menor escala contempla os elementos *geotexturais*, *morfotexturais* ou *morfotectônicos*; de ordem superior, abrange áreas mais significativas, cuja gênese está relacionada a ação de forças internas de escala global; são representados por províncias de escala quase sempre continental, como cadeias orogênicas, bacias oceânicas, planícies cratônicas e escudos cristalinos. Portanto, por sua dimensão intrínseca, os elementos morfotectônicos podem ser, grosseiramente, delimitados por geossuturas e zonas de colagem continental (HILLS, 1961; FAIRBRIDGE, 1968; HASUI, 1990). Numa segunda escala de aproximação espacial estão os elementos morfoestruturais,

³ Guerassimov, I.P. Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of Soviet Union. *Probl. Fizicheskoy geografii*, 12, 1946 (in Russian).

⁴ Obruchev, V.A. The main features of kinetics and plastics of neotectonics. *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol.*, n. 5, pp. 13-23 (in Russian), 1948.

formas de relevo relativamente grandes, contidas em *morfotexturas*, formadas pela ação dominante e incontestável de fatores tectônicos, tais como certas cadeias montanhosas continentais ou sub-oceânicas, grandes planaltos soerguidos, depressões estruturais, anticlinais, sinclinais, arcos, falhas, etc. Por fim, surgem os elementos *morfoesculturais*, formas de relevo de maior escala, sujeitas à atuação considerável de fatores exógenos, de natureza intempérica, circunscrevendo modelados esculpido por processos diversos tais como a acumulação ou dissecação fluvial (terraços, gargantas, diques marginais, lagos de meandros abandonados), a ação eólica (dunas, *yardangs*, thors), a dinâmica das encostas tropicais (voçorocas, escorregamentos, fluxos de detritos), etc. (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968; MESCHERJAKOV, 1968).

2.2 MORFOESTRUTURA E GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

Inicialmente, o termo morfoestrutura foi descrito como uma unidade de relevo elaborada a partir da interação entre forças endógenas e exógenas (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968; MESCHERJAKOV, 1968), obedecendo a um arranjo hierárquico escalar e abrangendo desde cadeias orogênicas até vales fluviais estruturalmente controlados; portanto, pressupõe a predominância dos fatores tectônicos com comprovada atividade recente, ou seja, neotectônicos (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968; MESCHERJAKOV, 1968; SAADI, 1991).

Em uma interpretação bastante mais operacional, o termo foi revisado e aplicado à descrição de unidades de relevo que indicam um nítido controle exercido passivamente pelo arcabouço litoestrutural, ficando a elaboração da paisagem submetida exclusivamente ao agente erosivo (SAADI, 1991). Dessa forma, o termo morfotectônica consiste no estudo de processos geradores de formas relacionadas a qualquer tipo de atividade tectônica (FACINCANI, 2000).

Nesse contexto emerge a geomorfologia tectônica, um campo de conhecimento que examina a interação entre as deformações verticais e horizontais da crosta terrestre e os processos erosivos e deposicionais (BULL; WALLACE, 1985), ou seja, estuda as formas de relevo especialmente sensíveis à tectônica ativa (SUMMERFIELD, 1986; SAADI, 1991; BURBANK; ANDERSON, 2001), bem como sua gênese e dinâmica correspondentes processos erosivos (intemperismo, transporte, deposição) e seus respectivos depósitos correlativos (BULL; WALLACE, 1985; FACINCANI, 2000).

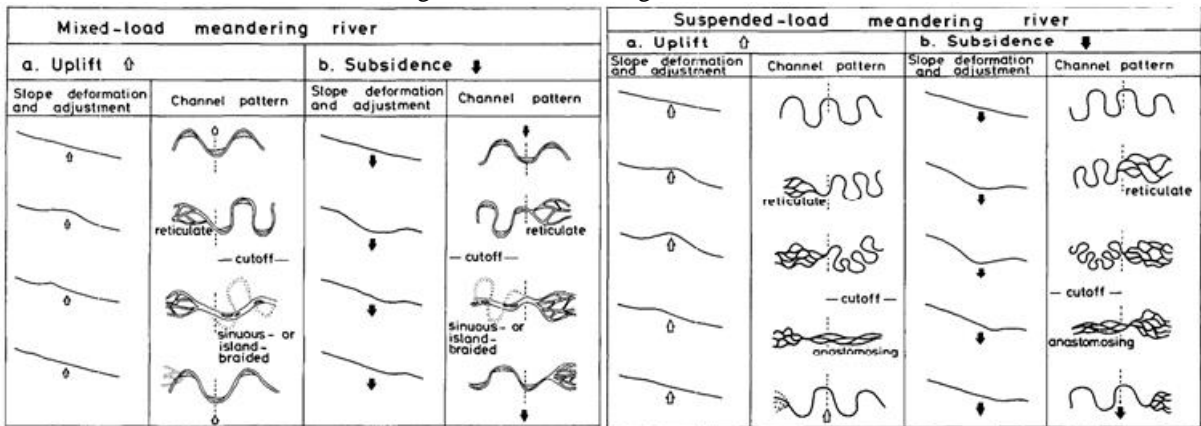
No âmbito deste trabalho, o termo neotectônica descreve qualquer evento de deformação dúctil ou rúptil, horizontal, vertical ou oblíquo, seja devido à reativação de antigas anisotropias e descontinuidades (HASUI, 1990), isto é, devido à tectônica ressurgente (HILLS, 1956; 1961), ou devido à nucleação de novas zonas de fraqueza decorrentes da acomodação dos blocos crustais “no *puzzle* das placas litosféricas” (SAADI, 1991), capaz de interferir nos processos e fenômenos de erosão e sedimentação contemporâneos.

2.3 MÉTODO E ABORDAGEM

Em razão da sensibilidade que os canais fluviais manifestam diante de pequenas variações verticais e horizontais da crosta, as relações orohidrográficas tornaram-se, em boa medida, o ponto de partida para a investigação da morfotectônica (VOLKOV *et al.*, 1969; MANJORO, 2015), por um lado, porque o arranjo geral da rede de drenagem pode ser interpretado como uma adaptação às antigas estruturas geológicas; por outro lado, porque o comportamento anômalo local dos canais, por vezes, reflete deformações crustais recentes, de pequena magnitude e intensidade (GUERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968). Respostas do canal fluvial a pequenas variações verticais do leito foram modeladas por Ouchi (1985), com o propósito de indicar as morfologias resultantes, segundo as diferenças granulométricas na carga de sedimentos (Figura 1).

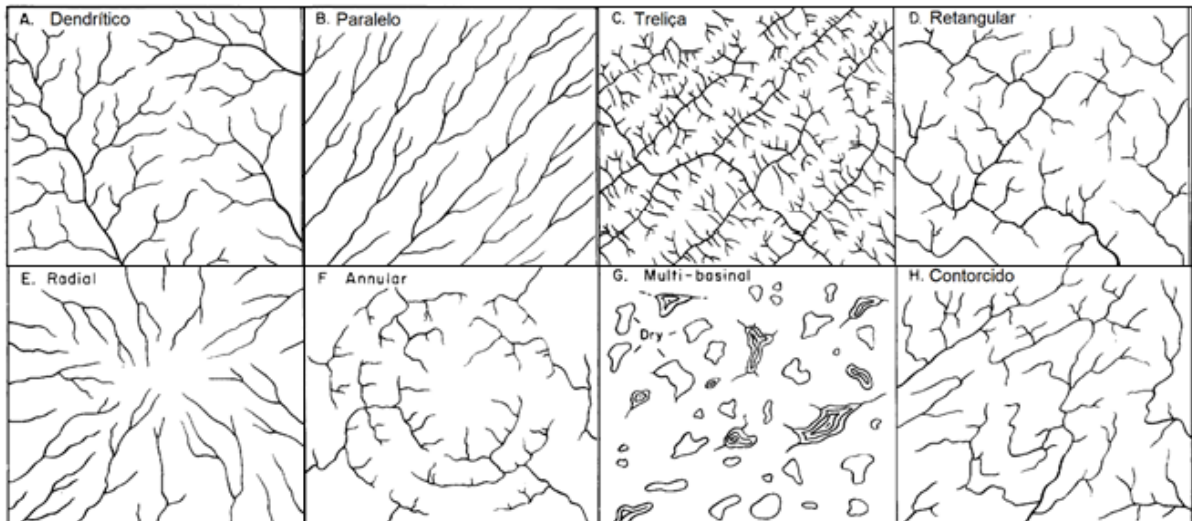
Diferentes arranjos da rede de drenagem foram associados aos movimentos crustais e aos falhamentos (VOLKOV *et al.*, 1969; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; SAADI, 1995), em locais onde discretos desnivelamentos de relevos suaves e diferentes padrões de drenagem (Figura 2) sustentaram a proposição de movimentos crustais horizontais e verticais (MESHCHERYAKOV, 1959). Nesta linha de trabalho, busca-se na geomorfologia evidências de uma relação entre as feições morfológicas e a estrutura que sustenta o relevo, ou seja, procede-se à análise tectônica por meio da relação direta entre forma e estrutura (HILLS, 1955; 1961). Essa ordem de relações foi demonstrada em estudos correlacionando a atividade tectônica de pequena intensidade, a variação local do nível do mar e a predição de terremotos decorrentes de movimentos crustais de pequena magnitude (RHEA, 1989; MARPLE; TALWANI, 1993).

Figura 1 - Ajustes do canal meandrante a situações de soerguimento e subsidência e de acordo com a carga granulométrica da carga sedimentar.



Ajuste do canal meandrante com carga sedimentar mista (superior) e em suspensão (inferior) a movimentos de soerguimento e subsidência do leito. Fonte: Ouchi (1985)



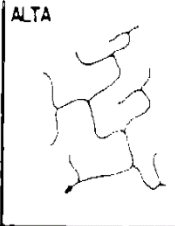
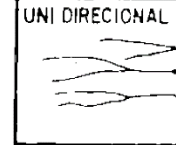




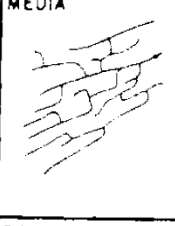
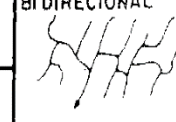
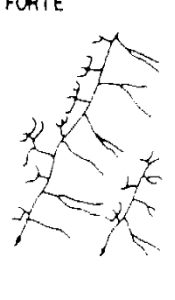





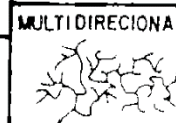
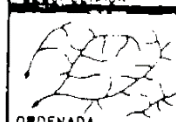
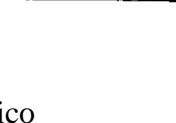
Figura 2 - Padrões de drenagem.



Fonte: Howard (1967).

Em essência, a morfotectônica é um método indutivo para o estudo do relevo baseado nas correlações entre feições destacadas na topografia (rupturas de declive, padrões e anomalias de drenagem, domeamentos, bacias tafrogênicas, *peat bogs*, *push-up's*, *pull aparts*, etc.) e processos endogenéticos de caráter neotectônico. Nesse contexto, as propriedades da rede de drenagem (Figura 3) são fontes de informação fundamental sobre a estruturação tectônica superficial e subsuperficial de uma região e pode fornecer elementos para análise morfotectônica (FACINCANI, 2000).

Figura 3 - Propriedades da rede de drenagem.

A - DENSIDADE	B - SINUOSIDADE	C - ANGULARIDADE	D - TROPIA	E - ASSIMETRIA	F - FORMAS ANÔMALAS
 ALTA	 CURVOS	 ALTA	 UNI DIRECIONAL	 FRACA	 MEANDROS ISOLADOS
 MED	 MISTOS	 MEDIA	 BIDIRECIONAL		 FORTE
 BAIXA	 RETILINEOS	 BAIXA	 TRIDIRECIONAL	 COTOVELO	
			 MULTIDIRECIONAL		
			 DESORDENADA		
			 ORDENADA		

Fonte: Soares e Fiori (1976)

Nesse contexto, surge o método geomorfológico

[...] based on careful study of relief and the recognition of features that may point to the role of the movements of the earth's crust in shaping the relief. This involves the study of the geomorphology of the sea floor, ancient coastlines of basins, all the features of river valleys, the river terraces, deltas, alluvial fans, the shape of river valleys, the plan of the river networks, etc. (GORSHKOV; YAKUSHOVA, 1967, p. 435).

Dessa forma, no âmbito desta investigação, optou-se pela abordagem geomorfológica, a partir do uso de produtos de sensores remotos com diferentes resoluções espaciais e com vários níveis de aproximação escalar, os quais nortearam as análises espaciais exploratórias, seguidas da confecção de um mapa inicial de lineamentos, posteriormente complementado com vetores compilados de publicações diversas. Em seguida, abordou-se a excepcionalidade no contexto da rede de drenagem, ou seja, executou-se a inspeção visual e o consequente mapeamento de feições descritas como anômalas. Numa terceira etapa, índices morfométricos e geomórficos foram aplicados com a intenção de se testar, no nível teórico, a existência de outras formas de anomalias na drenagem. Finalmente, essas anomalias foram verificadas em campo, a fim de se determinar sua natureza concreta, bem como a existência ou não de deformações antigas ou recentes, de qualquer natureza. Paralelamente, foram descritos e datados vários níveis

sedimentares aluviais, com vistas à organização de um quadro explicativo para o binômio acumulação-dissecação, considerando-se tanto o marco tectônico regional quanto a dinâmica climática recente, do Pleistoceno Superior ao Holoceno.

2.4 ESTUDOS MORFOTECTÔNICOS NO BRASIL

No Brasil, a morfotectônica chega de uma forma bastante organizada e amadurecida, aproveitando-se da imbricação com importante contribuição advinda dos geólogos estruturalistas, os quais fundiram as bases da tectônica oscilatória, cujos conceitos estavam na base da geologia clássica brasileira (ALMEIDA, 1967; 1969), com os novos princípios mobilistas empiricamente avaliados da tectônica de placas (SAADI, 1991).

Estudos desta natureza eram incipientes no Brasil, entre 1940 e 1980, muito provavelmente devido à novidade do tema e à carência de um método científico bem delimitado. Somente no final da década de 1980 ocorreu o intercâmbio entre os métodos e técnicas da geologia estrutural, da geofísica e da geomorfologia (RICCOMINI, 1989; HASUI, 1990; SAADI, 1991; HASUI; HARALYI, 1991), aplicados à descrição da expressão geomorfológica de aspectos fundamentais da tectônica ressurgente na parte emersa da Plataforma Brasileira. Na década seguinte, multiplicaram-se as pesquisas básicas com foco explícito na neotectônica, concentrados notadamente nos Estados de Minas Gerais, Paraná, Rio de Janeiro e São Paulo (SAADI, 1991; MELLO, 1997; SALAMUNI, 1998; GONTIJO, 1999; COSTA, 1999; FACINCANI, 2000). Assim, foram lançados novos fundamentos conceituais e metodológicos do que se poderia definir como uma escola neotectônica brasileira, visto abranger e escrutinar sistematicamente terrenos cristalinos nos quais a atividade tectônica recente era, até então, considerada muito improvável. Esses trabalhos tornaram-se referências obrigatórias para outros desenvolvidos no Sudeste do Brasil, abrangendo preferencialmente uma estreita faixa continental contendo os planaltos cristalinos das Serras do Mar, Mantiqueira e Paranapiacaba, assim como as bacias tafrogênicas Cenozoicas, acomodadas no interior destes compartimentos topográficos mais elevados.

Nos vinte anos subsequentes, esse tema despertou um novo e grande interesse científico, consolidou-se e assumiu papel central tanto na geomorfologia estrutural quanto na geologia estrutural brasileiras. Os estudos multiplicaram-se na Região Sudeste (CAMPANHA *et al.*, 1994; SALVADOR; RICCOMINI, 1995; MODENESI-GAUTTIERI, 2000; HIRUMA *et al.*,

2001) e difundiram-se por outras regiões do país, alcançando de forma generalizada a Amazônia Continental (COSTA *et al.*, 1996; COSTA; FALCÃO, 2011; SOUZA; ROSSETTI, 2011; ROSSETTI *et al.*, 2014), o Litoral do Nordeste (ALVES e ROSSETTI, 2017) e a Região Sul (SALAMUNI *et al.*, 2004; SANTOS *et al.*, 2019). O número de pesquisas sobre o tema multiplicou-se rapidamente, contemplando trabalhos diversos em todos os níveis acadêmicos e extrapolando os limites da geologia e da geomorfologia, na medida em que se edificaram interfaces com outras áreas de conhecimento (RIBEIRO *et al.*, 2006).

3) ÁREA DE ESTUDO

3.1 DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida no Noroeste do Estado de Minas Gerais (Figura 4) e foi objeto de vários recortes, conforme a temática analisada.

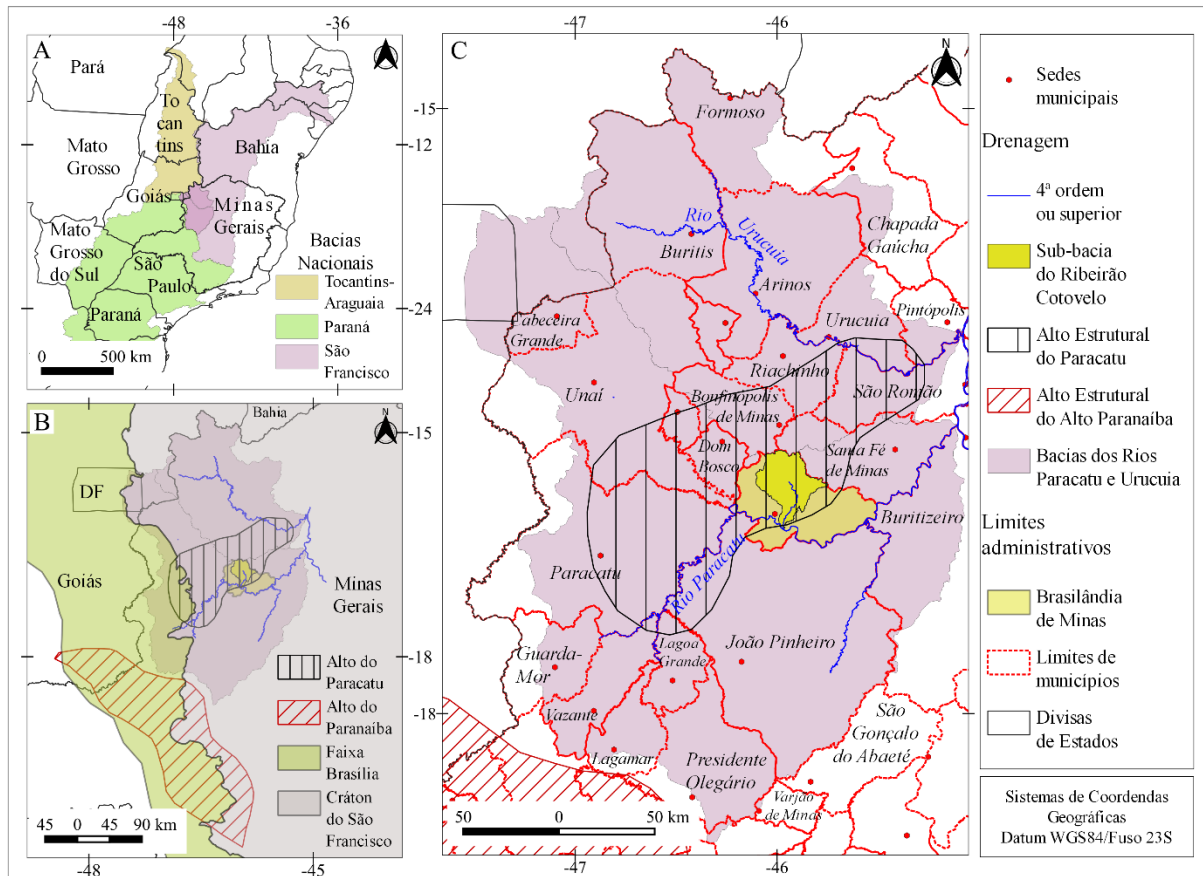
- a) Na análise dos padrões de lineamentos e de paleoestruturas do contato entre as Províncias Tocantins e São Francisco, na escala macrorregional, considerou-se o polígono envolvente das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuaia, dois importantes tributários da margem esquerda do Rio São Francisco, o maior rio totalmente brasileiro e que deságua no Oceano Atlântico. Esse polígono possui aproximadamente 108.000 km².
- b) Nas análises sobre os padrões de drenagem e suas anomalias, tratou-se de descrever o perímetro das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuaia.
- c) Na avaliação pormenorizada das condicionantes estruturais do arranjo da rede de drenagem, delimitou-se um polígono envolvendo o Soerguimento do Alto Paranaíba e o Alto Estrutural do Paracatu, feições adjacentes e contíguas.
- d) Nas análises em escala grande, detalhadas, relativas à correlação entre anomalias e fraturas, estrutura e unidades de relevo, rupturas de terraços, aplicação de índices geomorfométricos, considerou-se a sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.

3.1.1 Bacias dos Rios Paracatu e Urucuaia

A bacia do Rio Paracatu possui 44.720 km²; suas nascentes mais elevadas situam-se nas cabeceiras do Rio Preto (tributário da margem esquerda e mais extenso), no extremo noroeste, em cotas acima de 1.120 m (Figura 5). Já a foz no Rio São Francisco situa-se na cota 450 m, portanto, o rio exhibe uma amplitude topográfica da ordem de 670 m. O Rio Paracatu possui cerca de 960 km de extensão e pode ser dividido em três segmentos distintos, cada um com uma orientação geral. O primeiro, com 460 km de comprimento entre a nascente e a confluência do Rio Preto, orienta-se na direção e sentido SW-NE. O segundo trecho, com 153 km de comprimento entre a confluência do Rio Preto e a curva de 60° a jusante do Núcleo Histórico Remanescente de Quilombo de Santana do Caatinga (SILVA, 2010), possui orientação NW-

SE. Finalmente, o terceiro segmento com 297 km de extensão entre essa última mudança de direção e a foz no Rio São Francisco, orienta-se novamente na direção SW-NE.

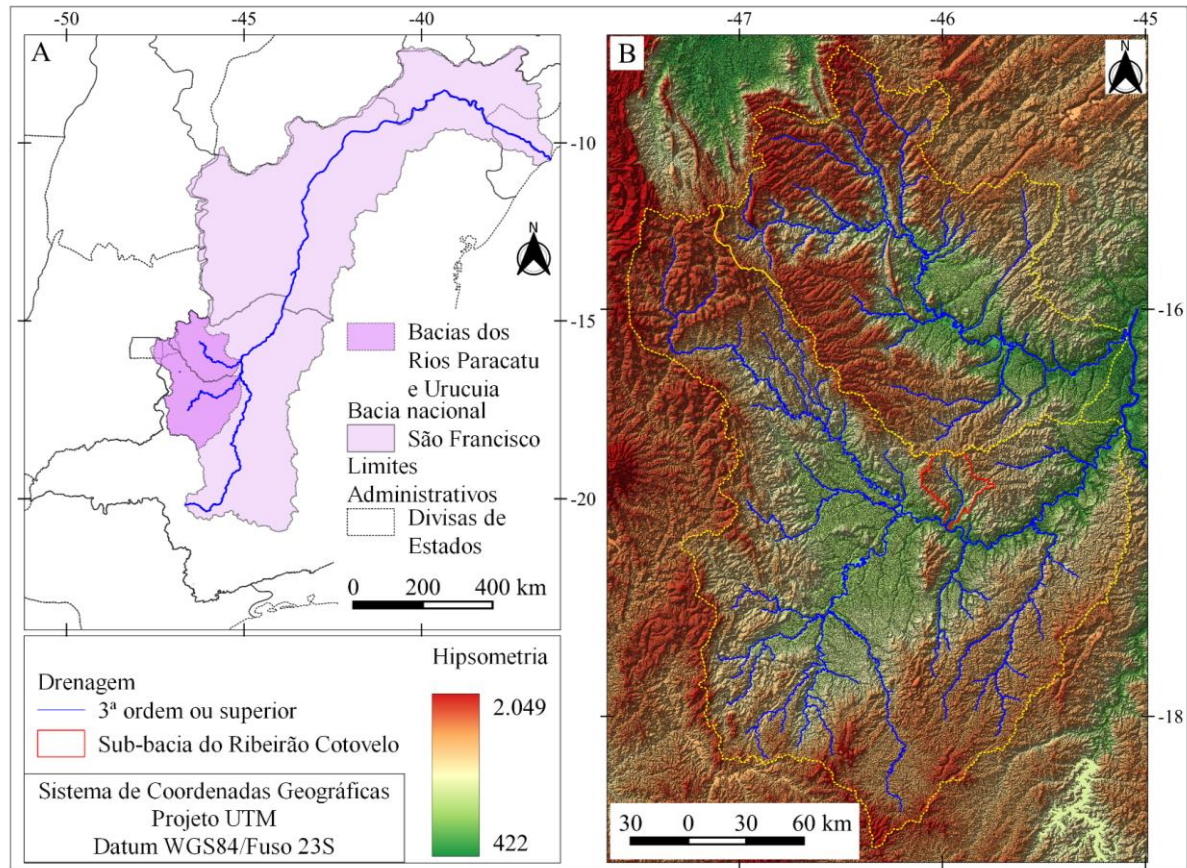
Figura 4 - Localização e contextualização estrutural da área de estudo.



A) Localização das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Uruçua em relação às bacias nacionais: Tocantins-Araguaia, São Francisco e Paraná; polígonos da codificação Otto nível 2. B) Posição das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Uruçua e posição do Alto Estrutural do Paracatu e do Alto Estrutural do Alto Paranaíba em relação à zona de contato entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília. C) Localização das bacias dos Rios Paracatu e Uruçua e da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo no contexto do mapa político. Fonte: <http://www.ana.gov.br>; BIZZI *et al* (2003); CAMPOS; DARDENNE (1997b); Minas Gerais. Projeto GeoMinas. Base cartográfica digital do Estado de Minas Gerais.

A bacia do Rio Uruçua possui 25.311 km²; as nascentes mais altas situam-se nas cabeceiras do Rio Piratinga (tributário da margem esquerda), no noroeste da bacia, cujas altitudes rondam os 1.000 m (Figura 5). Por outro lado, o Rio Uruçua encontra o Rio São Francisco na cota de 447 m, exibindo um gradiente topográfico da ordem de 553 m. O Rio Uruçua possui cerca de 950 km de comprimento e em seu arranjo geral o canal corre na direção e sentido NW-SE desde as cabeceiras até cerca de 135 km da foz, quando muda abruptamente o rumo do curso para NE, até desaguar no São Francisco.

Figura 5 - Localização das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia e mapa hipsométrico da área de estudo.



A) Localização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia em relação à bacia do Rio São Francisco e às divisas de Estados. B) Hipsometria das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia e áreas adjacentes, processada a partir do MDE SRTM, com resolução espacial de 90m.

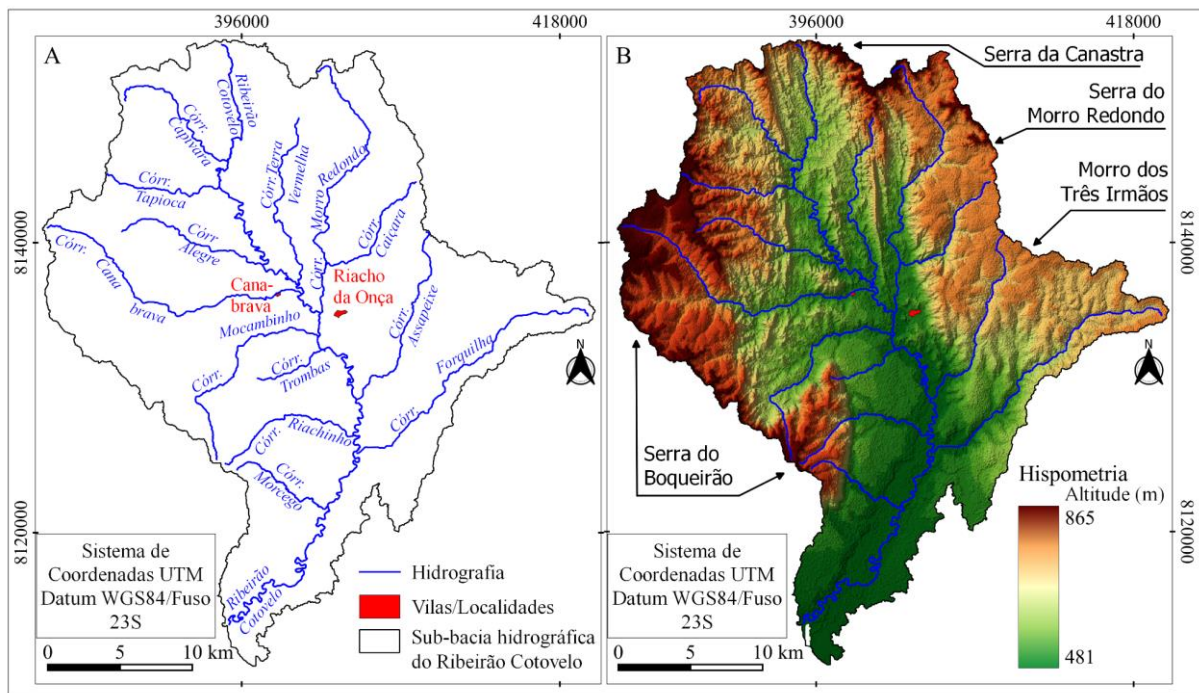
3.1.2 Sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

A sub-bacia do Ribeirão Cotovelo (Figura 6) situa-se inteiramente no município de Brasilândia de Minas (MG). O curso nasce na Serra da Canastra (topônimo local para o interflúvio Paracatu-Urucuia) e corre em direção sudeste, até encontrar a planície de inundação do baixo vale, a partir de onde muda sua direção para sudoeste numa longa curva de 90°, feição que justifica o nome do curso (Cotovelo). A bacia hidrológica possui 788,1 km² e o canal tem 81.891 m de comprimento; a altitude varia entre 743 m na nascente e 497 na foz.

O Ribeirão Cotovelo é um tributário farpado (HAREL *et al.*, 2019) do Rio Paracatu e sua bacia está instalada nos domínios altos dos Planaltos do São Francisco (CETEC, 1981; 1983), abrangendo três paisagens geomorfológicas principais. Suas nascentes drenam a partir das escarpas do planalto tabular elevado esculpido sobre estratos predominantemente arenosos e areno-argilosos dos grupos Santa Fé (Permo-Carbonífero), Areado e Urucuia (Cretáceo),

delimitados por terrenos fortemente escarpados. Um nível de terraço conglomerático, regularmente plano, coberto por materiais arenosos e silto-arenosos, posiciona-se em ambas as margens da planície de inundação do baixo vale e formando um patamar de relevo entre a planície de inundação e a Serra do Boqueirão. Esse mesmo material foi encontrado, também, capeando os interflúvios meridionais da bacia; neste setor da bacia, a presença desses materiais aluviais sobre os baixos interflúvios da margem esquerda, configurando uma morfologia excepcionalmente plana, baixa e exibindo numerosas lagoas temporárias, trás como consequência a dificuldade para se traçar o interflúvio no local, conforme, preliminarmente, pode-se observar no mapa hipsométrico (Figura 3B); note-se que, neste local, o interflúvio possui menos de 50 m de altura em uma distância SW-NE de aproximadamente 15 km. Uma ampla planície de inundação ocorre associada à cobertura sedimentar aluvial e coluvial, arenosa, siltosa e argilosa, tendo sido datada do Pleistoceno Superior ao Holoceno (CETEC, 1981; CPRM, 2003b).

Figura 6 - Mapa hipsométrico da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.



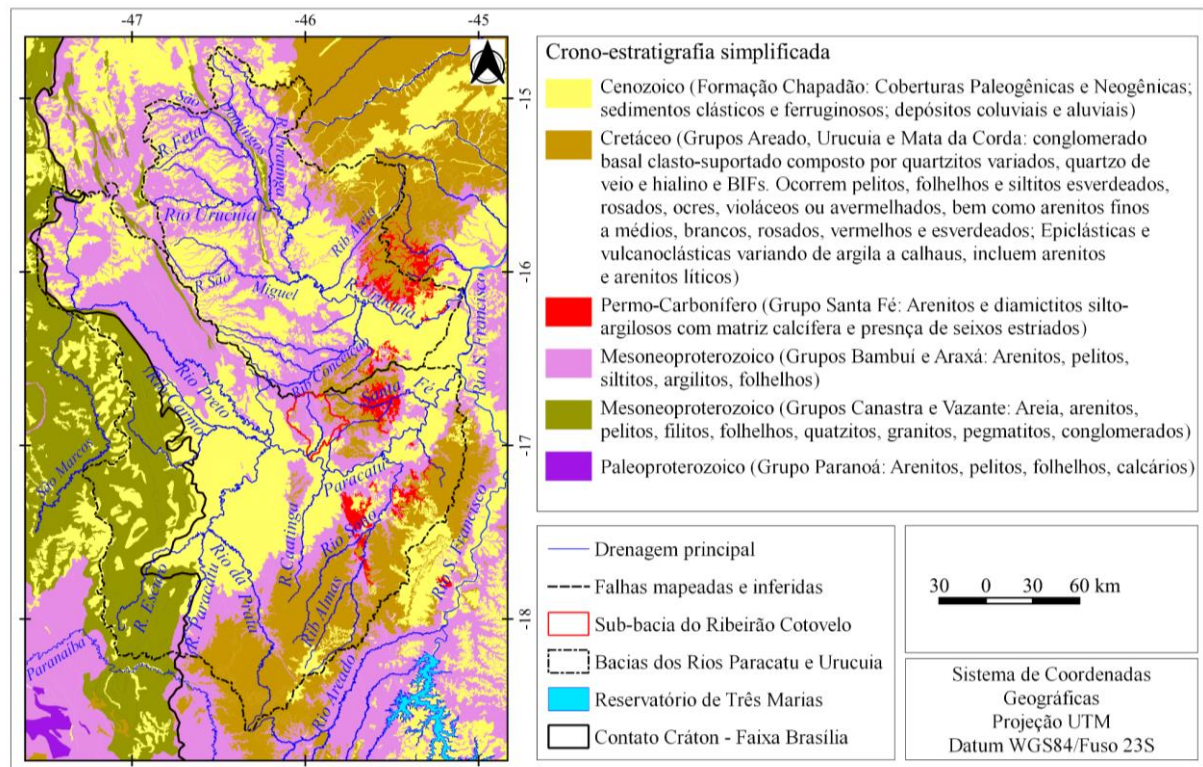
A) Principais contribuintes e formadores do Ribeirão Cotovelo. B) Hipsometria e topônimos dos principais divisores da bacia, processada a partir do MDE Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5 m.

3.2 GEOLOGIA REGIONAL

No Noroeste de Minas Gerais, os interflúvios ocidentais do Rio São Francisco constituem a terminação da bacia antepaís deformada do Cráton do São Francisco (ALKMIM *et al.*, 1993;

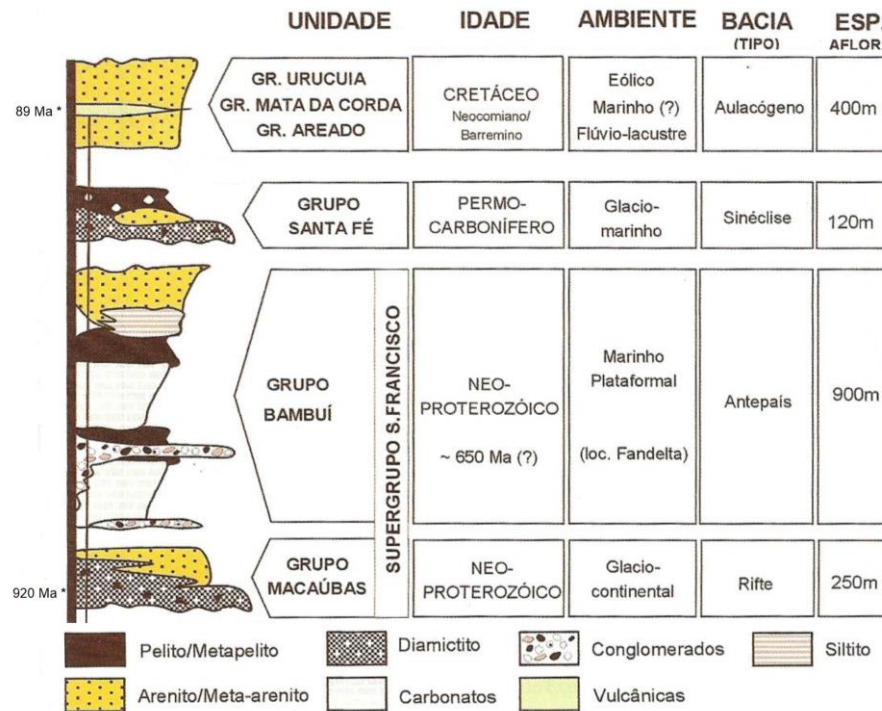
ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001), em contato com a Província Tocantins (DARDENNE, 2000), sendo ambas províncias tectônicas relacionadas ao Ciclo Tectônico Brasileiro (ALMEIDA, 1977; REIS *et al.*, 2017). No setor centro-oriental, a bacia antepaís constitui-se de coberturas cratônicas compostas por múltiplas sucessões sedimentares superpostas e deformadas (Figura 7), com orientação da deposição na direção Norte-Sul (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001, 2012). Essas sucessões abrangem duas megassequências proterozoicas subjacentes (Figura 8), o Grupo Bambuí e a Faixa Móvel Brasília (DARDENNE, 2000; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012); justapõe-se a esses materiais mais antigos uma espessa cobertura Fanerozoica, constituída por rochas paleo-mesozoicas e sedimentos cenozoicos inconsolidados (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI *et al.*, 2001).

Figura 7 - Mapa simplificado da geologia regional, com a indicação das principais unidades cronoestratigráficas



Fonte: BIZZI *et al* (2003), IBGE. Geologia das folhas SD-23 e SE-23. Escala 1:1.000.000.

Figura 8 - Coluna estratigráfica simplificada da bacia intracratônica do São Francisco.



Idade das principais unidades de preenchimento, o ambiente deposicional, o contexto tectônico e a espessura aproximada de cada unidade; as idades indicadas referem-se ao zircão detrítico mais jovem. Secundariamente, a coluna mostra os hiatos deposicionais entre os principais grupos. Fonte: Modificado de Alkmim e Martins-Neto (2001) e Reis (2011).

3.2.1 Estratigrafia da Faixa Móvel Brasília

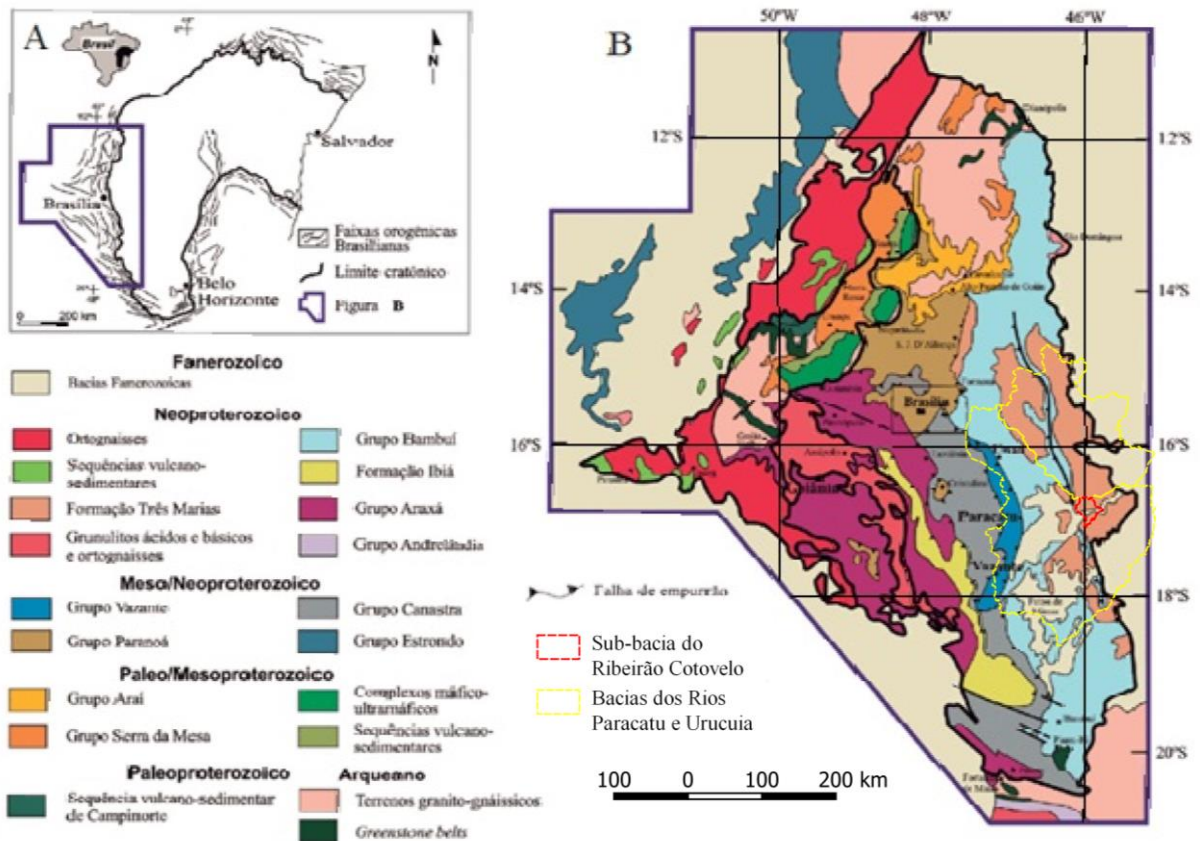
O compartimento tectônico Faixa Brasília (Figura 9) compreende um cinturão de dobramentos e empurrões, Neoproterozoico, com cerca de 20 a 150 km de largura e se estende por cerca de 1000 km, na direção Sul-Norte, abrangendo partes dos estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins e Distrito Federal; é limitada a leste pelo Cráton São Francisco e recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná, ao sul e da Bacia Parnaíba, ao norte (ALMEIDA, 1967; 1977; DIAS, 2011).

Engloba megassequências metassedimentares de idades Mesoneoproterozoicas dos Grupos Paranoá, Canastra, Ibiá e Vazante, bem como granitos e gnaisses associados, do Grupo Araxá (DARDENNE, 2000; VALERIANO *et al.*, 2004a; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012), configurando dois domínios estruturais, o domínio interno e o domínio externo (UHLEIN *et al.*, 2012).

O Grupo Paranoá é uma unidade metassedimentar predominantemente siliciclástica, abrangendo metaparaconglomerados (Formação São Miguel) compostos por seixos de

quartzitos, siltitos calcíferos, calcários argilosos, numa matriz pelito-carbonatada, de cor esverdeada (DIAS, 2011); há abundância de arenitos, pelitos, xistos orgânicos, dolomitos e rochas carbonatadas (DARDENNE, 1978; 2000; VALERIANO *et al.*, 2004a; ALMEIDA, 2009; DIAS, 2011; CAMPOS *et al.*, 2013; REIS *et al.*, 2017).

Figura 9 - Faixa Móvel Brasília.



A) Localização da Faixa Móvel Brasília e seu contato com a borda ocidental do Cráton do São Francisco. B) Geologia simplificada e arcabouço geotectônico da Faixa Brasília; posição das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Uruçuia e sub-bacia do Ribeirão Cotovelo em relação à província. Fonte: Modificado de Sotero *et al* (2019)

O Grupo Canastra é constituído por uma sucessão metassedimentar detrítica (pelítica e psamítica), abrangendo essencialmente filitos intercalados com lentes de quartzitos, metamorfizados em fácies xisto verde, assim como intercalações dolomíticas e turbidíticas de quartzitos (VALERIANO *et al.*, 2004a; DIAS, 2011), frequentemente contendo sedimentos terrígeno-carbonatos silto-argilosos (CAMPOS-NETO, 1984; VALERIANO *et al.*, 2004a; ALMEIDA, 2009; RODRIGUES *et al.*, 2010; DIAS, 2011; CAMPOS *et al.*, 2013; CARVALHO *et al.*, 2019) e filitos carbonosos nas unidades superiores (FREITAS-NETO; DARDENNE, 1994; DIAS, 2011).

O Grupo Ibiá está organizado em duas formações: na base, a Formação Cubatão, conglomerática, contém abundante matriz de composição metapelito-carbonatada, na qual flutuam fragmentos de diferentes tamanhos, formas e litologias; a redução no tamanho e na quantidade de seixos da matriz indica passagem gradacional para a unidade superior. Esse material registra metamorfismo regional de baixo grau, na fácies xisto verde (SEER *et al.*, 2000; PEREIRA *et al.*, 1994; DIAS, 2011). No topo, a Formação Rio Verde abrange um pacote de xistos, filitos e calcifilios, formado por bandas laminadas centimétricas e rítmicas, quartzosas e micáceas, sujeito a intensa deformação regional. Em razão do avançado estado de intemperismo, ocorrem lâminas muito finas, argilosas, rosáceas e esbranquiçadas, de caráter rítmico (PEREIRA *et al.*, 1994; DIAS, 2011).

O Grupo Vazante é constituído por depósitos sedimentares detrito-carbonáticos e pelito-dolomíticos, incluindo pelitos, filitos, dolomitos, quartzitos, xistos, ardósias, metassiltitos, conglomerados, raros calcários e diamictitos basais (DARDENNE *et al.* 1998; DARDENNE 2000; PIMENTEL *et al.*, 2011; SANTANA, 2011; RODRIGUES *et al.*, 2012; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012), afetados por metamorfismo de fácies xisto verde (MONTEIRO *et al.*, 2006).

O Grupo Araxá reúne xistos, micaxistos, paragneisses, quartzitos micáceos, intercalados a anfíbolitos (SABARAENSE, 2016), organizados em sequências vulcanossedimentares e metassedimentares intensamente deformadas, bem como rochas ígneas máficas, metamáficas e ultramáficas (anfíbolitos, metabasaltos, meta-andesitos, metariolitos), associadas a micaxistos micáceos detríticos e quartzitos (DARDENNE, 2000; SEER *et al.*, 2000; 2001; DIAS, 2011; SEER; MORAES, 2013; PIMENTEL, 2016; VALERIANO *et al.*, 2004b). Localmente, ocorrem lentes de mármore dolomítico (SABARAENSE, 2016), com indicação de rochas pelíticas metassedimentares, metamorfizadas até a fácies anfíbolito e intrusões graníticas (SEER *et al.*, 2000; SABARAENSE *et al.*, 2016).

3.2.2 Estratigrafia do Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí constitui a cobertura Neoproterozoica (Ediacarana) do Cráton do São Francisco (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012; REIS; ALKMIM, 2015); é composto por sucessões siliciclásticas, pelito-carbonatadas e arenitos arcoseanos de origem marinha rasa, organizadas em sequências sedimentares e metassedimentares e contém pelitos, arenitos,

siltitos, argilitos, calcários, dolomitos, calcarenitos, calcilutitos, calciruditos, margas e conglomerados (DARDENNE, 1978; CAMPOS; DARDENNE, 1997a; PEDROSA-SOARES *et al.*, 1994; REIS *et al.*, 2017). Essas sequências encontram-se organizadas em cinco formações (Figura 10): Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (COSTA; BRANCO, 1961; DARDENNE, 1978; SCHOBHENHAUS *et al.*, 1985; CAMPOS; DARDENNE, 1997; FRAGOSO *et al.*, 2011). Na parte central, de domínio plenamente cratônico (ALKMIM; BRITO NEVES, 1993), estas formações são dispostas em camadas plano-paralelas. Na borda ocidental do cráton, adjacente ao contato com a faixa móvel, falhas inversas e transcorrentes, dobras e ambientes metamórficos modificaram essas rochas (ALMEIDA, 1977; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; 2012; REIS; ALKMIM, 2015).

Figura 10 - Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí, em Minas Gerais.

LITOLOGIA	FORMAÇÃO	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO
 Arcóseo esverdeado em bancos maciços siltito-arcoseano esverdeado	Três Marias	Ambiente marinho raso a continental
 Siltitos-argilosos margosos esverdeados com calcário cinza na base. No topo, Bancos de arcóseo esverdeado	Serra Da Saudade	Ambiente sublitorâneo com águas tranquilas a francamente marinho
 Siltitos-argilosos intercalando bancos ou lentes de calcário preto oolítico, fétido. Níveis margosos constantes	Lagoa do Jacaré	Periodicamente, um retorno à sedimenta- ção sublitorânea, com águas rasas agitadas e pelas correntes de maré
 Argilito com lentes de calcário cinza- escuro e níveis de margas	Santa Helena	Ambiente sublitorâneo relativamente profundo com águas calmas
 Calcário cinza-escuro, localmente oolítico Dolomitos laminados, brechas dolomíti- cas e dolarenitos Calcário argiloso cinza-escuro bem laminado Argilito com lentes de dolomito, bege bem laminado	Sete Lagoas	Ambiente sublitorâneo Ambiente litorâneo Ambiente sublitorâneo Ambiente litorâneo

Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí, em Minas Gerais, com as principais litologias associadas às suas cinco formações, assim como a descrição dos ambientes de sedimentação de cada unidade. Modificado de Tschidel (2004).

Em razão da existência de um cinturão dobrado e falhado, associado a uma zona de cisalhamento pré-Cambriana de direção NNW-SSE, que atravessa o cráton entre o Reservatório de Três Marias e o Sudeste do Estado de Tocantins (CPRM, 2003a; 2003b). Assim, as

Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade foram alteradas, submetidas a uma tectônica dúctil-rúptil e são reunidas no Sub-Grupo Paraopeba (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). A Formação Três Marias encerra a megassequência sedimentar Bambuí; trata-se de arenitos arcoseanos, finos a médios, predominantemente marrons, amarronzados, siltitos arcoseanos, cinza claros, ardósias verdes, xistos e calcários cinza claros, não metamorfizados (DARDENNE, 1978; LIMA *et al.*, 2007; UHLEIN *et al.*, 2011), depositados em concordância morfológica com os grandes alinhamentos estruturais regionais NNW-SSE.

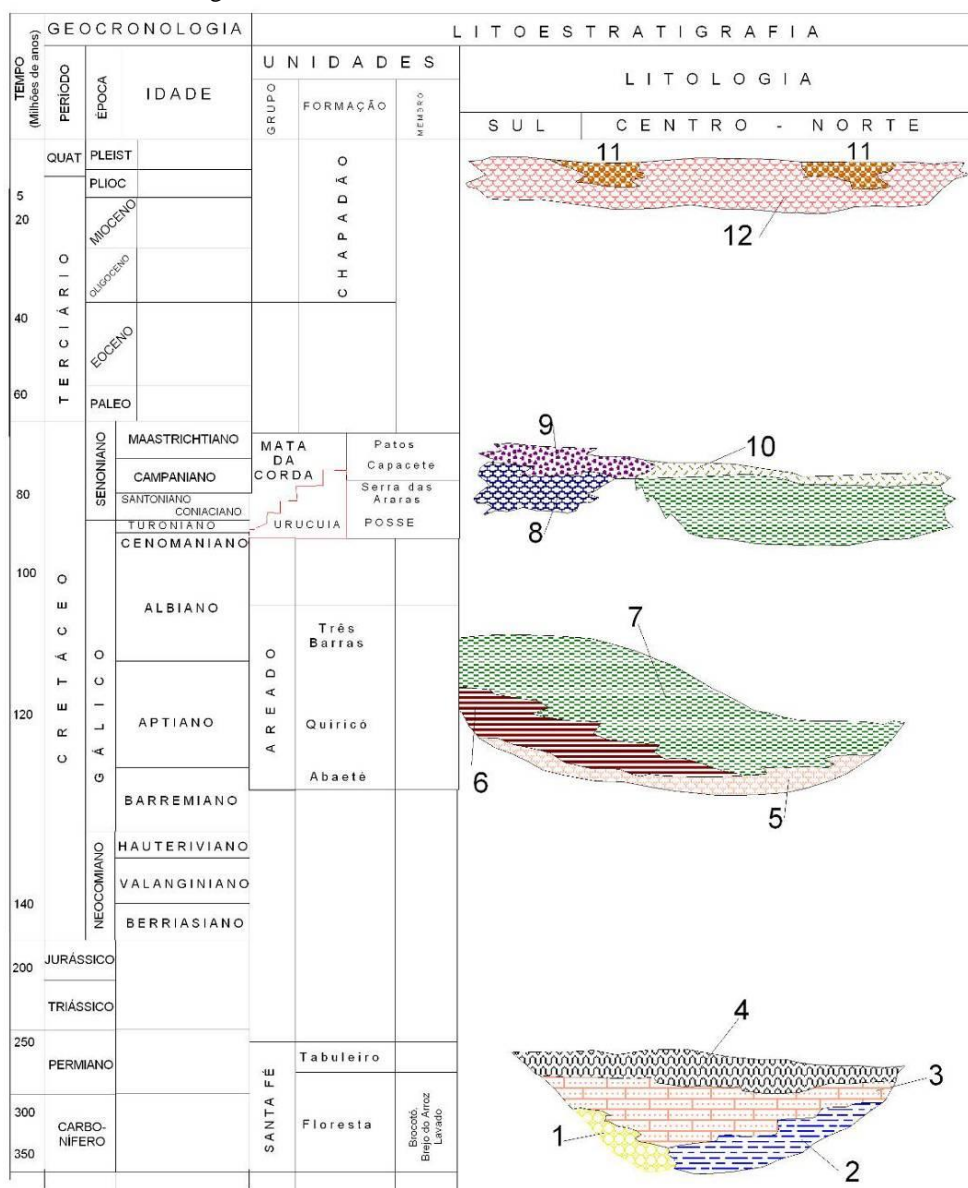
Os conjuntos deformados da Província Tocantins foram organizados em duas faixas de dobramentos, Uruaçu e Brasília (ALMEIDA, 1968; 1977), ambas nas direções NW-SE a NNW-SSE (BACELLAR, 1989). Ruellan (1952), a seu tempo, diferenciou o grau de deformação das coberturas cratônicas no São Francisco a partir da observação de sedimentos não deformados no centro da bacia e colocados próximo a pacotes intensamente deformados na borda ocidental da unidade (BACELLAR, 1989), significando que as deformações do Grupo Bambuí foram tardias (ALMEIDA, 1968 *apud* BACELLAR, 1989,). Dessa forma, somente a Formação Três Marias pode ser descrita como uma molassa depositada em uma bacia antepaís (COSTA *et al.*, 1970; MARSHAK; ALKMIM, 1989; BACELLAR, 1989), representando o encerramento do ciclo de sedimentação neoproterozoico, visto não guardar registros desses eventos de deformação.

3.2.3 Estratigrafia das Coberturas Fanerozoicas

As coberturas Fanerozoicas do Cráton do São Francisco são reunidas na província sedimentar Bacia Sanfranciscana (CAMPOS; DARDENNE, 1997; CPRM, 2003a; 2003b; REIS *et al.*, 2017). Elas consistem de espessas sucessões clásticas, vulcânicas, vulcano-clásticas, arenosas, silto-arenosa, eventualmente laterizadas, com variada composição litológica e mineralógica, do Paleozoico ao Cretáceo Superior, reunidas nos Grupos Santa Fé, Areado, Urucuia e Mata da Corda (Figura 11). Englobam, também, coberturas arenosas, siltosas e argilosas provenientes de regolitos detríticos, colúvios e alúvios descritos nos termos da Formação Chapadão, as mais recentes atribuídas ao Neo-Cenozoico (CETEC, 1983; CAMPOS; DARDENNE, 1997a, 1997b; CPRM, 2003a, 2003b; SGARBI *et al.*, 2001; REIS; ALKMIM, 2015; REIS *et al.*, 2017)

Normalmente situadas em cotas mais elevadas, as unidades Fanerozoicas são diversificadas em termos da litologia. O Grupo Santa Fé (Paleozoico), glaciogênico, é composto por sequências de tilitos e diamictitos com presença de varvitos e *dropstones* em folhelhos (CAMPOS; DARDENNE, 1994). Após encerrada a Glaciação Gondwana, segue-se um longo hiato deposicional, marcado por um intenso e prolongado período de arrasamento da paisagem, até que se inicia novo ciclo de sedimentação no Cretáceo Médio, com a acumulação do Grupo Areado.

Figura 11 - Coluna estratigráfica das coberturas fanerozoicas da Bacia Sanfranciscana, em Minas Gerais.



1) Diamictitos, tilitos e tilóides; 2) Folhelhos com dropstones; 3) Arenitos heterogêneos; 4) Arenitos maciços calcíferos com intercalações argilosas; 5) Conglomerados e arenitos; 6) Folhelhos; 7) Arenitos; 8) Lavas e piroclásticas alcalinas; 9) Arenitos vulcânicos; 10) Arenitos eólicos; 11) Conglomerados de terraços; 12) Areias inconsolidadas.

Fonte: Campos e Dardenne (1997a).

Na base do Grupo Areado, conglomerados contendo ventifactos marcam o limite do Cretáceo Médio (Formação Abaeté) - sua origem foi associada a ambientes de planície de inundação e canal fluvial com retrabalhamento eólico (BARCELLOS; SUGUIO, 1980; CAMPOS; DARDENNE, 1994). Em seguida, surgem folhelhos, siltitos e arenitos finos de origem lacustre e marinho raso (BARCELOS; SUGUIO, 1980; SGARBI, 2000, KATTAH, 1991, CAMPOS; DARDENNE, 1997a), além de fácies fluviais com depósitos de canal, planície de inundação e fluviodeltáica (Formação Quiricó, Grupo Areado). Essas formações encontram-se recobertas por arenitos médios provenientes de sistema desértico com fácies fluviais, lacustres e eólicas (Formação Três Barras, Grupo Areado e Grupo Urucuia), em seu conjunto atribuídos ao Cretáceo Superior (CAMPOS; DARDENNE, 1994; 1997a). Esses arenitos afloram na forma de capeamentos areníticos e cornijas, localmente silicificados (SGARBI, 2000). Os arenitos do Grupo Urucuia imbricam-se lateralmente com arenitos vulcanoclásticos derivados de tufos e lavas máficos e ultramáficos da Formação Capacete do Grupo Mata da Corda (FRAGOSO *et al.*, 2011), esses últimos datados com cerca de 80 Ma (ULBRICH; GOMES, 1981; GIBSON *et al.*, 1995; CAMPOS; DARDENNE, 1994; 1997a).

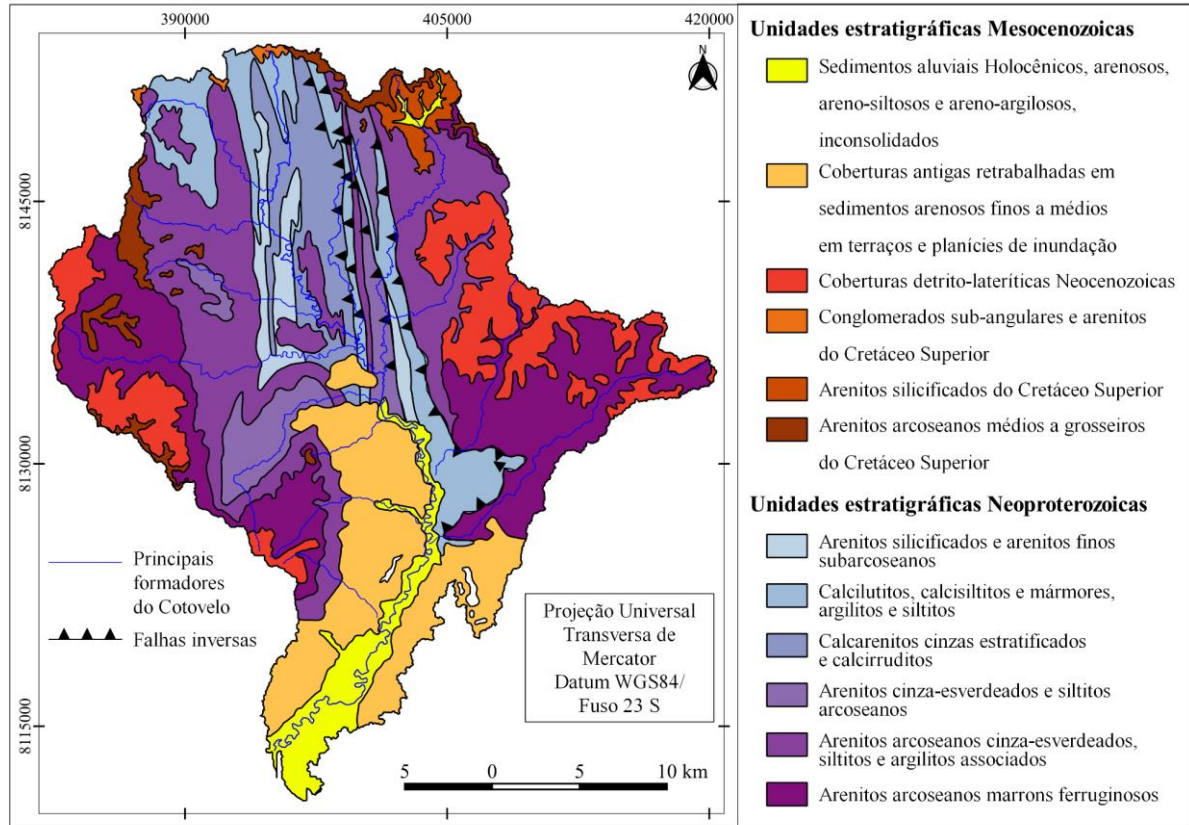
As coberturas Neo-Cenozoicas de natureza aluvionar, coluvionar e eluvionar (formalmente denominadas Formação Chapadão – MOREIRA; CAMELIER, 1977) reúnem sedimentos detríticos inconsolidados, predominantemente arenosos, porém, abrangem também composições areno-argilosa, siltica e argilo-siltica, com ou sem seixos e matacões, derivados da remobilização e do retrabalhamento de coberturas antigas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a); os materiais finos preenchem numerosas lagoas e dolinas, algumas com ocorrência de depósitos de espongitos, notadamente no interior da bacia do Rio Paracatu (ALMEIDA *et al.*, 2011; CETEC, 1983; CPRM, 2003a; 2003b). Acima dos 800 m, ocorrem níveis arenosos e areno-argilosos associados a estratos lateríticos (CPRM, 2003a; 2003b).

3.2.4 Geologia da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

A geologia da bacia do Ribeirão Cotovelo (Figura 12) consiste predominantemente de litotipos areníticos e pelíticos variados, que constituem as coberturas sedimentares e metassedimentares neoproterozoicas do Cráton do São Francisco (CAMPOS; DARDENNE, 1997). A sub-bacia insere-se no domínio deformado ocidental do Cráton (ALKMIM, 2004), portanto, integra sua bacia antepaís ocidental (KUCHENBECKER; PEDROSA-SOARES, 2010), associada à

edificação da Faixa Brasília pela orogênese Brasileira, no Neoproterozoico (MARTINS-NETO, 2009).

Figura 12 - Mapa geológico simplificado da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo



Fonte: CPRM; COMIG (2003b; 2003c).

No âmbito da bacia do Cotovelo, as unidades estratigráficas aflorantes estão reunidas nas formações Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias, integrantes do Grupo Bambuí (DARDENNE, 1978) e nos Grupos Santa Fé, Areado, Urucuia e na Formação Chapadão, denominados conjuntamente de Bacia Sanfranciscana (CAMPOS; DARDENNE, 1997). De modo geral, os sedimentos Fanerozoicos apresentam-se pouco deformados localmente, enquanto que no interior da bacia, um evento de tectônica rúptil-dúctil, associado ao sistema de falhas Traçadal-São Domingos, criou uma zona de cisalhamento NNW-SSE correspondente ao Subgrupo Paraopeba, unidade que engloba as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985; YAMATO; ARAÚJO, 2003).

Constituída de unidades predominantemente pelíticas, a Formação Serra da Saudade ocorre nas cotas abaixo dos 700 m, podendo ser facilmente observadas nos fundos de vales dissecados,

como ocorre no leito do Ribeirão Cotovelo, a montante da planície de sedimentação fluviolacustre e nos canais dos principais tributários, como os Córregos Morro Redondo, Terra Vermelha, Cana-brava, Alegre e Tapioca. Contudo, seus afloramentos locais não estão suficientemente expostos para se determinar sua espessura total. Mais ao nordeste, em direção ao vale do Rio Jaíba, a unidade alcança 100 m e tende a se adelgaçar em direção a leste (IGLESIAS; UHLEIN, 2009).

Localmente, a Formação Lagoa do Jacaré constitui uma unidade com composição litológica bastante diversificada, em razão do intenso tectonismo que modificou/cisalhou suas rochas; é composta por calcários e calcários dolomíticos pretos e cinzas, margas, cherts, lamitos, siltitos, calcirruditos, calcissiltitos, calcarenitos finos a médios; os litotipos possuem coloração variando de cinza claro a cinza escuro e a preto, geralmente maciços, com níveis oolíticos, psolíticos e intraclastos de calcirruditos (COSTA; BRANCO, 1961; BRAUN, 1968; DARDENNE, 1978; IGLESIAS; UHLEIN, 2009).

As coberturas sedimentares cenozoicas constituem-se de unidades superficiais com grande distribuição na área, resultado dos intensos processos erosivos que afetaram as formações anteriormente descritas. Apresentam-se geralmente inconsolidadas, com espessuras variáveis e podem ser classificadas como coberturas aluvionares, coluvionares e eluvionares (CETEC, 1981; 1983; IGLESIAS; UHLEIN, 2009). Os pacotes aluvionares distribuem-se em volumes variáveis sobre os baixos interflúvios dos formadores da bacia do Cotovelo, bem como constituem os pacotes sedimentares transportados por seus tributários e sub-tributários de todas as ordens. Resultam da acumulação de detritos diversos remobilizados por processos pluviais, fluviais e gravitacionais e acumulados em ambientes fluviais ou fluviolacustres. Nos terraços Pleistocênicos do baixo vale essas coberturas podem alcançar cerca de 15 metros de espessura. Já no interflúvio da margem esquerda, setor sudeste da bacia, sua distribuição é extensa, recobrando todo o interflúvio, onde pode chegar a 10 metros de espessura.

As coberturas coluvionares resultam do intemperismo e do retrabalhamento das unidades estratigráficas areníticas posicionadas nas cotas mais elevadas da bacia, notadamente da Formações Três Marias e Três Barras e Grupo Urucuia; incluem também o desmonte erosivo das coberturas arenosas e lateríticas situadas sobre os relevos mais altos (Serra do Boqueirão, Serra do Morro Redondo, Morro dos Três Irmãos, etc.). Compõem-se de volumes arenosos, silto-arenosos e silto-argilosos, de coloração amarelada a avermelhada, devido à elevada

concentração de óxidos de ferro proveniente do intemperismo da laterita. Os pacotes de colúvio possuem espessura variável e granulometria arenosa, silto-arenosa e silto-argilosa; afloram extensivamente nas baixas vertentes da bacia.

3.3 TECTÔNICA REGIONAL

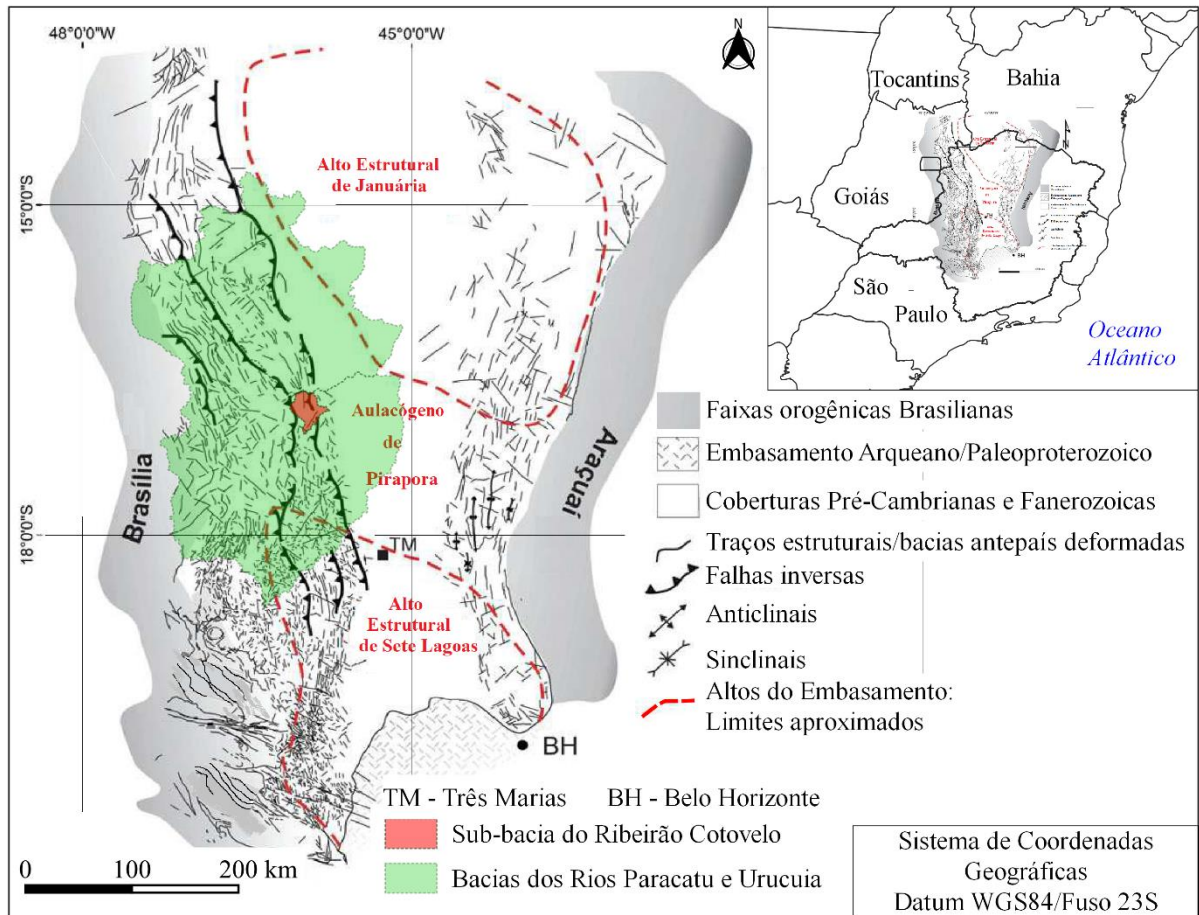
Quatro feições de dimensões subcontinentais definem a configuração tectônica regional no Noroeste de Minas Gerais (ALKMIM *et al.*, 1993; REIS *et al.*, 2016): o Aulacógeno Pirapora, a Faixa Móvel Brasília, as zonas de cobertura cratônica deformadas (bacias antepaís) e o núcleo plenamente cratônico do paleocontinente São Francisco (Figura 13). O Aulacógeno é um sistema complexo de falhas normais NW-SE a WNW-ESE, derivado de uma estrutura em *rift* do Proterozoico Inferior que atravessa as regiões central e oeste do Estado de Minas Gerais, estendendo-se entre dois altos estruturais, o Alto de Sete Lagoas ao Sul e o Alto de Januária do Norte (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS; ALKMIM, 2015). As províncias Faixa Móvel Brasília e Cráton do São Francisco compartilham contato tectônico grosseiramente passando pelo alinhamento Sul-Norte Araxá-Vazante-Paracatu-Unaí (ALMEIDA, 1977).

O subconjunto ocidental da zona de cobertura cratônica deformada é um domínio imbricado de margem passiva (ALKMIM, 2004; PIMENTEL, 2016). Trata-se de um cinturão de rochas dobradas, caracterizado por estrutura polifásica, complexa, com presença de dobras e escamas mergulhando para oeste, bem como falhas inversas e transcorrentes, abrangendo uma série de *nappes*, tais como Araxá, Passos e Luminárias (VALERIANO *et al.*, 2000). Geneticamente, todo o conjunto é atribuído ao transporte tectônico Oeste-Leste da Faixa Brasília, posicionado junto ao cráton (PIMENTEL, 2016). Três padrões direcionais de lineamentos e falhas foram mapeados no setor centro-sul da bacia do São Francisco; um padrão de falhas com deslocamento sinistral na direção N50-60W; um segundo padrão de falhas com deslocamento dextral na direção N50-55E e, por fim, um padrão de falhas inversas com empurrões na direção E-W (KIANG *et al.*, 1988).

Esse arranjo tectônico (Figura 13) foi herdado da Orogênese Brasileira, responsável pela inversão das bacias sedimentares de margem passiva Mesoproterozoica e Neoproterozoica, adjacentes ao Cráton do São Francisco (PIMENTEL, 2016; UHLEIN *et al.*, 2012). Em sua parte central, a Faixa Móvel Brasília é caracterizada por falhas NNW-SSE, Pré-Cambrianas, inversas e transcorrentes e por padrões de falhas transcorrentes NW-SE, sinistrais (ALKMIM;

MARSHAK, 1998; VALERIANO *et al.*, 2000). Neste compartimento formam-se estruturas dobradas e falhadas com mergulhos de alto ângulo e *nappes*, evocando um estilo estrutural de regime compressional, potencialmente derivado da configuração tectônica compressiva de escala regional. As estruturas mais antigas foram parcialmente obliteradas por zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis (VALERIANO *et al.*, 2000; REIS; ALKMIM, 2015).

Figura 13 - Elementos estruturais de escala regional, no Noroeste de Minas Gerais



Inserção das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucua e da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo em relação às zonas de coberturas cratônicas deformadas (bacias antepaís), faixas de dobramento da Orogênese Brasileira (Faixa Brasília e Faixa Araçuai) e Aulacógeno de Pirapora (baixo gravimétrico). Fonte: Modificado de Reis *et al* (2016).

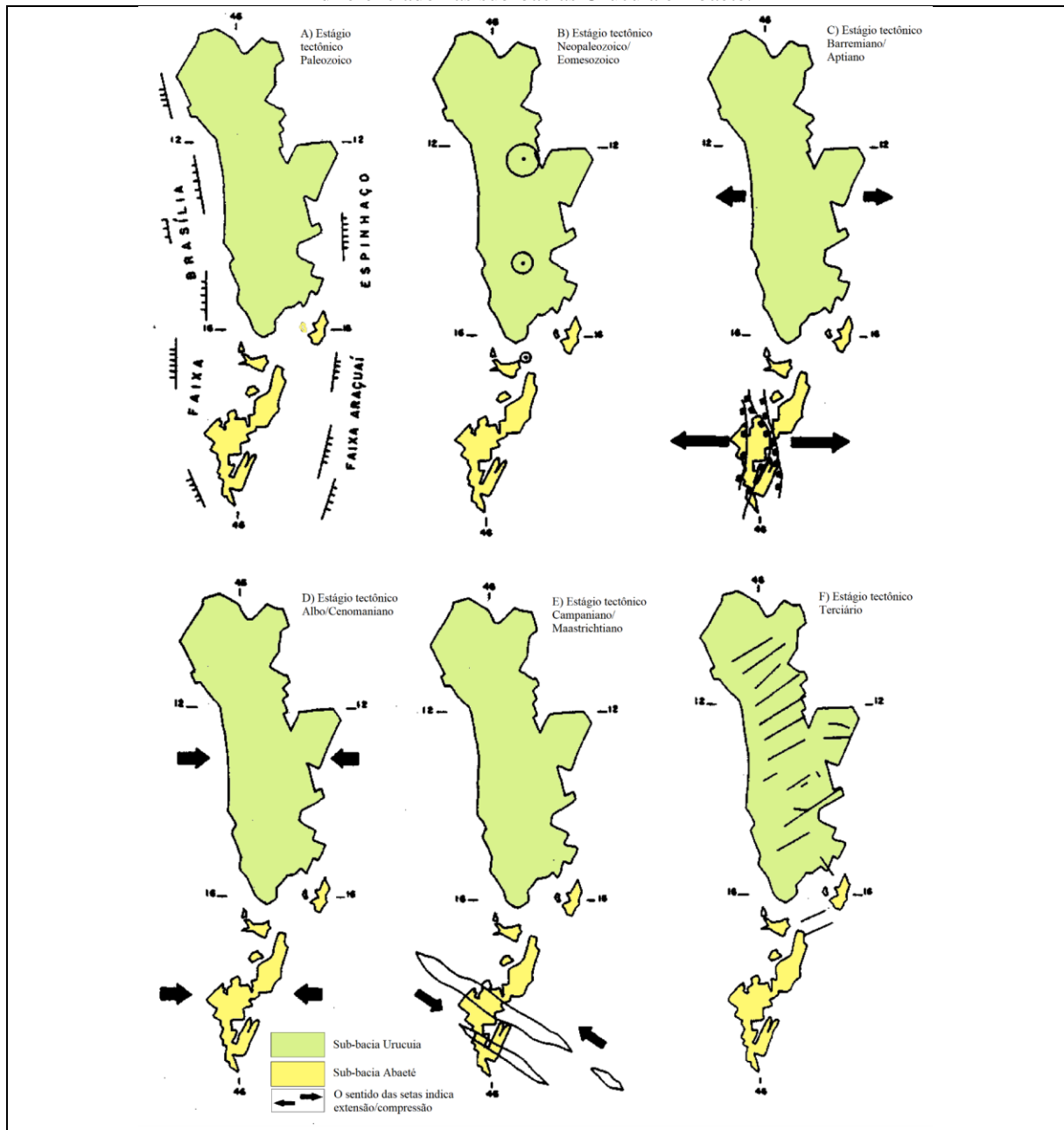
Adjacente ao domínio cratônico, o subconjunto central corresponde à bacia antepaís, um ambiente marinho raso sobre o Paleocontinente São Francisco no final de um Ciclo de Wilson (CHANG *et al.*, 1987; ALKMIM; MARSHAK, 1998), durante o Proterozoico, encerrado ao final do Ciclo Orogênico Brasileiro (PEDROSA-SOARES *et al.*, 1994; DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2000).

Após a deposição dos sedimentos marinhos do Grupo Bambuí (CAMPOS; DARDENNE, 1997a), a colisão entre a Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira (ALMEIDA, 1977) deformou as coberturas cratônicas, sob condições rúpteis/dúcteis, em grau metamórfico incipiente (CPRM, 2003a; 2003b). Uma zona de cisalhamento NNW-SSE, situada entre o médio vale do Rio Urucuia (cidade de Riachinho), passando pelas localidades de Riacho da Onça (bacia do Ribeirão Cotovelo), Canabrava (bacia do Rio da Caatinga) e Vereda Malhada (Bacia do Rio Santo Antônio), atravessa a cobertura cratônica e separa as unidades sedimentares e metassedimentares em dois domínios estruturais: um a oeste, caracterizado por rochas deformadas e dobradas; outro a leste, definido por unidades menos deformadas e que guardam posição horizontalizada; o domínio estrutural ocidental exibe uma densa rede de fraturas e lineamentos crustais orientados preferencialmente na direção N-S a NNW-SSE, decorrentes de uma tectônica transpressional (CPRM, 2003a; 2003b). No oeste de Minas Gerais, o Grupo Bambuí exibe estratos indeformados de coberturas Proterozoicas, grosseiramente orientados na direção N-S, na parte central da bacia cratônica (ALKMIM *et al.* 1993; VALERIANO *et al.* 1995; VALERIANO *et al.*, 2000; REIS; ALKMIM, 2015).

Durante o Fanerozoico, seis estágios tectônicos (Figura 14) respondem pela evolução estrutural da cobertura cratônica, abrangendo também a zona de contato cráton-faixa móvel, no Oeste e Noroeste de Minas Gerais (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Esses eventos atingiram com diferentes intensidades as coberturas Paleozoicas e Mesozoicas no interior da área plenamente cratônica. Essa tectônica contínua resultou dos processos de fragmentação do Gondwana e da deriva da placa Sul-Americana; seus efeitos são percebidos na reativação de estruturas brasileiras, desenvolvimento de processos tafrogênicos como a sedimentação no *rift* Abaeté, subsidência flexural e o magmatismo Mata da Corda, bem como na posterior reativação neotectônica (CAMPOS; DARDENNE, 1997b).

Assim, uma tectônica extensional pós-Paleozoica relacionada à fragmentação do Gondwana Ocidental (HASUI, 1990; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001) afetou os estratos rochosos proterozoicos, desenvolvendo sistemas de falhas normais extensionais (BARCELOS; SUGUIO, 1980), reativando descontinuidades neoproterozoicas e criando uma série de hemigrabens (SAWASATO, 1995; FRAGOSO *et al.*, 2011). Estes controlaram parcialmente a sedimentação do Grupo Areado na Sub-bacia Abaeté (BARCELOS; SUGUIO, 1980; HASUI; HARALYI, 1991; FRAGOSO *et al.*, 2011).

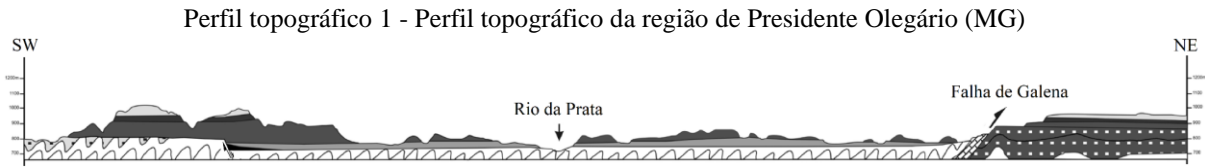
Figura 14 - Estágios da evolução tectônica Fanerozoica da Bacia Sanfranciscana, mostrando o comportamento diferenciado nas sub-bacias Urucuia e Abaeté.



A) Estágio tectônico Paleozóico. Um baixo relativo entre duas cadeias de montanhas representou a calha que definiu a Proto Bacia Sanfranciscana. B) Estágio tectônico Neopaleozóico/Eomesozoico. Reequilíbrios isostáticos pós-glaciais, retrabalhamento dos sedimentos Paleozóicos e soerguimento da bacia. C) Estágio tectônico Barremiano/ Aptiano. Final da fragmentação do Gondwana, reativação de estruturas Brasilianas. D) Estágio tectônico Albo/Cenomaniano. Fase pós-rifte da margem continental, compressiva, com subsidência flexural e acumulação do Grupo Urucuia. E) Estágio tectônico Campaniano/Maastrichtiano. Atuação de falhas transformantes com desenvolvimento de *grabens* (bacias pull-apart) e implantação do magmatismo Mata da Corda. F) Estágio tectônico Terciário. Reativação neotectônica, resultando em padrão retangular de drenagens.
Fonte: Modificado de Campos e Dardenne (1997b).

Devido à atuação dessa tectônica Fanerozoica, a falha inversa de Galena (com orientação NW-SE e mergulho para Oeste) colocou a Formação Lagoa do Jacaré sobre a Formação Três Marias (Perfil topográfico 1), como pode ser observado no mapa de geologia correspondente à folha

Presidente Olegário (KATTAH, 1991; FRAGOSO *et al.*, 2011). Neste contexto, a feição tectônica marcante no ambiente cratônico é o alinhamento de dois sistemas paralelos de falhas NNW-SSE, correlacionados ao Sub-Grupo Paraopeba (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985), ajustados à zona de cisalhamento Pré-Cambriana (CPRM/COMIG, 2003a; 2003b).



A Falha de Galena coloca a Formação Lagoa Formosa (siltitos e diamictitos do Neoproterozoico Médio) sobre a Formação Três Marias (arenito feldspático e siltico do Neoproterozoico Superior), evidência da reativação de descontinuidades Brasilianas. Fonte: Modificado de Fragoso *et al* (2011).

Durante a reativação Cretácea (SGARBI, *et al.*, 2001), o soergimento do Alto Estrutural do Alto Paranaíba (HASUI *et al.*, 1975; HASUI; HARALYI, 1991) controlou o magmatismo alcalino no Sudoeste da Bacia Sanfranciscana (HASUI *et al.*, 1975; BARCELOS; SUGUIO, 1980; HASUI; HARALYI, 1991; SGARBI *et al.*, 2001), orientado para noroeste e empilhado em *grabens* correlativos (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Inicialmente, devido ao reajuste isostático e, então, ao soergimento e à reativação tectônica de falhas de orientação submeridiana (SGARBI *et al.*, 2001), essa feição estrutural também explica a separação entre a Bacia do Paraná, a SSW, e a Bacia Sanfranciscana, a NNE (HASUI; HARALYI, 1991). Isso levou também ao sincronismo entre vários episódios distintos no contexto regional, incluindo as acumulações vulcanossedimentares Mata da Corda, a sedimentação clástica na Depressão Abaeté (HASUI; HARALYI, 1991; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001), a instalação de um sistema de falhas extensionais NNE-SSW, influenciado pela Flexura da Mata da Corda (HASUI *et al.*, 1975; HASUI; HARALYI, 1991). Finalmente, um ciclo tectônico rúptil do Cenozoico Intermediário ao Superior (com orientação NE) resultante da reativação de zonas de fraquezas Pré-Cambrianas e Cretáceas controla a baixa densidade da drenagem sobre arenitos e exerce forte influência sobre o atual padrão de drenagem retangular (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Sendo as mais recentes feições tectônicas regionais mapeadas, estes sistemas de falhas normais orientados para NE e aqueles sistemas de falhas transcorrentes e inversas orientadas para NW definem as direções atuais da drenagem regional e os padrões de drenagem correspondentes (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001).

3.3.1 Síntese cronológica da tectônica regional

Em linhas gerais, por sua própria natureza, o contato entre duas províncias tectônicas possui uma história geológica complexa, mais ainda no contexto da Plataforma Sul-Americana, em razão de sucessivos processos de fragmentação e amálgamas continentais (SCHOBENHAUS; BRITO-NEVES, 2003; HASUI, 2010; BRITO-NEVES *et al.*, 2014). A natureza essencialmente tectônica da Província Tocantins explica sua relação complexa com o Paleocontinente São Francisco, uma província cratônica, estável por definição. Contudo, há registros de pelo menos três ciclos termo-tectônicos (SAADI, 1991) que imprimiram modificações nas rochas dessas duas entidades, embora não haja um consenso sobre o alcance espacial dos eventos mais antigos:

- O Ciclo Transamazônico – tectônica compressiva com falhamentos transcorrentes e dobramentos W-NW a E-SE e NE, entre 2,1 e 1,8 Ga (SAADI, 1991; ALKMIM; MARSHAK, 1998).
- O Ciclo Uruaçuano – tectônica transcorrente e compressiva NW-SE, entre 1,5 e 1,1 Ga (SAADI, 1991; ALKMIM; MARSHAK, 1998).
- O Ciclo Brasileiro - Tectônica compressiva e transcorrente W-E a NW-SE, com vergência para E, entre 0,63 e 0,45 Ma (ALMEIDA, 1967; 1977; ALKMIM; MARSHAK, 1998).

No Fanerozoico, os processos experienciados pela Plataforma Sul-Americana culminaram com o último episódio de fragmentação do Gondwana, separação entre a América do Sul e a África e abertura do Oceano Atlântico, a partir do final do Jurássico; esse episódio foi denominado Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), Reativação Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS *et al.*, 1981) e ativação pós-paleozoica (ALMEIDA; CARNEIRO, 1989). A fragmentação do supercontinente Gondwana é descrita como um fenômeno de arqueamento crustal (SALVADOR, 1994), decorrente de diferentes estágios de ascensão termal na região central do Paleocontinente Gondwana (PINTO; VIDOTTI, 2019), sucedido pelo processo de rifteamento e fragmentação continental (SEGEV, 2002), reativação de estruturas NW-SE (HASUI *et al.*, 1978; RICCOMINI, 1989; PINTO; VIDOTTI, 2019), migração e distanciamento entre as placas Sul-Americana e Africana (HASUI, 1990), abertura do Oceano Atlântico (134-114 Ma), seguido de episódios de magmatismo basáltico, no Jurássico Superior (ALMEIDA, 1983;

1986), representado por intrusões de diques de rochas básicas (vulcanismo de ambiente fraturado) na Bacia do Paraná (REIS *et al.*, 2014; PINTO; VIDOTTI, 2019), bem como derrames kamafugíticos no Planalto da Mata da Corda, no Cretáceo Superior (SGARBI, 1991; SGARBI *et al.*, 2001) e, finalmente, consequentes e numerosos episódios de sedimentação neocenozoica (HASUI, 1990; SAADI, 1991). No Noroeste de Minas Gerais, esses eventos meso-cenozoicos guardam uma cronologia complexa.

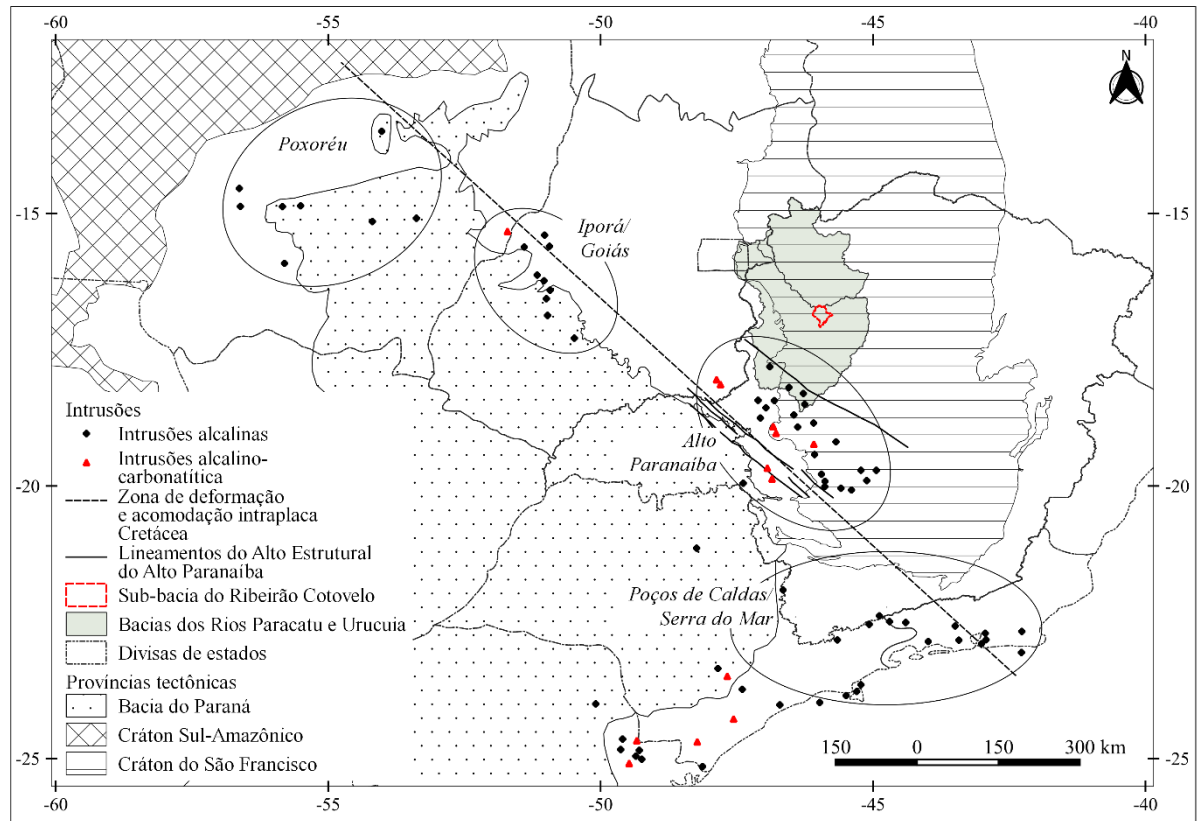
Desde o início do Fanerozoico, os eventos tectônicos de maior expressão dizem respeito aos vulcanismos regionais: derrames basálticos da Bacia do Paraná (175 – 120 Ma), magmatismo alcalino na Serra do Mar e sul de Minas Gerais (77 – 53 Ma), soerguimento do Alto Paranaíba (147 – 119 Ma), intrusões alcalinas da Flexura de Goiânia (100 – 45 Ma) e vulcanismo kamafugítico do Planalto da Mata da Corda (80 – 70 Ma) (AMARAL *et al.*, 1967; ULBRICH; GOMES, 1981; GIBSON *et al.*, 1997; JUNQUEIRA-BROD *et al.*, 2002). A Figura 15 traz um esquema espacial da ocorrência das províncias alcalinas do Centro-Oeste e Sudeste do Brasil; as intrusões mais antigas estão no Oeste, em Mato Grosso; as mais jovens no litoral do Atlântico.

3.3.1.1 Cronologia das eventos tectônico-estruturais Fanerozoicos

Por conta dessa história complexa, neste capítulo procura-se sistematizar os principais eventos tectônicos ocorridos na zona de contato entre o Cráton São Francisco e a Província Tocantins, no Noroeste de Minas Gerais, os quais são relevantes para a compreensão da dinâmica geomorfológica regional no Neocenozoico.

A partir do início do Paleozoico, tem início a ocorrência de complexos processos e fenômenos que se desenvolvem sob o controle indireto das antigas geossuturas e de zonas de fraquezas crustais herdadas daqueles ciclos termo-tectônicos precedentes. Há casos, porém, em que essas antigas estruturas são modificadas por fenômenos tectônicos posteriores. Dessa forma, considerando uma tal complexidade estrutural e geológica, foi possível delimitar uma sequência de eventos tectono-estruturais Fanerozoicos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a elaboração das formas do relevo recente no Noroeste de Minas Gerais.

Figura 15 - Províncias alcalinas do Cretáceo Superior na borda da Bacia do Paraná, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.



Fonte: Modificado e adaptado de Ulbrich e Gomes (1981), Gibson *et al* (1997), Junqueira-Brod *et al.* (2002), Jacques (2003), Pérez-Días e Eagles (2014).

- Subsidência contínua da Província Paraná (uma sinéclise Devoniana) durante o Paleozóico, o Mesozoico e o Cenozoico (SAADI, 1991), com instalação de vulcanismo pós-Paleozoico no interior da bacia entre 147-119 Ma (ALMEIDA, 1986) e na Província de Poços de Caldas, entre 87 e 53 Ma (SAADI, 1991).

- Tendência ao contínuo e predominante soerguimento do Planalto Central durante o Paleozóico, o Mesozoico e o Cenozoico (SAADI, 1991).

- Instalação de uma faixa cristalina assimétrica (COSTA, 1963; HASUI *et al.*, 1975) sobre a Faixa Brasília (FUCK *et al.*, 1993), coincidente com as anomalias aeromagnéticas, provavelmente correspondentes a fraturas profundas preenchidas por dique de rochas básicas e aos quais associam-se falhas transcorrentes com componente sinistral (BOSUN, 1973; HASUI *et al.*, 1975; CROSTA *et al.*, 1986; MATTOS, 1986; MAGALHÃES, 1988), assim como ao lineamento N60W Patrocínio-Abaeté (BACELLAR, 1989), ao alinhamento N50-60W Catalão (GO)-Divinópolis (MG). A atividade contínua e os sucessivos episódios de reativação entre o

Jurássico Superior e o Cretáceo (COSTA, 1963) levaram à definição e nomeação da estrutura como Alto Estrutural do Alto Paranaíba (LADEIRA *et al.*, 1971).

- Início da fragmentação do Megacontinente Gondwana (Reativação Wealdeniana ou Evento Sul-Atlântico) no Jurássico Superior (há 200-180 Ma) e aceleração do processo de expansão oceânica a partir do Cretáceo Superior (PITMAN III; TALWANI, 1972; PÉREZ-DÍAZ; EAGLES, 2014; GRANOT; DYMENT, 2015; BIRD; HALL, 2016).

- Tectônica ascensional e distensional da Flexura de Goiânia (ou Arco da Canastra) uma feição intermitente, orientada NW-SE, relacionada à Sutura de Itumbiara (paralela ao Alto do Paranaíba), assim como suas falhas principais NW-SE, ativa durante o Paleozoico e o Mesozoico (163 – 125 Ma), com maior atividade entre o Neo-Jurássico e o Eo-Cretáceo (BRAJNIKOV, 1953; MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; HASUI; CORDANI, 1968; NORTHFLEET *et al.*, 1969; RAMOS, 1970; FULFARO, 1971; BARCELOS, 1979), embora alguns autores apontem evidências de atividade nesta flexura até o final do Cretáceo (GROSSI-SAD *et al.*, 1971; HASUI *et al.*, 1975; HARALYI, 1978; ALMEIDA, 1986; HASUI; HARALYI, 1991; SAADI, 1991).

- Aceleração da migração da Placa da América do Sul para oeste, a partir do Cretáceo Médio e Superior, com a instalação do *rift* oceânico pré-Aptiano (MELO *et al.*, 1985) e início do movimento de rotação no sentido horário (SZATMARI *et al.*, 1978 *apud* SAADI, 1991; RABINOWITZ; LABREQUE, 1979). Reativação de descontinuidades crustais do Proterozoico Médio ou mais antigas e instalação de novas descontinuidades como uma grande zona de falhas transcorrentes NW-SE (N40-50W), com componentes dextrais, posicionadas junto à borda meridional do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1967; HASUI *et al.*, 1975), coincidentes com lineamentos magnéticos (BOSUN *et al.*, 1973; MIOTO, 1990), com a ascensão do Alto Estrutural do Alto Paranaíba (JACQUES, 2013; PÉREZ-DÍAZ; EAGLES, 2014) e com a ascensão de intrusões alcalinas (Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra, Pântano) e magmatismo kimberlítico (Coromandel) no final do Cretáceo, nas margens da bacia do Paraná (HASUI *et al.*, 1975; HARALYI *et al.*, 1985 *apud* BACELLAR, 1989; GIBSON *et al.*, 1997; JUNQUEIRA-BROD *et al.*, 2002), bem como instalação de um dique de diabásio em Gorutuba/MG, entre o Cretáceo (Campaniano) e o Cenozoico (Eoceno Médio) (ALMEIDA, 1986).

- Instalação da Depressão do Abaeté entre o Barremiano (129,4 Ma) e o Santoniano (83,6 Ma), identificada como um baixo gravimétrico, a partir da movimentação da falha da Estrela, com transferência dextral NNE-SSW (HASUI; HARALYI, 1991) e demais falhas paralelas e conjugadas, como consequência do soerguimento da Flexura da Mata da Corda, ativação de suas estruturas extensionais (WSW-ENE e SW-NE) e posterior abatimento de blocos, o que levou à subsidência da depressão e acumulação da Formação Capacete (HASUI *et al.*, 1975; BARCELOS; SUGUIO, 1980). Falhas inversas cortam rochas cretáceas e proterozoicas, com transporte tectônico de Oeste para Leste (SGARBI, 1989).
- Instalação de um evento de epirogênese positiva generalizada em toda a extensão do continente Sul-Americano, devido ao reequilíbrio isostático, entre o Cretáceo Inferior (Aptiano) e o Mioceno Médio, seguida de marcada estabilidade (VALADÃO, 1998), conforme demonstrado pela elevação da Superfície Pratinha (Correlativa da Superfície Sul-Americana) até os 1.100 m (ALMEIDA, 1958).
- Preenchimento de blocos baixos e de zonas de falhas, como a Depressão de Uberaba, resultante do transporte tectônico extensional E-W (HASUI *et al.*, 1975; HASUI; HARALYI, 1991) e os testemunhos sedimentares do *graben* N50W, às margens da BR-381, no município de Oliveira (MG) decorrente de tectônica distensiva E-W, no Cretáceo Superior (SAADI, 1991), seguida de deposição de registro sedimentar (preenchimento de um segundo *graben* N50W nas mesmas imediações da BR-381), em ambiente compressivo SE-NW, no início do Cenozoico (SAADI, 1991).
- Evidência de reativação tectônica do Alto do Alto Paranaíba (66-23 Ma), perceptível também até próximo à cidade de Manga (MG), decorrente de tectônica ascensional, transcorrente e reversa, com basculamento do bloco Brasília para NW e mergulho SE-NW (BACELLAR, 1978; BARCELOS, 1979; BARCELOS; SUGUIO, 1980; SAADI, 1991).
- Magmatismo tardio na Flexura de Goiânia (65-45 Ma), com intrusões alcalinas em Patos de Minas, Serra do Bueno e Sacramento, produto de tectônica distensiva, ascensional e de falhas de gravidade N40-50W (HASUI *et al.*, 1975).
- Epirogênese positiva generalizada do continente Sul-Americano entre o Eoceno e o Oligoceno – 53 e 26 Ma – decorrentes de reequilíbrio isostático e reativações tectônicas globais (SGARBI,

1989; VALADÃO, 1998), com soerguimento regional expressivo nas bordas do Cráton do São Francisco, na área do Alto Estrutural do Alto Paranaíba (550 m) e no entorno de Pirapora-MG (100 a 150 m) e que, provavelmente, levaram a reativações neotectônicas, durante o Mioceno Médio e o Plioceno (11-3 Ma).

- Reativação neotectônica e nucleação de novos falhamentos Neogênicos (23-3,6 Ma) com orientação E-W no interior da Faixa Brasília, no Distrito Federal (CAMPOS *et al.*, 2016), e continuidade da deriva da Placa Sul-Americana para Oeste, resultante da tectônica distensiva e transcorrente com binário dextral E-W, entre o Mioceno Superior e o Plioceno (7,2 - 2,58 Ma) (HASUI, 1990; SALAMUNI, 1998)

- Soerguimento Pliocênico-Holocênico (3 Ma até o presente) generalizado do continente Sul-Americano, com alcance de 100 m no Alto Estrutural do Alto Paranaíba, resultante de reequilíbrio isostático e reativações tectônicas globais (VALADÃO, 1998).

3.3.2 Aspectos tectônicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

A bacia do Ribeirão Cotovelo está totalmente situada no interior da zona de cobertura deformada ocidental do Cráton do São Francisco (ALKMIM *et al.*, 1993); na escala local, insere-se entre dois domínios estruturais bastante distintos e complexos. O interflúvio ocidental da bacia é sustentado pela Serra do Boqueirão, um compartimento planáltico elevado sobre rochas horizontalizadas e pouco deformadas do Grupo Bambuí. Sobre esse compartimento, observam-se ocorrências de arenitos dos Grupos Areado e Urucuia, bem como coberturas Cenozoicas indivisas da Formação Chapadão (YAMATO; ARAÚJO, 2003). O interflúvio oriental, por sua vez, assenta-se sobre os compartimentos das Serras do Morro Redondo, Três Irmãos e Canastra; trata-se de um compartimento esculpido sobre as rochas da Formação Três Marias, onde ocorrem coberturas arenosas indiferenciadas, resultantes da alteração dos arenitos dos Grupos Santa Fé, Urucuia e Areado, descritas como coberturas Cenozoicas indivisas, atribuídas à Formação Chapadão. Nestes dois domínios, espessos mantos de alteração arenosa mascaram e impossibilitam a observação de registros tectônicos recentes ou pretéritos.

Um segundo domínio de interesse é o setor central da bacia, drenado pelo Ribeirão Cotovelo e seus tributários Terra Vermelha e Morro Redondo. Esse setor configura um vale estrutural dissecado sobre a zona de cisalhamento NNW-SSE (YAMATO; ARAÚJO, 2003), onde a

drenagem removeu todas as coberturas fanerozoicas e expôs as Formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade proterozoicas, dobradas e movimentadas pela tectônica Brasileira (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985). Trata-se de “uma zona de cisalhamento de alto ângulo, deformada no nível da crosta superior, sob condições rúpteis/dúcteis em grau metamórfico incipiente” (CPRM, 2003a; 2003b). São feições resultantes de uma tectônica transpressional que formou zonas de cisalhamentos de alto ângulo, transcorrentes, oblíquas, bem como zonas de cavalgamentos (YAMATO; ARAÚJO, 2003). As feições morfológicas resultantes apresentam dobras com eixos de direções NNW/SSE e mergulhos, em geral suaves, tanto para N-NW quanto para S-SE (YAMATO; ARAÚJO, 2003). Esse padrão é condizente com as unidades de relevo em formas de cristas orientadas na direção N-S, existentes no interior das sub-bacias dos Córregos Terra Vermelha e Morro Redondo.

Na escala dos afloramentos, há ainda registros de uma tectônica rúptil tardia (CAMPOS; DARDENNE, 1997b), produto de uma fase distensiva (YAMATO; ARAÚJO, 2003), responsável pela ocorrência de fraturas e falhas de gravidade que explicam numerosas anomalias observadas no traçado da rede de drenagem.

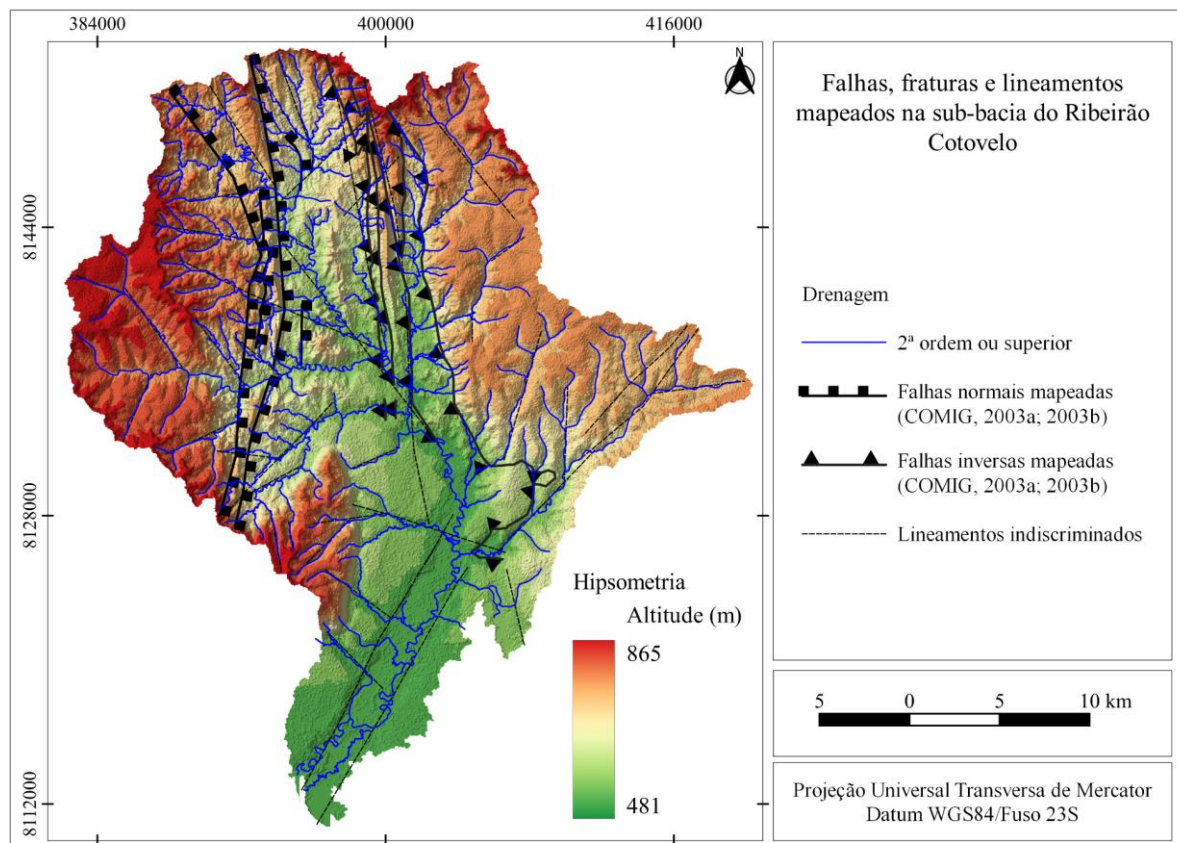
3.3.3 Aspectos estruturais da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

O ambiente estrutural da bacia do Ribeirão Cotovelo foi delineado a partir do mapeamento de lineamentos crustais (BRAGANÇA *et al.*, 2021) que mostrou dois padrões estruturais predominantes, sendo um de direção NNW-SSE, de idade Pré-cambriana, associada à zona de cisalhamento homônima (CPRM; COMIG, 2003a; CPRM; COMIG, 2003b; YAMATO; ARAÚJO, 2003); outro, de direção SW-NE, de idade Cenozoica (CAMPOS; DARDENNE, 1997; YAMATO; ARAÚJO, 2003). Essas duas direções são claramente perceptíveis no arranjo geral da rede de drenagem (Figura 16).

Valadão (1998; 2009) descreve dois eventos tectônicos recentes que atingiram a borda ocidental do Escudo Atlântico e se manifestaram na forma de movimentos epirogenéticos positivos concentrados ao longo de falhas normais e domos orientados na direção N-S. O primeiro evento, Pliocênico, resultou na elevação dos divisores da margem esquerda da bacia do rio São Francisco em 150 m. Já o segundo evento, Pleistocênico, teria elevado novamente esse mesmo setor da crosta, desta vez, cerca de 600 m. Como consequência, ocorreu um basculamento regional em direção leste, somando-se os movimentos ascensionais de oeste à subsidência do

Cráton do São Francisco, a leste (VALADÃO, 2009). Esses soerguimentos episódicos reforçariam a tendência geral de inclinação da topografia regional em direção ao interior do cráton. O padrão estrutural presente pode ser caracterizado como um sistema de dobras abertas com eixos N-S e mergulhos em ângulos altos para E e W; esse padrão suporta relevos de cristas antiformais e vales sinformais no interior do vale estrutural dissecado (CPRM; COMIG, 2003b 2003c). Na área de estudo, as escarpas que delimitam o contato entre a Depressão Sanfranciscana (representada pela Planície do Paracatu e pela planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo) e o Planalto do São Francisco (representado pelas Serras do Boqueirão e Morro Redondo) sugerem a existência de controles estruturais da topografia.

Figura 16 - Mapa de estruturas da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.



Fonte: CPRM; COMIG (2003b; 2003c; 2003d).

3.4 GEOMORFOLOGIA REGIONAL

A caracterização da geomorfologia regional fundamentou-se na proposta de mapeamento baseada no ordenamento dos fatos geomorfológicos, a qual obedece a uma classificação cronoespacial dos “modelados como unidade básica e seus grupamentos hierarquicamente relacionados” (IBGE, 2009). Essas feições podem ser inseridas e contextualizadas no âmbito

dos quatro domínios morfoestruturais descritos em escala pequena, na totalidade da extensão do território brasileiro (IBGE, 2009):

Depósitos Sedimentares Quaternários – Esse domínio é constituído pelas áreas de acumulação representadas pelas planícies e terraços de baixa declividade e, eventualmente, depressões modeladas sobre depósitos de sedimentos horizontais a sub-horizontais de ambientes fluviais, marinhos, fluvio-marinhos, lagunares e/ou eólicos, dispostos na zona costeira ou no interior do continente.

Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas – Planaltos e chapadas desenvolvidos sobre rochas sedimentares horizontais a sub-horizontais, eventualmente dobradas e/ou falhadas, em ambientes de sedimentação diversos, dispostos nas margens continentais e/ou no interior do continente.

Cinturões Móveis Neoproterozóicos – Compreendem extensas áreas representadas por planaltos, alinhamentos serranos e depressões interplanálticas elaborados em terrenos dobrados e falhados, incluindo principalmente metamorfitos e granitóides associados.

Crátons Neoproterozóicos – Planaltos residuais, chapadas e depressões interplanálticas, tendo como embasamento metamorfitos e granitóides associados e incluindo como cobertura rochas sedimentares e/ou vulcano-plutonismo, deformados ou não.

Segundo essa proposta, num segundo nível taxonômico há, no noroeste de Minas Gerais, *quatro regiões geomorfológicas* (Figura 17), associadas aos domínios morfoestruturais (CETEC, 1981; 1983):

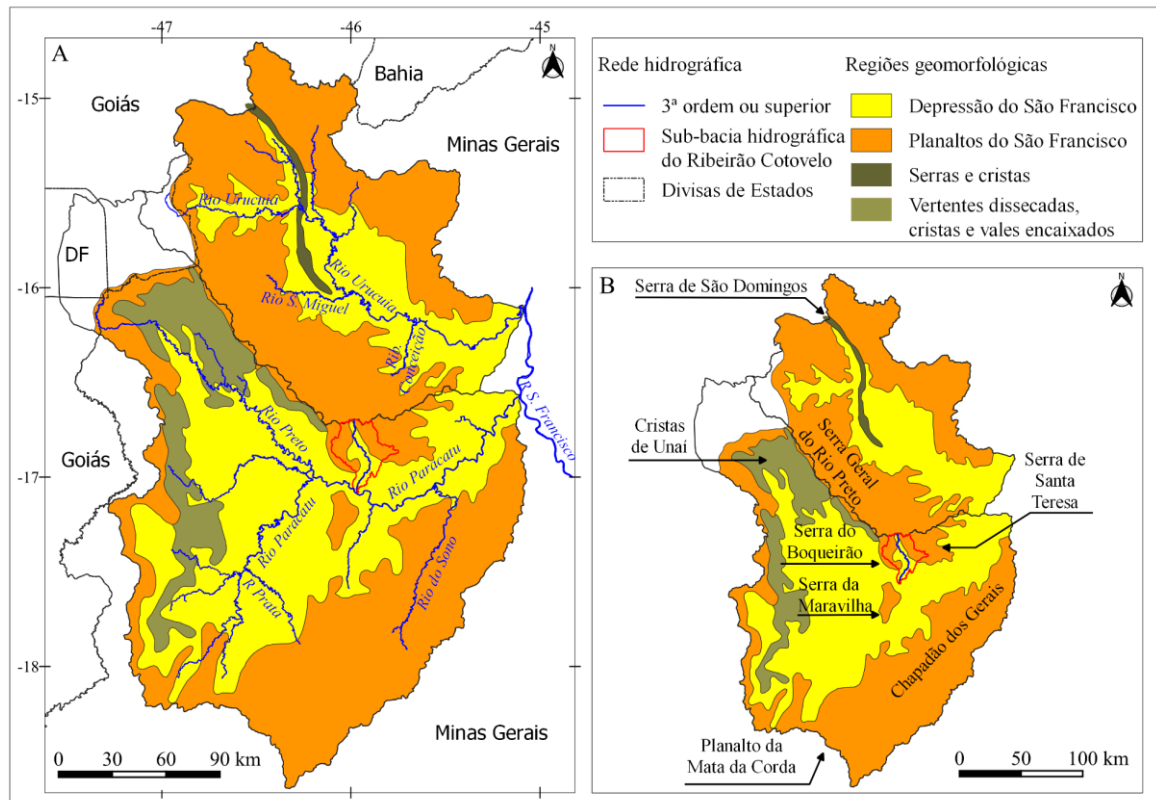
- a) Planaltos do São Francisco (associados à Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas)
- b) Depressão do São Francisco (associada aos Depósitos Sedimentares Quaternários)
- c) Planície do São Francisco (associada aos Depósitos Sedimentares Quaternários)
- d) Cristas de Unaí (associadas ao Cinturão Móvel Neoproterozoico Brasília)

Num terceiro nível taxonômico encontram-se as unidades geomorfológicas, definidas como “um arranjo de formas altimétrica e fisionomicamente semelhantes em seus diversos tipos de modelados” (IBGE, 2009), entre as quais identificam-se os seguintes conjuntos de formas:

- a) **Chapadas**, correspondentes aos compartimentos Chapadão dos Gerais, Serra Geral do Rio Preto e Serra do Boqueirão.
- b) **Planaltos**, coincidem com os relevos dissecados e de altitudes elevadas que limitam as terras altas da Faixa Brasília, nos interflúvios ocidentais da bacia do Rio Paracatu.
- c) **Patamares**, associados às escarpas erosivas na posicionadas logo abaixo das chapadas e que marcam a transição entre estas e as depressões que margeiam as planícies aluviais.

- d) **Depressões**, situadas abaixo do nível dos patamares e adjacentes às planícies fluviais e fluviolacustres dos Rios Paracatu e Urucuaia.
- e) **Planícies**, que abrangem as áreas baixas, adjacentes aos principais rios da região, que acomodam suas cheias anuais e acumulam a carga sedimentar.

Figura 17 – Regiões geomorfológicas e principais unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais.



A) Regiões geomorfológicas das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuaia, em Minas Gerais. B) Principais unidades de relevo no contexto regional. Fonte: Modificado de CETEC (1981; 1983).

3.4.1 Planaltos do São Francisco

Os Planaltos do São Francisco são a unidade de maior altitude regional, com relevo uniforme, predominantemente tabular, regionalmente conhecido como “chapada”, sustentado por substrato arenítico, coberto por espessos capeamentos sedimentares arenosos e lateríticos, geralmente delimitados por escarpas de falhas ou nítidos contornos erosivos (Foto 1). Essa unidade contém um nível de relevo interior, correspondente aos divisores dos tributários e sub-tributários do Rio São Francisco, cujo substrato mais comum compreende rochas do Grupo Areado, embora possa ocorrer, também, sobre rochas do Grupo Bambuí, naqueles locais onde as coberturas Mesozoicas já foram removidas.

Foto 1 - Planalto do São Francisco. Vista panorâmica do Chapadão dos Gerais, Buritizeiro (MG).



Autor: Mário T. R. Bragança

A morfogênese dessas unidades foi correlacionada ao intemperismo e à dissecação fluvial dos arenitos Cretáceos, o que permite a identificação de três sub-unidades internas aos Planaltos do São Francisco (CETEC, 1981).

- a) *Superfície tabular (propriamente dita)*, cujas altitudes variam entre 800 e 1.000 m e apresenta relevo plano esculpido sobre rochas dos Grupos Mata da Corda e Urucuaia (Cretáceo Superior). Configura uma superfície de aplainamento, mas, localmente, pode assumir a forma de superfície estrutural. É delimitada por escarpas verticais, indicativas da morfologia de relevos tabulares (chapadas) predominantes.
- b) *Superfície tabular reelaborada*, com cotas entre 600 e 800 m, corresponde a patamares escalonados e divisores de drenagem da margem esquerda do Rio São Francisco; encontra-se recoberta por formações arenosas resultantes da alteração das rochas da Formação Três Barras (Cretáceo Superior, Grupo Areado). Onde essas formações foram totalmente removidas, a superfície geomorfológica coincide com rochas do Grupo Bambuí.
- c) *Superfície tabular ondulada*, similar à anterior em termos altimétricos e delimitada por escarpamentos ou vertentes íngremes e borda escarpada, diferencia-se pela exposição do substrato cretáceo basal argiloso (Formação Quiricó, Cretáceo Superior, Grupo Areado) e escoamento superficial concentrado

3.4.2 Depressão do São Francisco

A segunda unidade de relevo de abrangência regional é a Depressão do São Francisco, que se desenvolve ao longo do rio São Francisco e seus principais tributários (Foto 2). Trata-se de uma “*depressão interplanáltica*”, com altitudes entre 470 e 560 m, escavada sobre “*uma grande variedade de aspectos litológicos*” de natureza predominantemente sedimentar (Formação Chapadão, Cenozoico Superior) e que reúne um conjunto relativamente homogêneo de “*formas*

aplainadas, superfícies onduladas e pedimentos ravinados”, apresentando localmente bordas erosivas e escarpas baixas (CETEC, 1983). A distribuição espacial da depressão sugere que a unidade tenha evoluído sob o controle linear da drenagem regional de maior ordem.

Foto 2 - Depressão do São Francisco. Vista panorâmica a partir da Serra da Maravilha, João Pinheiro (MG).



Autor: Mário T. R. Bragança

3.4.3 Planície do Paracatu

Planícies fluviais e fluviolacustres, com formação de lagos marginais, periodicamente inundáveis, adjacentes aos Rios Paracatu e Urucuia, bem como a alguns de seus tributários; possuem terraços de baixa altitude e pequenas depressões sobre sedimentos aluviais e alúvio-coluvinares Neopleistocênicos e Holocênicos. A morfologia é predominantemente plana com altitudes localmente variando entre 470 e 540 e ocorre aninhada no interior da Depressão do São Francisco (Foto 3).

Foto 3 - Planície do Rio Paracatu, vista panorâmica a partir da Serra do Boqueirão; cidade de Brasilândia de Minas (MG), sobre terraços em primeiro plano.

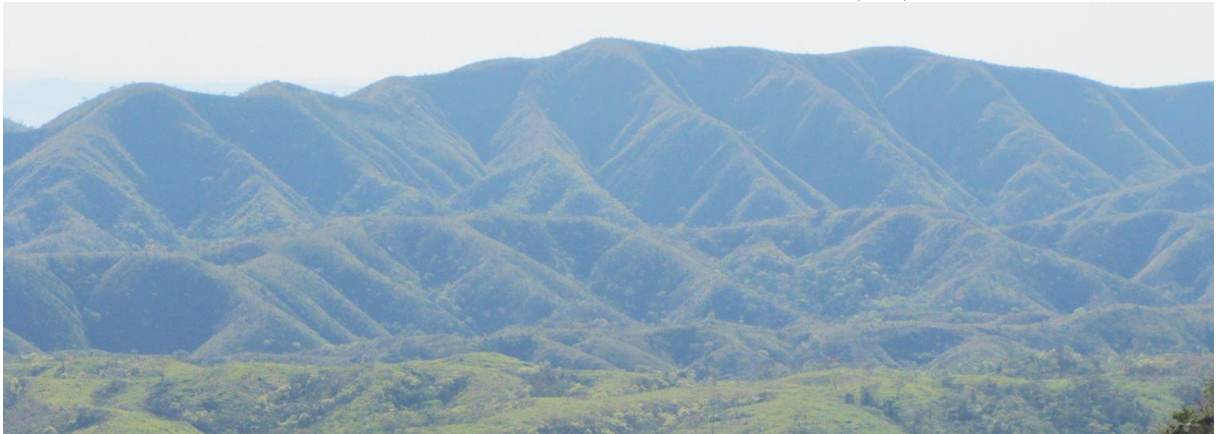


Autor: Mário T. R. Bragança

3.4.4 Serras e cristas

O termo Serras e cristas designa um conjunto alinhado de vales e cristas elaboradas sobre as sequências psamíticas e pelíticas, carbonatadas, do Grupo Paranoá e do Sub-Grupo Paraopeba (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985; CAMPOS *et al.*, 2013). A unidade se eleva abruptamente sobre os vales vizinhos, estruturalmente controlados e entrincheirados na direção NW-SE, geralmente exibindo relevos colinosos com vertentes curtas e íngremes, às vezes escarpadas, e topos estreitos (Foto 4). Esta unidade circunscreve-se a duas ocorrências no noroeste de Minas Gerais; a primeira, na bacia do Rio Preto, maior tributário da margem esquerda da bacia do Rio Paracatu, nos domínios das Cristas de Unaí. A segunda, na bacia do Rio Urucuia, corresponde à Serra de São Domingos.

Foto 4 - Serras e Cristas. Próximo à cidade de Unaí (MG).



Autor: Mário T. R. Bragança

3.5 DINÂMICA CLIMÁTICA NO NOROESTE DE MINAS GERAIS

3.5.1 Marco paleoclimático

Durante toda a Era Mesozoica e quase todo o Período Paleogeno, o clima do interior da América do Sul era predominantemente desértico (SGARBI; DARDENNE, 1996). Houve um incremento de umidade atmosférica a partir do Paleógeno (FRANKES, 1986), decorrente da separação entre a América do Sul e África e a consequente abertura do Oceano Atlântico (MOORE *et al.*, 1978); paralelo a isso, ocorreu uma progressiva redução das temperaturas médias do planeta (MUDELSEE *et al.*, 2014), principalmente, a partir do Mioceno Médio (ZACHOS *et al.*, 2001). Tais condições atmosféricas levaram à instalação de um regime climático tropical na maior parte da porção centro-oriental da América do Sul, marcado por

elevada umidade e precipitação, principalmente no verão, e por um período de acentuado estresse hídrico, no inverno (GARREAUD *et al.*, 2009).

Durante o intervalo de 5,3 Ma, abrangendo o Plioceno e Pleistoceno, a forma dos ciclos glaciais mostra várias propriedades não-lineares que podem ser indicativas de diferenças na sensibilidade climática ou no tempo de resposta às oscilações glaciais-interglaciais, seguidas de uma tendência geral ao resfriamento do planeta, como uma resposta direta aos ciclos de obliquidade e precessão (ZACHOS *et al.*, 2001; LISIECKI; RAYMO, 2007).

Nas médias e altas latitudes do hemisfério sul, registros paleoecológicos e glaciais indicam que o Quaternário Superior é marcado por importantes e contínuas flutuações climáticas na escala glacial/interglacial, principalmente ao longo dos últimos 40 ka; essa flutuação alterna, consequentemente, períodos secos e úmidos (HEUSSER, 1989). Dentro deste contexto, o intervalo 30-11 ka pode ser descrito como relativamente mais frio e mais seco em comparação com o clima atual do Holoceno (HEUSSER, 1989; OLIVEIRA, 1992; BARROS *et al.*; 2011; 2016).

O Holoceno, por sua vez, testemunha a instalação do clima tropical no Brasil central, com duas estações bem marcadas, sendo a estação seca mais prolongada e coincidente com os meses de inverno, assim como o aumento da precipitação nos meses de verão (LEDRU, 1993; BARROS *et al.*; 2011; 2016); essas condições climáticas favoreceram a expansão de mosaicos de florestas semi-decíduas e savanas tropicais (OLIVEIRA, 1992), atualmente dominantes no noroeste de Minas Gerais.

3.5.1.1 Fase I: 44 - 24 ka

A primeira fase paleoclimática identificada a partir dos registros disponíveis do Quaternário Superior está compreendida entre 44 e 24 ka. Esta fase pode ser entendida como um desdobramento e um detalhamento do Cenário 2 de Barros *et al* (2011; 2016), caracterizado, genericamente, como uma fase úmida e quente. Estudos realizados na caldeira da Serra Negra (OLIVEIRA, 1992), localidade situada próximo ao interflúvio meridional da bacia do Rio Paracatu, indicam que neste período ocorreu uma alternância de pequenas fases úmidas (44 ka, 32 ka, 25 ka) e secas (38 ka, 39 ka, 20 ka), com tendência geral ao resfriamento regional (OLIVEIRA, 1992; LEDRU *et al.*, 1996; BEHLING; LICHTER, 1997; SALGADO-

LABORIAU *et al.*, 1997; LICHTER, 1997; LEDRU *et al.*, 1998; BEHLING *et al.*, 2002; SILVA *et al.*, 2004; BARROS *et al.*, 2011; CASSINO, 2014; BARROS *et al.*, 2016)

3.5.1.2 Fase II: 24 - 16 ka

A segunda fase delimitada corresponde ao intervalo 24 a 16 ka e corresponde, grosso modo, ao Último Máximo Glacial. Trata-se de uma fase com tendência a clima mais úmido, porém, mantém-se o resfriamento da fase anterior (MODENESI; MELHEM, 1986; OLIVEIRA, 1992; CASSINO, 2014; RODRÍGUEZ-ZORRO *et al.*, 2020).

3.5.1.3 Fase III: 16 - 11 ka

A terceira fase circunscreve o período 16 a 11 ka, caracterizada por uma forte tendência à umidificação do clima, conforme demonstram estudos realizados em sítios amostrados no município de Buritizeiro/MG (CASSINO, 2014; PESSOA, 2017). Essa fase tem como característica principal o aumento gradual da temperatura em direção ao recente, fato que levou à expansão generalizada do Cerrado, criou as condições para o surgimento de veredas e sua colonização por buritis (*Mauritia flexuosa*) (LEDRU, 1993; OLIVEIRA, 1992; LEDRU *et al.*, 1996; BARROS *et al.*, 2011; CASSINO, 2014; BARROS *et al.*, 2016; PESSOA, 2017)

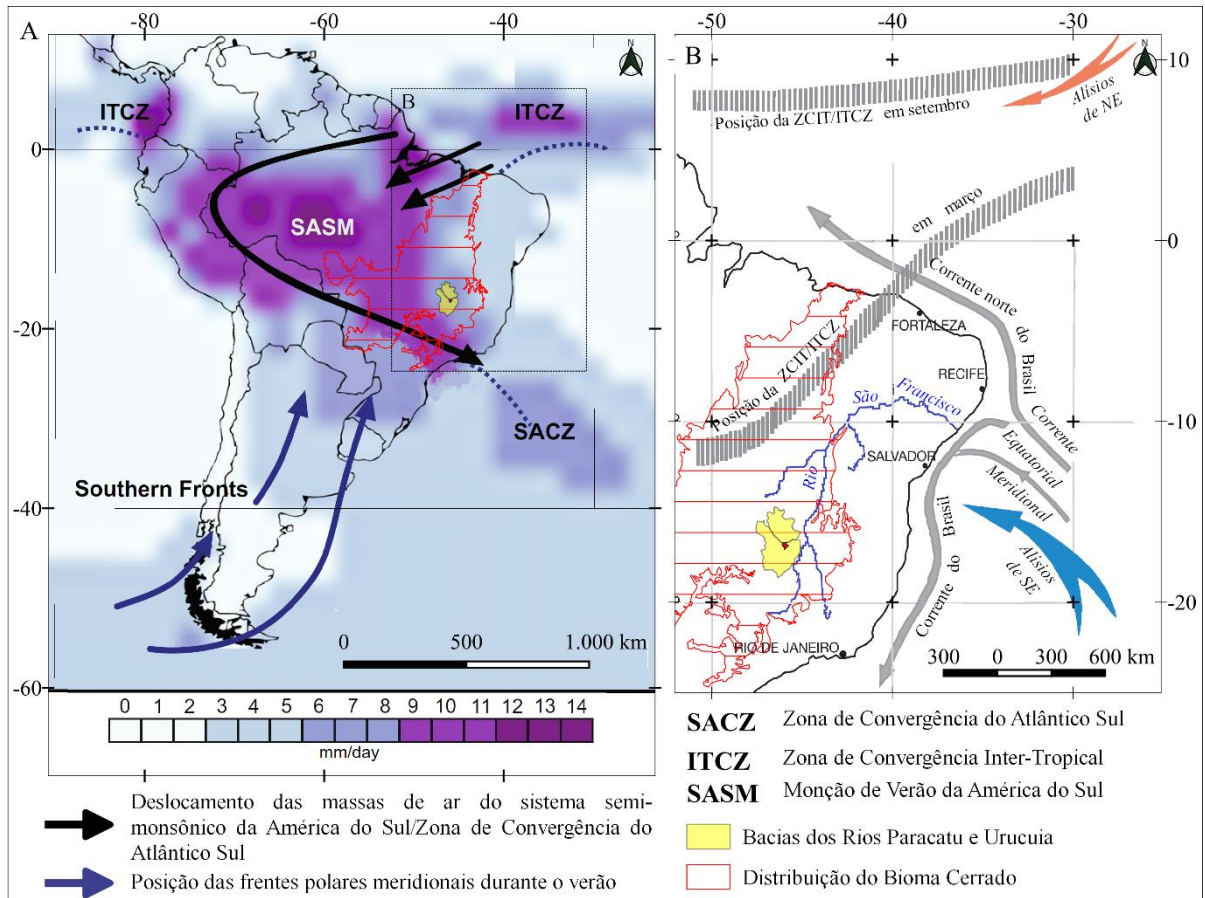
3.5.1.4 Fase IV: 11 - 0 ka

A fase mais recente abrange o Holoceno (11 ka ao presente) e se caracteriza por uma rápida alternância de estágios secos e úmidos, com transições abruptas entre si. No noroeste de Minas Gerais houve uma breve tendência ao umedecimento do clima regional, interrompida por uma pequena fase seca há 7.600 anos cal AP (CASSINO, 2014); essa fase foi delimitada a partir de estudos desenvolvidos na caldeira da Serra Negra, em Patrocínio/MG e na Vereda São José, em Buritizeiro/MG (LORENTE *et al.*, 2010; CASSINO; MEYER, 2013; CASSINO, 2014; PESSOA, 2017). Em outras regiões mais ao sul, o ressecamento do Holoceno médio reverteu-se (BEHLING, 1995; 2003; LORENTE *et al.*, 2010), porém, na vertente norte do Chapadão dos Gerais, em direção à bacia do Rio Paracatu, a diminuição da umidade persiste nos mesmos moldes até o presente (CASSINO, 2017).

3.5.2 Clima atual

Atualmente, temperatura e umidade possuem uma distribuição anual bastante regular no Noroeste de Minas Gerais, devido à atuação de vários sistemas atmosféricos. O deslocamento de zonas de convecção em direção ao Sudeste do Brasil, a partir da primavera, explica a concentração de chuvas regionais na porção média da bacia do Rio São Francisco nos meses de dezembro-janeiro-fevereiro (NIMER, 1957b; MARENGO *et al.*, 2012); nessa bacia, o clima regional foi classificado como tropical quente semiúmido (NIMER; 1957a), com quatro a cinco meses de estação seca (IBGE, 2002), levando em consideração que toda a região guarda algum contraste morfológico decorrente de seu expressivo gradiente topográfico, da ordem de 482 m (478 m na foz do Rio Urucua a 960 m na borda ocidental da Serra Geral do Rio Preto). Assim, o Noroeste de Minas Gerais insere-se na área *core* do clima tropical típico no Planalto Central Brasileiro, no centro da área de ocorrência do Bioma Cerrado, um domínio arbustivo-herbáceo, há cerca de 750 km a oeste do litoral do Oceano Atlântico. Atualmente, sistemas convectivos explicam o padrão de concentração das chuvas regionais durante o verão (dezembro-janeiro-fevereiro) na bacia do Rio São Francisco (Figura 18) em sua porção mineira (NIMER, 1957; MARENGO *et al.*, 2012), com temperatura média mensal variando entre 22°C a 24°C e precipitação média anual variando entre 1.500 e 2.000 mm (BRASIL, 1992; IBGE, 2002).

Figura 18 - Localização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia e da área de ocorrência do Bioma Cerrado em relação aos sistemas oceânico-atmosféricos sinóticos, responsáveis pela dinâmica climática da América do Sul.



A) Mapa da América do Sul, mostrando a distribuição da precipitação média (1981-2010), com dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Destaque para a Monção de Verão da América do Sul (SASM) e posições da ITCZ/SACZ durante o verão austral (DJF). As setas azuis mostram a posição das frentes polares meridionais. B) Posição do Rio São Francisco em relação às correntes oceânicas de superfície e em relação às posições sazonais da ITCZ/SACZ. Fonte: Modificado e adaptado de Wang *et al* (2004) e Rodriguez-Zorro *et al* (2020).

4) MATERIAL E MÉTODOS

4.1 SELEÇÃO DAS BASES DE DADOS

Bases de dados analógicas e digitais foram manipuladas no decorrer da pesquisa, com o propósito de gerar dados básicos e contextualizar os fenômenos geográficos, geológicos e geomorfológicos de interesse.

4.1.1 Bases analógicas

Entre as bases analógicas estão dois conjuntos de documentos: a cartografia topográfica e a cartografia geológica, cujas fontes variaram segundo a autoria dos documentos (Figura 19).

As bases da cartografia topográfica incluíram as escalas 1:1.000.000, 1:250.000 e 1:100.000.

Duas (2) folhas da carta topográfica do mundo ao milionésimo:

→ Belo Horizonte (IBGE, 2005a), Brasília (IBGE, 2005b)

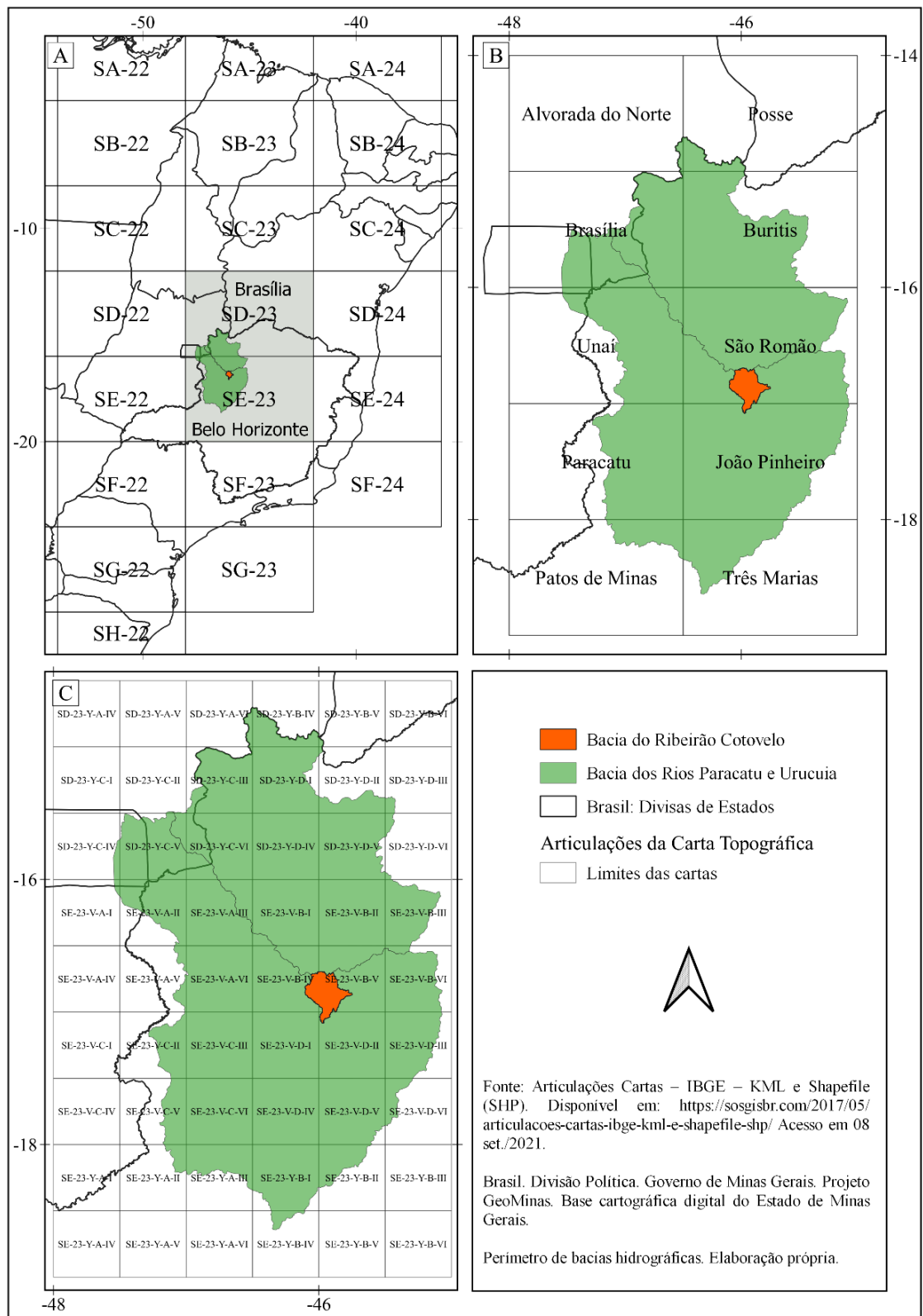
Dez (10) folhas da carta topográfica na escala 1:250.000:

→ Alvorada do Norte, Posse, Brasília, Patos de Minas (IBGE, 1979), Três Marias (IBGE, 1979), João Pinheiro (IBGE, 1980a), Paracatu (IBGE, 1980b), Unaí (IBGE, 1980c), Buritis (IBGE, 1982), São Romão (IBGE, 1983).

Cinquenta e quatro (54) folhas da carta topográfica na escala 1:100.000 recobrem a área; contudo, apenas 13 folhas equivalentes à área abrangida pelo projeto São Francisco foram, de fato, manipuladas. Essa seleção decorreu do recorte espacial e da escala de abordagem detalhada que se limitou a alguns setores das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia.

Três (13) folhas da carta topográfica na escala 1:100.000:

Figura 19 - Mapa índice das folhas das cartas topográfica e geológica manuseadas no âmbito da pesquisa.



→ São Romão (DSG/ME, 1968), Serra do Boqueirão (DSG/ME, 1969a), Bocaina (DSG/ME, 1969b), Canabrava (DSG/ME, 1969c), Serra do Jatobá (DSG/ME, 1969d), João Pinheiro (DSG/ME, 1969e), Rio do Sono (DSG/ME, 1969f), Chapadão dos Gerais

(DSG/ME, 1969g), Urucuia (DSG/ME, 1969h), Presidente Olegário (1969i), Bonfinópolis de Minas (DSG/ME, 1970a), Santa Fé (DSG/ME, 1970b). Dores do Indaiá (DSG/ME, 1975).

Já os documentos geológicos consultados incluíram as escalas 1:1.000.000, 1:250.000 e 1:100.000.

Duas folhas da carta topográfica do mundo ao milionésimo:

- Belo Horizonte (HEINECK, 2004), Brasília (SOUZA e KOSIN, 2004).
- Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, na escala 1:1000.000 (CPRM; COMIG, 2003a)

Três (3) folhas do mapa geológico do Projeto São Francisco, na escala 1:250.000:

- João Pinheiro (CPRM; COMIG, 2003b), São Romão (CPRM; COMIG, 2003c), Três Marias (CPRM; COMIG, 2003d)

4.1.2 Modelos digitais de elevação

Foram utilizados Modelos digitais de elevação (MDE) com diferentes resoluções espaciais:

- a) Shuttle Radar Topography Mission, SRTM DEM, com resolução espacial de 3 arc-second ou 90 m, (LP-DAAC, 2018a).
- b) Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, ASTER GDEM, com resolução espacial de 30 m (LP-DAAC, 2018b).
- c) Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar, Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5 m e correção radiométrica de terreno de alta resolução (ASF-DAAC, 2015).

Todos os conjuntos de cenas selecionados recobrem um polígono regular abrangendo a margem esquerda do Rio São Francisco, entre as latitudes da cidade de Três Marias (MG) e a divisa

entre os Estados de Minas Gerais e Bahia. Para oeste, as cenas alcançaram todos os interflúvios ocidentais das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia. As coordenadas deste polígono são: $X1 = 215.000$ x $Y1 = 7.920.000$; $X2 = 500.000$ x $Y2 = 8.380.000$ (Projeção UTM, Datum Córrego Alegre, Fuso 23 S).

4.1.3 Imagem de satélite

Foi utilizada uma cena do Operational Land Imager (OLI)/Landsat-8, sistema imageador da plataforma Landsat-8, com 30 m de resolução espacial no modo multiespectral (as bandas escolhidas foram azul, verde, vermelho e infravermelho próximo) e 10 m na banda pancromática (0.450 to 0.885 μm).

Além disso, foram largamente utilizadas as imagens de alta resolução espacial disponíveis na Plataforma Google Earth para consultas instantâneas e avaliação de feições em escala grande.

4.2 SOFTWARES PARA O PROCESSAMENTO DE MDEs E IMAGENS DE SATÉLITE

Para o processamento dos MDE e dos documentos convertidos para os formatos vetorial e raster, foram utilizados recursos do GRASS GIS (Geographic Resources Analysis Support System Geographic Information System; GRASS GIS community, 2021) e SAGA GIS (System for Automated Geoscientific Analyses Geographic Information System; Conrad *et al.*, 2015), incorporados ao QGIS em várias versões (QGIS Development Team, 2019), tais como *r.reclass*, *r.recode*, *r.basin*, *r.watershed*, *r.water.outlet*, etc. (GROHMANN, 2004; GROHMANN *et al.*, 2007; 2011).

Alguns parâmetros geométricos e dados brutos foram obtidos mediante funcionalidades básicas de banco de dados do MapInfo Professional 10.0. A planilha eletrônica Microsoft Excel foi usada para processar operações algébricas mais simples, por razões de ordem prática e operacional.

Os dados resultantes dessas diversas etapas foram, posteriormente, utilizados no cômputo dos perfis topográficos locais e regionais, perfis longitudinais dos cursos d'água de interesse, índices morfométricos e geomórficos, além de mapas temáticos diversos. Esses dados gerados automaticamente se constituíram numa densa e apropriada base de dados, na medida em que

apresentam grande coerência interna e evitam problemas relacionados a divergências de escalas, projeções, etc.

4.3 TRATAMENTO PRELIMINAR DAS BASES DIGITAIS

Os MDEs foram processados com os recursos de reclassificação, sombreado, 3D e correção de reflectância, para a produção de mapas de declividade, orientação de vertentes, relevo sombreado e hipsometria (KARNIELI *et al.*, 1996; LIU, 2003; MELO; ROSSETTI, 2015; MANTELLI; ROSSETTI, 2009), utilizando o algoritmo de Zevenbergen e Thorne (1987), disponível no Qgis. As filtragens direcionais foram utilizadas no mapeamento de lineamentos topográficos e no estudo pormenorizado do arranjo da rede de drenagem.

Assim, nos procedimentos adotados com vista ao mapeamento de lineamentos crustais, as bandas da imagem multiespectral e pancromática foram previamente submetidas a correção atmosférica e filtragem para redução de ruídos e realce (CHUVIECO, 1996). Em seguida, diferentes composições coloridas foram geradas, visando proporcionar a melhor visualização e seleção de alvos. Neste sentido, aplicou-se o procedimento de convolução digital (MOORE; WALTZ, 1983) à banda no comprimento do infravermelho, em cinco passos: i) gerar uma imagem de baixa frequência. ii) gerar componentes direcionais sobre a imagem pelo aumento do contraste de bordas e segmentos lineares; nesta etapa foi aplicado um filtro de mediana (3x3) a todas as bandas Landsat-8/OLI para a correção radiométrica e para remover ruídos atmosféricos menores (SUZEN; TOPRAK, 1998). iii) suavizar a imagem e reduzir os efeitos do processamento secundário. iv) extrair manualmente/vetorizar os lineamentos da imagem suavizada. v) adicionar os lineamentos vetorizados à imagem original e reescalar para um domínio de 8 bits (256 tons de cinza) para exibição e apresentação do produto final. O método foi modificado pela introdução dos filtros direcionais Laplaciano e Sobel nas direções Norte, Sul, Leste, Oeste, Nordeste e Noroeste (CHUVIECO, 1996), aplicadas à imagem resultante, com altura solar de 45° e azimute de 45°, 135° e 225°. As imagens resultantes foram combinadas em diferentes composições RGB para inspeção visual.

Esse procedimento de realce foi repetido para o MDE ASTER-GDEM, para o qual foram considerados quatro valores de azimutes preferenciais (0°, 45°, 135°, 235°), perpendiculares às principais direções estruturais regionais, referenciadas na bibliografia. O exagero vertical adotado para os valores Z foram de 10 e de 25 vezes e a altura solar de 45° realçaram as feições

lineares em correlação com as depressões topográficas e enfatizaram mudanças súbitas na superfície do terreno (MOORE; WALTZ, 1983; MAH *et al.*, 1995; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012). Os mapas resultantes mostraram-se adequados para servirem de base para o banco de dados vetorial de lineamentos bem como de outras feições naturais, na escala regional. Finalmente, o mesmo procedimento foi aplicado a uma cena do MDE Alos-Palsar, cujo recobrimento alcança a totalidade da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.

Para obter dados básicos uniformizados na escala regional, os MDEs foram processados de modo a gerar as melhores visualizações possíveis para as feições morfológicas de interesse. Inicialmente, todos os conjuntos de cenas foram agrupados em mosaicos, recobrando a área de interesse. Em seguida, todos os mosaicos resultantes foram processados para se obter mapas de relevo sombreado, considerando realces direcionais, ajustando-se a incidência solar a pelo menos quatro ângulos distintos (45°, 135°, 225° e 315°) e outras quatro medidas de altura da incidência solar (25°, 28°, 35°, 45°).

Outro tratamento aplicado aos MDE foram os sucessivos processos de reclassificação dos valores de reflectância; essa técnica pretende agrupar intervalos pré-estabelecidos, visando reduzir as categorias de legenda que passam a ser apresentadas de acordo com um objetivo concreto.

Especificamente, para a cena que recobre a sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo, esse procedimento foi utilizado, também, para a modelagem automática de divisores de água e perímetro das microbacias e geração da respectiva rede de drenagem de todas as ordens, em formato vetorial.

4.3.1 Hipsometria, declividade e orientação de vertentes

Os produtos de reclassificação subsidiaram a geração de mapas de declividade, orientação de vertentes e hipsometria. Esses, por sua vez, nortearam a investigação subsequente, baseada em inspeção visual, com foco em aspectos geomorfológicos, hidrográficos, estruturais e tectônicos.

Os mapas de orientação de vertente, relevo sombreado, declividade e hipsométricos foram gerados a partir de MDEs de diferentes resoluções e foram utilizados nas fases preliminares da pesquisa para determinar o arranjo geral da geomorfologia regional. Para os mapas

hipsométricos foram testados diferentes intervalos altimétricos (equidistâncias). Já os mapas de declividade foram testados com diferentes classes de inclinação do terreno. Esses testes tiveram como objetivo avaliar a aplicabilidade, a adequação e a qualidade dos produtos resultantes aos propósitos de mapeamento de lineamentos topográficos, anomalias de drenagem, unidades de relevo, etc.

O melhor produto do mapa hipsométrico obtido foi aquele confeccionado em classes com equidistância de 5 m, no intervalo entre 360 e 700 m de altitude; acima de 700 foi definida uma equidistância de 25 m. Esses intervalos levaram em consideração que o relevo regional apresenta dois padrões geomórficos bem marcados; no primeiro caso, tanto os terrenos mais elevados quanto os fundos de vale exibem morfologia regularmente plana e, internamente, com pequeno gradiente topográfico; no segundo caso, há vertentes bastante dissecadas, como no caso da zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b), em que se faz necessário maior detalhamento da hipsometria. Por outro lado, há poucos terrenos acima de 1.000 metros que guardam informação de interesse para o estudo de anomalias de drenagem e que pudessem ser referenciados a movimentações neotectônicas.

Sobre os produtos cartográficos resultantes foram plotados os canais da rede de drenagem da cartografia topográfica na escala 1:100.000, em formato vetorial (PRODEMGE, 1997). Paralelo a isso, a mesma base de dados da rede drenagem foi plotada sobre imagens de satélite da Plataforma Google Earth™, para inspeção visual.

4.4 INCORPORAÇÃO DE BASES DE DADOS SECUNDÁRIOS

Na escala dos compartimentos topográficos Serra do Boqueirão, Serra Geral do Rio Preto e Chapadão dos Gerais, que constituem as feições mais representativas dos interflúvios da bacia do Rio Paracatu, decidiu-se pela digitalização e compilação da base cartográfica de lineamentos utilizada na delimitação da Sub-bacia de Sedimentação Abaeté (HASUI; HARALYI, 1991), feição sedimentar de idade Mesozoica e de interesse no estudo da geologia da Bacia Sanfranciscana. Essa base de dados adicional, em formato vetorial, foi sobreposta à imagem de alta resolução espacial da Plataforma Google Earth™ para correções no traçado e melhor detalhamento da rede de feições lineares, o que melhorou a densidade e refinou o traçado das feições. Por fim, dados estruturais foram vetorizados manualmente sobre quatro folhas dos mapas topográficos e geológicos na escala 1:100.000, convertidos para o suporte digital a partir

de originais em formato PDF: Bocaina (DSG/ME, 1969a), Bonfinópolis de Minas (DSG/ME, 1970), Canabrava (DSG/MG, 1969b) e Serra do Boqueirão (DSG/ME, 1969c).

Outros conjuntos de dados estruturais foram obtidos pelo mesmo procedimento para a toda a porção meridional da Bacia Sanfranciscana a partir de duas folhas do mapa geológico na escala 1:250,000: João Pinheiro (CPRM/COMIG, 2003a) e São Romão (CPRM/COMIG, 2003b) e a partir do trabalho de Kiang *et al* (1988).

A apresentação dos resultados obedece às três escalas de análise descritas: Na escala regional, abrangendo as bacias dos Rios Paracatu e Urucuaia, foram determinadas anomalias de traçado retilíneo dos canais e curvaturas anômalas. Em seguida, procurou-se analisar a existência de uma possível relação entre as feições hidrográficas anômalas e a feição Alto Estrutural do Paracatu. Finalmente, o levantamento de feições de menor dimensão espacial foi apresentado na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, principalmente nos casos em que foi possível estabelecer uma correlação direta entre as anomalias e as estruturas primária e secundária das rochas nos leitos.

4.5 EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS A PARTIR DE PRODUTOS ORBITAIS

Atualmente, há muitas abordagens possíveis para a interpretação de aspectos geomorfológicos a partir de imagens e MDE de média e alta resolução espacial e radiométrica, as quais contribuem para melhor identificar e mapear feições estruturais, particularmente os lineamentos (CLARK; WILSON, 1994; MOSTAFA; ZAKIR, 1996; PARANHOS FILHO *et al.*, 2013; HERMI *et al.*, 2017). Por essa razão, neste trabalho diferentes produtos de sensoriamento remoto foram usados de modo independente ou em associação, a partir de procedimentos manuais e semi-automáticos.

O processo lógico seguido para o mapeamento de lineamentos e sua análise subsequente obedeceu a seguinte rotina (HUNG *et al.*, 2005; THANNOUN, 2013; DAS *et al.*, 2018), adaptada em cinco passos sequenciais:

- a) Seleção de bandas da imagem de satélite e da resolução do MDE mais adequadas;
- b) Realce dos padrões direcionais de lineamentos sobre a imagem e o MDE, baseado em filtros direcionais Laplaciano e Sobel (CHUVIECO, 1996);

- c) Identificação visual dos lineamentos, vetorização manual e mapeamento com Qgis (QGIS Development Team, 2021);
- d) Avaliação do mapa resultante, em formato vetorial, com relação à informação da literatura;
- e) Avaliação e descrição do arranjo da drenagem e do padrão tectônico superposto com relação à informação da literatura.

4.5.1 Identificação visual e mapeamento de lineamentos

Ampliando o terceiro passo do procedimento de convolução digital, anteriormente descrito, foram aplicados à imagem algoritmos de realce diferencial de textura, intensidade, tonalidade, rugosidade e padrões estruturais sobre a imagem e o MDE processados, o que melhorou a identificação visual interativa dos lineamentos, utilizando-se funcionalidades do *software* Envi 3.14. Em seguida, múltiplas composições coloridas envolvendo fusões de imagens e MDE serviram de base para a vetorização dos lineamentos (SARTORATO, 1998; KOÇAL, 2004) no Qgis (QGIS Development Team, 2021). Finalmente, a nova base de dados vetoriais foi convertida para o sistema de referência de projeção e coordenadas UTM, Datum WGS84, Fuso 23S, no Qgis, e incorporada em uma camada *shapefile*.

4.5.2 Tratamento quantitativo e espacial dos lineamentos crustais

Para Aronoff (1989), um conjunto ordenado e finito de pontos conectados define uma linha. Assim, lineamentos individuais foram desenhados como linhas e seus comprimentos individuais foram calculados no Qgis e os resultados plotados sobre as principais direções estruturais regionais (THANNOUN, 2013). A camada de lineamentos crustais (em formato vetorial *shapefile*) foi integrada em SIG e submetida a análises geométricas e quantitativas, abrangendo a confecção de histogramas de azimutes, comprimento, frequência (MOSTAFA; ZAKIR, 1996), histogramas polares (KARNIELI *et al.*, 1996) e mapas de densidade (ARLEGUI; SORIANO, 1998; Zakir *et al.*, 1999).

Os vetores foram pré-processados no Qgis, mediante cálculo automático dos valores de comprimento, azimute e frequência. Os dados resultantes integraram uma planilha processada em Stereo 32 (RÖLLER; TREPMANN, 2003) para geração dos histogramas polares ou diagramas de roseta, os quais traduzem a análise de frequência e análise direcional (azimute),

simples e acumulada, dos lineamentos mapeados (HUNG *et al.*, 2005; THANNOUN, 2013). Essas informações proporcionam visões gerais e setoriais do arranjo estrutural da área de estudo.

O Cálculo de densidade de lineamentos foi realizado no Qgis; os vértices dos vetores foram extraídos, porém, preservando-se os atributos de comprimento e azimuth; em seguida, foram submetidos a interpolação para criação de polígonos de Thiessen; posteriormente, foram extraídos os centróides de cada polígono, com os valores originais de comprimento de cada objeto linear. Essa nova camada vetorial foi processada para geração do mapa de densidade num formato raster, cujos pixels têm 90m de resolução espacial, resultante de interpolação pelo método da Distância Inversa Ponderada (BURROUGH, 1986). Após a interpolação, novos mapas de curvas de isovalores foram gerados, criando classes discretas de zonas sobre as quais pode-se inferir diferentes graus de faturamento.

Mapas de densidade de lineamentos representam valores concentrados em número ou comprimento por unidade área (m/m^2 , km/km^2 , n^o/km^2), com valores mais altos associados às principais estruturas (ARLEGUI; SORIANO, 1998; HUNG *et al.*, 2005).

4.6 TERRAÇOS COMO MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DA DINÂMICA FLUVIAL

Os terraços podem ser descritos e entendidos como a expressão geomorfológica e sedimentológica decorrente dos ajustes de forma e processo em um sistema fluvial (SCHUMM *et al.*, 1987); resultam, efetivamente, de mudanças no comportamento fluvial (BULL, 1990), que se manifestam na alternância de processos de agração e dissecação; a agração ocorre quando a resistência ao transporte excede a energia; portanto, depósitos de terraços consistem na acumulação de materiais de leito e carga suspensa (BULL, 1990; BARROS, 2012). Assim, o conteúdo sedimentar de um terraço dependerá da dinâmica hidrogeomorfológica e da disponibilidade de material para transporte na bacia no qual foi descrito.

Por isso, os terraços são formas de relevo dotadas de um atrativo especial no estudo da morfotectônica e da geomorfologia tectônica, seja por suas relações morfogenéticas, seja por sua simples posição na paisagem, seja ainda pelos registros potenciais de vários tipos de deformações que podem guardar.

The very presence of terraces is an expression of recent movements; this becomes even more clear when the terraces are deformed. They may be bent to form low-dipping anticlines, or they may be inclined or broken (GORSHKOV e YAKUSHOVA, 1967, p. 430).

Terraços espessos são particularmente importantes porque testemunham o preenchimento expressivo de vales aluviais, o qual eleva o canal para fora de seu leito rochoso convencional durante algum tempo (BULL, 1991).

Nas bacias dos Rios Paracatu e Urucuia, terraços são feições geomórficas numerosas, podendo ser observadas ao longo dos grandes rios e de canais menores de várias ordens. Assim, em busca de uma explicação para o acréscimo de energia no sistema fluvial que possa explicar a recente incisão da drenagem, da qual resultou a morfologia de terraços, percebeu-se que vários canais dessas bacias exibem trechos profundamente dissecados e entrincheirados próximos às desembocaduras. Essa anomalia foi investigada na tentativa de se estabelecer um parâmetro quantitativo que possa caracterizar minimamente o grau de dissecação.

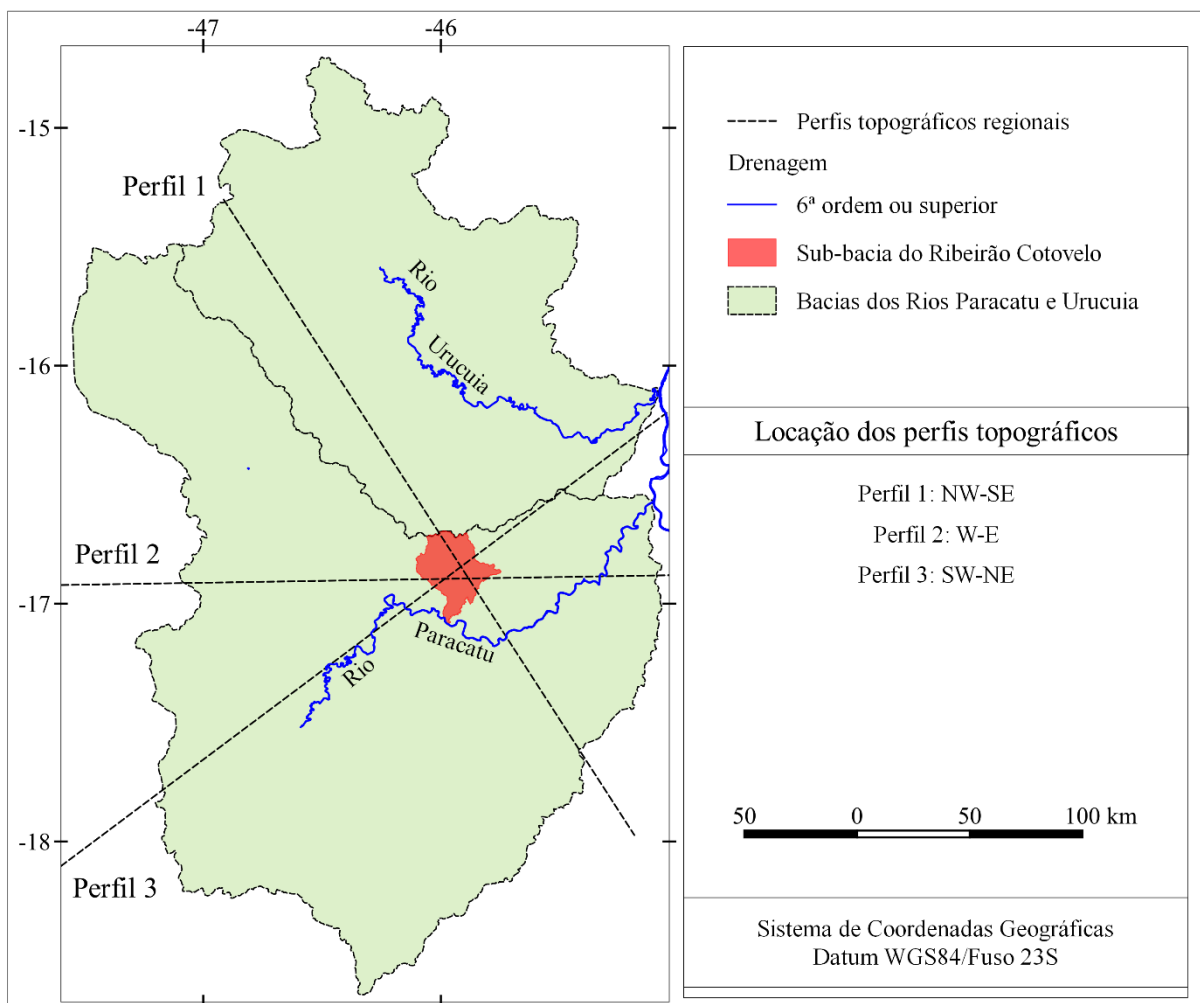
Para isso, foram traçados transectos entre os interflúvios dos baixos vales de 15 segmentos de canais contribuintes do Rio Paracatu, 8 canais contribuintes do Rio Urucuia e 2 no canal do Rio São Francisco (Figura 54). Os transectos foram dispostos perpendicularmente aos cursos atuais, de modo a abranger pelo menos as bordas do canal fluvial atual; as margens de cada cursos foram indicadas nos transectos por suas direções cardeais e colaterais, com o propósito de apontar a orientação do curso na paisagem. Em seguida, sobre esse transecto foram tomadas medidas dos gradientes topográficos atuais relativos àquela que pode ser definida como a calha recente. Assim, para cada transecto foi confeccionado o perfil topográfico que permite visualizar a configuração morfológica do canal junto à sua confluência e suas respectivas dimensões.

4.7 ELABORAÇÃO DE PERFIS TOPOGRÁFICOS

Um perfil topográfico é um conjunto de pontos no plano cartesiano, baseado em pares ordenados de coordenadas, com os valores de distância, em km, atribuídos ao eixo “X” e os valores de altitude, em metros, atribuídos ao eixo “Y”. Três perfis topográficos transversais ajustados aos interflúvios das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia foram obtidos

sobre os MDE por procedimentos automáticos, portanto, com comprimento e abrangência espacial diferentes. A locação dos perfis levou em consideração as duas direções estruturais principais, NNW-SSE e SW-NE, observadas na escala macrorregional das bacias regionais e na escala local da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. Portanto, três perfis foram plotados aleatoriamente (Figura 20), observando direções aproximadamente perpendiculares aos canais dos rios principais e aos lineamentos tectônicos mais representativos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; HEINECK, 2004; SOUZA; KOSIN, 2004; CPRM; COMIG, 2003b; 2003c).

Figura 20 - Contexto tectônico regional, com indicação das principais falhas e lineamentos no contato entre a faixa móvel e o cráton.



Fonte: Modificado de Schobbenhaus *et al.* (1985), Hasui e Haralyi (1991), Alkmim *et al.* (1993), Campos e Dardenne (1997b), Pimentel (2015). PRODEMGE. Base cartográfica digital do Estado de Minas Gerais.

O Perfil 1 foi plotado na direção NNW-SSE, de modo a atravessar os compartimentos planálticos da Serra Geral do Rio Preto, Serra do Boqueirão e Chapadão dos Gerais. O Perfil 2 foi plotado na direção Oeste-Leste, cruzando o contato entre a faixa móvel e o cráton, a planície de inundação do setor ocidental do Rio Paracatu, as Serras do Boqueirão e de Santa Teresa.

Finalmente, o Perfil 3 foi plotado na direção SW-NE, transpondo o Planalto da Mata da Corda, a planície de inundação do médio vale do Rio Paracatu, o Planalto do Boqueirão e os divisores dos baixos vales das bacias do Paracatu e Urucuia. Os três perfis cruzam a sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.

Os perfis topográficos foram analisados visualmente, observando-se como critérios, entre outros, a regularidade ou irregularidade de suas formas, segmentos inclinados, comprimento de setores de interesse específicos e as interseções com falhas e lineamentos crustais mapeados.

A confecção e análise de perfis topográficos prestou-se, também, para a avaliação do grau de incisão recente da rede de drenagem regional, conforme sugerido pelo padrão de cursos encaixados em vales estreitos e profundos. Esse padrão foi observado em mapeado em 25 canais de maior expressão regional em termos de área das sub-bacias e de vazão, contribuintes de ambas as bacias, Paracatu e Urucuia.

4.8 ANOMALIAS DE DRENAGEM

A rede de drenagem foi analisada e diferentes arranjos internos foram delimitados na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo a partir da inspeção visual de imagens de satélite de alta resolução, mapas topográficos na escala 1:100.000 e mapas hipsométricos processados a partir dos MDE, na escala 1:40.000; essa etapa teve como propósito identificar uma possível variedade de padrões de drenagem (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967).

Várias feições próprias dos canais fluviais foram investigadas, tais como curvaturas anômalas, canais ou segmentos de canal excepcionalmente retilíneos (SOUZA; ROSSETTI, 2011), vales secos (OLIVEIRA, 2010), capturas fluviais (DAVIS, 1896; BISHOP, 1995; LISBOA, 1998; IGREJA, FRANZINELLI; REPOLHO, 1999; ALMEIDA FILHO; MIRANDA, 2007), cotovelos (CHEREM *et al.*, 2014), tributários farpados (CLAUSEN, 2017), *shutter ridges* (COTTON, 1951; SOUZA; ARRUDA, 2015; BRICALLI, 2016) e meandros comprimidos (HOWARD, 1967; RAMASAMY *et al.*, 2011).

Na etapa seguinte, procedeu-se à análise visual dos padrões morfológicos da drenagem, na busca por feições anômalas, definidas em três escalas distintas: na escala regional, trabalhando com uma escala 1:250.000 ou menor, foram analisados os canais principais das bacias dos Rios

Paracatu e Urucuia; essa avaliação determinou padrões de traçados retilíneos e curvaturas anômalas. Numa escala intermediária, na escala da cartografia topográfica (1:100.000), buscou-se localizar padrões de sedimentação e assimetria representativa em sub-bacias; nesta escala foram identificadas as feições de meandros comprimidos e apontamentos de locais para posterior investigação de possíveis vales secos resultantes de capturas fluviais ou de inversões de drenagem. Algumas curvaturas anômalas foram descritas e analisadas nesta escala, dada sua relevância para a explicação do arranjo da rede de drenagem. Por fim, numa terceira escala mais detalhada foram analisadas feições de interesse local e correlacionáveis com fatores estruturais conhecidos e mapeados em campo; nesta escala foram investigadas feições de captura fluvial, tributários farpados e áreas de sedimentação assimétrica; curvaturas anômalas em canais de pequena ordem foram amplamente descritas nesta escala (1:20.000 a 1:50.000). Uma vez identificadas, tais feições foram mapeadas, descritas e inventariadas, em busca de uma tipologia e de um padrão visual norteador da análise subsequente, orientada para as feições mais comuns na área de estudo sem, contudo, descuidar das excepcionalidades.

4.9 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E GEOMÓRFICOS

Avaliações de caráter quantitativo foram feitas para as sub-bacias e para os canais de menor ordem, contribuintes do Ribeirão Cotovelo, em razão desses dados e das informações que podem ser extraídas deles. Para essa etapa, dois conjuntos de algoritmos foram selecionados para escrutinar o território da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, em busca de eventuais pistas de atividade tectônica recentes: índices morfométricos e índices geomórficos.

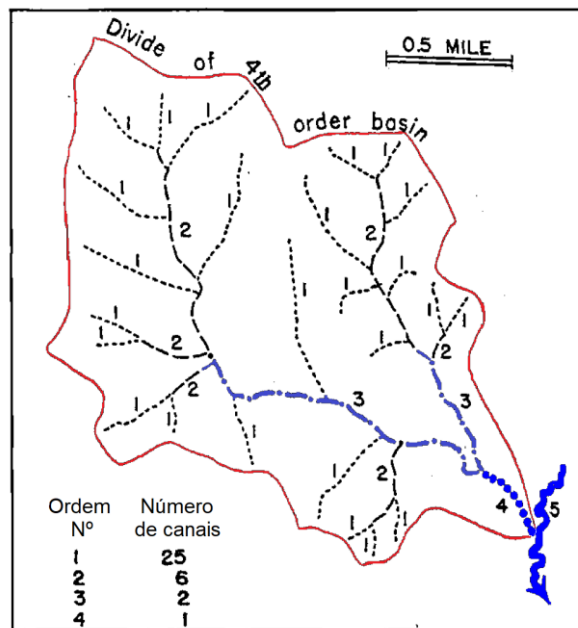
4.9.1 Índices morfométricos

Entre os índices morfométricos convencionais, processados e analisados, estão: número de Horton-Strahler ou ordem dos canais (HORTON, 1945; STRAHLER, 1957), número de canais (HORTON, 1945); comprimento dos canais (HORTON, 1932; 1945), frequência de canais (HORTON, 1945), integral hipsométrica (STRAHLER, 1952), razão de relevo (SCHUMM, 1956) e densidade de drenagem (SMITH, 1950; HORTON, 1932; SMITH, 1950).

4.9.1.1 Número de Horton-Strahler ou ordem dos canais

O ordenamento dos canais de uma bacia hidrográfica com fins analíticos foi proposto por Horton (1945) e modificado por Strahler (1957). É uma medida quantitativa da complexidade da ramificação da rede hidrográfica. O algoritmo baseia-se na ideia de que o fluxo de água obedece a uma hierarquização crescente e cumulativa (Figura 21), que parte das nascentes (drenagem de 1ª ordem), conecta-se a outros de mesma grandeza ou grandeza superior e termina na foz (canal de maior ordem). Assim, nascentes geram sempre canais de 1ª ordem (vales mais elevados e sem tributários); da junção de dois canais de 1ª ordem forma-se um trecho de canal de 2ª ordem (a jusante da confluência); da junção de dois trechos de canais de 2ª ordem forma-se um novo trecho de canal de 3ª ordem (a jusante da confluência); e assim sucessivamente, até o último trecho de canal antes da foz do rio em questão, que terá a maior do sistema (HORTON, 1945; STRAHLER, 1957).

Figura 21 - Método de atribuição de ordem aos trechos de canais na bacia hidrográfica.



Fonte: STRAHLER (1957).

4.9.1.2 Número de canais

O número de canais é uma medida dimensional, absoluta, da quantidade de segmentos de canais no interior de uma bacia hidrográfica (HORTON, 1945).

4.9.1.3 Comprimento dos canais

O comprimento de canais designa a extensão do curso d'água concentrado (canalizado) sobre o terreno (HORTON, 1945); a medida pode ser calculada para um segmento de canal individual, para canais de uma dada ordem ou para o conjunto dos canais da bacia. Dessa forma, o comprimento médio dos canais tende a aumentar com a adição de canais de ordem superior no cômputo do índice.

4.9.1.4 Frequência dos canais

A frequência de canais descreve a relação entre o número absoluto de canais e a área da superfície terrestre (bacia hidrográfica) drenada por estes mesmos canais (HORTON, 1945; SCHUMM, 1956). É dada pela equação:

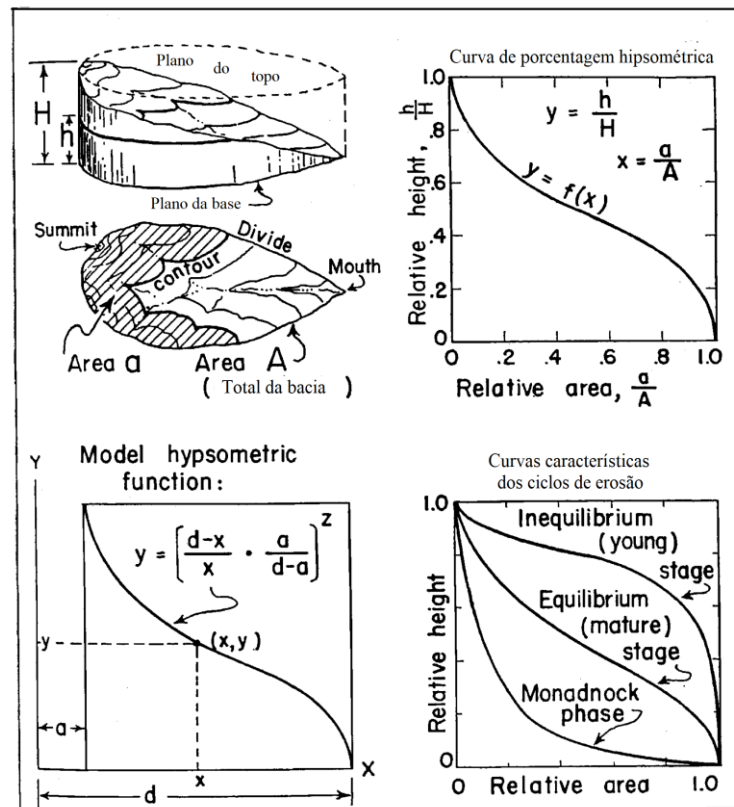
$$F_s = N/A \quad (1)$$

Onde F_s é a frequência de canais N é o número total de canais na bacia e A é a área da bacia.

4.9.1.5 Integral hipsométrica

A curva hipsométrica (Figura 22) representa quantitativamente o relevo de uma bacia na forma da relação entre o volume total da área e sua variação altimétrica e o valor da integral desta curva proporciona a descrição quantitativa do desgaste erosivo da paisagem (STRAHLER, 1957), porque expressa a porcentagem de massa rochosa da bacia existente acima de um plano de referência (SCHUMM, 1956). Dessa forma, a curva hipsométrica pode ser interpretada como a relação entre a curva de distribuição de massa e a evolução do perfil longitudinal do canal (SCHUMM, 1956). O índice pretende estabelecer uma hierarquia e uma escala para os estágios de evolução da paisagem geomorfológica, com forma de se delinear antigas superfícies e ciclos de erosão, em relação ao substrato rochoso das bacias (STRAHLER, 1952; 1957).

Figura 22 - Conceito e método para a análise hipsométrica e modelos conceituais de curvas hipsométricas.



Fonte: STRAHLER (1957)

4.9.1.6 Razão de relevo

A razão de relevo (SCHUMM, 1956) é dada pela razão entre a amplitude altimétrica ($H = H_{\max} - h_{\min}$) e o comprimento do canal principal da bacia (L), conforme a equação:

$$Rr = H/L \quad (2)$$

Trata-se de uma relação adimensional entre altura e comprimento, que descreve a declividade/inclinação geral do canal (SCHUMM, 1956) e permite comparar bacias em condições topográficas diferentes (STRAHLER, 1957).

4.9.1.7 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem caracteriza e classifica o grau de desenvolvimento da drenagem de uma bacia (HORTON, 1932; 1945). Trata-se de uma relação quantitativa dada pela razão entre

o comprimento total de canais (ΣL) e sua respectiva bacia de ordem M (HORTON, 1932), conforme a equação:

$$Dd = \Sigma L/M \quad (3)$$

4.9.2 Índices geomórficos

Seis índices geomórficos foram selecionados para avaliar o comportamento das sub-bacias hidrográficas, contribuintes do Ribeirão Cotovelo: o Fator de Assimetria de Bacia (Asymmetric factor), o Fator de Forma de Bacia (drainage basin shape), a Razão entre altura e largura do fundo do vale (valley floor width-to-height ratio), o Fator de Simetria Topográfica Transversa (transverse topographic symmetry factor), a Sinuosidade de frente de montanha (mountain front sinuosity) e a Relação Declividade-Extensão (stream-length gradient index).

De modo a padronizar os parâmetros utilizados no cômputo dos índices geomórficos, bem como assegurar uma escala uniforme de análise, processou-se a coleta dos dados sobre os produtos derivados automaticamente do MDE Alos-Palsar.

4.9.2.1 Fator de Assimetria de Bacia

O Fator de Assimetria de Bacias (HARE; GARDNER, 1985) quantifica o deslocamento do canal em relação à linha mediana da bacia, devido ao basculamento ou por razões tectônicas; o índice é dado pela equação

$$Af = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad (4)$$

onde Ar é a área da bacia situada à direita (visto em direção a jusante) do canal principal e At é a área total da mesma bacia de drenagem.

4.9.2.2 Fator de Forma de Bacia

O Fator de Forma da Bacia (SCHUMM, 1956; CANNON, 1976) expressa quantitativamente a forma de uma bacia relacionando as distâncias entre os pontos extremos na direção da maior largura e do maior comprimento; é calculado pela equação:

$$A_f = Bl/Bw \quad (5)$$

onde Bl é a medida da nascente à foz e Bw é a medida entre dois pontos mais afastados, no sentido da largura da bacia.

4.9.2.3 Relação entre a largura e altura do fundo de vale

A relação entre a largura e a altura do fundo de vale (BULL; MCFADDEN, 1977) é usada para discriminar vales encaixados e em ativo processo de dissecação (em V) e vales entulhados, em processo de migração lateral do canal (em U); é dada pela equação:

$$Vf = 2Vfw/[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (6)$$

onde Vfw é a largura do fundo do vale; Eld e Erd são as elevações dos divisores de drenagem nas margens esquerda e direita, respectivamente; e Esc é a elevação do fundo do vale, em relação ao nível do mar.

Os parâmetros da equação foram extraídos de perfis topográficos traçados perpendicularmente aos segmentos de canal em análise em cada sub-bacia.

4.9.2.4 Fator de Simetria Topográfica Transversa

O fator de simetria topográfica transversa (COX, 1994) quantifica a assimetria de um rio dentro da bacia, como consequência da migração lateral que pode ser correlacionada com processos tectônicos (COX, 1994; SALVANY, 2004); é dado por:

$$T = Da/Dd \quad (7)$$

onde Da é computado como a distância do canal atual até a linha média de meandros ativos; Dd é a distância do divisor de águas até a linha média de meandros ativos; T varia entre 0 em bacias simétricas e 1 em bacias assimétricas.

4.9.2.5 Sinuosidade de Frente de Montanha

A sinuosidade de frente de montanha (BULL; MCFADDEN, 1977) avalia a probabilidade de ocorrência de atividade tectônica ao longo de frentes de montanhas, isto é, escarpas criadas pelo deslocamento vertical decorrente de uma falha e respectiva bacia sedimentar situada no piemonte desta escarpa; é calculada pela equação:

$$Smf = Lmf / Ls \quad (8)$$

onde Lmf é o comprimento da frente ou escarpa considerada, ao longo de uma curva de nível selecionada; Ls é o comprimento em linha reta medido entre os pontos extremos da mesma frente ou escarpa.

Com respeito à Smf , ressalta-se que oito diferentes frentes foram selecionadas com base em inspeção visual de imagens de alta resolução, análise de mapa hipsométrico e reconhecimento de campo, para uma análise específica. Essas frentes correspondem a escarpas imponentes e com relevante significado geomorfológico, das quais sete localizam-se na margem direita e uma na margem esquerda do Ribeirão Cotovelo. Sete destas vertentes estão orientadas na direção Norte-Sul, grosseiramente paralelas ao canal do Ribeirão Cotovelo; apenas uma delas está orientada na direção Noroeste, associada a um segmento da face N-NE da Serra do Boqueirão.

4.9.2.6 Relação Declividade-Extensão

A relação declividade-extensão (HACK, 1973; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006) é utilizada para avaliar o desvio de parte do perfil fluvial de um perfil longitudinal teórico côncavo, corrigido pela distância do ponto médio do segmento analisado até o interflúvio, a montante (VIVEEN *et al.*, 2012): é calculado pela equação:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) * L \quad (9)$$

onde ΔH é a diferença de altitude entre as duas extremidades do segmento de drenagem analisado, ΔL é o comprimento deste segmento de drenagem, e L é o comprimento total do canal fluvial, entre o ponto médio deste segmento de drenagem em análise e sua nascente.

Os valores de RDE foram obtidos para o Ribeirão Cotovelo, onze tributários e um sub-tributário, com base em dados do MDE Alos-Palsar e processados mediante funcionalidades do Qgis. Assim, foram computados valores para segmentos individuais da rede de drenagem gerada automaticamente, para cursos cujo comprimento varia entre 6.100 e 82.000 m. Ao final, cada perfil resultante teve seus valores de RDE suavizados aplicando-se um filtro de média móvel de sete valores vizinhos, com o propósito de corrigir picos e suavizar a curva final.

4.10 UNIDADES DE RELEVO NA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO

Os procedimentos para identificação, caracterização e mapeamento das unidades de relevo no interior da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo nortearam-se pelo conceito de modelado do relevo (IBGE, 2009), que pretende descrever

padrões de formas de relevo que apresentam definição geométrica similar em função de uma gênese comum e dos processos morfogenéticos atuantes, resultando na recorrência dos materiais correlativos superficiais.

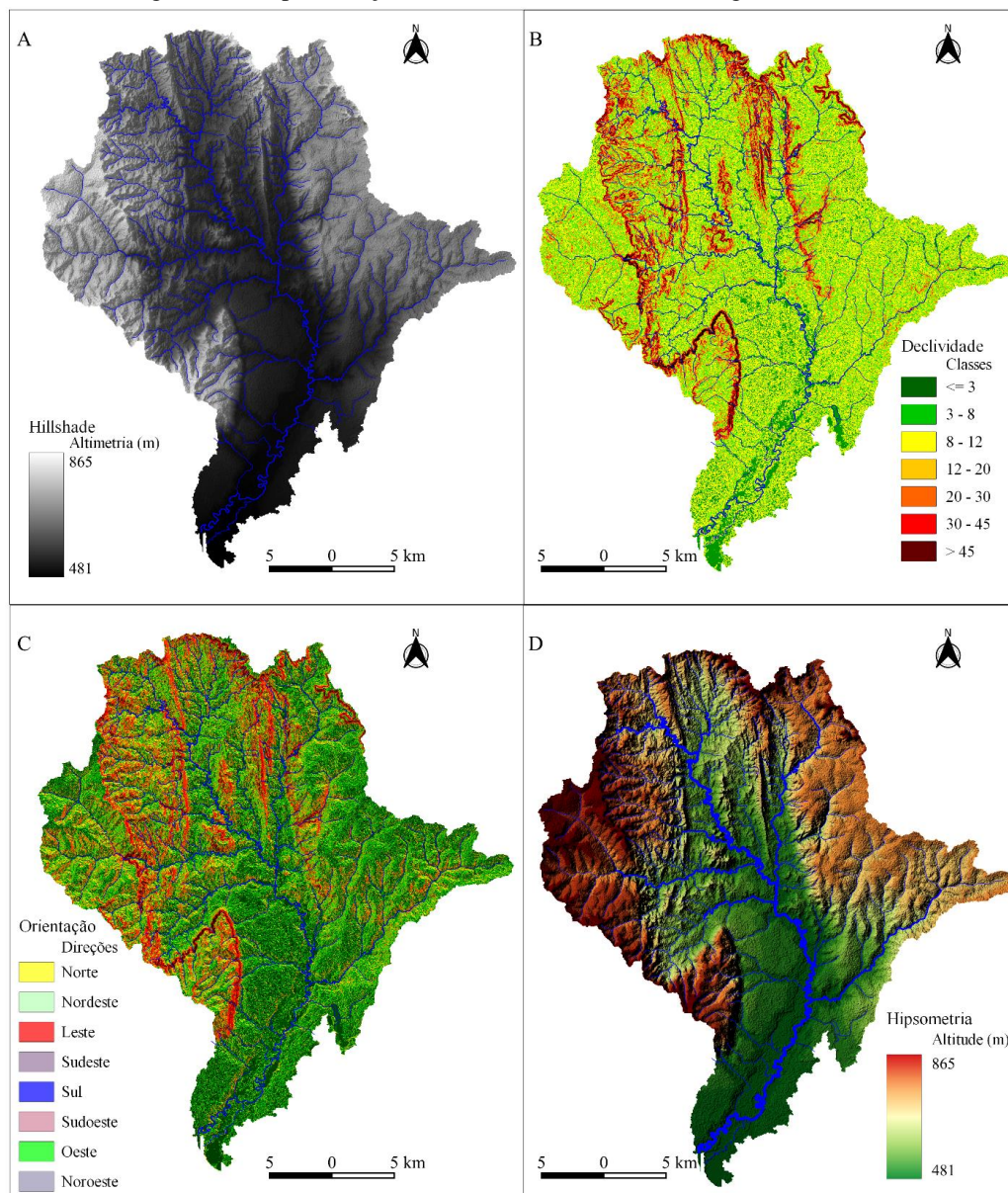
Assim, individualizam-se modelados de dissecação e acumulação. Os modelados de dissecação resultam da incisão fluvial e da remoção dos materiais por processos superficiais areais e concentrados, levando-se em consideração a natureza do substrato sobre o qual foram elaborados. Os modelados de acumulação, por sua vez, referem-se a depósitos fluviais e fluvioacústres, decorrentes da conjugação de depósitos associados à dinâmica fluvial local, a acumulações por gravidade associadas ao espraiamento em leque da carga sedimentar dos tributários do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, bem como a uma potencial subsidência tectônica de sua planície de inundação.

Dados e informações adicionais foram extraídas das imagens de alta resolução espacial da Plataforma Google Earth TM. Esse produto permitiu identificar formas de modelados de menor extensão superficial e examinar as características da rede de drenagem com maior riqueza de detalhes. Todos os produtos e mapas intermediários gerados durante o processo foram projetados no sistema de referência de coordenadas Universal Transversa de Mercator, Fuso 23, Datum WGS84.

4.10.1 Bases para a análise geomorfológica local

A delimitação das unidades de relevo foi executada tendo como critério o desenho de polígonos sobre as imagens de satélite, considerando a experiência empírica de campo, inicialmente englobando feições visualmente homogêneas em termos de textura e rugosidade. Em seguida, os limites dos polígonos foram ajustados em função da análise pormenorizada dos limites e transições de textura, brilho e limites de classes sobre as representações de relevo sombreado, hipsometria, declividade e orientação de vertentes (Figura 23); nesta etapa, foi avaliada também a possível correlação entre as feições geomórficas e o substrato geológico.

Figura 23 - Representações de terreno da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.



A) Relevo sombreado; B) Declividade; C) Orientação de vertentes; D) Hipsometria.

Fonte: Elaboração do autor.

Por fim, pequenos ajustes foram realizados tendo como referência, novamente, o conhecimento empírico, apoiado em um amplo acervo fotográfico do terreno. Cada unidade foi vetorizada manualmente no Qgis, como uma feição poligonal, o que deu origem a um novo layer em formato *shapefile*.

4.10.1.1 Lineamentos crustais

A base cartográfica de lineamentos crustais foi recortada do mapa de lineamentos crustais de escala regional (BRAGANÇA et al., 2021), obtido por vetorização manual sobre os MDEs. Esses lineamentos foram recortados para seleção das feições inseridas no perímetro da bacia do Ribeirão Cotovelo. Em seguida, foram gerados atributos de azimuth e comprimento para cada uma destas feições lineares de interesse. Posteriormente, esses vetores foram processados para obtenção de dados relativos à densidade e frequência dos lineamentos, no interior de cada unidade de relevo mapeada na bacia do Ribeirão Cotovelo. Por fim, os conjuntos de lineamentos foram processados para elaboração do diagrama de roseta, identificando-se as direções estruturais predominantes no interior de cada unidade.

4.10.1.2 Mapa de sombreamento do relevo

Inicialmente, o relevo da área de estudo foi representado por meio da técnica de **sombreamento** (*hillshading*) ou **iluminação** da topografia (Figura 23A). A técnica se baseia no princípio do sombreamento automatizado do relevo, considerado como se fosse feito de um material ideal, iluminado a partir de uma determinada posição conhecida; nesse caso, a variável representada é uma simulação do nível de luz (ou sombra) refletida pelo relevo ao ser iluminado pelo sol situado numa exposição geográfica determinada (BURROUGH, 1993). Em síntese, áreas de maior declividade, que se encontram expostas ao sol, refletirão muita luz e serão, portanto, muito visíveis; já as áreas que se encontram nas encostas não iluminadas diretamente pelo sol não refletirão luz e aparecerão escuras no modelo. Mapas de relevo sombreado têm a vantagem de poderem ser percebidos como superfícies tridimensionais e de poderem ser incorporados a outras informações da superfície como mapas temáticos ou imagens de satélite (ARONOFF, 1989). No presente trabalho, essa representação do terreno foi obtida utilizando-se rotinas do Qgis os parâmetros selecionados foram 315° de azimuth e 45° de inclinação do ângulo solar, compatíveis com a latitude e com a orientação dos principais elementos da topografia da área de estudo. Fez-se opção pela fórmula de Zevenbergen e Thorne (1987), incorporada ao Qgis, por apresentar um melhor delineamento das feições com resultados mais nítidos.

4.10.1.2 Mapa de declividade

Outra forma utilizada para a apresentação das características da topografia da bacia do Ribeirão Cotovelo foi o mapa da declividade (Figura 23B), o qual é uma expressão da variação de altitude entre dois pontos do terreno, em relação à distância que os separa (DE BIASI, 1992; TONELLO *et al.*, 2006). Existe uma relação inversa entre declividade e energia potencial, ou seja, quanto mais inclinado é o terreno, mas rapidamente a água de chuva em escoamento se converte em energia cinética (CASSETI, 1994). Dessa forma, é de se esperar que terrenos mais inclinados apresentem topografia dissecada e acidentada, ao passo que terrenos mais planos resultem em relevo suavizado. Como nos casos anteriores, o MDE Alos-Palsar serviu de base para a geração do mapa de declividade. O MDE foi interpolado no Qgis e o produto resultante foi reclassificado em sete intervalos distintos (EMBRAPA, 1979; BIASI, 1992), utilizando-se a técnica de reclassificação do comando GRASS *r.recode*, incorporado no Qgis. Os intervalos selecionados para as classes foram 0 ± 3%, 3 ± 8%, 8 ± 12%, 12 ± 20%, 20 ± 30%, 30 ± 45%, ≥ 45%. Essas classes mostraram-se adequadas ao propósito do mapa, como subsídio para a delimitação de unidades de relevo. Assim, utilizou-se a declividade como um suporte a mais na seleção de diferentes setores do terreno, baseada na inclinação das vertentes, o que permitiu agrupar feições espaciais com tipologias semelhantes de relevo.

4.10.1.3 Mapa de orientação de vertentes

O padrão da morfologia da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, dado pelo arranjo preferencial da rede de drenagem na direção N-S a NNW-SSE, ficou ressaltado no mapa de orientação de vertentes (Figura 23C).

4.10.1.4 Mapa de hipsometria

A representação da topografia da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo foi feita na forma de um mapa da hipsometria (Figura 23D), confeccionado com base no MDE Alos-Palsar, com resolução de 12,5 m (ASF-DAAC, 2018). Através da técnica da hipsometria pretende-se representar a elevação do terreno utilizando-se cores diferentes, associadas a intervalos altimétricos conhecidos; as cores são selecionadas de modo que sua graduação traduza, também, a graduação da topografia. O processamento do MDE foi feito em Qgis, para conversão dos tons

de cinza e atributos de cota “Z” em um modelo discreto, com intervalos de classes de altitude. É importante enfatizar que no interior da bacia do Cotovelo a altimetria varia entre 480 m (foz) e 870 m (interflúvio mais elevado). Para representar esse gradiente topográfico, foram criadas dez classes de altitude, com intervalos irregulares, adequados à avaliação das condições topográficas da bacia, de interesse para a confecção do mapa de unidades de relevo. As classes hipsométricas definidas a cotas mínima (480 m) e máxima (807 m), sendo: < 480 m, 480 ± 525 m, 525 ± 550 m, 550 ± 575 m, 575 ± 600 m, 600 ± 650 m, 650 ± 700 m, 700 ± 750 m, 750 ± 800 m, ≥ 800 m. Adotou-se o esquema de cores variando entre verde e marrom, no qual verdes escuros são associados aos menores valores de cota, progredindo para amarelos, laranjas e ocres, até vermelho e marrom para as cotas mais altas.

4.10.1.5 Ordem dos canais da rede de drenagem

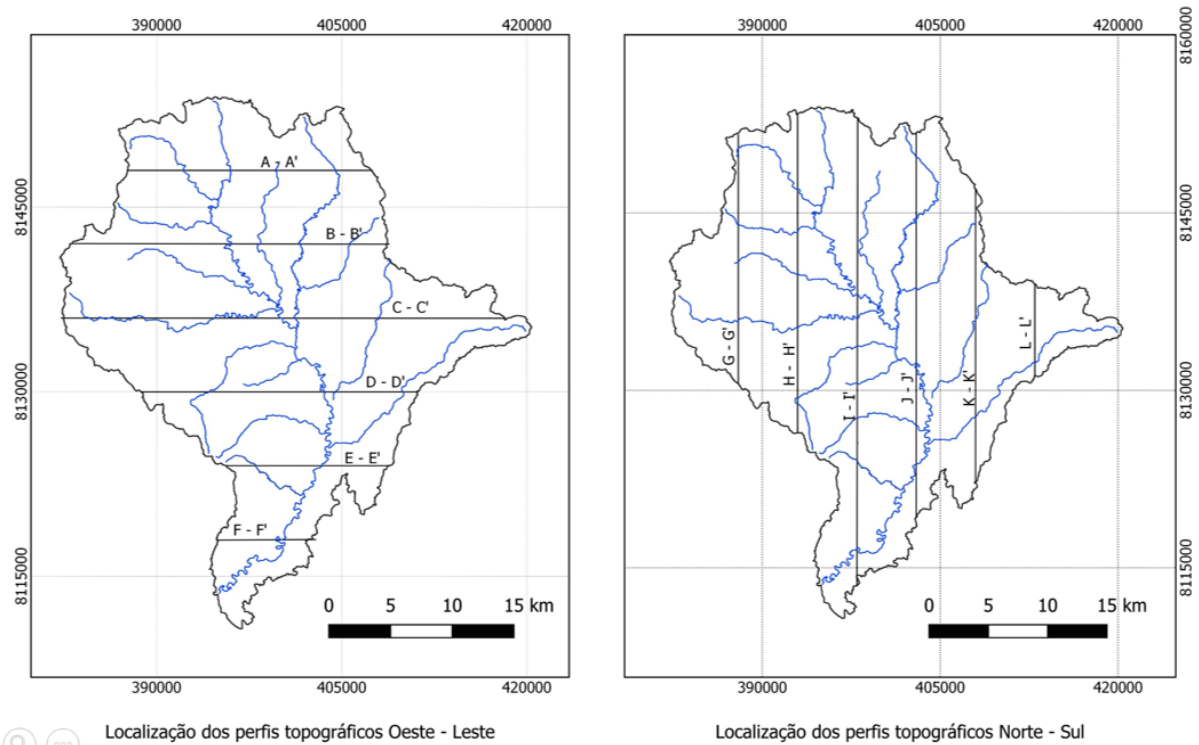
A determinação da ordem dos cursos d'água numa bacia hidrográfica é uma medida do grau da complexidade do sistema, resultado da ramificação da drenagem (DEVAUCHELLE *et al.*, 2012), ou seja, mostra o número (cumulativo) de tributários associados a cada curso (STRAHLER, 1952). O ordenamento dos segmentos da drenagem foi determinado automaticamente no Qgis, a partir do MDE Alos-Palsar, seguindo-se os critérios definidos por Strahler (1957).

4.10.1.6 Perfis topográficos

Um perfil topográfico é um conjunto de pontos num plano cartesiano, baseado em pares ordenados de coordenadas sendo a distância dada em quilômetros (km) e atribuída aos valores do eixo “X” e a altitude dada em metros em relação ao nível do mar e atribuída aos valores do eixo “Y” (ACKLAS JR *et al.*, 2003). Onze perfis topográficos ajustados aos divisores da bacia (Figura 24), foram obtidos mediante extração automática dos dados do MDE; portanto, cada um deles tem um comprimento diferente. A distribuição dos perfis levou em consideração as duas direções estruturais mapeadas no interior da bacia do Cotovelo (BRAGANÇA *et al.*, 2021), quais sejam NNW-SSE e SW-NE. Assim, seis perfis foram orientados na direção Oeste-Leste, em posição aproximadamente perpendicular ao canal do Ribeirão Cotovelo e à direção da zona de cisalhamento Pré-cambriana NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b), com uma distância de 8 km entre eles. Outros cinco perfis foram plotados na direção Norte-Sul, em direção ortogonal aos lineamentos Cenozoicos SW-NE (CAMPOS; DARDENNE, 1997b), com uma

distância de 6 km entre eles; registra-se que o perfil I-I' foi desconsiderado nesta análise em razão de que seu traçado encontrou conflitos com a representação da geologia, em razão da escala original do mapa, isto é, 1:250.000. Os perfis topográficos foram analisados visualmente, considerando critérios de regularidade ou irregularidade das formas, inclinação e comprimento dos setores.

Figura 24 - Mapa de localização dos perfis topográficos na bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo



Fonte: Elaboração do autor.

Na etapa seguinte, os perfis topográficos foram sobrepostos ao mapa de geologia, na escala 1:250.000, o que resultou num conjunto de perfis geológico-geomorfológicos da sub-bacia.

4.11 TRABALHOS DE CAMPO

Foram realizadas diversas visitas à área de estudo para registro e coleta de dados de interesse para a pesquisa.

Entre os registros de interesse estão:

- a) verificação e mapeamento de fraturas e coleta de dados estruturais
- b) verificação e descrição de afloramentos rochosos

- c) identificação de níveis deposicionais aluviais;
- d) caracterização de perfis sedimentares aluviais;
- e) coleta de amostras de sedimentos aluviais para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).
- f) vasta documentação fotográfica;

4.11.1 Mapeamento de fraturas e coleta de dados estruturais

A partir do mapa de lineamentos e do mapa de anomalias de drenagem, foram selecionados pontos para vistoria e coleta de dados em campo. Uma vez identificadas feições de interesse, mediante uso de uma bússola Brunton (modelo DQL8), foram registrados dados de valor do azimute, valor e orientação de mergulho das camadas das rochas (estruturas primárias), bem como valor do azimute, valor e orientação do mergulho de fraturas e dobras (estruturas secundárias) e feitos registros fotográficos panorâmicos que permitiram ilustrar e fundamentar a interpretação das anomalias.

4.11.2 Verificação e descrição de afloramentos rochosos

Em razão da limitação de escala do mapa geológico disponível, apenas 1:250.000, procedeu-se à verificação de afloramentos diversos, com o propósito de se associar o mais fielmente possível, as feições de interesse geomorfológico às litologias correspondentes.

4.11.3 Caracterização de perfis sedimentares aluviais

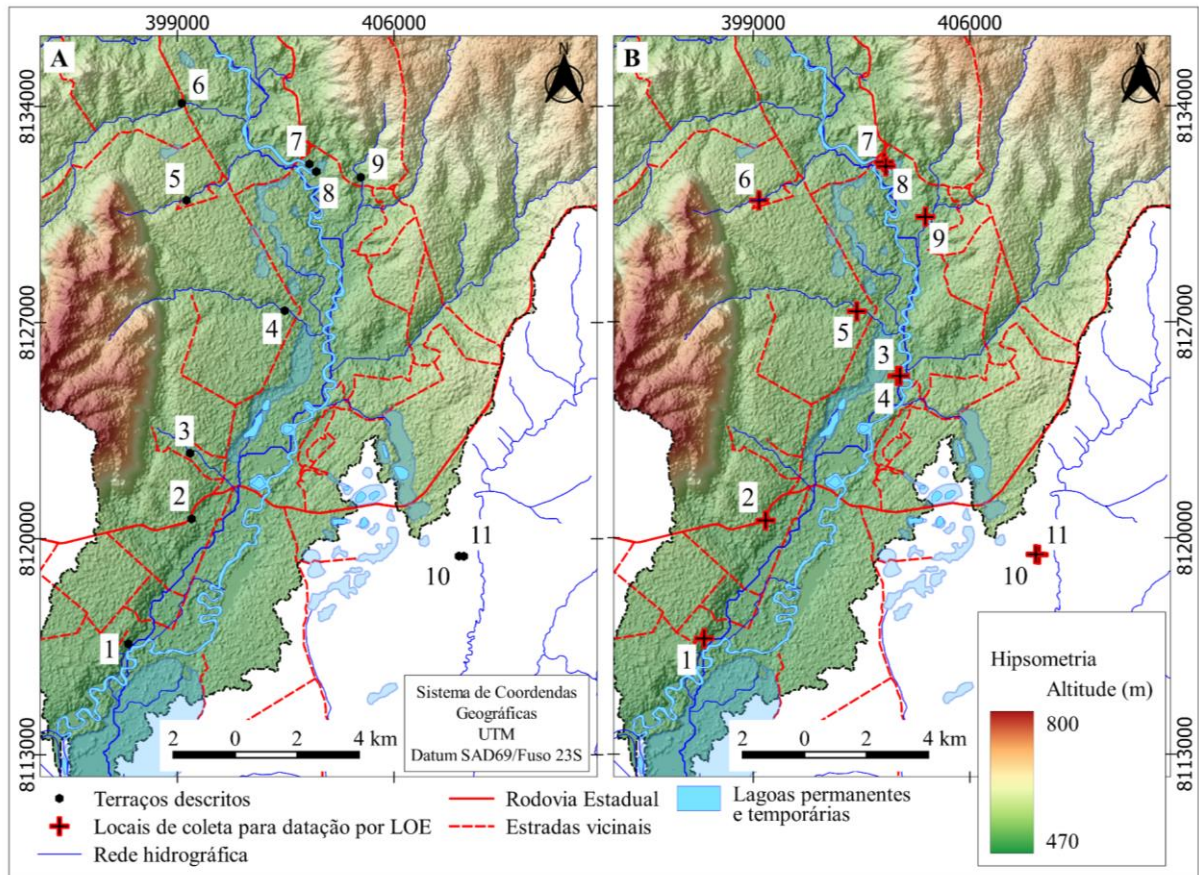
Com o propósito de mapear e descrever a distribuição espacial e as características verticais dos depósitos aluviais, 11 perfis sedimentares foram descritos com base em inspeção visual, de acordo com suas características físicas sensoriais: sequência vertical de fácies, tamanho predominante dos grão (argila, silte, areia, cascalho) em cada fácies, tipos de transição (gradual ou abrupta) entre as fácies, litologia dos clastos na fácies cascalho, comprimento médio dos clastos (cm), grau de arredondamento dos clastos (anguloso, subangulosos, subarredondado, arredondado), tipo de matriz associada, presença ou ausência de raízes e bioturbação. A seleção dos pontos para descrição levou em consideração a existência de afloramentos/taludes representativos dos vários canais fluviais do baixo vale, sua relação com a planície de inundação atual e a acessibilidade.

A Figura 25A identifica e mostra a localização dos onze perfis descritos: 1) Terraço da margem direita, baixo Ribeirão Cotovelo (Chácara Bela Vista, propriedade de João Francisco Cardoso Filho); 2) Terraço de córrego de 1ª ordem, tributário da margem direita do baixo Ribeirão Cotovelo (Rodovia Estadual MG-667 (Fazenda da Companhia de Desenvolvimento do Vale do Rio São Francisco - Codevasf); 3) Terraço da margem esquerda do Córrego Morcego; 4) Terraço da margem direita do Córrego Riachinho; 5) Terraço da margem esquerda do Córrego Trombas; 6) Terraço da margem esquerda do Córrego Mocambinho; 7) Terraço da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo; 8) Terraço da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo; 9) Terraço da margem direita do Córrego Mangal; 10) Interflúvio Ribeiro Cotovelo - Córrego das Pedras; 11) Interflúvio Ribeiro Cotovelo - Córrego das Pedras.

4.11.4 Amostragem de sedimentos aluviais e datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)

Além disso, naqueles perfis identificados como representativos dos ciclos deposicionais recentes da bacia (Figura 25B), foram coletadas amostras de fácies arenosas para datação por LOE. Os perfis descritos e nos quais foram coletadas amostras para datação por LOE são: 1) Terraço da margem direita, baixo Ribeirão Cotovelo (Chácara Bela Vista, propriedade de João Francisco Cardoso Filho); 2) Terraço de córrego de 1ª ordem, tributário da margem direita do baixo Ribeirão Cotovelo (Rodovia Estadual MG-667 (Fazenda da Codevasf); 3) Base do terraço da margem direita do Ribeirão Cotovelo (Fazenda Amália); 4) Topo do terraço da margem direita do Ribeirão Cotovelo (Fazenda Amália); 5) Terraço da margem direita do Córrego Riachinho; 6) Terraço da margem esquerda do Córrego Trombas; 7) Terraço da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo; 8) Terraço da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo; 9) Terraço da margem direita do Córrego Mangal; 10) Trincheira alta vertente, interflúvio Ribeiro Cotovelo - Córrego das Pedras; 11) Trincheira média vertente, interflúvio Ribeiro Cotovelo - Córrego das Pedras.

Figura 25 - Localização de terraços descritos e amostrados para datação por Luminescência Oticamente Estimulada.



A) Localização de terraços descritos. B) Localização de pontos de coleta de amostras de sedimentos aluviais para datação por Luminescência Oticamente Estimulada.

Fonte: Elaboração do autor.

Quatorze amostras de sedimentos arenosos foram coletadas para datação absoluta por LOE em grãos de quartzo (RHODES, 2011; MURRAY; WINTLE, 2003). A seleção dos terraços para amostragem levou em consideração a posição do nível sedimentar em relação à drenagem atual, a representatividade em termos da dissecação recente, a expressão espacial da unidade em relação ao conjunto dos níveis sedimentares e, por fim, a possibilidade de suas idades oferecerem respostas para perguntas sobre a história recente da hidrografia local e regional. As amostras foram obtidas em 5 campanhas distintas, entre os anos 2016 e 2021 (Quadro 1).

As coletas foram realizadas diretamente nas camadas arenosas acessíveis, preferencialmente localizadas na base dos perfis, e foi conduzida mediante introdução horizontal, a percussão, de um tubo de ferro (4 cm de diâmetro e 30 cm de comprimento). Em seguida, devidamente protegidos contra a luz, os tubos foram retirados dos perfis e foram envoltos em plástico preto, opaco à luz, para evitar contaminação do material. O serviço de datação das amostras ficou a cargo do laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda, em Mogi das Cruzes/SP.

Quadro 1 – Identificação dos terraços amostrados e das respectivas amostras datadas por LOE.

Nº da amostra	Data da amostragem	Código Datação	Canal/Margem	Descrição do local e condições da coleta
1	Fev/ 2021	5474	Ribeirão Cotovelo/margem direita	Chácara Bela Vista, base do terraço 13 m acima do nível atual do canal do Cotovelo
1A	Maio/ 2021	5504	Ribeirão Cotovelo/margem direita	Chácara Bela Vista, base do terraço 13 m acima do nível atual do canal do Cotovelo
2	Fev/ 2021	5475	Canal de 1ª ordem sem nome/margem direita do Cotovelo	Talude da MG-667, na divisa da Fazenda Experimental da Codevasf
3	Maio/ 2016	4580	Ribeirão Cotovelo	Topo de terraço na planície atual, 3,5 m acima do nível atual do canal do Cotovelo. Fazenda Amália
4	Maio/ 2016	4579	Ribeirão Cotovelo	Base de terraço na planície atual, 0,8 m acima do nível atual do canal do Cotovelo. Fazenda Amália
5	Nov/ 2019	5334	Córrego Riachinho	Base do terraço
6	Maio/ 2016	4581	Córrego Trombas	Base do terraço Fazenda Terra Alegre
7	Maio/ 2016	4582	Ribeirão Cotovelo	Base de terraço aflorando sobre base rochosa, 7m acima do nível atual do canal; próximo à ponte da estrada para a localidade de Riacho da onça
8	Nov/ 2019	5335	Ribeirão Cotovelo	Base de terraço aflorando sobre 0,7 m acima do nível atual do canal; próximo à ponte da estrada para a localidade de Riacho da onça
9	Nov/ 2021	5336	Córrego Mangal	Base do terraço
10	Fev/ 2021	5476	Fazenda V&M	Interflúvio Cotovelo-Pedras
10A	Maio/ 2021	5506	Fazenda V&M	Interflúvio Cotovelo-Pedras
11	Maio/ 2021	5505	Fazenda V&M	Interflúvio Cotovelo-Pedras

Fonte: Código Datação. Datação: Comércio e Prestação de Serviços LTDA. Relatórios de Ensaio

4.11.4.1 Procedimentos analíticos para obtenção das idades absolutas

Em laboratório, a manipulação das amostras ocorreu sob luz vermelha de baixa intensidade, em ambiente escuro, para peneiramento, secagem, tratamento com H₂O₂ (20%), HF (20%) e HCl (10%) e, finalmente, seleção de grãos de quartzo apropriados para o procedimento de datação (88–180 µm). A determinação das doses cumulativas foi obtida mediante TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments, Inc. A medida de doses anuais foi conduzida com um estação de espectrometria de massa modelo Canberra Inspector Portable (NaI–Tl).

As idades foram obtidas pelo método da dose regenerativa em alíquota simples (SAR method), no qual faz-se várias medidas em um número de alíquotas variando entre 10 e 15, conforme mostra a Tabela 1 (MURRAY; WINTLE, 2000; 2003). O método reduz erros nas medidas e na

determinação se sinal luminescente dos grãos foi completamente esvaziado antes da deposição final (RITTENOUR, 2008).

Cabe esclarecer que foram coletadas 13 amostras em 11 locais diferentes. A razão para esse desencontro foi a desconfiança em relação aos resultados dos pontos 1 e 10. Para dirimir as dúvidas, novos materiais foram coletados nos mesmos sítios e encaminhados ao laboratório para que as idades fossem reavaliadas, sendo elas 1A e 10A, respectivamente.

4.11.5 Registro fotográfico

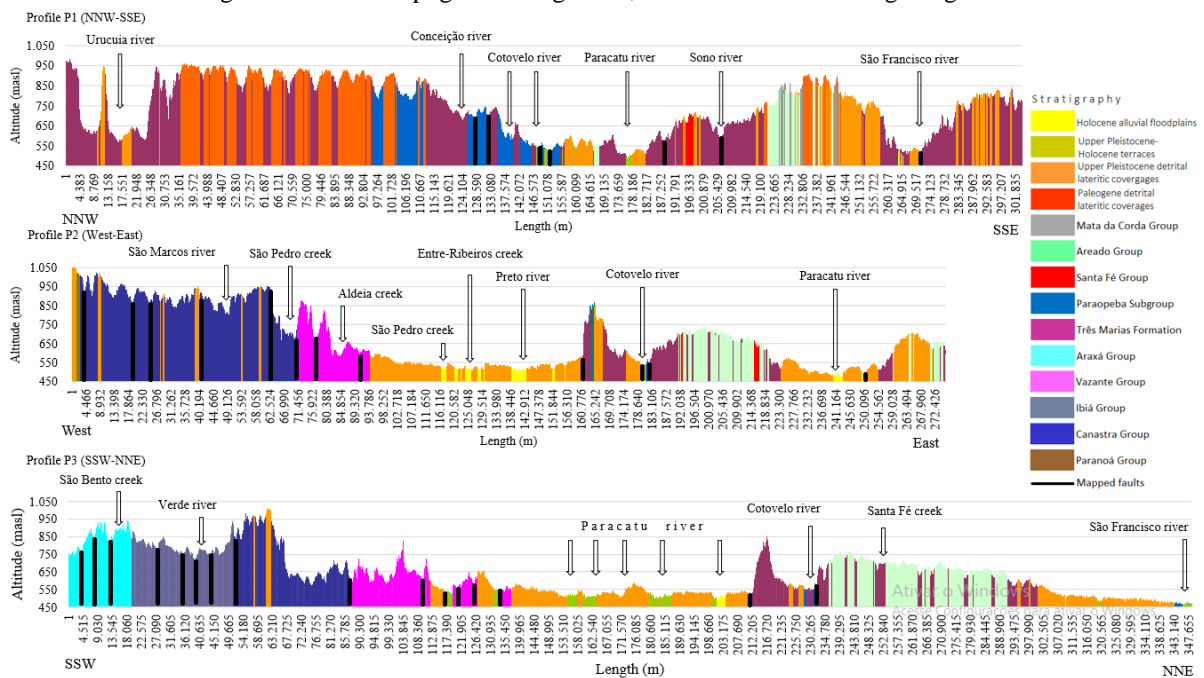
Durante as vistorias, fatos, feições, processos ou qualquer outro aspecto de interesse foi fotografado, com o intuito de produzir um banco de imagens da área. Esse produto mostrou-se extremamente útil no decorrer do trabalho, tanto na forma de ajuda memória, quanto na produção de ilustrações.

5) RESULTADOS

5.1 PERFIS ESQUEMÁTICOS DA DISSECAÇÃO DIFERENCIAL NO NOROESTE DE MINAS GERAIS

Três perfis topográficos (Figura 26) foram distribuídos no noroeste de Minas Gerais, cruzando as bacias dos Rios Paracatu e Urucuaia, considerando a distribuição espacial e a direção preferencial das principais feições estruturais regionais, mapeadas ou referenciadas na bibliografia (Figura 27). Em linhas gerais, os perfis mostram que a dissecação se processou de modo diferencial em relação à presença de linhas de fraqueza e à resistência diferencial do substrato.

Figura 26 - Perfis topográficos regionais, mostrando o substrato geológico.

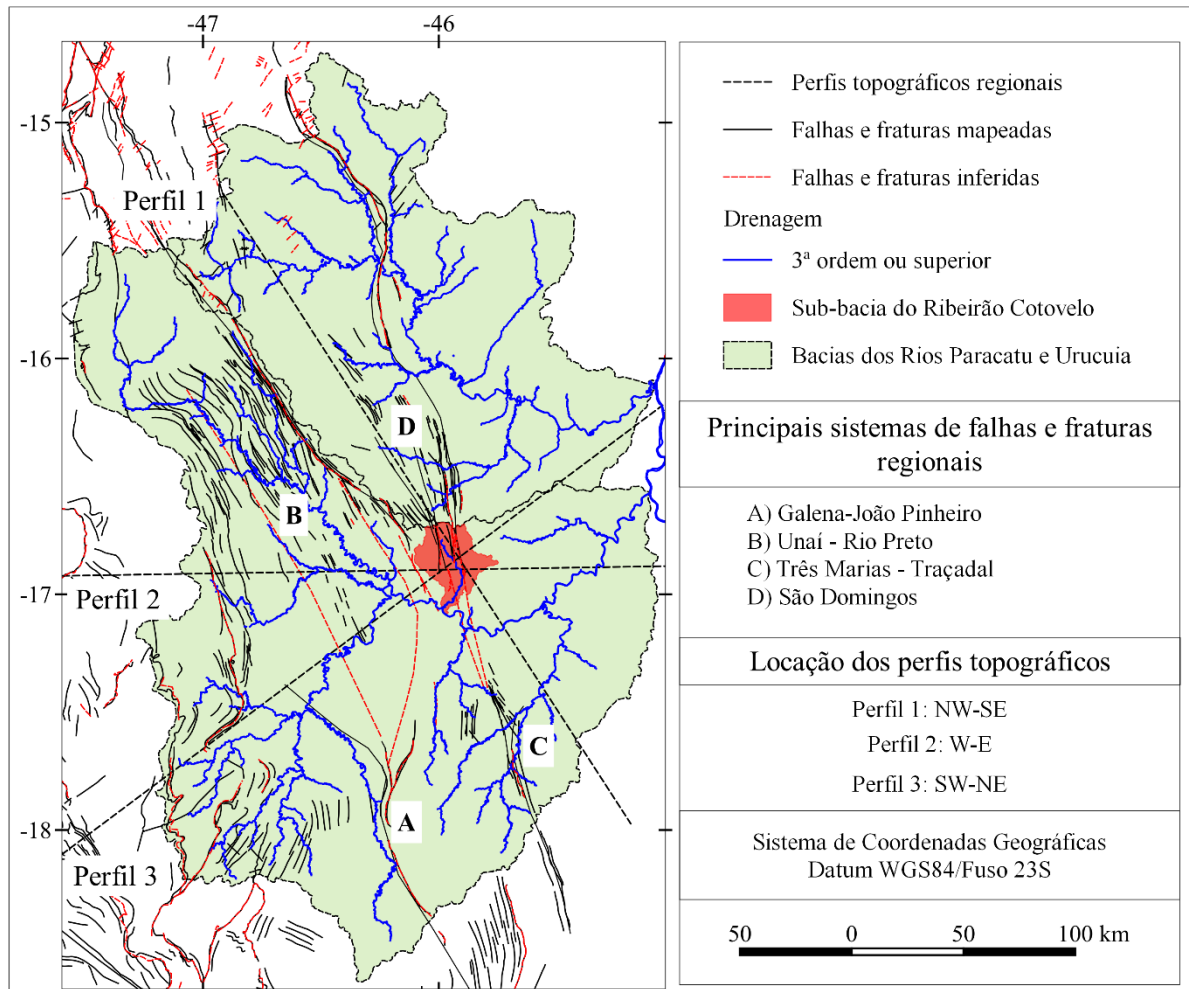


Perfil 1: NW-SE, Perfil 2: W-E; Perfil 3: SW-NE.

O **Perfil P1** distribui-se de NNW a SSE, com 130 km de comprimento, ao longo dos quais é possível realçar várias feições topográficas de interesse geomorfológico. Grosseiramente, a topografia exhibe uma queda regular e contínua de 400 m, seguindo a inclinação geral da paisagem em direção SSE, até o Rio Paracatu, percebida a partir das elevações topográficas mais elevadas. Contudo, essa inclinação não ocorre próximo aos divisores do Rio São Francisco. A análise do perfil P1 considera seis segmentos ou setores com comportamento topográfico e morfológico distintos. Inicialmente, a dissecação da ordem do 400 m ocorre no primeiro setor da paisagem, no extremo NNW, corresponde aos vales do Rio Urucuaia e de seus

tributários, responsáveis pela exposição das formações rochosas basais da borda nordeste da Faixa Brasília.

Figura 27 - Localização dos perfis topográficos regionais, em relação à falhas e fraturas mapeadas e inferidas



Fonte: Modificado de Schobbenhaus *et al* (1985), Hasui e Haralyi (1991), Alkmim *et al* (1993), Campos e Dardenne (1997b), Pimentel (2015). PRODEMGE. Base cartográfica digital do Estado de Minas Gerais.

O segundo setor, com altitudes variando entre 950 e 780 m refere-se ao compartimento planáltico da Serra Geral do Rio Preto, com vales de pequena ordem, profundamente dissecados (até 150 m), tributários da margem direita do Rio Urucuia; Essas incisões parecem ser controladas pela inclinação geral do planalto em direção E e E-NE e pela porosidade típica das coberturas detríticas e detrito-lateríticas Paleogênicas. Neste setor, o Ribeirão da Conceição, com nascentes próximo de 960 m de altitude, dissecou um vale até cerca de 690 m, encaixado nas coberturas Mesozoicas e nos arenitos arcoseanos Pré-Cambrianos da Formação Três Marias, mantendo a direção NW-SE; ao alcançar as formações rochosas alteradas pela tectônica cisalhante, coincidente com uma falha inversa Pré-Cambriana, associada ao Sub-Grupo Paraopeba (SCHOBHENHAUS *et al.*, 1985), o canal muda a direção para NE, passando a correr

adaptado às direções estruturais NNW-SSE. O terceiro segmento do perfil, coincidente com sua porção central, profundamente dissecado, com altitudes variando entre 650 e 500 m, contém os talwegues do Rio Paracatu e o Ribeirão Cotovelo; este trecho corresponde, grosso modo, à zona de fraqueza da linha de falha Três Marias-São Domingos, inserida na zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b), a qual expôs rochas do Subgrupo Paraopeba. O quarto segmento atravessa e realça uma garganta estreita, com até 100 m de incisão, na qual corre o Rio do Sono, diretamente sobre arenitos da Formação Três Marias; essa feição coincide com uma falha mapeada na direção SW-NE (HASUI; HARALYI, 1991) a completa exumação das coberturas fanerozoicas. O quinto segmento descreve o planalto mais elevado a SSE, sendo a expressão geomórfica do Chapadão dos Gerais, uma unidade de relevo proeminente, preservada em razão da ausência de linhas de fraqueza associadas a falhas conhecidas e a lineamentos, protegida por espessos arenitos Cretáceos e por uma carapaça laterítica Paleo-Neogênica. Finalmente, a dissecação do vale do Rio São Francisco, com 380 m de desnível local, sobre arenitos da Formação Três Marias bem como sobre seus próprios sedimentos, correlaciona-se com as falhas SSW-NNE, mapeadas, de Formosa e Estrela (HASUI; HARALYI, 1991; SAADI, 1991).

O **Perfil P2**, orientado Oeste-Leste, tem 273 km de comprimento e se estende desde os limites da Faixa Brasília (a oeste) até o canal do Rio São Francisco (a leste). A primeira feição a ser destacada neste perfil é o Planalto Ocidental mais elevado, acima de 850 m, suportado principalmente por rochas do Grupo Canastra. Agrupam-se aí as altitudes regionais mais elevadas assim como os vales mais profundamente dissecados, escavados pelo Rio São Marcos e seus afluentes. Embora espacialmente coincida com feições da estrutura mais antiga e mais densamente fraturada do planalto dobrado e falhado da faixa móvel, é possível notar um progressivo basculamento da paisagem em direção Leste, mesmo com a drenagem local correndo em direção Sudoeste, para a bacia do Rio Paraná. Uma segunda feição notável é a dissecação dos vales do Ribeirões da Aldeia, São Pedro e Entre-Ribeiros, profundamente encaixados em rochas do Grupo Vazante, uma unidade de cobertura sedimentar e metassedimentar neoproterozoica, intensamente dobrada e fraturada, sujeitada ao evento tectônico do Brasiliano Superior (CASTRO; DARDENNE, 2000). Ainda neste segmento, a altitude possui um gradiente da ordem de 250 m, até alcançar o terceiro setor, correspondente à planície de inundação do Rio Paracatu, onde o canal se ajusta aos seus próximos sedimentos do Cenozoico Superior e as altitudes variam entre 500 e 560 m. No terceiro segmento, o perfil cruza o Planalto do Boqueirão (840 m), sustentado por arenitos da Formação Três Marias, assim

como atravessa o talvegue do Ribeirão Cotovelo (535m), onde afloram rochas do Subgrupo Paraopeba, ao longo da zona de cisalhamento (CPRM, 2003a; 2003b). O quarto segmento corresponde ao Planalto de Santa Teresa, uma unidade geomórfica com 250 m de altura, preservada pela cobertura de arenitos Cretáceos esparsamente fraturados. Em sua extremidade Leste, o perfil acomoda a planície de inundação do Rio Paracatu em um vale estreito e alongado, delimitado por escarpas com até 50 m de altura, orientadas na direção SW-NE.

O **Perfil P3** possui 345 km de comprimento e se estende do Planalto da Mata da Corda até o canal do Rio São Francisco. O primeiro segmento a ser descrito ajusta-se a rochas densamente fraturadas e falhadas dos Grupos Araxá e Ibiá, na vertente ocidental do compartimento planáltico que abriga tributários da bacia do Rio Paranaíba; as altitudes variam entre 750 e 950 m e a dissecação é localmente controlada pelos canais de menor ordem. O segundo setor coincide com o Planalto da Mata da Corda, unidade topográfica regional mais elevada, intensamente dobrada, densamente fraturada, sustentada por rochas do Grupo Canastra e coberta por formações vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Mata da Corda, derivadas do vulcanismo homônimo; a dissecação intensa explica a variação local da altitude entre 600 e 950 m. A terceira parte do perfil cruza rochas do Grupo Vazante, previamente descrito como unidade dobrada e intensamente dissecada, mesmo pelos canais de menor ordem, tributários da margem esquerda do Rio Escuro. No segmento seguinte, com 70 km de comprimento, o perfil atravessa a planície de inundação do Rio Paracatu, preenchida por sedimentos do Cenozoico Superior, cruzando seus trechos meandantes pelos menos em cinco locais distintos. O sexto trecho do perfil passa sobre a Serra do Boqueirão (840 m), cruza a bacia do Ribeirão Cotovelo (560 m) e atravessa os afloramentos rochosos do Subgrupo Paraopeba na zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b). Sobre o Planalto de Santa Teresa, o sétimo segmento intercepta os arenitos Cretáceos, cruza o Ribeirão Santa Fé e então rebaixa-se, suavemente, para NE até alcançar o canal do Rio São Francisco.

A similaridade da gênese e da composição mineralógica das formações rochosas regionais explicam a inexistência de diferenças significativas na resistência à erosão. Entretanto, densas redes de fraturas resultantes de sucessivos episódios de tectônica rúptil-dúctil revelam respostas diferenciais dessas rochas aos processos de intemperismo. Portanto, uma possível razão para explicar a dissecação diferencial da paisagem pode ser encontrada, provavelmente, na existência de zonas altamente fraturadas, associadas com a Faixa Móvel Brasília a Oeste e com o Subgrupo Paraopeba, no setor central da área, as quais se tornaram áreas preferenciais para o

desmonte erosivo da paisagem. Os segmentos centrais dos perfis P2 e P3 são ocupados pela planície de inundação do Rio Paracatu, com altitudes em torno de 560 m. A mesma unidade geomórfica pode ser observada outras duas vezes Leste, nos locais onde os perfis cruzam o Rio Paracatu e o Ribeirão Cotovelo. Os compartimentos topográficos mais elevados são sustentados por litologias mais resistentes, tais como arenitos silicificados (SGARBI, 2000) e coberturas lateríticas, nas Serras do Boqueirão e de Santa Teresa e no Chapadão dos Gerais, a Leste. No interior da faixa móvel, as altitudes mais altas correspondem a rochas mais resistentes e a controles estruturais, tais como empurrões, dobras e acamamentos; essa resistência costuma ser quebrada por linhas de fraqueza estrutural, próprias da faixa móvel.

5.1.1 A dissecação diferencial na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

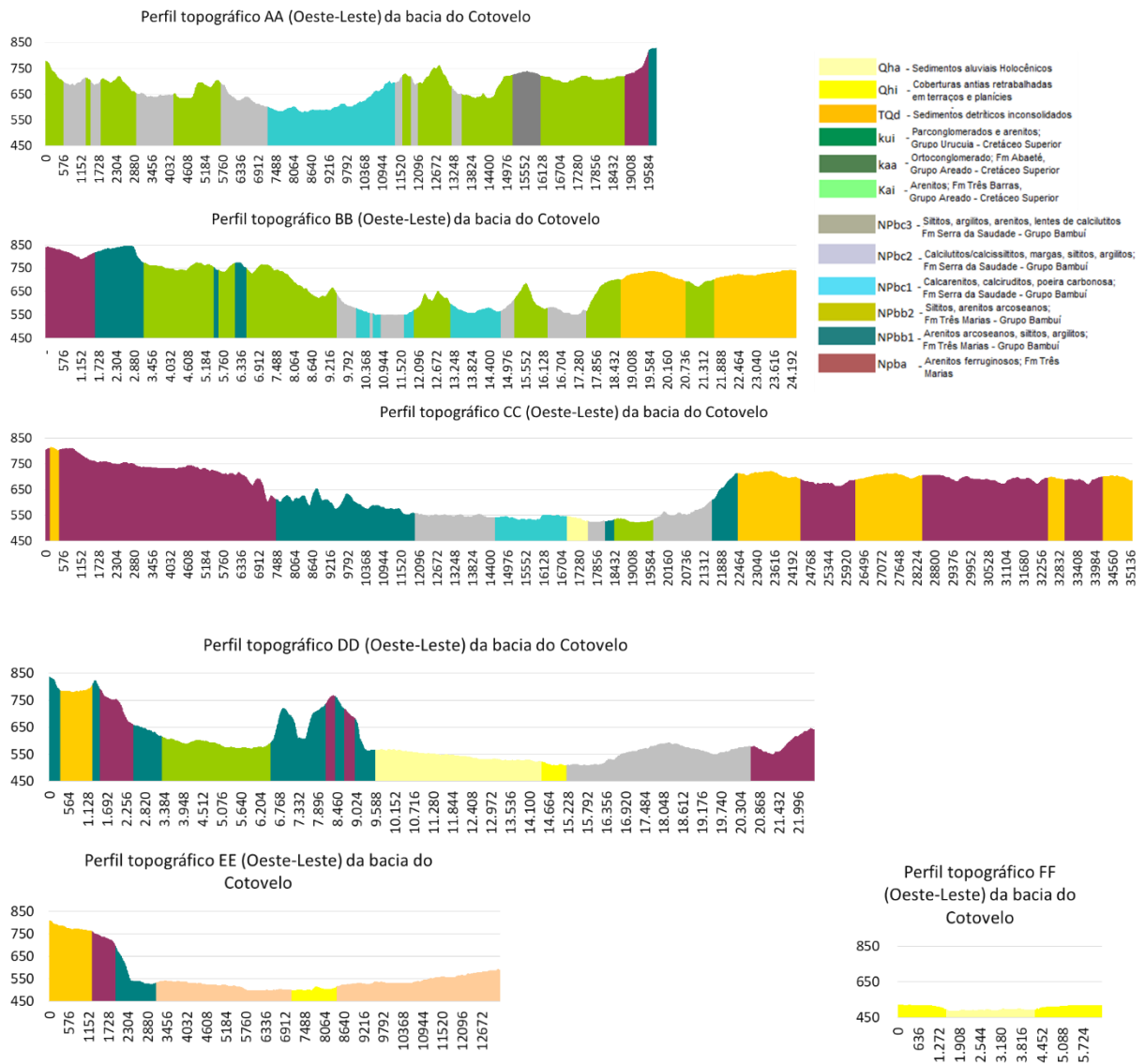
Sobre o mapa hipsométrico da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo foram traçados doze perfis topográficos, sendo seis com orientação Norte-Sul e seis com orientação Oeste-Leste. Em seguida, foram plotados, justapostos aos perfis, os afloramentos geológicos, a partir do mapa 1:250.000 (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c) e os lineamentos mapeados.

Os perfis topográficos Oeste-Leste (Perfil topográfico 2) mostram uma inclinação geral da paisagem na direção Leste, conforme pode-se observar em dois níveis distintos de platôs: nas Serras do Boqueirão e do Morro Redondo, acima de 700 m e nos divisores interiores da bacia, em torno de 600 m. Normalmente, essa inclinação termina em vertentes íngremes, sugerindo a existência de escarpas de falhas. Os topos interiores da bacia, orientados na direção Norte-Sul, delimitam vales paralelos, controlados por sinformais e antiformais, dissecados sobre antigos terrenos dobrados da zona de cisalhamento Pré-Cambriana; os córregos de diversas ordens adaptaram os cursos a essas estruturas, como os exemplos do Terra Vermelha e do Morro Redondo e seus tributários. Entende-se, portanto, que a inclinação que ocorre nas unidades de relevo do interior da bacia, afetam morfoestruturas individuais, as quais possuem limites coincidentes com as transições entre unidades estratigráficas e com falhas antigas (associadas à zona de cisalhamento). Esse basculamento das feições pode ser reconhecido inclusive nos níveis topográficos mais baixos, até mesmo nas superfícies colúvias.

Na planície de inundação do baixo Cotovelo, a unidade de relevo mais baixa da área, esta tendência muda para a direção WSW, o que pode significar que, embora o canal do Cotovelo corra próximo à margem esquerda, a menor altitude da planície se localiza nas vizinhanças de

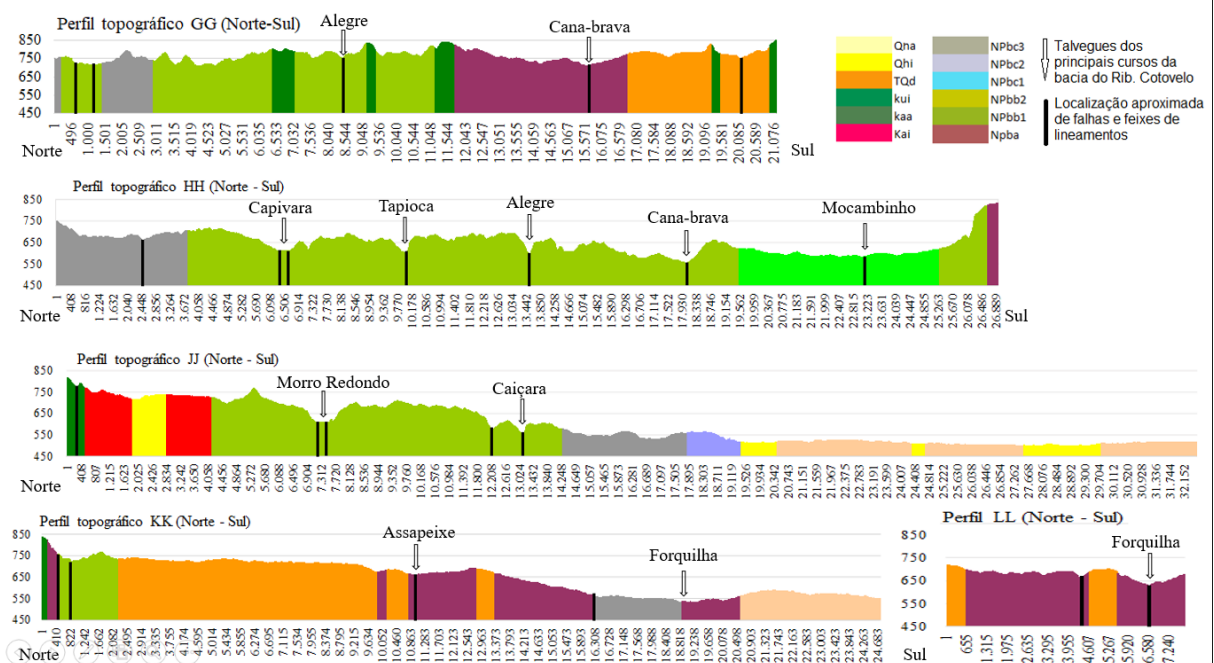
sua margem direita, junta à foz de tributários como Morcego, Riachinho e Trombas (Perfis D e E). Conseqüentemente, o Ribeirão Cotovelo diseca seus próprios terraços, em níveis topográficos mais altos que os pontos mais baixos dentro de sua planície (Perfis E e F), com um gradiente topográfico de 2 a 5 m. Diferentemente, essa inclinação não ocorre nas unidades de relevo da margem esquerda da bacia do Cotovelo; os Córregos Terra Vermelha e Morro Redondo dissecam linhas de fraqueza estrutural N-S. Além disso, as vertentes íngremes (Perfis A, B e C) correlacionam-se com uma falha inversa Pré-Cambriana (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c) que marca o contato tectônico entre a Formação Serra da Saudade (*footwall*) e a Formação Três Marias (*hanging wall*), no sopé das Serras do Morro Redondo e do Riacho do Campo. Essa falha inversa parece interromper a inclinação da paisagem, típica da bacia do Cotovelo (Perfis B e C).

Perfil topográfico 2 - Perfis geológico-geomorfológicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, na direção Oeste-Leste.



Os perfis topográficos Norte-Sul (Perfil topográfico 3) foram plotados de modo a registrar o arranjo da rede de tributários do Ribeirão Cotovelo e habilitam três considerações sobre a geomorfologia local. Primeiro, na margem direita, os tributários nascem na Serra do Boqueirão e correm, predominantemente, em direção Leste, portanto, os perfis mostram a sucessão de divisores e vales, análogos a uma província de cristas e vales. Nesta área, a dissecação dos vales criou gargantas estreitas e muito profundas, mais notáveis na proeminente escarpa oriental do planalto (perfis G e H). Segundo, o perfil J ajusta-se aproximadamente à direção do perfil longitudinal do Ribeirão Cotovelo, com o qual apresenta grande semelhança morfológica (ou geométrica). Essa semelhança pode ser explicada pelo arranjo geral norte-sul da litologia local, controlada pela zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c). Terceiro, os perfis J e K descrevem as formas na direção do desmorte erosivo da paisagem, isto é, planalto no norte e baixas vertentes suaves e vales dissecados no sul. Tributários da margem esquerda, como os córregos Caiçara, Assapeixe e Forquilha, correm em canais controlados por linhas de falhas NE-SW (CAMPOS; DARDENNE, 1997b), cruzando o perfil em gargantas estreitas (perfis J, K e L).

Perfil topográfico 3 - Perfis geológico-geomorfológicos da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, na direção Norte-Sul.

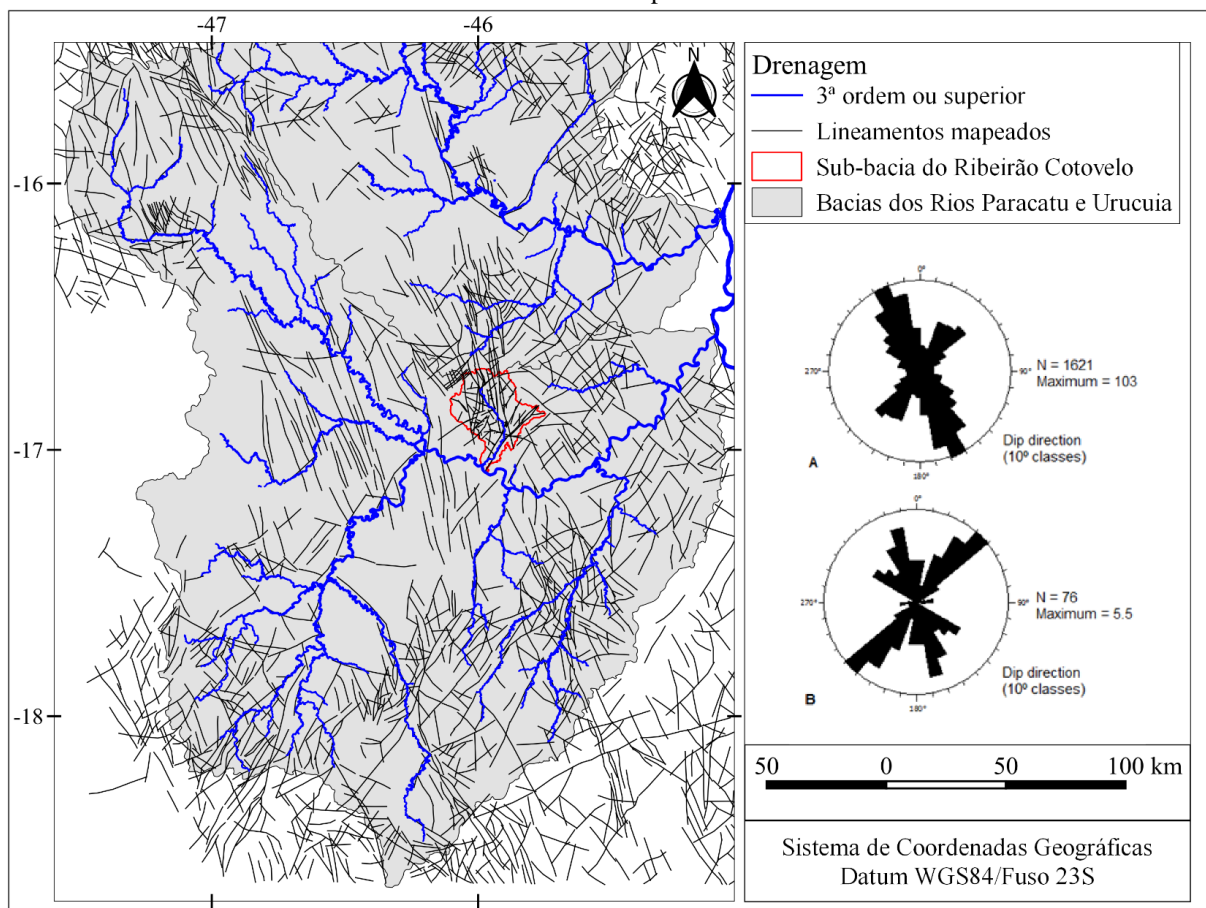


Os dois conjuntos de perfis mostram claramente que os principais tributários do Ribeirão Cotovelo ajustaram seus cursos a linhas de fraquezas, correspondentes a falhas e lineamentos mapeados ou inferidos.

5.2 PADRÕES DE LINEAMENTOS REGIONAIS

Dados espaciais derivados de produtos de sensoriamento remoto foram reunidos em um arquivo vetorial dotado de atributos alfanuméricos e convertidos para uma camada em SIG; essa camada possui 1.721 vetores representando feições lineares naturais (O'LEARY *et al.*, 1976) correlacionadas a lineamentos crustais (Figura 28). Essas feições foram integradas em uma camada individual *shapefile* e submetida a análises visuais baseadas na superposição e na integração da base de dados de hidrografia. A camada resultante constitui-se numa base de dados útil à investigação dos padrões de drenagem regional e local

Figura 28 - Lineamentos mapeados no Oeste do Cráton do São Francisco e Leste da Faixa Móvel Brasília, no Noroeste de Minas Gerais, Distrito Federal e Leste de Goiás. Histogramas polares computados para os lineamentos mapeados.



A) Histograma de azimutes da população de lineamentos. B) Histograma de azimutes dos lineamentos mapeados no interior da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.

Dois direções estruturais regionais foram individualizadas a partir dos produtos de sensoriamento remoto. A primeira, um sistema NNW-SSE (N320-350E), correspondente ao contato entre a Faixa Móvel Brasília e o Cráton do São Francisco (Figura 28A). Esse sistema é

melhor reconhecido sobre o embasamento cratônico mais antigo assim como no interior da Província Tocantins, a província estrutural sob a Faixa Móvel Brasília (REIS *et al.*, 2017). A segunda, um sistema SW-NE (N20-40E), bem delimitado sobre rochas Pré-Cambrianas e Cretáceas, correspondentes aos eventos tectônicos Mesozoico-Cenozoicos.

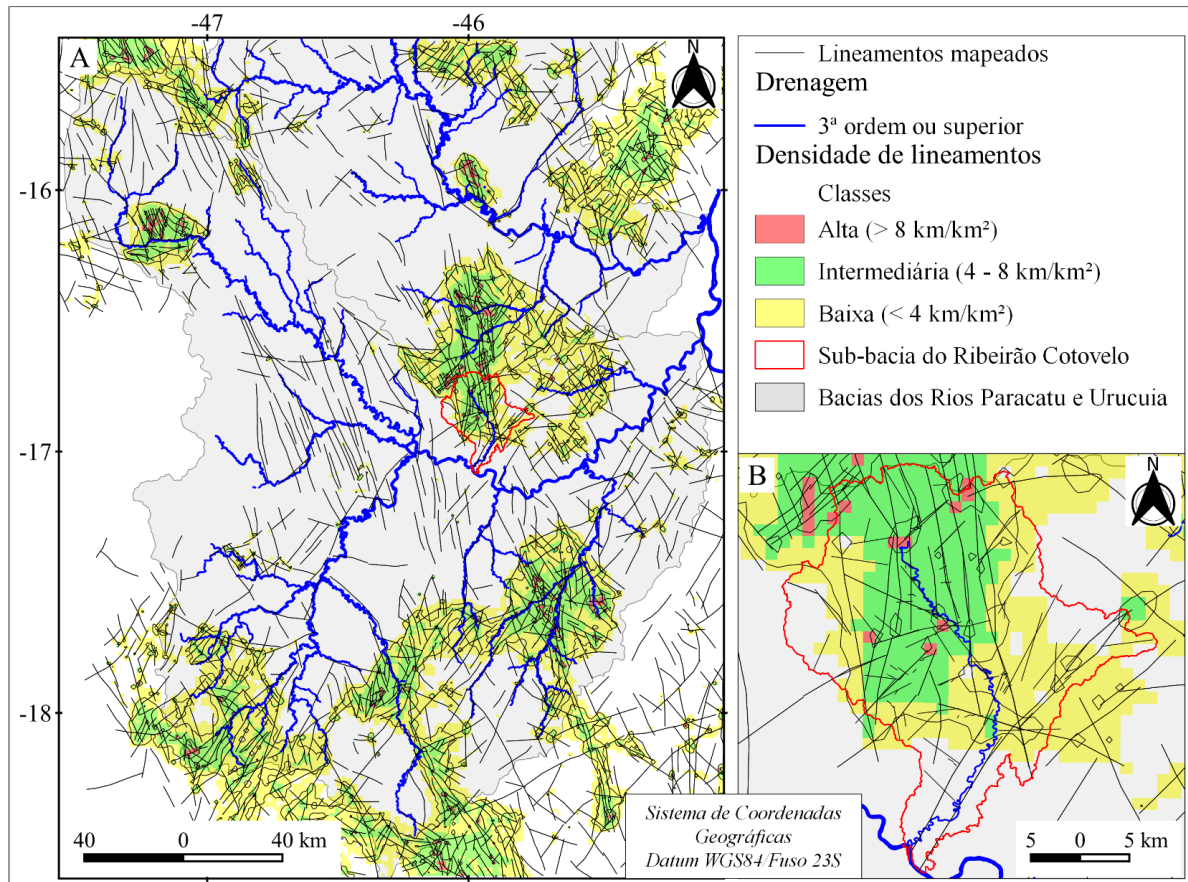
No interior da bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo, a análise direcional foi realizada com base em 76 vetores de lineamentos (Figura 28B); duas direções principais foram identificadas. A primeira, SW-NE (N30-50E), correlacionada aos eventos tectônicos Mesozoico-Cenozoico, registrada em rochas Pré-Cambrianas e Mesozoicas. A segunda, NNW-SSE (N330-350E), correspondente às estruturas presentes nas rochas do embasamento Pré-Cambriano, evidentemente do Grupo Bambuí. Portanto, as direções estruturais no interior da bacia reproduzem os padrões regionais.

A análise de densidade de lineamentos considerou valores concentrados e dispersos (em km/km²) em toda a extensão da área estudada e os valores resultantes foram avaliados e ajustados a três classes: baixa, intermediária e alta (Figura 29A).

Inicialmente, na totalidade da área, a densidade se correlaciona positivamente com a altitude, isto é, as densidades mais altas correm em locais mais elevados, onde o processo de denudação expõe a rocha sã, facilitando a identificação e o mapeamento dos lineamentos. Em segundo lugar, todo setor oriental apresenta valores de densidade médios a elevados, assim como as mesmas feições observadas no noroeste da bacia do Rio Paracatu, próximo às cabeceiras do Rio Preto, no Estado de Goiás e no Distrito Federal. Ao sul da área, valores de mais alta densidade correspondem ao Chapadão dos Gerais, um compartimento de relevo planáltico, regularmente plano, onde arenitos do Cretáceo Superior, dos Grupos Areado e Urucuia afloram extensivamente. Nos setores central e norte, na margem esquerda do Rio Paracatu, valores de densidade mais elevados correspondem às paisagens profundamente dissecadas do Subgrupo Paraopeba, nas escarpas dos planaltos e baixas vertentes com inclinação íngreme.

Notavelmente, o setor centro-ocidental da bacia do Rio Paracatu e a Serra Geral do Rio Preto exibem valores muito baixos para a densidade de lineamentos, preliminarmente explicados pela ampla e densa cobertura sedimentar regional. Diferencialmente, a bacia do Ribeirão Cotovelo está situada numa área mais densamente fraturada, correspondendo, em parte, à zona de cisalhamento NNW-SSE (Figura 29B).

Figura 29 - Mapa de densidade de lineamentos e quantificação da distribuição espacial relativa.



A) Arranjo regional da densidade de lineamentos. A densidade mais alta correlaciona-se com afloramentos e com as unidades de relevo mais elevadas no interior do Cráton do São Francisco. As baixas densidades descrevem as baixas vertentes dos compartimentos de altitudes intermediárias. Ambas categorias descrevem áreas profundamente erodidas que expõem rochas não intemperizadas. B) Densidade de lineamentos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo e seu entorno imediato. As altas e médias densidades correspondem às escarpas da Serra do Boqueirão e aos afloramentos das rochas do Sub-Grupo Paraopeba, na zona de Cisalhamento NNW-SSE.

Os lineamentos mapeados totalizaram 20.797 km de comprimento, os quais correspondem a 192,6 m/km² (ou 0,19 km/km²). Numericamente representativos no contexto local, esta nova base de dados vetorial tornou possível estabelecer, no mínimo, três categorias arbitrárias de densidades de importância para a análise morfoestrutural regional. Assim, lineamentos muito longos (comprimento maior que 30 km), orientados NNW-SSE, podem ser tentativamente associados às estruturas Brasilianas e evidenciam o contato entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília (ALKMIM, 2004; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005; REIS *et al.*, 2017). Já os lineamentos de comprimento intermediário (entre 10 e 30 km), delineados sobre arenitos Mesozoicos e orientados SW-NE, parecem documentar o evento tectônico Cretáceo-Cenozoico (CAMPOS; DARDENNE 1997b). Por fim, aqueles lineamentos de tamanho médio e pequeno (menores que 10 km) traçados sobre unidades do Cenozoico Superior e Quaternário, exibem

direções SW-NE, NW-SE e E-W e provavelmente traduzem episódios de reativação tectônica, induzidos pela abertura do Oceano Atlântico e pela migração da Placa da América do Sul para oeste (HASUI, 1990; TORSVIK *et al.*, 2009; GRANOT; DYMENT, 2015). A correlação que se estabelece entre a dimensão dos lineamentos e os eventos tectônicos baseia-se em uma relação direta inferida de proporcionalidade entre a duração e a potência destes eventos e a consequente deformação que deixaram registrada na crosta.

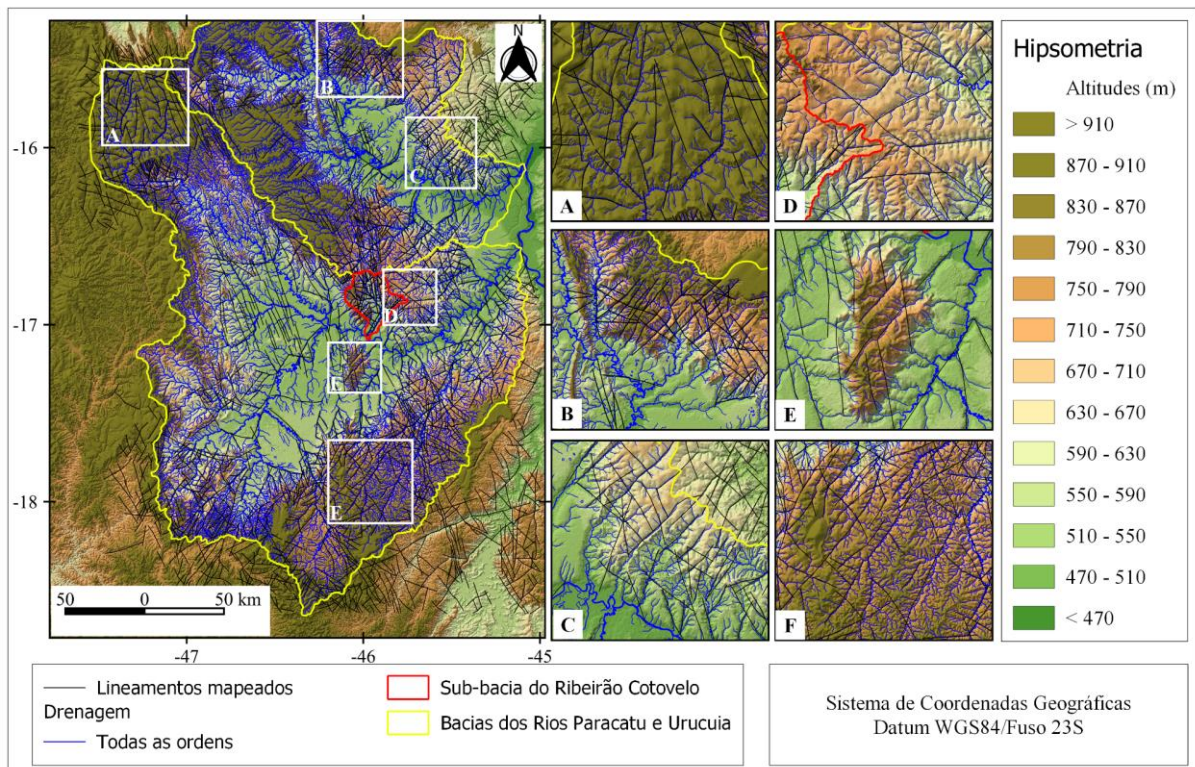
5.3 ARRANJOS DA REDE DE DRENAGEM

Os conjuntos de informação contribuíram para o reconhecimento e descrição de controles estruturais e padrões de drenagem nas escalas regional, sub-regional e da bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo. Esses padrões estão ajustados estritamente às duas direções estruturais principais: rios longos têm suas direções controladas, principalmente, por estruturas pré-Cambrianas NNW-SSE; rios curtos e canais de menor ordem ajustam seus fluxos a direções SW-NE e W-E do Cenozoico Superior e Quaternário (Figura 30).

A paisagem fluvial regional ajusta-se bem às duas direções estruturais principais e mais longas, NNW-SSE e SW-NE. O primeiro destaque para o Rio Paracatu; como drenagem tronco regional, o Paracatu possui três segmentos distintos, separados por duas mudanças impressionantes de direção, da ordem de 90° cada. O rio nasce no extremo sudoeste de sua bacia e corre em direção S-N a SSW-NNE, por cerca de 155 km; neste setor os Rios da Prata e Escuro são os principais tributários e a direção dos canais é parcialmente controlada pelo sistema de falhas João Pinheiro - Galena. Este segmento é interrompido e capturado por uma nova direção, NW-SE, controlada pela zona de falha Pré-Cambriana Três Marias-Unaí, correlacionada ao contato entre o cráton e a faixa móvel. Nesse trecho de 57 km, o Rio Paracatu recebe águas dos Rios Entre-Ribeiros e Preto, contribuintes de sua margem esquerda. Ressalta-se que o Rio Preto é o mais longo entre os tributários da bacia do Rio Paracatu, tendo sido, possivelmente, um paleo-tributário decapitado da bacia do Paranaíba (CHEREM *et al.*, 2014); o Rio Preto nasce no interior do compartimento geomorfológico caracterizado pela presença de cristas e vales, denominado Cristas de Unaí, no Distrito Federal e, após cerca de 130 km de curso ziguezagueante, o canal muda a direção para Sudeste e segue um curso notavelmente retilíneo por mais 130 km até desaguar no Rio Paracatu. Em sua totalidade, a direção do fluxo retilíneo (Rios Preto e Paracatu) estende-se por cerca de 186 km, até 15 km a jusante da confluência do Rio da Caatinga, no Paracatu, pela margem direita. Neste local o Rio Paracatu muda novamente

a direção, em uma curva de 90°, retomando a direção de seu segmento inicial, isto é, SW-NE, mantendo-se nela até desaguar no Rio São Francisco. Neste terceiro segmento, o Rio do Sono é o tributário mais importante da bacia, sendo possível perceber que o canal deste curso se ajusta fortemente a uma direção estrutural; situação análoga pode ser observada também nos canais dos tributários do alto vale do Rio do Sono, Ribeirão das Almas e Rio Santo Antônio, que correm encaixados em vales com orientação SW-NE.

Figura 30 – Correlações entre a drenagem e malha de lineamentos mapeados nas bacias dos Rios Paracatu e Urucuia.



Os encartes de A a F mostram a correlação estreita e efetiva entre os lineamentos mapeados e o arranjo da rede de drenagem. A) Correlação direta entre lineamentos NNW-SSE e canais de ordem inferior, nas cabeceiras do Rio Preto. B) Lineamentos SW-NE controlam drenagens paralela a sub-paralela de ordem inferior e feições geomórficas, na margem esquerda do Rio Urucuia. C) Drenagem paralela com orientação SW e tributários sub-paralelos, reorientados na direção SW por lineamentos, na sub-bacia do Ribeirão Areias. D) Canais e feições topográficas orientados na direção NE-SW e E-W, em correlação direta com lineamentos, na Serra de Santa Teresa. E) Drenagem paralela, orientada SW-NE, nos níveis topográficos mais elevados da Serra da Maravilha e em parte do canal do Rio da Caatinga. F) Planalto dissecado pela drenagem paralela orientada SW-NE, nas bacias do Rio do Sono e Ribeirão das Almas, no Chapadão dos Gerais, exibindo correlação direta com lineamentos mapeados.

Descrição semelhante pode ser feita para a bacia do Rio Urucuia e seus tributários. Entretanto, há uma expressão menos evidente das direções estruturais no canal do rio principal da bacia. O Rio Urucuia e seus principais formadores nascem no extremo noroeste da bacia, no Planalto de São Domingos e correm em direção sudeste; próximo às nascentes, os Ribeirões Fetal, Piratinga e São Domingos são seus tributários mais importantes, todos na margem esquerda. Ao longo

de seu percurso o Urucuia recebe ainda a contribuição de quatro outros canais, os quais correm nas direções W-SW a E-NE e SW-NE (Córregos São Miguel e Ribeirão da Conceição, na margem direita), ou na direção NE-SW (Ribeirão da Areia e Rio Claro, na margem esquerda). Somente 44 km antes de sua foz no Rio São Francisco, o Rio Urucuia faz uma última mudança de direção, com uma curva de 90°, mudando a direção de NW-SE para SW-NE.

Facilmente perceptível nas cartas topográficas (na escala 1:100.000 ou mais generalizadas), há uma destacada colinearidade entre os rios em todo o noroeste de Minas Gerais; os Rios São Francisco - o principal rio da bacia macrorregional - Sono, Paracatu, Conceição e Areia correm paralelamente na direção SW-NE, ajustados a linhas de fraqueza associadas ao evento tectônico Cenozoico (CAMPOS; DARDENNE, 1997b).

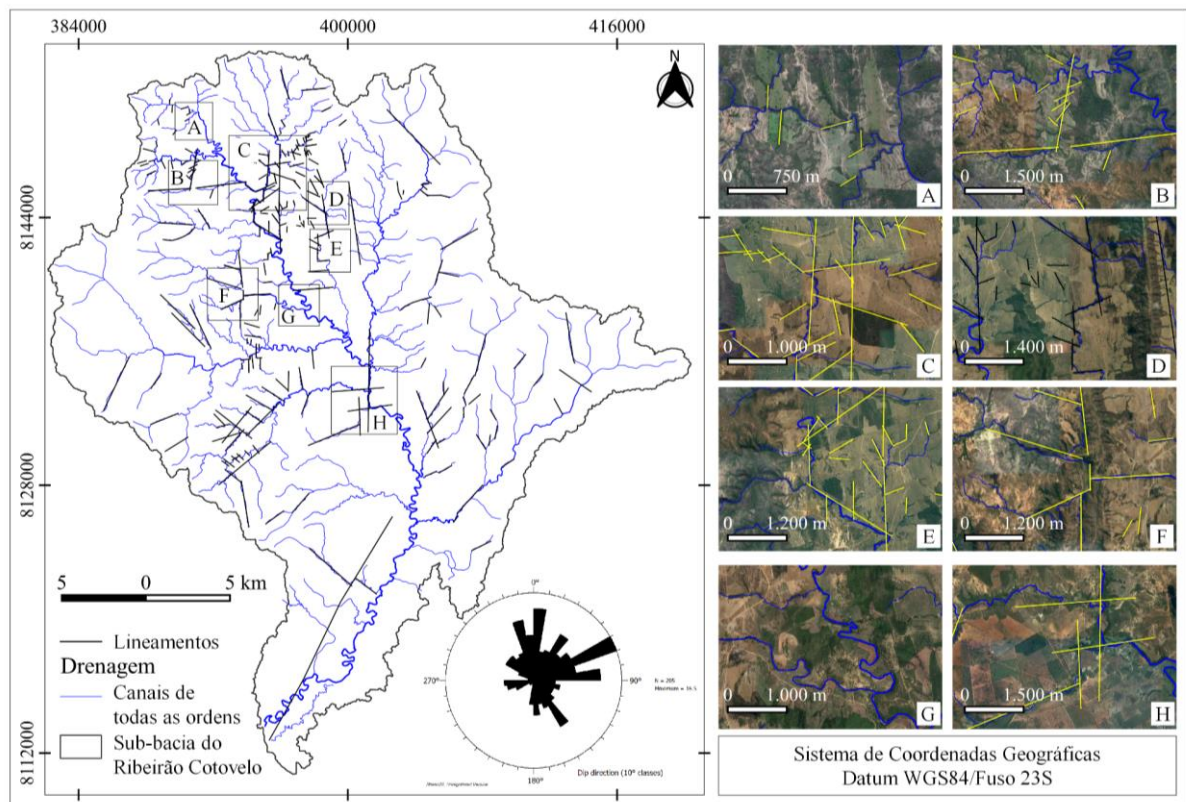
Os arranjos descritos abrangem os padrões subdendrítico, subparalelo e treliça (HOWARD, 1967) e são compatíveis com a conjugação de dois fatores controladores da morfologia fluvial; de um lado, as direções estruturais pré-Cambrianas, de outro, a litologia sedimentar e metassedimentar prevalente no âmbito regional.

Na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, predomina o padrão de drenagem subdendrítico (HOWARD, 1967), o qual aponta para a ideia de que, pelo menos localmente, a hidrografia responde a controles litológicos devidos a rochas sedimentares estratificadas, resistentes à erosão e, secundariamente, a controles estruturais (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; TWIDALE, 2004). Esse padrão correlaciona-se com canais erosivos e foi observado em cursos de menor ordem e ao longo de canais tributários e sub-bacias, devido à predominância de rochas sedimentares (HOWARD, 1967), nos domínios de relevo baixo e plano, desenvolvidos sobre arenitos metassedimentares do Grupo Bambuí; localmente, ocorrem setores paralelos, eventualmente, associados a linhas de fraturas ou vertentes com declividade moderada, onde a dissecação criou formas curtas (HOWARD, 1967), podendo ser percebido também em cursos drenando as escarpas orientais da Serra do Boqueirão e as escarpas ocidentais da Serra do Morro Redondo. Contudo, esse paralelismo no contexto de um padrão subdendrítico predominante foi descrito como ocasional (ZERNITZ, 1932).

Alguns trechos específicos das sub-bacias foram avaliados individualmente e revelaram anomalias caracterizadas pela ocorrência de diferentes e sucessivos segmentos retilíneos conectados por junções angulares (Figura 31), os quais, contudo, não chegam a registrar um

padrão ortogonal ou angular (TWIDALE, 2004) com abrangência espacial significativa; esse padrão foi identificado em canais cruzando rochas pelíticas intensamente dobradas e densamente fraturadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré e correlacionadas com os mergulhos de estruturas dobradas (anticlinais e sinclinais), particularmente dentro da zona de cisalhamento NNW-SSE. Várias destas anomalias são confluências de canais de pequena ordem que encontram a drenagem tronco com ângulos próximos de 90° . Há casos de canais curtos ajustados a zonas de fraquezas nos flancos de anticlinais fraturados e trechos da drenagem tronco controlados por eixos de anticlinais. Um importante trecho com padrão meandrante se desenvolve no interior da planície de inundação do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, próximo à sua foz. O arranjo estrutural descrito com base na interpretação do mapa de lineamentos indicou a existência de blocos subsidentes e basculados, os quais controlam localmente os processos de agradação e os trechos lentos de canais.

Figura 31 - Lineamentos mapeados na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo e anomalias de drenagem correlatas.



Histograma mostra as direções predominantes; os encartes de A a H mostram exemplos de anomalias de drenagem. A) Junção angular e deflexão do canal na sub-bacia do Córrego Capivara. B) Deflexão da drenagem em ângulo alto (~ 90°) no tributário do Córrego Capivara. C) Junção angular e drenagem defletida no canal do Ribeirão Cotovelo. D e E) Junção angular em alto ângulo e deflexão da drenagem no canal do Córrego Terra Vermelha. F) Deflexão da drenagem no canal do Córrego Alegre, entrincheirados em leito rochoso. G) Segmento anômalo do canal do Ribeirão Cotovelo e de seu tributário pela margem direita, o Córrego Alegre. H) Deflexão abrupta da drenagem no canal do Córrego das Trombas, tributário do Ribeirão Cotovelo pela margem direita.

Um aspecto importante a ser destacado, reflexo das direções estruturais dominantes, o Ribeirão Cotovelo corre para o sudeste, seguindo um curso natural em direção ao Rio Paracatu. De repente, ao encontrar a planície de inundação do baixo vale, o canal muda abruptamente a direção e passa a correr rumo sudoeste, até sua foz, 24,5 km a montante de seu alinhamento “natural”. Essa relação entre a drenagem e os lineamentos pode ser mais claramente percebida no traçado dos canais tributários da margem esquerda (Córregos Forquilha, Assapeixe, Caiçara, Morro Redondo e Terra Vermelha).

5.4 APROFUNDAMENTO AGRESSIVO E RECENTE DOS TALVEGUES

Para avaliação do grau de incisão da rede drenagem foram selecionados 15 perfis topográficos transversais aos principais rios da bacia do rio Rio Paracatu, 8 seções cruzando os canais contribuintes da bacia do Rio Urucuia e 2 seções cruzando o canal do Rio São Francisco (Figura 32).

Os dados coletados nos transectos dos canais da bacia do Rio Paracatu estão registrados na Tabela 1. As seções topográficas dos canais fluviais desta bacia estão representadas graficamente nos Transectos 1 a 15, os quais pretendem mostrar que o baixo vale dos principais contribuintes do Rio Paracatu, assim como o próprio Rio Paracatu, correm leitos encaixados cerca de 30 a 40 m em relação aos seus próprios terraços.

Uma avaliação preliminar dos transectos, na escala em foram processados, permite avançar a existência de pelo menos dois níveis de terraços, presentes em todos os vales analisados; um primeiro nível mais recente, aqui denominado de T1, situado próximo à drenagem atual (entre 3 e 5 m acima do nível atual do canal), certamente Holocênico. Há, também, um segundo nível, intermediário, aqui denominado T2 (posicionado entre 6 e 15 m acima do nível atual da drenagem), com idade entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno. Por fim, delineia-se um terceiro nível (situado entre 30 e 50 m acima da drenagem atual), aqui denominado T3, cuja idade remonta ao final do Pleistoceno. Em razão da limitação da resolução espacial das bases utilizadas na confecção dos transectos, considera-se provável a existência de outros níveis intermediários de terraços entre esses três; contudo, esse tema ainda precisa ser melhor investigado. Esses níveis são válidos tanto para a bacia do Rio Paracatu quanto para a bacia do Rio Urucuia.

Figura 32 - Identificação e localização dos transectos dos principais canais das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia



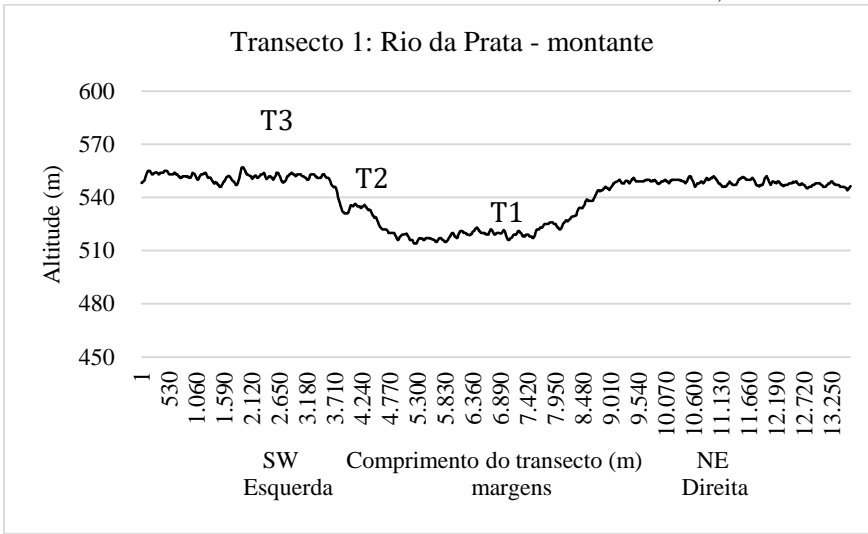
Fonte: Elaboração do autor.

Tabela 1 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao baixo vale dos principais canais da bacia do Rio Paracatu

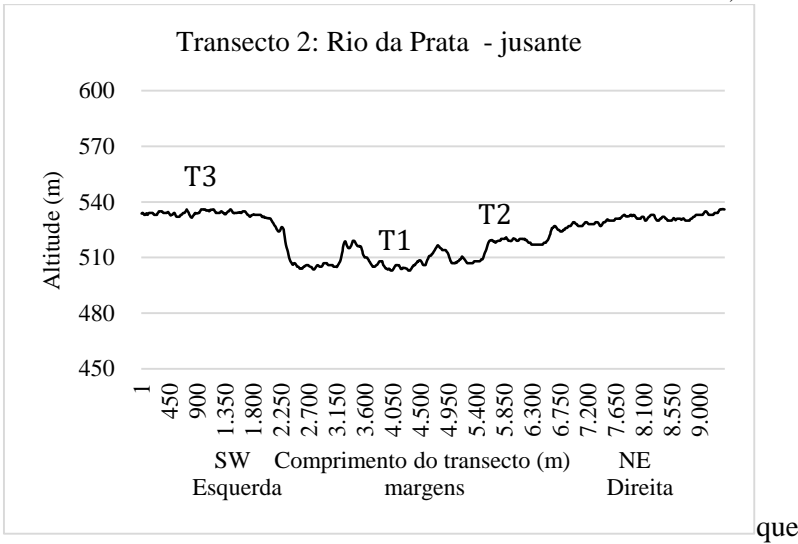
Nº	Canal	Comprimento do transecto (km)	Largura da calha recente do canal (km)	Altura da ombreira (m)
1	Rio da Prata - montante	11,5	5,60	33
2	Rio da Prata - jusante	9,2	3,45	30
3	Rio Paracatu - confluência do Rio da Prata	13,4	6,55	35
4	Rio Paracatu - montante da confluência Rib Entre Ribeiros	11,4	5,48	33
5	Rio Paracatu - jusante da confluência do Rio Preto	13,2	7,02	33
6	Ribeirão do Carmo	9,5	2,66	31
7	Ribeirão Entre-Ribeiros	13	2,93	26
8	Rio Preto	10	4,94	31
9	Ribeirão Cotovelo	7,73	3,35	32
10	Rio da Caatinga	10,8	4,2	39
11	Rio Paracatu - Jusante do Rio da confluência do Caatinga	8,7	5,92	44
12	Rio do Sono	14,3	7,0	32
13	Ribeirão da Aldeia	10	4,63	58
14	Ribeirão Santa Fé	12,8	6,82	76
15	Rio Paracatu - Jusante da confluência do Ribeirão Santa Fé	20	10,5	61

Fonte: Dados coletados sobre o mapa hipsométrico do MDE Alos-Palsar

Transecto 1 - Transecto do Rio da Prata, setor de montante.

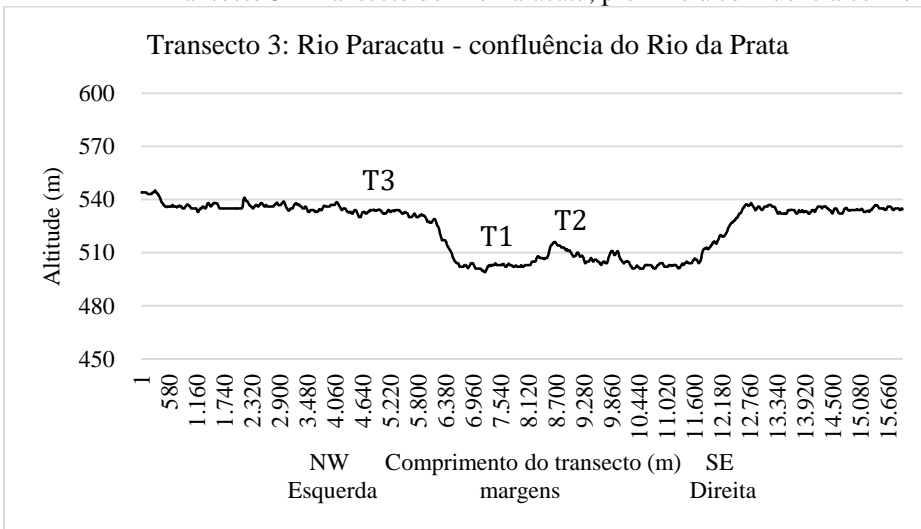


Transecto 2 - Transecto do Rio da Prata, setor de jusante.

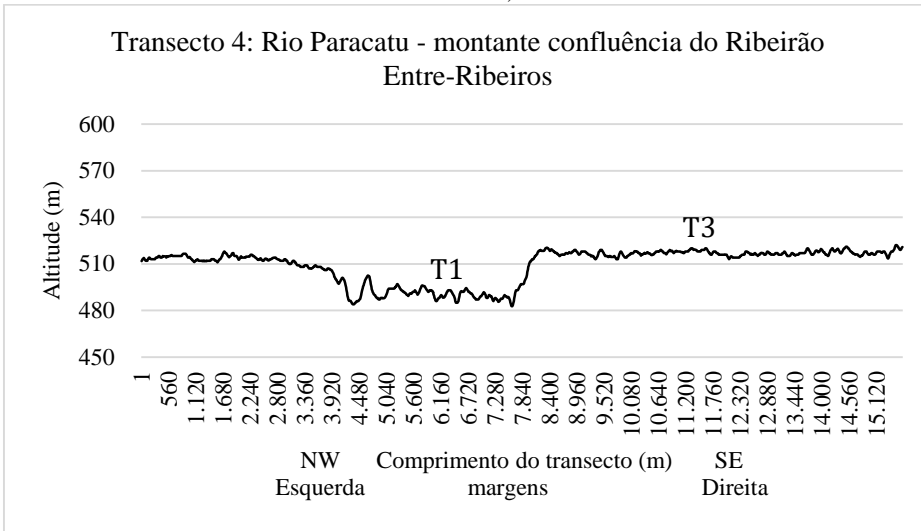


que

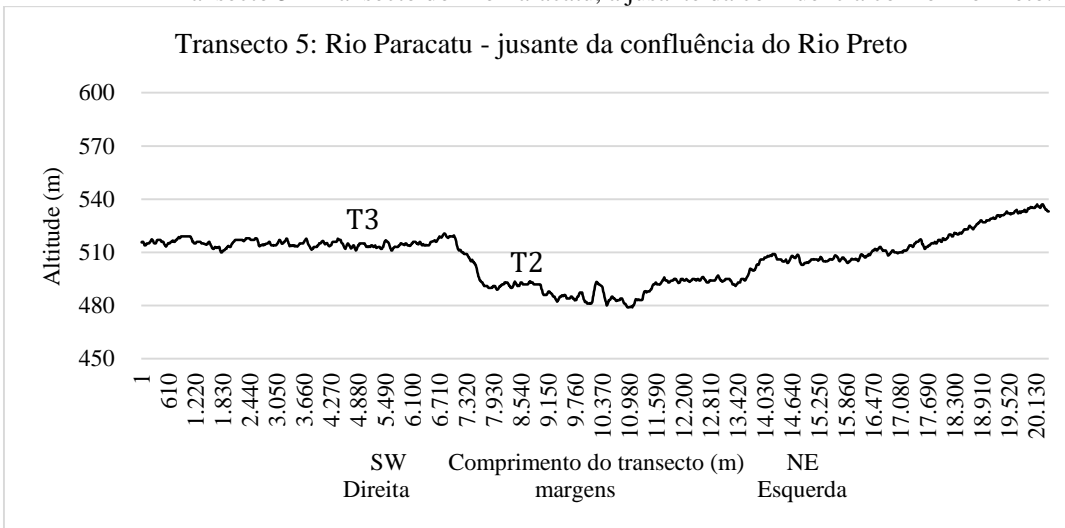
Transecto 3 - Transecto do Rio Paracatu, próximo à confluência com o Rio da Prata.



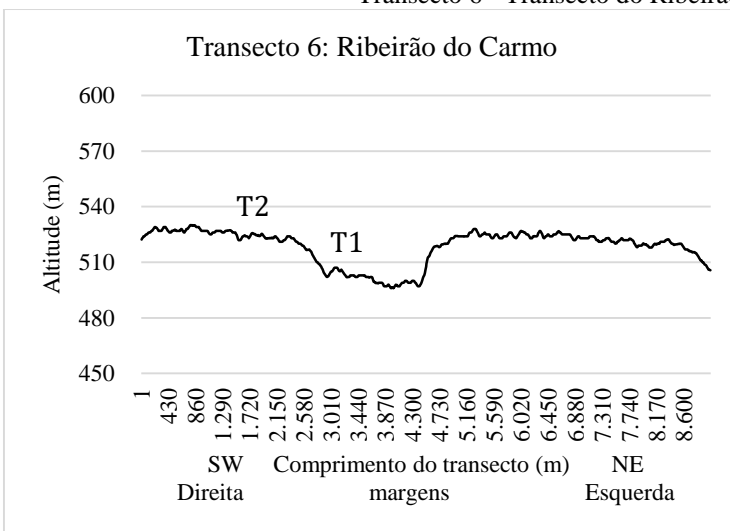
Transecto 4 - Transecto do Rio Paracatu, a montante da confluência com o Ribeirão Entre-Ribeiros.



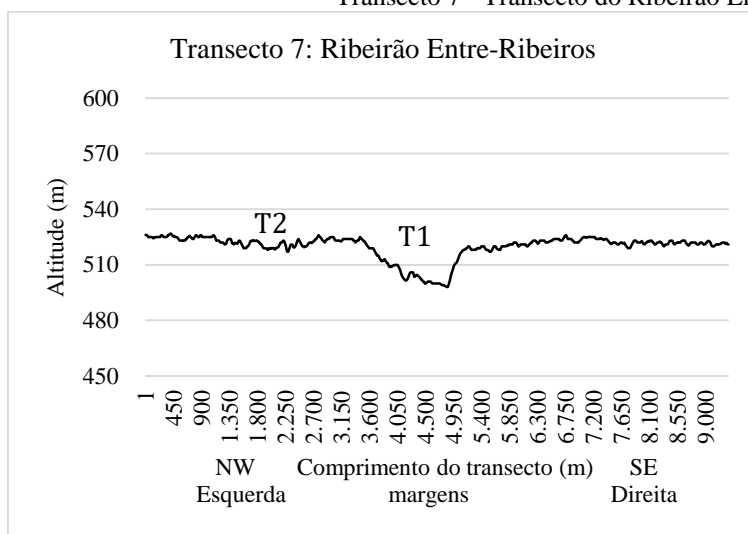
Transecto 5 - Transecto do Rio Paracatu, a jusante da confluência com o Rio Preto.



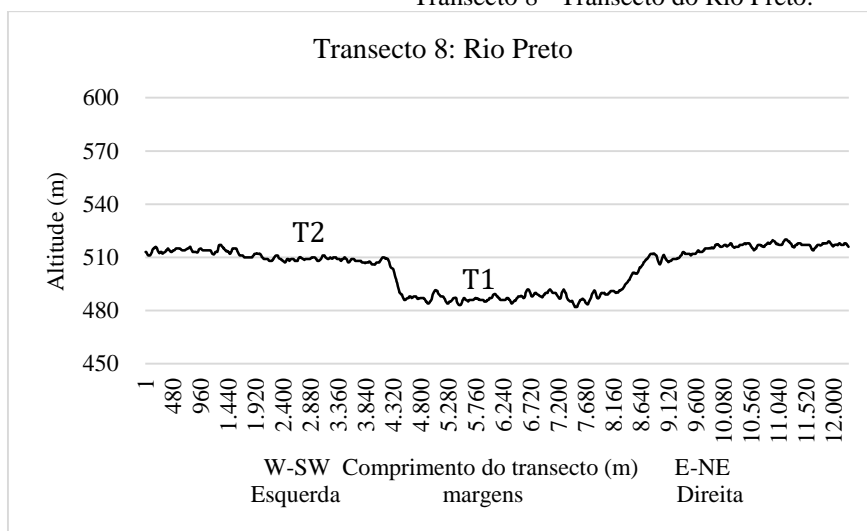
Transecto 6 - Transecto do Ribeirão do Carmo.



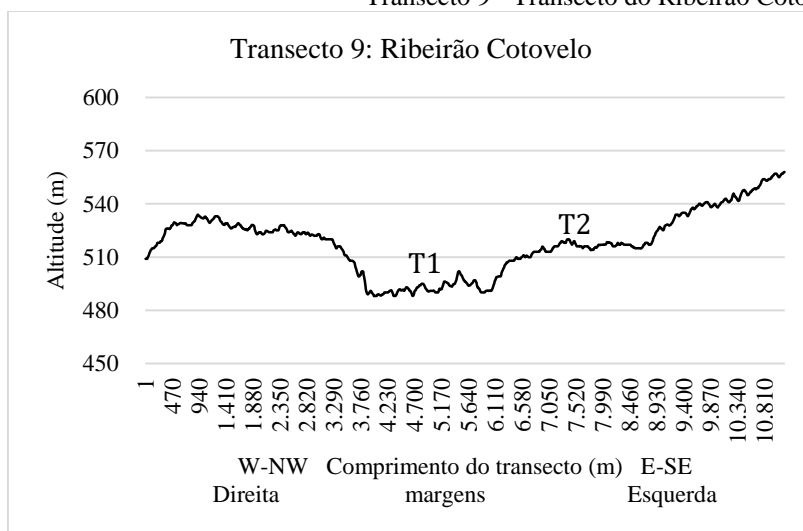
Transecto 7 - Transecto do Ribeirão Entre-Ribeiros.



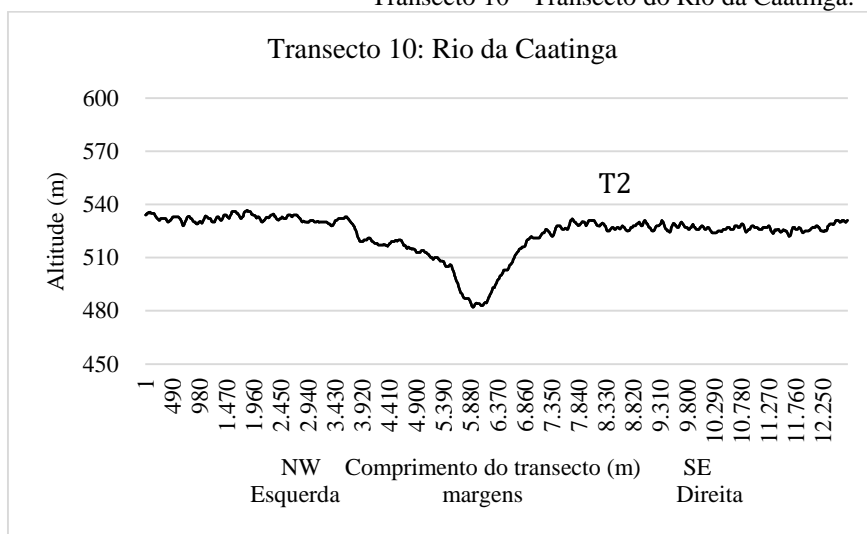
Transecto 8 - Transecto do Rio Preto.



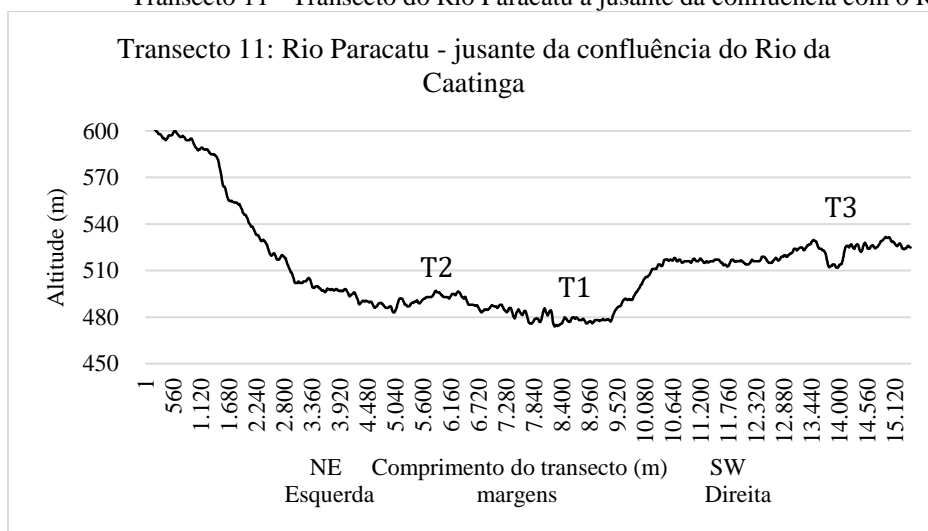
Transecto 9 - Transecto do Ribeirão Cotovelo.



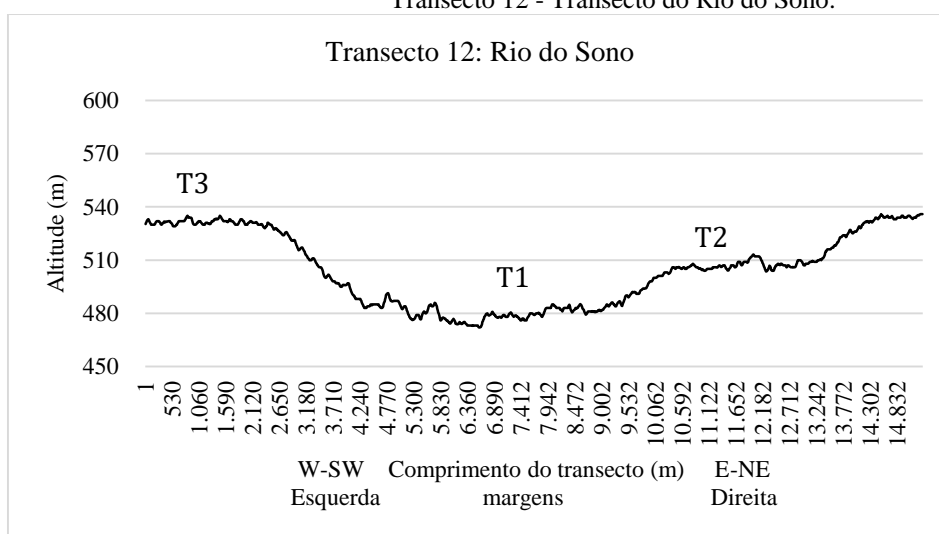
Transecto 10 - Transecto do Rio da Caatinga.



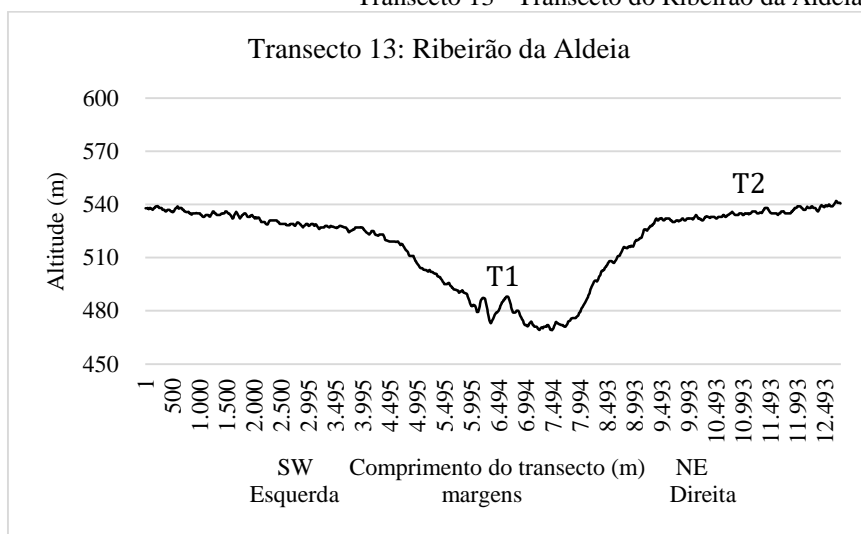
Transecto 11 - Transecto do Rio Paracatu a jusante da confluência com o Rio da Caatinga.



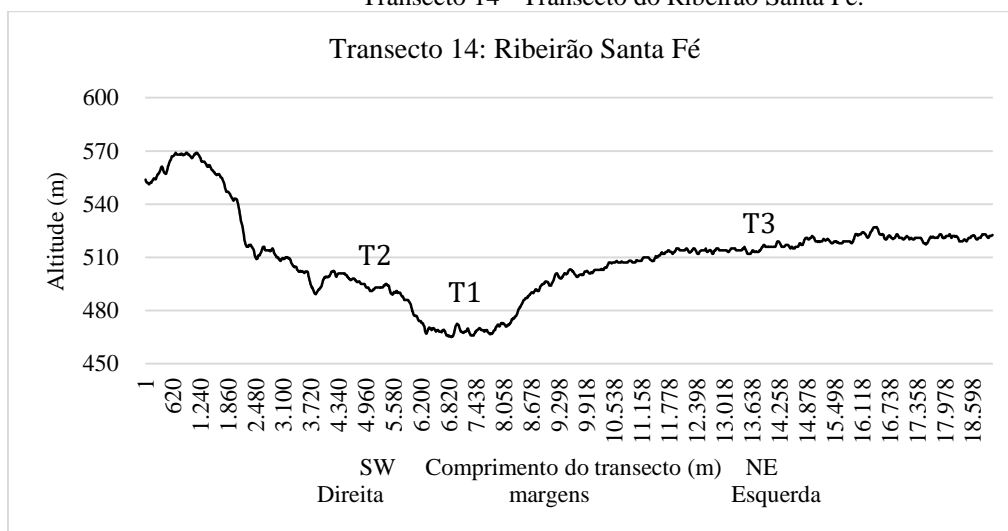
Transecto 12 - Transecto do Rio do Sono.



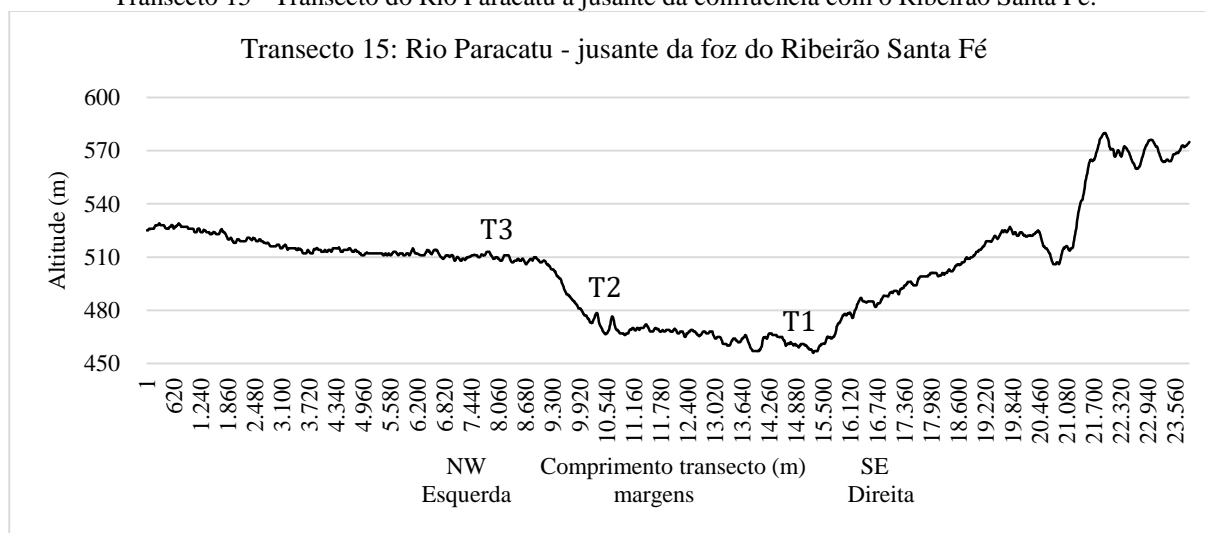
Transecto 13 - Transecto do Ribeirão da Aldeia.



Transecto 14 - Transecto do Ribeirão Santa Fé.

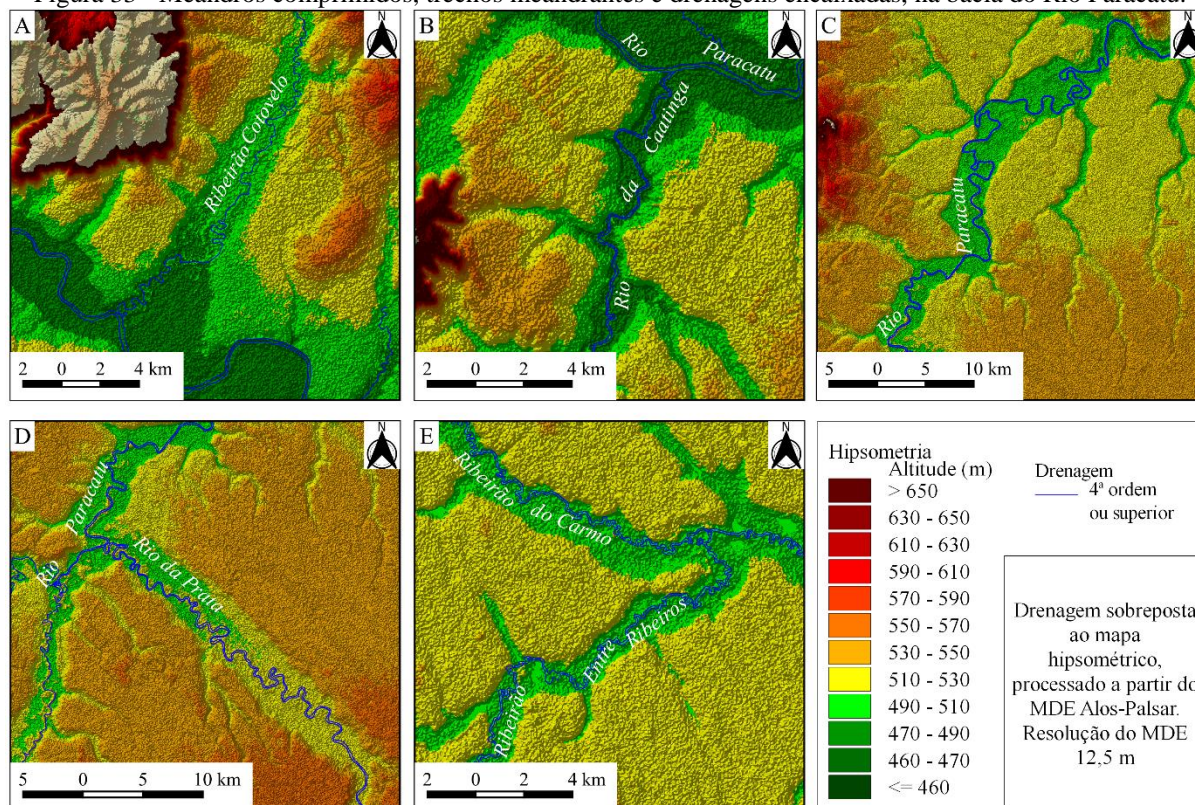


Transecto 15 - Transecto do Rio Paracatu a jusante da confluência com o Ribeirão Santa Fé.



A Figura 33 traz exemplos da representação hipsométrica dos canais avaliados na bacia do Rio Paracatu.

Figura 33 - Meandros comprimidos, trechos meandrantés e drenagens encaixadas, na bacia do Rio Paracatu.



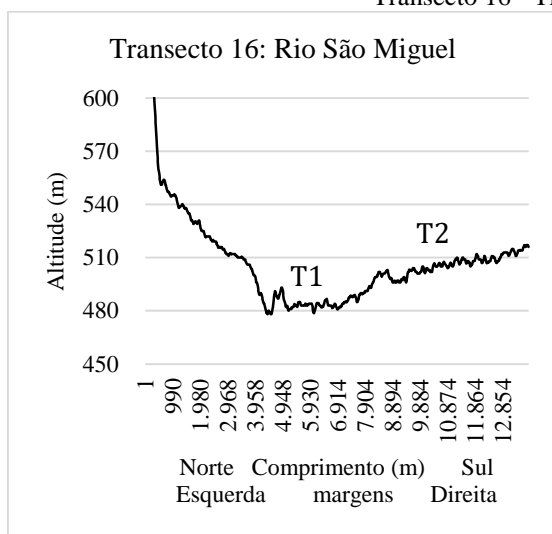
A) Ribeirão Cotovelo. B) Rio da Caatinga. C) Rio Paracatu, a montante da confluência do Rio Preto. D) Rio da Prata. E) Ribeirão Entre-ribeiros e Ribeirão do Carmo.

Já os dados coletados para os transectos dos canais da bacia do Rio Urucuia estão registrados na Tabela 2; as respectivas seções topográficas avaliadas nesta bacia estão representadas graficamente nos Transectos 16 a 23. Os transectos pretendem mostrar que os baixos vales dos principais contribuintes do Rio Urucuia, assim como o próprio Rio Urucuia, correm em vales encaixados cerca de 30 a 40 m em relação aos seus próprios terraços.

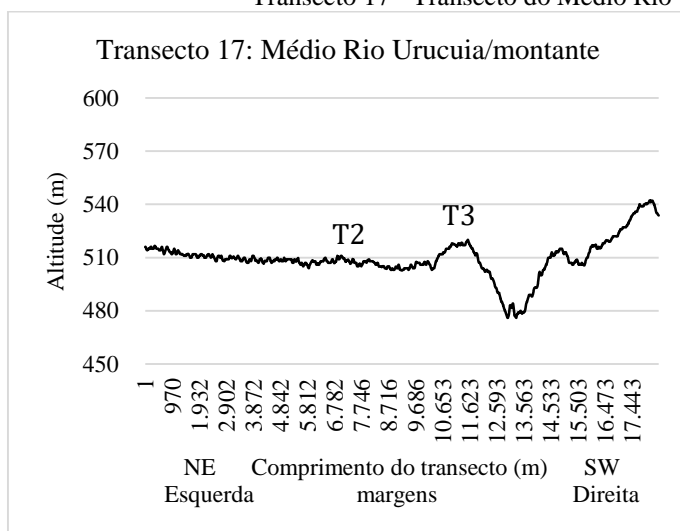
Tabela 2 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao baixo vale dos principais canais da bacia do Rio Urucuia

Nº	Canal	Comprimento do transecto (km)	Largura da calha recente do canal (km)	Altura da ombreira (m)
16	Rio São Miguel	9,44	4,24	30
17	Médio vale do Rio Urucuia - montante	11,5	3,22	38
18	Médio vale do Rio Urucuia - montante	17,9	10	30
19	Ribeirão da Areia	8,17	4,29	32
20	Ribeirão da Conceição	11,3	5,64	29
21	Córrego do Galho	4,42	2,44	32
22	Baixo vale do Rio Urucuia - jusante	22,7	9,5	35
23	Baixo vale do Rio Urucuia - jusante	10	6,9	28

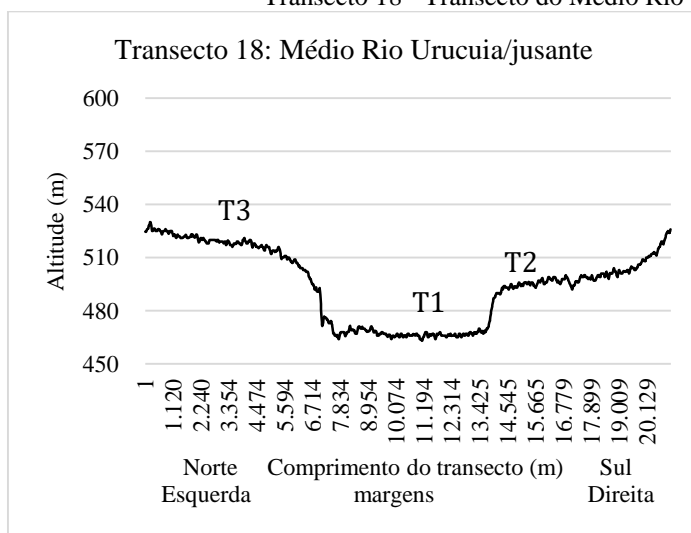
Transecto 16 - Transecto do Rio São Miguel.



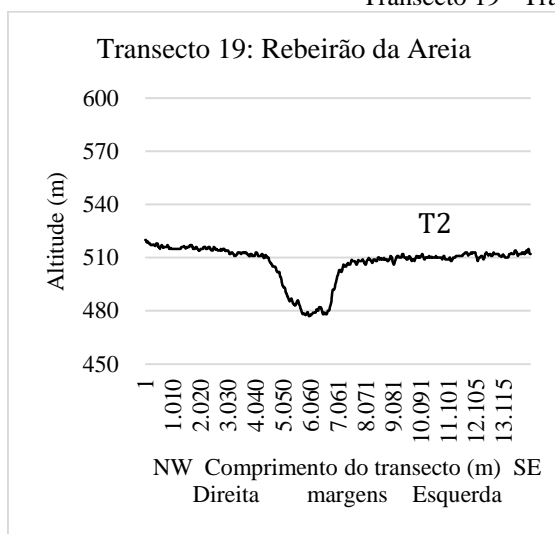
Transecto 17 - Transecto do Médio Rio Urucuia, setor de montante.



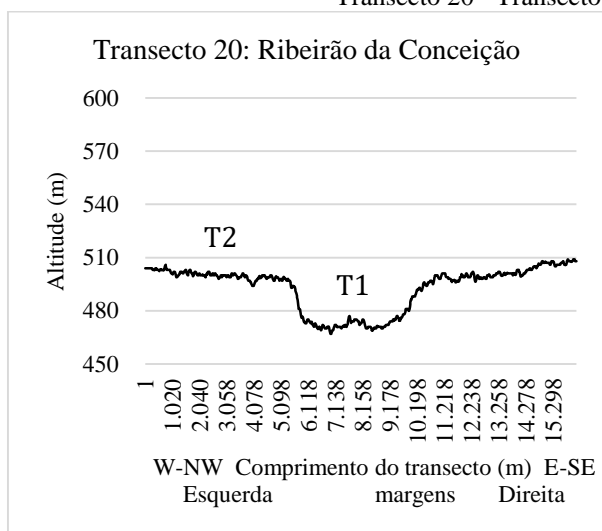
Transecto 18 - Transecto do Médio Rio Urucuia, setor de jusante.



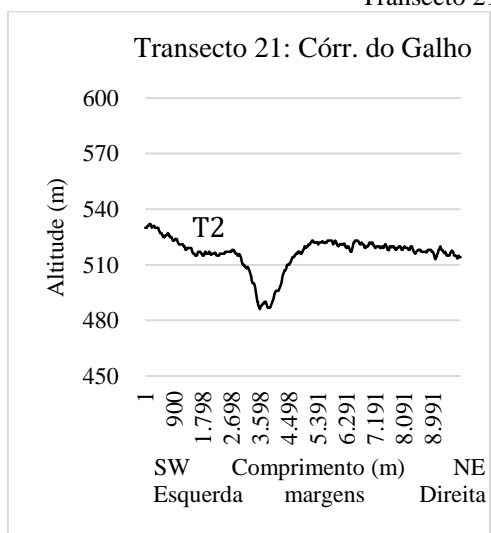
Transecto 19 - Transecto do Ribeirão da Areia.



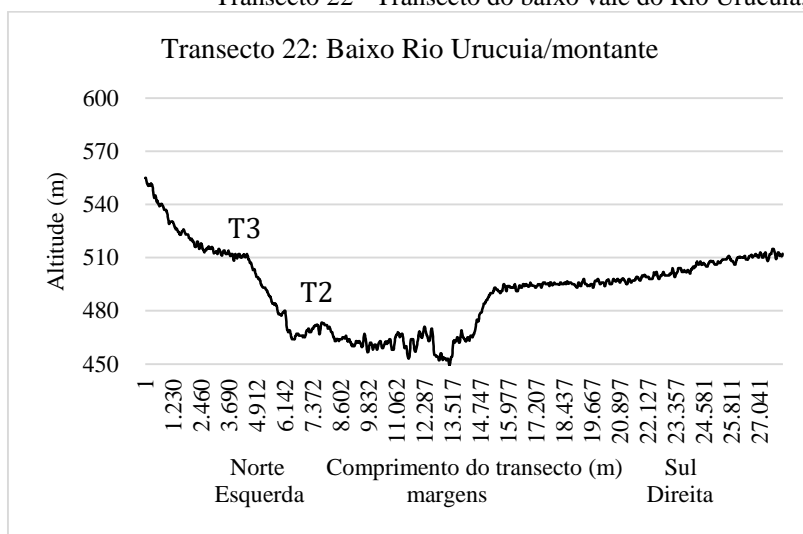
Transecto 20 - Transecto do Ribeirão da Conceição.



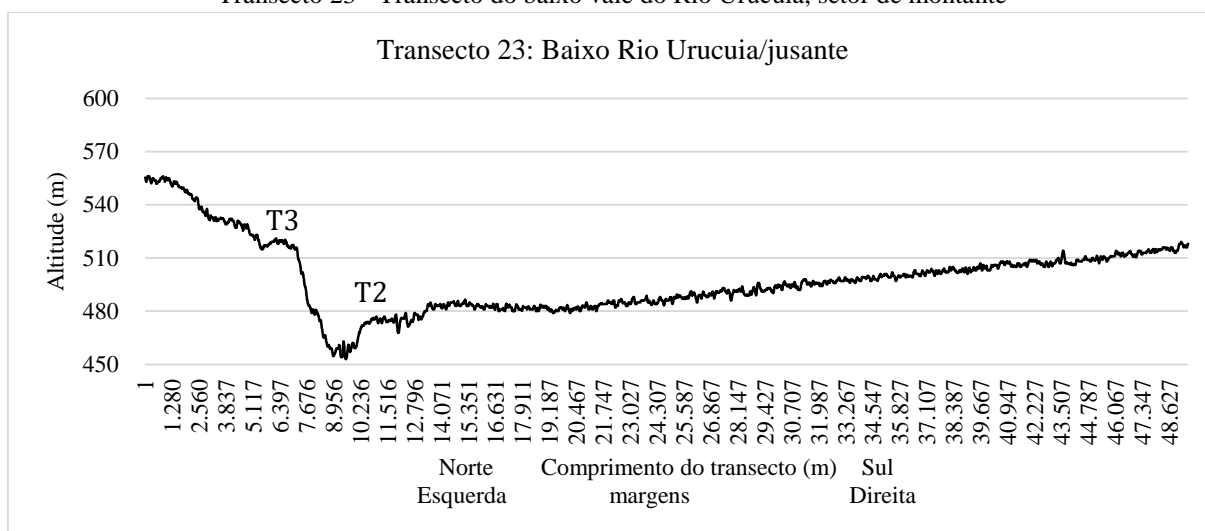
Transecto 21 - Transecto do Córrego do Galho.



Transecto 22 - Transecto do baixo vale do Rio Urucuia, setor de montante.

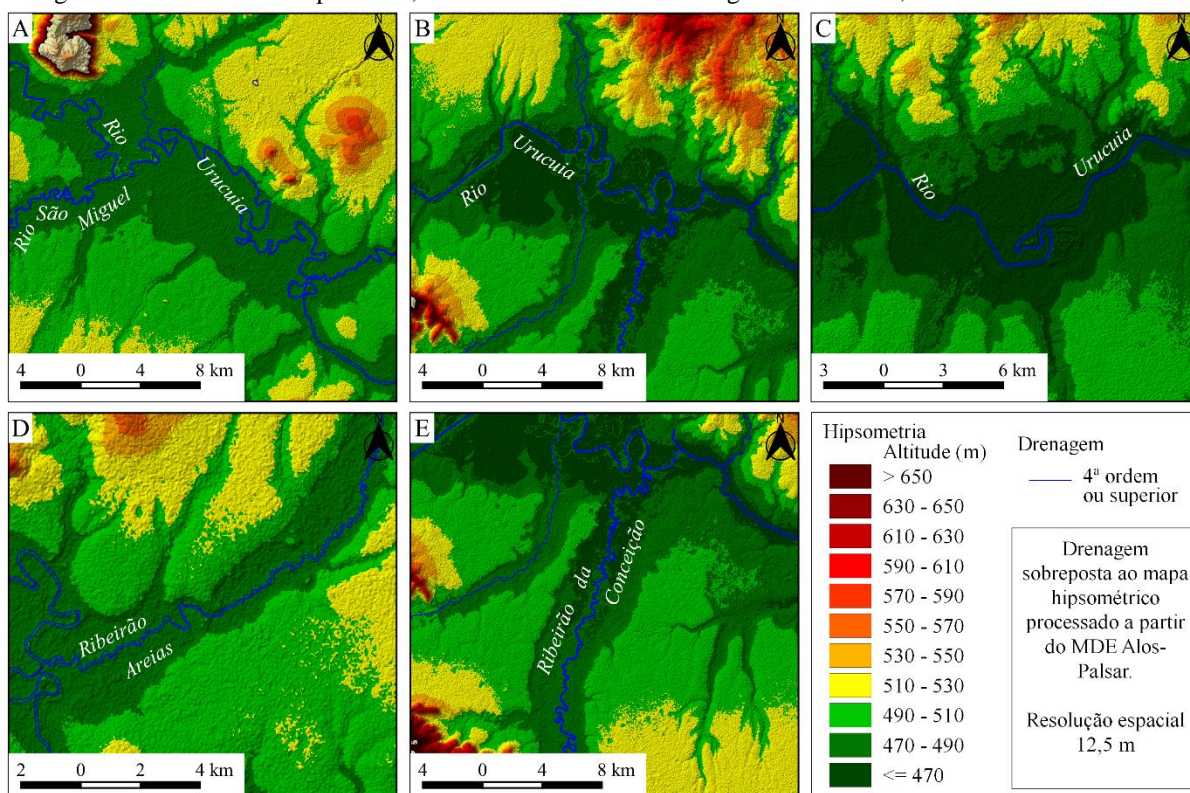


Transecto 23 - Transecto do baixo vale do Rio Urucuia, setor de montante



A Figura 34 traz exemplos da representação hipsométrica dos canais avaliados na bacia do Rio Urucuia.

Figura 34 - Meandros comprimidos, trechos meandrantés e drenagens encaixadas, na bacia do Rio Urucuaia.



A) Confluência do Rio São Miguel e médio vale do Rio Urucuaia. B) Médio vale do Rio Urucuaia, na confluência com o Ribeirão da Conceição. C) Baixo vale do Rio Urucuaia. D) Ribeirão Areias, tributário farpado da margem esquerda do médio vale do Rio Urucuaia. E) Ribeirão da Conceição.

Finalmente, dois transectos foram plotados para o canal do Rio São Francisco, sendo o primeiro logo a jusante da confluência do Rio Paracatu e o segundo logo a jusante da confluência do Rio Urucuaia; esses dados estão contidos na Tabela 3 e as seções topográficas avaliadas do canal esboçadas nos Transectos 24 e 25. Os transectos pretendem mostrar que o canal do Rio São Francisco corre encaixado num leito situado entre 50 e 80 m abaixo da cota de seus terraços; além disso, o curso atual corre deslocado em direção à sua margem direita.

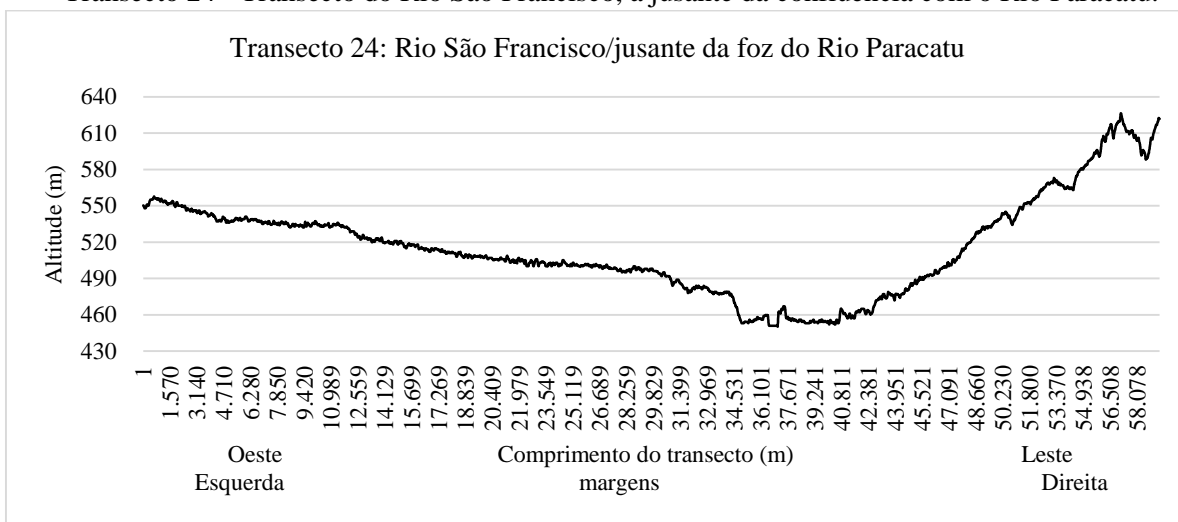
A delimitação de terraços na calha do Rio São Francisco não foi aventada por se considerar que a dinâmica do rio principal da bacia é mais complexa do que a dinâmica de seus tributários.

Tabela 3 - Comprimento de transectos, largura da calha recente e altura da ombreira das planícies de inundação, referentes ao canal do Rio São Francisco, entre as confluências dos Rios Paracatu e Urucuaia

Nº	Canal	Comprimento do transecto (km)	Largura da calha recente (km)	Altura da ombreira (m)
24	Rio São Francisco - jusante da foz do Rio Paracatu	56,5	42,6	84
25	Rio São Francisco - jusante foz do Rio Urucuaia	35,1	18,7	92

Fonte: Dados coletados sobre o mapa hipsométrico do MDE Alos-Palsar.

Transecto 24 - Transecto do Rio São Francisco, a jusante da confluência com o Rio Paracatu.



Transecto 25 - Transecto do Rio São Francisco, a jusante da confluência com o Rio Urucuaia.



As medidas e os dados altimétricos foram obtidos sobre o mapa hipsométrico processado a partir do MDE Alos-Palsar. Nos transectos, a largura das calhas foi interpretada como um indicativo da dinâmica migratória dos paleocanais no interior de suas paleoplanícies de inundação. Perceba-se que essa referência respeita o fato de que a migração (ou divagação) do canal somente ocorrerá se houver condições a permitir a avulsão lateral ou a escavação das margens. Nos casos em questão, essas planícies foram dimensionadas próximo às respectivas desembocaduras. Portanto, estima-se que o rebaixamento do nível de base regional ocorreu de forma abrupta e os canais demandaram tempo para romper as soleiras locais, no esforço para alcançar a nova cota de equilíbrio. Já a altura das ombreiras que delimitam o leito atual corresponderia à magnitude da dissecação do leito durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno.

A seleção dos canais para avaliação pretendeu obter dados distribuídos das principais sub-bacias, abrangendo cursos de expressão local e regional, cuja morfodinâmica opera em estreita correlação entre si. Verifica-se que os canais das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia apresentam comportamento bastante similar em termos morfológicos e topográficos, o que dá suporte à hipótese de controle da evolução da drenagem pelo rebaixamento do nível de base regional. Esses dados endossam também a interpretação de que esses dois rios principais possuem sua dinâmica controlada por um mesmo nível de base. Por outro lado, essa dissecação recente assume uma forma distinta no canal do Rio São Francisco; os perfis da figura 22 mostram que esse rio também está dissecando seu leito, porém, exibe um claro deslocamento em direção à margem leste (direita), sugerindo um basculamento do leito, ainda que localizado. Essa mesma migração lateral pode ser observada nos dois perfis do trecho de jusante do Rio Urucuia (transectos 7 e 8), porém, em direção à sua margem norte (esquerda).

Embora preliminares, os dados demonstram com relativa segurança o rebaixamento recente e altimetricamente significativo do nível de base da paisagem em algum ponto a jusante, no médio vale do Rio São Francisco, provavelmente no Estado da Bahia; esse desequilíbrio pode ser percebido em toda a extensão da margem esquerda bacia do Rio São Francisco, em Minas Gerais. Além disso, o encaixamento mais significativo do canal do São Francisco sugere que essa vaga erosiva avança também em direção ao seu alto vale e rumo a outros tributários de montante. Ressalta-se, contudo, que essa abordagem possui um horizonte temporal limitado ao Pleistoceno Superior e ao Holoceno, em razão da disponibilidade de datações absolutas realizadas na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo e extrapoladas para o contexto regional.

5.5 UNIDADES DE RELEVO DA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO

As unidades de relevo foram mapeadas na escala da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo, respeitando-se uma escala de trabalho de 1:40.000, compatível com a resolução espacial do MDE Alos-Palsar, utilizado para a geração de mapas de hipsometria, declividade, orientação de vertentes e para o processamento automático da rede de drenagem

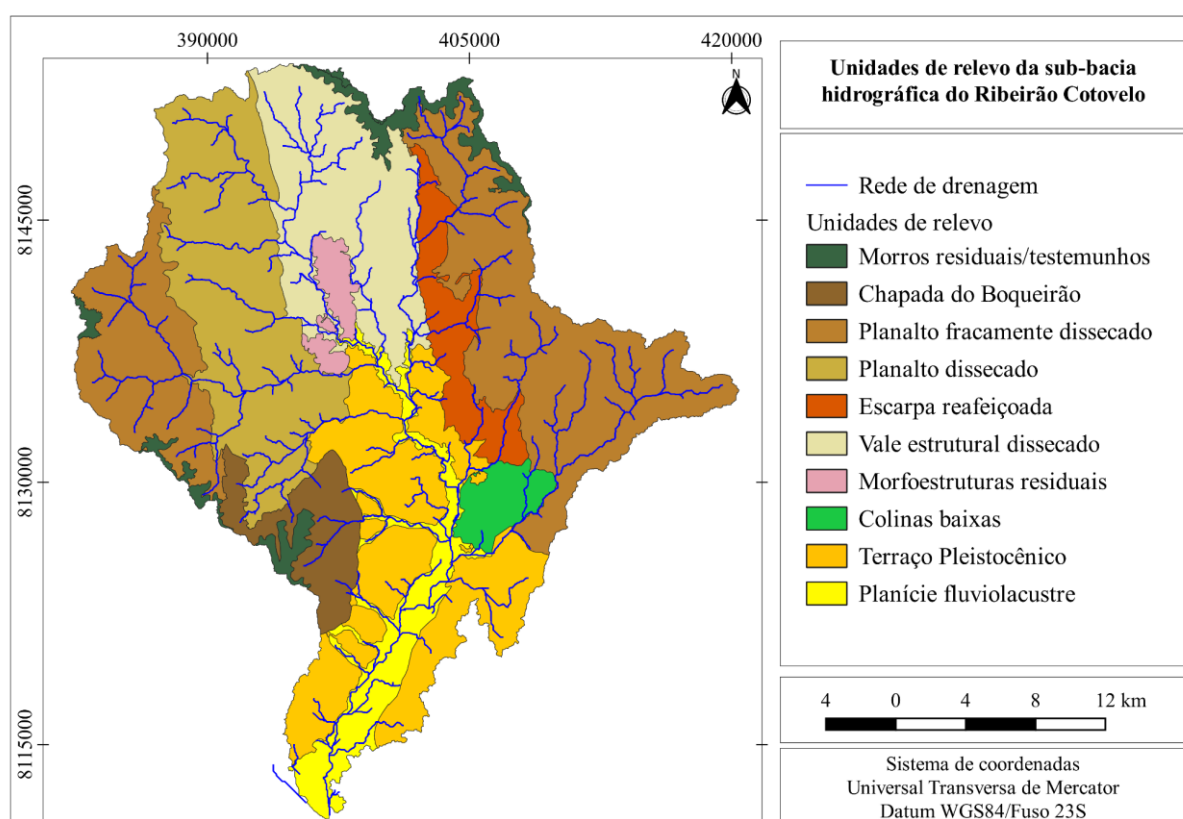
A Figura 23 apresenta os resultados obtidos com os processamentos que levaram à obtenção dos mapas básicos (relevo sombreado, hipométrico, declividade e ordenamento dos canais) para a delimitação das unidades de relevo na bacia do Ribeirão Cotovelo. Por sua vez, os perfis

topográficos confeccionados (dispostos conforme indicado na Figura 24) são apresentados nas Perfil topográfico 2 e 3.

5.5.1 Mapa de unidades de relevo da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

O mapa resultante (Figura 35) mostra 12 unidades de relevo representativas da geomorfologia da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.

Figura 35 - Mapa de unidades de relevo da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo.



Fonte: Elaboração do autor.

5.5.1.1 Descrição das unidades de relevo da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo

5.5.1.1.1 Morros residuais ou testemunhos

Os morros residuais ou testemunhos (*Outliers ou platôs concrecionados*) apresentam morfologia de topos planos e tabulares ou colinas arredondadas, vertentes retilíneas a convexas, situados acima de 790 m de altitude, com gradiente altimétrico da ordem de 25 a 60 m (Foto 5). Configuram remanescentes de ciclos de erosão passados, sustentados por arenitos

Mesozoicos preservados por camadas silicificadas (SGARBI, 2000) ou encrostamentos lateríticos.

Foto 5 - Unidade de relevo morros residuais ou testemunhos.



Autor: Mário T. R. Bragança.

5.5.1.1.2 Chapada do Boqueirão

A Chapada do Boqueirão é um compartimento planáltico elevado, correspondente ao topo plano da Serra do Boqueirão (Foto 6), delimitado por escarpas erosivas em suas faces oeste, sul (ambas fora da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo), leste e nordeste. Situa-se entre 740 e 790 m, portanto com um gradiente topográfico da ordem de 50 m; apresenta-se medianamente dissecado pela drenagem, com incisões variando entre 11 a 40 m e média de 25 m; nas partes elevadas abriga colinas isoladas com topos baixos, arredondados e planos, correspondentes à unidade *morros residuais ou testemunhos*. Em geral, a unidade apresenta-se basculada para NE, com uma inclinação de 4 a 5 %. Encontra-se sustentado por arenitos arcoseanos da Formação Três Marias; além disso, metapelitos e arenitos da Formação Serra da Saudade (subjacente) afloram extensivamente na escarpa oriental da unidade, cuja altura chega a 200 m nas sub-bacias da Vereda da Passagem, Córrego Morcego e Córrego das Trombas.

Foto 6 - Unidade de relevo Chapada do Boqueirão



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.3 *Planalto fracamente dissecado*

A unidade Planalto fracamente dissecado encontra-se segmentada em duas manchas cujos modelados são definidos por topos suavizados e baixos, vertentes retilíneas e vales orientados segundo a inclinação do substrato (Foto 7). Na Serra do Boqueirão, essa unidade foi elaborada sobre arenitos da Formação Três Marias, o qual aflora extensivamente no interior da unidade. Já nas Serras dos Dois Irmãos e do Morro Redondo o modelado foi elaborado sobre arenitos diversos (Grupos Urucuia e Areado) e, atualmente, encontra-se capeado por coberturas arenosas e detrito-lateríticas Neogênicas (CPRM; COMIG, 2003b) da Formação Chapadão. De modo geral, a unidade apresenta-se pouco dissecada por canais de primeira, segunda e terceira ordens, predominantemente, que entalham vales amplos em forma de ravinas baixas, posicionados entre interflúvios baixos e extensos.

Foto 7 - Unidade de relevo planalto fracamente dissecado.



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.4 *Planalto dissecado*

A unidade Planalto dissecado configura-se como a unidade de relevo que marca a ruptura topográfica leste do *Planalto fracamente dissecado* e da *Chapada do Boqueirão*, caracterizado por um dissecação acentuada das rochas areníticas e pelíticas das Formações Três Marias e Serra da Saudade, a ponto de alcançar as zonas de fraqueza Pré-Cambrianas, cuja influência pode ser notada no traçado individual dos canais e no arranjo da rede de drenagem em seu interior (Foto 8). Compõe-se de um relevo de morros alongados de topos estreitos aguçados e ravinados, com vertentes curtas e retilíneas, profundamente dissecados pela drenagem, cujos leitos instalam-se preferencialmente sobre a rocha inalterada.

Foto 8 - Unidade de relevo planalto dissecado.



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.5 Escarpa reafeiçoada

A unidade Escarpa reafeiçoada descreve um modelado de dissecção situado na borda ocidental das Serras do Morro Redondo e dos Dois Irmãos, caracterizado por um imponente gradiente topográfico da ordem de 200 m, esculpido sobre os afloramentos de arenitos e metapelitos das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, elevados e expostos por uma falha inversa com vergência oeste (Foto 9). A escarpa abriga diversos canais de primeira e segunda ordens, que atravessam perpendicularmente a unidade e deságuam nas bacias dos Córregos Morro Redondo e Assapeixe; seus pequenos divisores ajustam-se a uma morfologia de morros baixos, alongados, com vertentes curtas e convexas.

Foto 9 - Unidade de relevo escarpa reafeiçoada.



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.6 Vale estrutural dissecado

Unidade Vale estrutural dissecado descreve um modelado de relevo situado entre 560 e 840 m, resultado de intensa dissecção fluvial, controlada por estruturas dobradas e falhadas, orientadas na direção N-S a NNW-SSE e correspondente à zona de cisalhamento. Internamente,

o relevo é constituído por uma sucessão de cristas e vales encaixados, controlados por cristas antiformais e vales sinformais, entremeados por colinas arredondadas com vertentes baixas, longas, convexas a retilíneas (Foto 10). A unidade é dissecada por canais fluviais de várias ordens, fortemente ajustados à estrutura local, o que condiciona a inclinação geral da topografia de 2,1 - 3,9 % de Norte para Sul. Observa-se, contudo, que o conjunto da unidade apresenta caimento da ordem de 5 a 7 % na direção W-E, ou seja, em direção à calha do Rio São Francisco (CETEC, 1981). O substrato da unidade é constituído por arenitos finos e metapelitos diversificados (Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré), todas intensamente fraturadas. O manto de alteração derivado dá origem a cambissolos bem desenvolvidos nas baixas e médias vertentes, principalmente, sobre os substratos carbonatados. O Ribeirão Cotovelo atravessa a unidade de norte a sul e seu canal encontra-se ajustado à estrutura.

Foto 10 - Unidade de relevo vale estrutural dissecado.

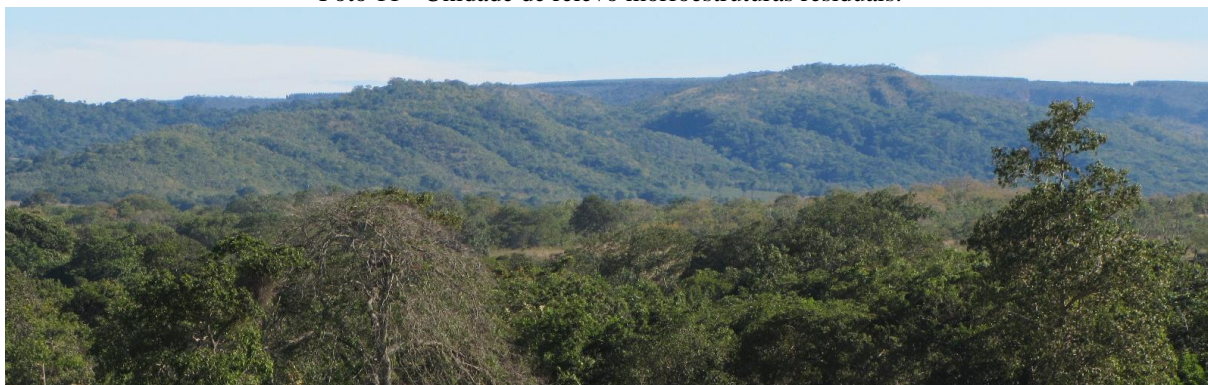


Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.7 Morfoestruturas residuais

A unidade Morfoestruturas residuais descreve uma unidade de relevo na forma de morros isolados, situada no interior do *vale estrutural dissecado*, com altitude variando entre 545 e 691 m. Exibe morfologia de colinas com topos arredondados e alongados, vertentes íngremes, curtas, convexas a retilíneas. O substrato da unidade é constituído por rochas carbonatadas da Formação Serra da Saudade e por arenitos finos da Formação Três Marias, localmente dobrados e fraturados (Foto 11). A unidade apresenta-se inclinada de norte para sul (5 a 8%), em razão do controle estrutural exercido pelas estruturas dobradas em anticlinais e sinclinais da zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM; COMIG, 2003a; 2003b).

Foto 11 - Unidade de relevo morfoestruturas residuais.



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.8 Colinas baixas

A unidade Colinas baixas reúne formas de relevo situadas entre 520 e 610 m, correspondente ao divisor dos Córregos Assapeixe e Forquilha, na margem esquerda da bacia. Trata-se de uma colina ampla, com topo arredondado a suavemente convexo, fracamente dissecado por ravinas e vales de pequena amplitude topográfica; as vertentes são retilíneas, extensas, com inclinação suave em direção ao Ribeirão Cotovelo. O substrato da unidade é composto, predominantemente, por argilitos da Formação Serra da Saudade.

5.5.1.1.9 Terraço Pleistocênico

A unidade Terraços Pleistocênicos foi distinguida em razão da existência de um patamar correspondente a um nível de terraço composto por granulometria basal predominantemente conglomerática, recoberta por espesso pacote arenoso, silto-arenoso e siltico, situado entre 560 e 510 m de altitude (Foto 12), adjacente à *planície fluviolacustre*, cerca de 15 a 30 m acima deste nível, com inclinação constante e bem marcada em direção ao baixo vale (NE-SW). Aflora em ambas as margens do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, entre a confluência do Córrego Alegre e a desembocadura no Rio Paracatu. A morfologia do modelado é plana a suavemente inclinada em direção à planície fluviolacustre, com numerosos sinais de movimentos de massa decorrentes da movimentação dos cascalhos em suas bordas, seja pela remoção fluvial, seja por gravidade em razão da instabilização antrópica das vertentes.

Foto 12 - Unidade de relevo terraços pleistocênicos.



Autor: Mário T. R. Bragança

5.5.1.1.10 Planície fluviolacustre

A unidade Planície fluviolacustre está situada entre 495 e 530 m de altitude. A definição do modelado considerou a presença abundante de lagos de meandros abandonados, a orientação (farpada) da confluência do Cotovelo, que leva, necessariamente, à uma redução na velocidade do canal próximo à foz (Foto 13), já que o Ribeirão Cotovelo possui cotas muito similares às do Paracatu; além disso, os lagos de meandros abandonados apontam para a evolução do canal por avulsão (IBGE, 2009). A planície inclina-se de norte para sul (1 a 2 %), em direção à planície sedimentar do Rio Paracatu (nível de base), abrigando um padrão de drenagem meandrante, entremeado por um nível baixo de terraço Holocênico; seu substrato é constituído essencialmente por aluviões arenosos, silto-arenosos, silto-argilosos e argilosos, com pequena interdigitação com depósitos de baixa vertente, derivados da unidade *Terraços Pleistocênicos*.

Foto 13 - Unidade de relevo planície fluviolacustre.

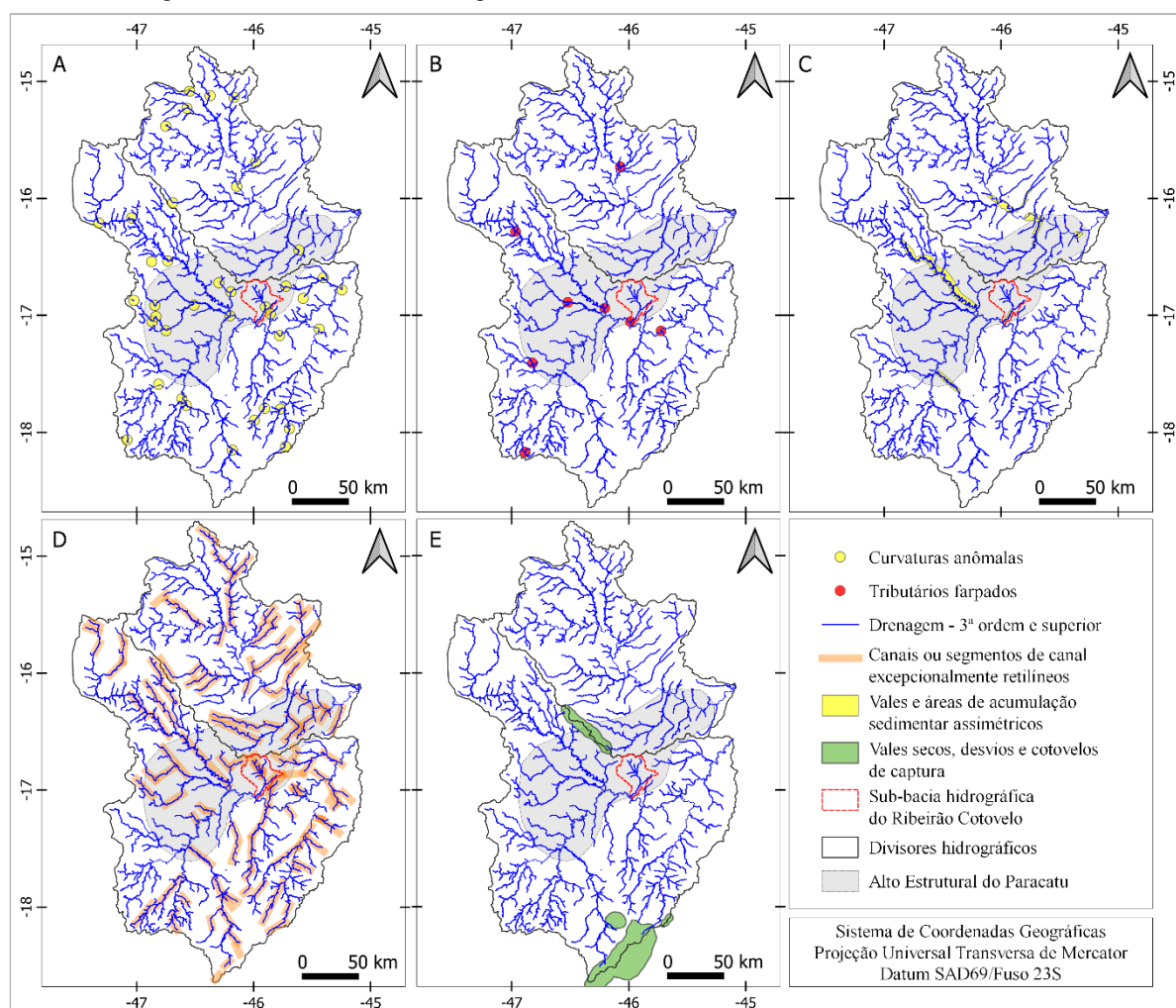


Autor: Mário T. R. Bragança

5.6 ANOMALIAS DE DRENAGEM

Anomalias no traçado e padrões incomuns na organização dos canais fluviais ou parte destes podem indicar a reorganização da rede de drenagem por processos diversos tais como capturas, inversões de sentido do fluxo, mudança na dinâmica de acumulação sedimentar ou dissecação dos vales, muitos dos quais como resposta a processos tectônicos ativos (DUVALL *et al.*, 2019). Foram mapeados e descritos como anomalias de drenagem cinco conjuntos de feições associadas a desvios locais do padrão de drenagem regional ou do traçado padrão de canais (Figura 36):

Figura 36 - Anomalias de drenagem na escala das bacias dos Rios Paracatu e Urucuiá.



A) Curvaturas anômalas; B) Tributários farpados; C) Vales e áreas de acumulação sedimentar assimétricos e trechos de meandros comprimidos; D) Canais ou segmentos de canal excepcionalmente retilíneos; E) Áreas de ocorrências de vales secos, desvios e cotovelos de captura.

- i) canais ou segmentos de canal excepcionalmente retilíneos,
- ii) curvaturas anômalas;

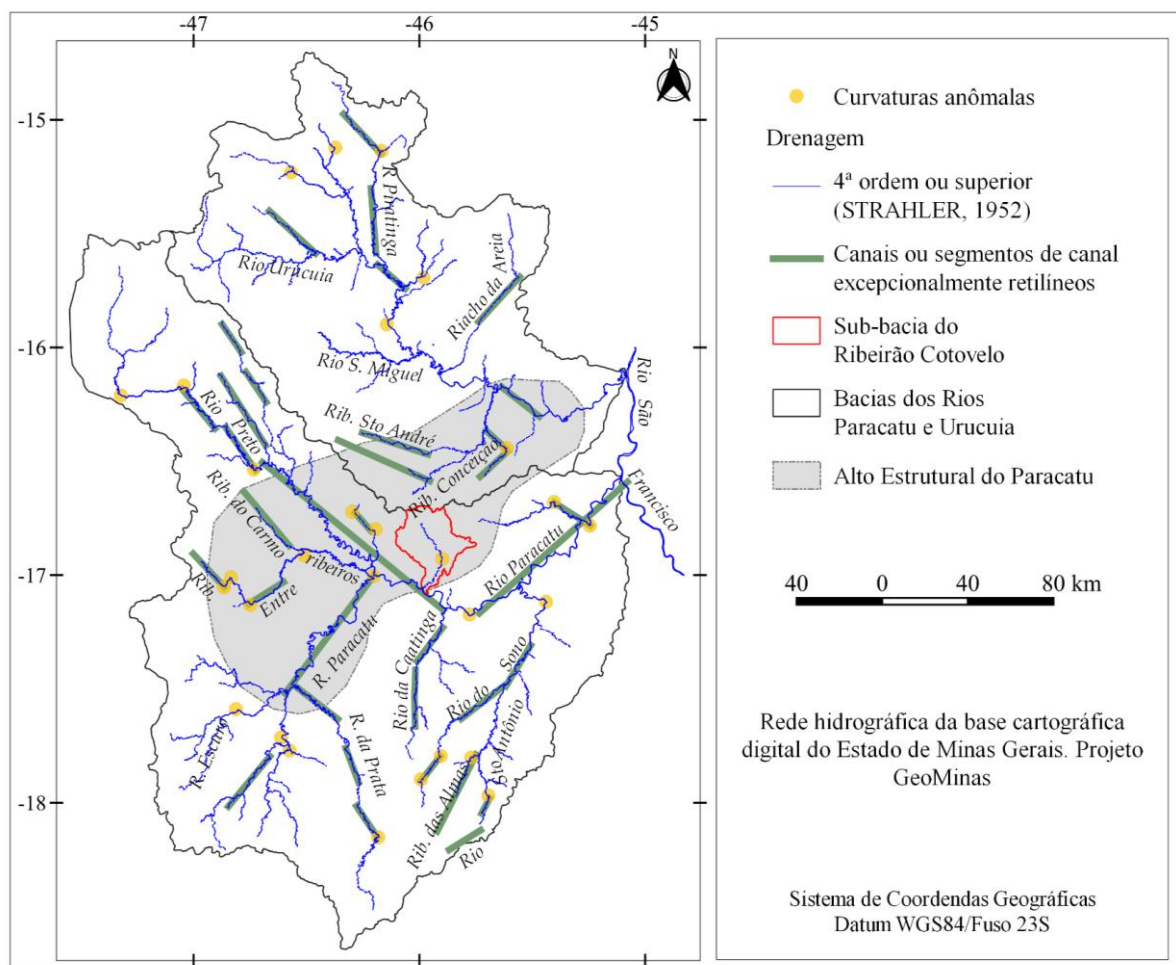
- iii) meandros comprimidos, vales assimétricos e bacias de sedimentação recente
- iv) tributários farpados, cotovelos de captura, vales secos e desvios;

5.6.1 Canais ou segmentos de canal excepcionalmente retilíneos

Uma das características mais marcantes da drenagem regional é a existência de longos trechos de canais fluviais retilíneos ou apenas discretamente curvos; entre os exemplos mais expressivos, citam-se trechos do canal dos rios Preto e Paracatu, com 170 km de comprimento na direção NW-SE ou o Rio do Sono, cujo traçado com orientação SW-NE possui mais de 140 km de extensão. Essa característica dos canais se repete em escala variada no interior das sub-bacias dos Rios Paracatu e Urucuia (Figura 37). A disposição de tais segmentos retilíneos dos canais e sua orientação ajusta-se ao traçado das principais falhas regionais, cuja orientação geral possui duas direções: NNW-SSE e SW-NE (ALMEIDA, 1977; HASUI; HARALYI, 1991; CAMPOS; DARDENNE, 1997a; REIS *et al.*, 2017).

Canais ou segmentos de canais retilíneos e de dimensões quilométricas, são particularmente orientados por dois padrões de direções estruturais. O primeiro padrão, nas direções NW-SE a NNW-SSE corresponde falhas inversas de alto ângulo, transcorrências e fraturas diversas da borda ocidental das coberturas do Cráton do São Francisco decorrentes da colisão com a Província Tocantins e da projeção da Faixa Móvel Brasília sobre o cráton, entre o Proterozoico Superior e o encerramento do Ciclo Brasileiro (ALMEIDA, 1977; SCHOBENHAUS *et al.*, 1985; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS; ALKMIM, 2015; REIS *et al.*, 2016). O segundo padrão possui direção predominante SW-NE e está associada a dois eventos distintos; inicialmente, à reativação de estruturas pré-Cambrianas no final do Cretáceo, que abrangeram o Alto Estrutural do Alto Paranaíba e resultaram no vulcanismo Mata da Corda (HASUI; HARALYI, 1991; REIS; ALKMIM, 2015) e, posteriormente, devido ao estágio tectônico ressurgente no Cenozoico (HASUI, 1990; SAADI, 1991; CAMPOS; DARDENNE, 1997b). A drenagem de menor extensão e de menor ordem ajusta-se, preferencialmente, ao segundo padrão estrutural, mais recente, fortemente influenciado pela abertura do Oceano Atlântico e pela cinemática da Placa da América do Sul; esses processos explicam instalação fenômenos de tectônica ressurgente nas bacias hidrográficas mais jovens do planalto brasileiro (RICCOMINI, 1989; HASUI, 1990; SAADI *et al.*, 1991; SAADI, 1993; VALADÃO, 2009).

Figura 37 - Anomalias de drenagem associadas aos canais de 4ª ordem ou superiores.



Nestas ordens, os cursos exibem paralelismo marcante, com ocorrência de segmentos retilíneos interrompidos por curvaturas anômalas em ângulos altos, muitas em ângulo reto.

Por conta dessa justaposição de duas direções estruturais, percebe-se na área um padrão de drenagem paralelo, sob forte controle estrutural. Esse padrão é melhor percebido na drenagem de 4ª ordem ou superior (Figura 18) que, inclusive, apresenta trofia bidirecional bem marcada. Trofia aqui é entendida como a orientação dos elementos texturais de drenagem, segundo direções preferenciais (CHRISTOFOLETTI, 1981)

5.6.2 Curvaturas anômalas

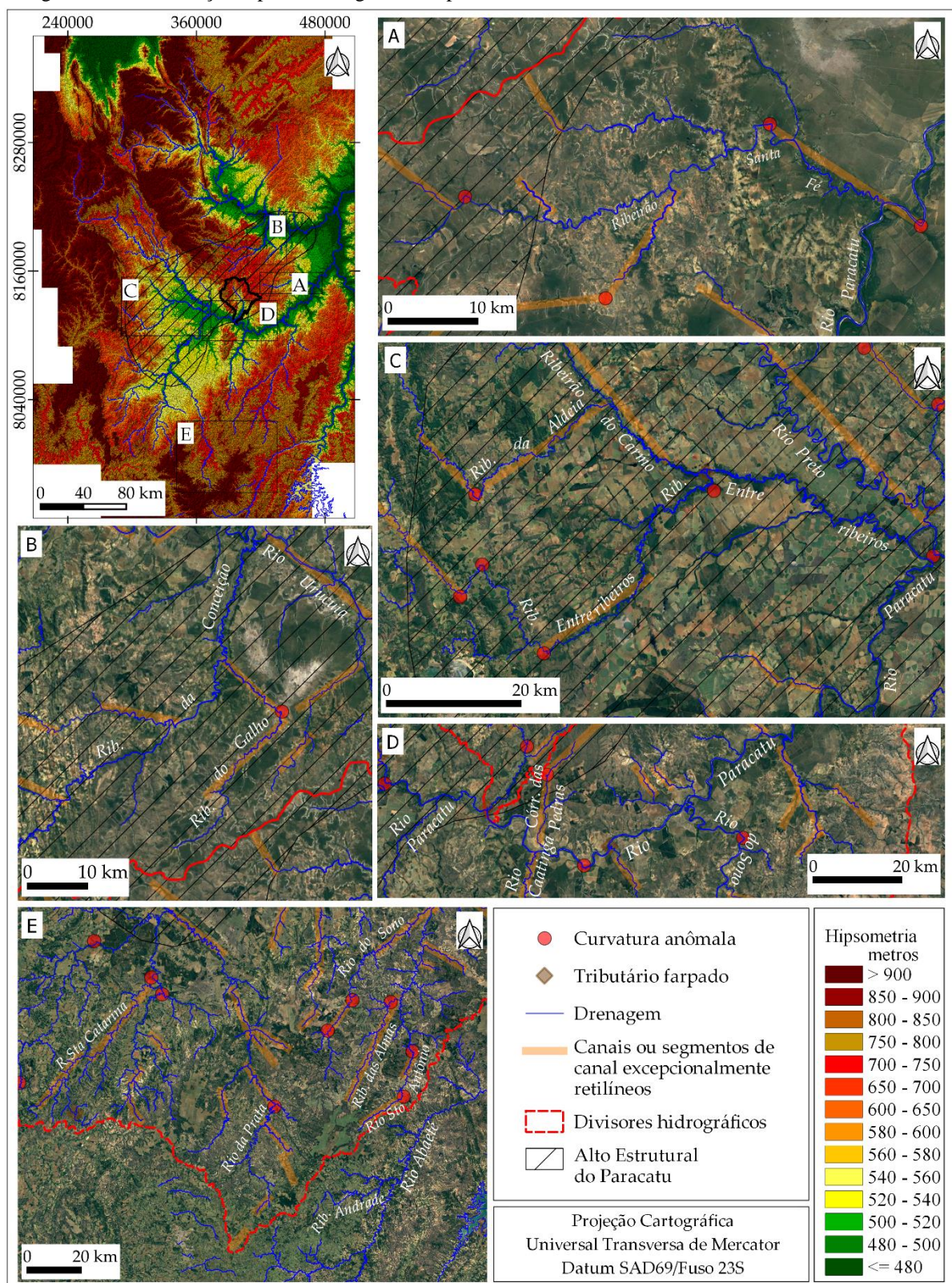
Curvaturas anômalas nos canais de 4ª ordem ou superior das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia constituem feições facilmente perceptíveis na escala regional, porque são numerosas e de grande expressão espacial. Decorrem do arranjo direcional dos rios principais, devido ao forte controle estrutural, que se expressa no proeminente paralelismo (Figura 37), interrompido apenas pela justaposição das duas direções estruturais supramencionadas, fato que influencia

diretamente o arranjo da drenagem, porque seu cruzamento impõe mudanças abruptas à direção dos cursos. Assim, é comum perceber-se as sobreposições dessas duas direções estruturais nos canais fluviais, comumente, marcadas por curvas em ângulo acentuado, com medidas em torno de 90°.

Em uma escala de abordagem regional (Figura 38), alguns exemplos dessas mudanças de direção dos cursos podem ser observados no médio vale do Ribeirão Entre Ribeiros (várias curvas de 90°), na confluência entre os Rios Paracatu e Preto, quando o Paracatu é forçado a mudar sua direção de NE para SE (90°), no médio vale do Ribeirão da Conceição, onde o curso muda a direção de SE para NE (90°), no Rio do Sono, próximo à foz, onde o curso muda a direção de NE para NW (90°), no Rio Urucuia, próximo à confluência do Rio Claro, onde a direção do rio principal muda de SE para S ($\pm 80^\circ$), novamente no baixo vale do Rio Urucuia, onde a direção deste curso muda de SE para NE (90°) e no próprio Rio São Francisco, cuja direção muda de NE para NW (30°) e, logo em seguida, de NW para N (40°) e, por fim, para NE novamente (50°).

Já em uma escala de análise ampliada, constata-se que os padrões estruturais também controlam o arranjo da drenagem de menor ordem. Assim, o Ribeirão Santa Fé pode ser dividido em três segmentos retilíneos com orientações distintas (Mapa 38A). Inicialmente, em seu alto vale o curso flui por 18 km no sentido Oeste-Leste, sobre coberturas arenosas da Formação Chapadão (MOREIRA; CAMELIER, 1977; CAMPOS; DARDENNE, 1997a); ao abandonar esse substrato, o curso disseca o canal até alcançar os arenitos finos do Grupo Santa Fé (CAMPOS; DARDENNE, 1997a), quando a direção muda para SW-NE (30°) e o percurso se estende por 27 km até que, novamente, o canal faz uma inflexão, desta vez de 50°, para SE, rumo que segue até desaguar no Rio Paracatu. Essa última direção chega a ser percebida no traçado de outros tributários de ambas as margens do Paracatu, assim como no próprio Paracatu que num trecho curto (4,9 km) após receber a contribuição do Ribeirão Santa Fé, passa a correr na direção SE (Figura 40A). Controle tão evidente quanto o anterior pode ser percebido, também, em um tributário da margem direita do Ribeirão Santa Fé; após percorrer um trecho excepcionalmente retilíneo com mais de 15 km de comprimento, no sentido Oeste-Leste e encaixado em leito rochoso, o canal faz uma curva com cerca de 60° e passa a correr em direção NE, também em linha reta, porém, passa a um canal entrincheirado, com meandros resultantes de um processo de dissecação agressivo do substrato rochoso (TWIDALE, 2004), controlado pelas feições de disjunção esferoidal presentes em seu leito.

Figura 38 - Distribuição espacial de alguns exemplos de curvaturas anômalas e trechos de canais retilíneos.



A) Ribeirão Santa Fé e Rio Paracatu; B) Ribeirão do Galho; C) Ribeirão Entre-Ribeiros e seu tributário Ribeirão da Aldeia; D) Rio Paracatu; E) Cabeceiras do Rio da Prata e do Rio do Sono. Base: Imagem Google Earth™

Situado na mesma “direção colateral” (SE-NW), o Ribeirão do Galho, tributário da margem direita do Ribeirão da Conceição (contribuinte do Rio Urucuia), exibe um cotovelo bem marcado (Figura 38B), impondo ao canal uma mudança de direção de NE para NW (90°). Essa mudança de direção coincide com o local em que o canal abandona as coberturas Cenozoicas e passa a dissecar linhas de fraquezas da zona de cisalhamento, ajustando seu curso à mesma direção e ao mesmo alinhamento estrutural que controla o baixo vale do Ribeirão Santa Fé, porém, fluindo em sentido oposto.

Na mesma escala de análise, o Ribeirão Entre Ribeiros exibe pelo menos quatro inflexões de 90° alternadas entre trechos retilíneos (Figura 38C). No alto curso flui na direção NW-SE, até que muda abruptamente para NE (90°) e, logo em seguida, novamente para SE (90°). Essas duas mudanças são separadas por um segmento de canal cuja distância linear tem cerca de 5 km, apenas. Em seguida, passa a percorrer um trecho meandrante, com aproximadamente 16 km de comprimento. Ao final deste segmento, o curso inflete na direção N-NE e percorre outros 16 km em leito meandrante confinado, no qual ocorre uma planície sedimentar relativamente estreita. Abruptamente, desvia-se para SE (90°) e, depois de apenas 2,5 km, curva novamente para NE (90°), direção que se mantém por 10 km, até cerca de 2 km da confluência com o Ribeirão do Carmo, quando o curso se orienta abruptamente para NW (90°). Assim, embora seja o curso principal de sua bacia, o Ribeirão Entre-Ribeiros comporta-se como um tributário farpado do Ribeirão do Carmo, visto encontrá-lo num ângulo de 180°. Finalmente, após a confluência, os canais se reorganizam em nova direção E-SE e depois para SE, sua direção definitiva. Novamente, percebe-se que essas direções da drenagem se ajustam ao padrão das falhas regionais mapeadas no contato entre a Faixa Móvel e o Cráton (HEINECK, 2004; CAMPOS; DARDENNE, 1997b; CPRM; COMIG 2003b; 2003c; REIS *et al.*, 2017)

Há ainda um terceiro padrão decorrente da influência estrutural sobre a rede hidrográfica. Cita-se como exemplo a sub-bacia do Córrego das Pedras (Figura 38D) e outros cursos curtos, paralelos, de pequena ordem, drenando diretamente para o Rio Paracatu em sua margem esquerda. O paralelismo e a orientação NW-SE dos canais neste local chamam a atenção exatamente pelo fato de se tratar de canais de 1ª e 2ª ordens, muito curtos. O Córrego das Pedras, por sua vez, apresenta uma significativa anomalia de traçado; embora a direção original do curso seja NW, o canal inflete para SW (80°) e, em seguida vira para Sul (50°), direção na qual descreve um traçado retilíneo, encaixado nos terraços do Rio Paracatu, até sua foz.

Por sua dimensão e expressão espacial, devem ser destacadas as mudanças de traçado de canais que ocorrem no alto vale do Rio da Prata (Figura 38E), um dos principais formadores do Rio Paracatu. Inicialmente, o Rio da Prata percorre cerca de 27 km na direção SW-NE, faz uma curva ampla e muda a direção para SE-NW e passa a correr no sentido NW; após um percurso de aproximadamente 18 km, inflete abruptamente para NE e volta a seguir o sentido original (NE) por outros 24 km. Neste segmento, a bacia drena terrenos correspondentes aos arenitos da Formação Três Barras, à montante, e Formação Quiricó, à jusante (ambas do Grupo Areado); não há registro de falhas ou fraturas de expressão regional capazes de interferir no traçado do canal nesta área (FRAGOSO, 2011; FRAGOSO *et al.*, 2011). A essa altura, a 68 km da nascente, o Rio da Prata se ajusta à Falha de Galena (FRAGOSO *et al.*, 2011), mudando a direção para NW (90°), rumo que mantém até desaguar no Rio Paracatu, 90 km a jusante. Ainda a respeito do Rio da Prata, é notável o alinhamento que parte de seu alto vale mantém com o traçado geral do Rio do Sono, coincidente com uma das direções estruturais apontadas na delimitação da bacia de sedimentação Abaeté e relacionada ao vulcanismo Mata da Corda (HASUI; HARALYI, 1991).

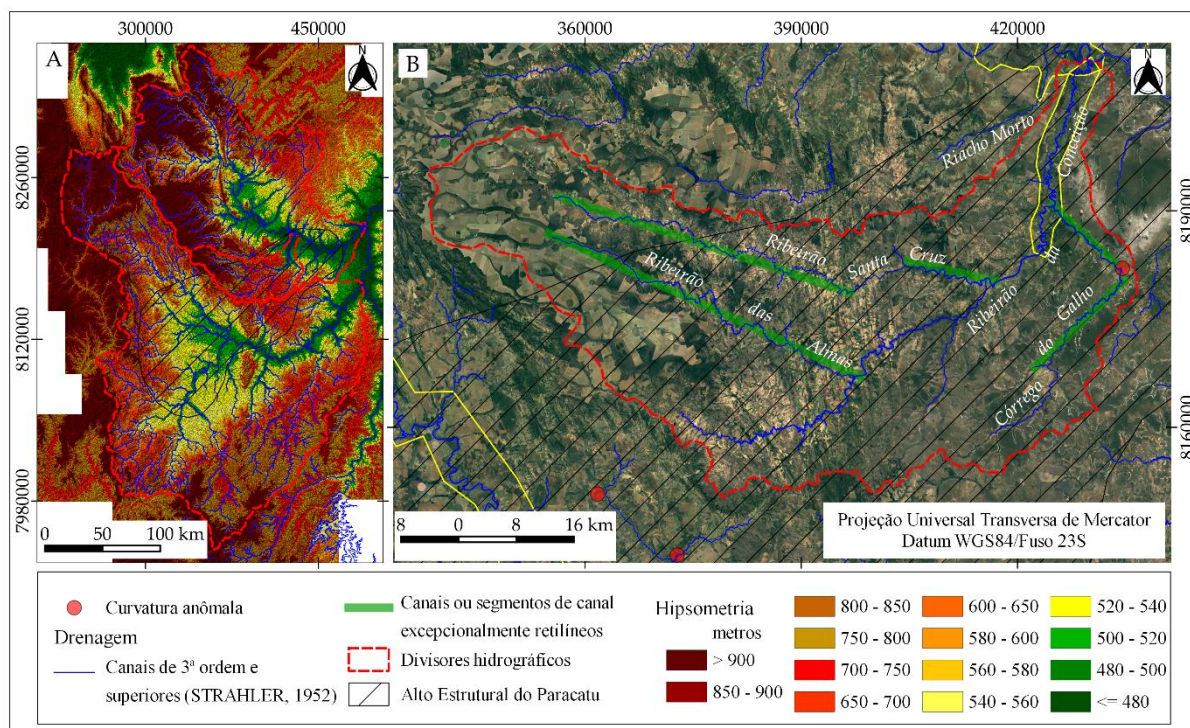
5.6.3 Anomalia do Ribeirão da Conceição

O Ribeirão da Conceição possui a forma de uma parábola e atravessa a zona de cisalhamento em direção perpendicular às principais direções litoestruturais. Sua bacia possui cerca de 3.045 km² e apresenta padrão de drenagem complexo, decorrente de extenso trecho de meandros profundamente entrincheirados. Por tudo isso, bem como considerando que do ponto de vista geomorfológico o Ribeirão da Conceição se comporta como uma feição estranha ao seu contexto porque atravessa perpendicularmente a zona de cisalhamento, considera-se que, por si só, sua sub-bacia pode ser definida como uma anomalia (Figura 39).

Na cabeceira de drenagem, nos terrenos mais elevados da Serra Geral do Rio Preto, verifica-se um padrão variando de subparalelo a subdendrítico (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; TWIDALE, 2004) em contexto de relevo tabular, suavemente inclinado. Após dissecar a vertente E-SE daquele compartimento e exumar o arranjo estrutural da zona de cisalhamento, a drenagem de menor ordem se reorganiza em função das linhas de fraqueza e da resistência diferencial da rocha cisalhada. Há trechos de canais mais extensos que, isoladamente, exibem um arranjo angular. Nesse ambiente complexo, o canal do Ribeirão da Conceição comporta-se de modo totalmente independente, pois o curso atravessa a zona de cisalhamento de sudoeste

para nordeste, cortando indiscriminadamente todas as litologias e estruturas; ao longo desse percurso, faz apenas curvas notavelmente acentuadas, separando trechos curtos, de modo a se ajustar ao traçado de menor resistência e seguir seu caminho excepcionalmente retilíneo, apesar do contexto geológico no qual está inserido.

Figura 39 - Localização da sub-bacia do Ribeirão da Conceição.



A) Localização da sub-bacia do Ribeirão da Conceição em relação às bacias dos Rios Paracatu e Urucua e em relação ao Alto Estrutural do Paracatu. B) Mapa hipsométrico mostrando curvaturas anômalas e trechos de canais retilíneos na rede de drenagem de 3ª ordem e superior, associados à Serra Geral do Rio Preto (chapada, a oeste) e à zona de cisalhamento (área dissecada na parte central e leste do mapa). Base: Imagem Google Earth™

Ao longo desse curso, é possível observar ainda numerosas áreas de acumulação sedimentar, na forma alvéolos, devidos a controles litoestruturais. Muitas vezes, esses trechos são separados entre si por segmentos de canais retilíneos, resultantes da dissecção do leito rochoso. Outro aspecto relevante é a diferença morfológica existente entre o canal do Ribeirão da Conceição e os canais de seus tributários, no que se refere à forma do canal, à adequação ao substrato do leito, seja ele sedimentar ou rochoso, e à direção geral da drenagem. O Ribeirão da Conceição drena inicialmente em direção SE e, depois, para NE. Os tributários de sua margem esquerda, mais longos, drenam para E e SE, porém, no contexto de múltiplas inflexões e trechos correndo em todas as direções possíveis. Já os tributários de margem direita, mais curtos, drenam, predominantemente, em direção N e N-NW, ajustados à zona de cisalhamento.

5.6.4 Meandros comprimidos

Meandros comprimidos são feições típicas de ambientes de sedimentação decorrente da redução da velocidade de escoamento do canal fluvial; essa desaceleração pode resultar de simples controles devidos à resistência litológica ou a processos tectônicos tais como subsidência, soerguimento, basculamento ou domeamento (HOWARD, 1967; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; RAMASAMY *et al.*, 2011). Morfologias desta natureza foram descritas em ambientes variados como critério diagnóstico para verificação de movimentação recente da crosta em razão de processos tectônicos ativos (SOUZA; ROSSETTI, 2011; ALVES; ROSSETTI, 2015; SOUSA; OLIVEIRA, 2016).

Pelo menos oito trechos de canal foram mapeados e enquadrados na tipologia de meandros comprimidos; para essas áreas foram computados dados relativos ao comprimento dos canais na área meandrante, comprimento vetorial da área meandrante, índice de sinuosidade do canal dentro dessa área, área do polígono envolvente da faixa de meandros ativos e sua relação comprimento/largura (Tabela 4). Cinco trechos estão situados na bacia do Rio Urucuia (Figura 40) e três trechos na bacia do Rio Paracatu (Figura 41).

Como no interior das áreas de meandros comprimidos a sedimentação se processa em razão da redução da velocidade de escoamento do canal, existe uma maior variação granulométrica e, potencialmente, uma maior variabilidade de fácies.

Das cinco feições de meandros comprimidos e vales com sedimentação assimétrica mapeadas, três estão situadas ao longo do canal do Rio Urucuia e duas em seus tributários. A primeira, entre o médio e o alto vale, entre as confluências do Ribeirão São Miguel (margem direita) e do Ribeirão Areias (margem esquerda); a segunda, no médio vale, a montante da confluência do Ribeirão da Conceição (margem direita); a terceira, no baixo vale, situa-se na última curva anômala do canal, quando o Urucuia inflete para NE e segue este sentido até desaguar no Rio São Francisco. Além disso, a quarta destas áreas corresponde ao baixo vale do Córrego Areias; a quinta delas sobrepõem-se ao baixo vale do Ribeirão da Conceição.

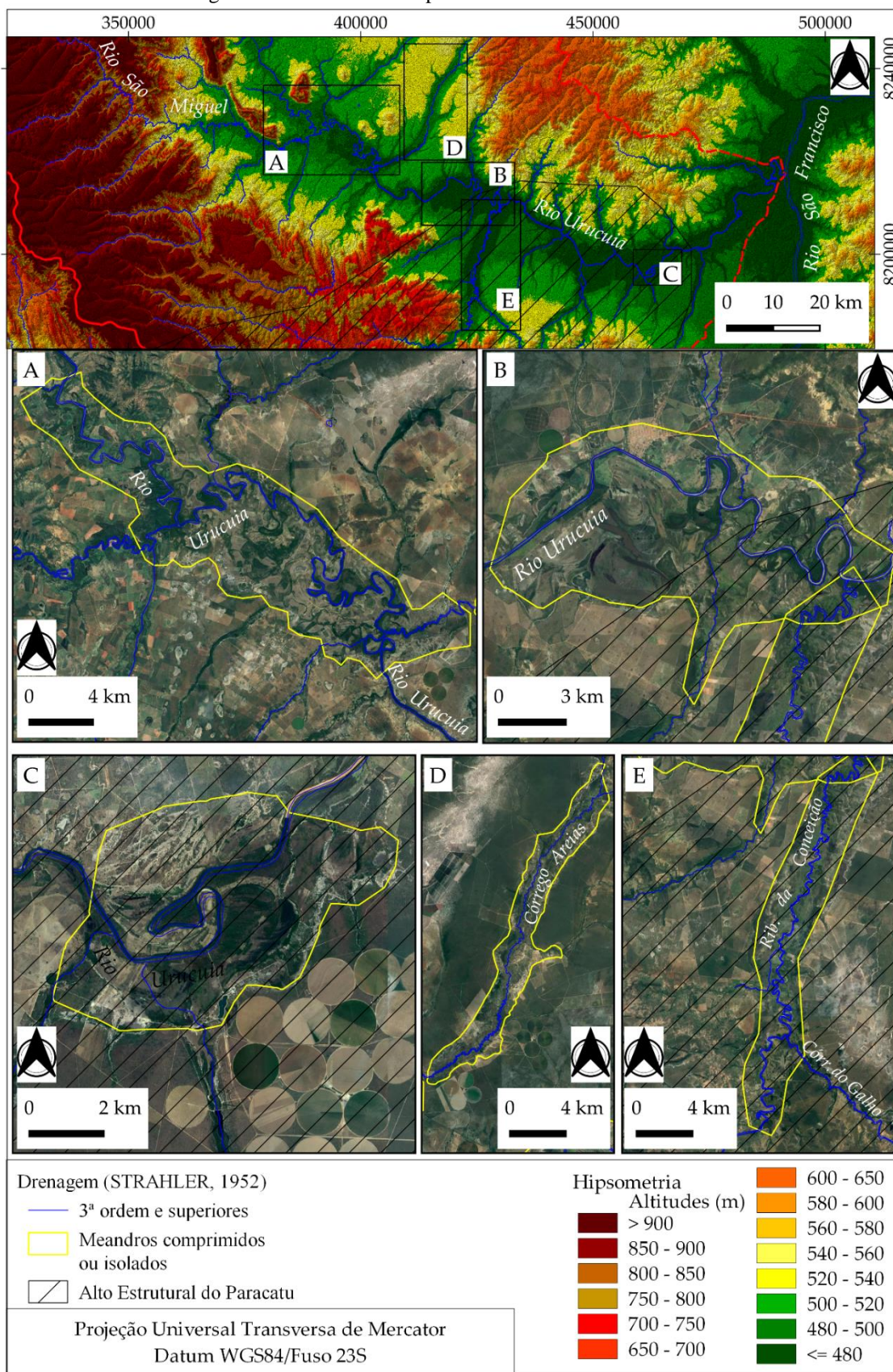
Tabela 4 - Descrição quantitativa das áreas de meandros comprimidos.

Trecho de meandros comprimidos	Comprimento do canal (Lc) na área meandrante (km)	Comprimento vetorial do segmento (L) de vale contendo meandros comprimidos/área de sedimentação (km)	Largura média (W) da faixa de meandros ativos (km)	Área da faixa de meandros ativos (km ²)	Relação Comprimento/Largura L/W	Índice de sinuosidade (Lc/L)	Distância média dos meandros abandonados em relação ao canal atual (km)	Presença de borda escarpada	Altura estimada da dissecação (m)
Baixo vale do Rio da Prata	52,07	24,97	2,43	54,44	10,27	2,09	1,810	Sim	30
Rio Preto	237,40	99,6	2,67	487,30	37,30	2,39	1,325	Não	30
Alto-médio vale do Rio Urucuia, montante	80,84	27,04	6,54	175,1	4,13	2,99	2,567	Sim	12 - 30
confluência Ribeirão Areias									
Ribeirão Areias	41,39	28,99	1,32	39,41	21,96	1,43	0,597	Sim	30
Médio vale do Rio Urucuia	33,53	16,77	6,53	100,30	2,57	5,13	3,519	Sim	30
Ribeirão da Conceição	49,70	27,31	2,94	77,71	9,29	1,82	1,123	Sim	30
Baixo vale do Rio Urucuia	15,65	9,39	4,47	38,93	2,10	1,67	1,479	Sim	30
Baixo vale do Ribeirão Cotovelo	41,19	22,66	2,5	46,63	9,01	1,82	1,000	Sim	30

Fonte: Dados coletados sobre o mapa hipsométrico processado sobre o MDE Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5m.

O primeiro segmento situa-se no Rio Urucuia (Figura 40A), entre a confluência do Ribeirão São Miguel (a montante) e a confluência do Córrego Areias (a jusante). Neste segmento, o canal do Rio Urucuia divaga pela planície sedimentar, sem um padrão definido, provavelmente influenciado pelo aporte de caudal e de carga sedimentar do Ribeirão São Miguel. Neste segmento, o Rio Urucuia se desloca progressivamente em direção à sua margem esquerda (E-NE), deixando para oeste um extenso cordão de meandros abandonados. A confluência do Ribeirão da Areia traz consigo novo aporte à vazão e à carga de leito, provocando nova e abrupta migração do canal para oeste, forçando o curso a se ajustar a um trecho bastante encaixado, com cerca de 7 km de extensão.

Figura 40 - Meandros comprimidos na bacia do Rio Urucua.



A) Médio alto vale do Rio Urucua, entre as confluências do Ribeirão São Miguel e do Córrego Areias. B) Médio vale do Rio Urucua, a montante da foz do Ribeirão da Conceição. C) Baixo vale do Rio Urucua. D) Baixo vale do Córrego Areias. E) Baixo vale do Ribeirão da Conceição. Base: Imagem Google Earth™

O segundo segmento, ainda correspondente ao Rio Urucuia (Figura 40B), abrange cerca de 30 km de seu leito, a montante da confluência do Ribeirão da Conceição (margem esquerda). Após percorrer cerca de 16 km de canal retilíneo, o Rio Urucuia volta a divagar pela planície, construindo um amplo cordão de meandros ativos, registrando um sensível deslocamento em direção à sua margem esquerda (E-NE), bem marcado no setor de montante e muito menos perceptível no setor de jusante, onde o canal é “empurrado” em direção à margem esquerda, em razão da confluência do Ribeirão da Conceição. Neste trecho o Urucuia corre sem o aporte significativo de vazão ou carga sedimentar de qualquer de seus afluentes.

O terceiro segmento abrange o leito do Rio Urucuia no local em que o curso muda de direção pela última vez, de SW para NE, até alcançar sua foz (Figura 40C). Neste trecho o rio recebe apenas a contribuição de cursos de menor ordem. Novamente, o Rio Urucuia descreve um traçado meandrante, deslocando seu curso em direção à margem esquerda, afastando-se até 3 km de seu antigo canal. Como nos casos anteriores, após escapar do trecho meandrante o rio volta ao curso retilíneo.

O quarto trecho de vale que abrange os meandros comprimidos corresponde ao baixo vale do Ribeirão Areias, tributário da margem direita do Rio Urucuia (Figura 40D), com 29 km de comprimento. A orientação geral do curso é NE-SW e seu sentido SW. Embora o cinturão de meandros ativos seja estreito ($l = 1,32$ km), em certos locais o canal atual afasta-se até 1,5 km de seu canal abandonado. O trecho de meandros comprimidos do Ribeirão da Areia termina ao encontrar a mesma feição junto ao canal principal do Rio Urucuia.

O quinto segmento abrangendo meandros comprimidos equivale ao baixo vale do Ribeirão da Conceição, tributário da margem esquerda do Rio Urucuia (Figura 40E), com 27,3 km de comprimento. No trecho, o curso possui orientação geral S-N e sentido N, no qual o Ribeirão da Conceição divaga dentro do cinturão de meandros, ora junto às margens, ora em sua porção mediana. Em certos locais, o curso se afasta até 2,2 km de seu canal abandonado. O trecho de meandros comprimidos do Ribeirão da Conceição termina ao encontrar a mesma feição junto ao canal principal do Rio Urucuia, quando o aporte de seu caudal altera a dinâmica do Rio Urucuia, forçando-o a retomar um curso retilíneo.

Na bacia do Rio Paracatu encontram-se outros três trechos de canais tipificados como anomalia de meandros comprimidos ou isolados (Figura 41). O primeiro deles corresponde a grande parte

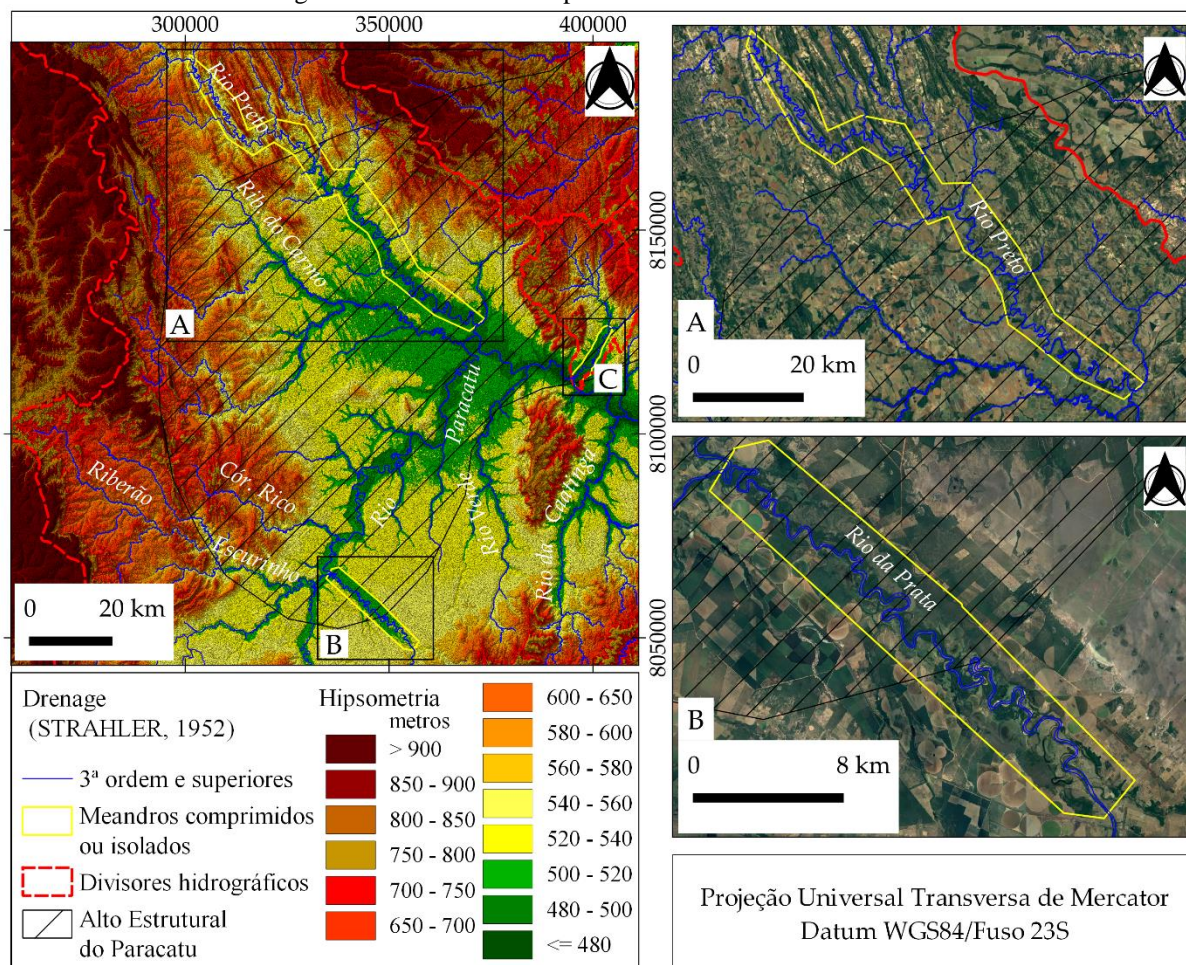
do canal do Rio Preto, compreendendo todo o trecho a jusante da cidade de Unaí (MG) até sua foz no Rio Paracatu. O segundo, por sua vez, coincide com o baixo vale do Rio da Prata. O terceiro, ao baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

O vale do Rio Preto, tributário da margem esquerda do Rio Paracatu, coincide com o trecho do canal entre a cidade de Unaí e sua foz (Figura 41A). Os meandros encontram-se encaixados em leito que alterna substrato rochoso e aluvial, à forma de meandros entrincheirados (TWIDALE, 2004). No trecho, o curso possui orientação geral NW-SE e sentido SE; o canal divaga pelo vale confinado, cruzando manchas de sedimentação nas quais os meandros são registros da migração recente do curso de planície. Em certos locais, o curso se afasta até 3 km de seu canal abandonado.

No vale do Rio da Prata, tributário da margem direita do Rio Paracatu, os meandros comprimidos estão encaixados em leito aluvial, estendem-se até 27,5 km a partir da foz, em direção à montante (Figura 41B). No trecho, o curso do Rio da Prata possui orientação geral SE-NW e sentido NW e deriva dentro do cinturão de meandros ativos em um ambiente deprimido, chegando a se distanciar até 3,0 km de seus meandros abandonados.

Por fim, o trecho de canal correspondente ao baixo vale do Ribeirão Cotovelo apresenta uma morfologia peculiar, abrigando um importante conjunto de meandros comprimidos (Figura 41C - recorte). Os aspectos que tornam esse setor da paisagem únicos, além da própria ocorrência dos meandros comprimidos, são a morfologia do canal, o modo como se processa a sedimentação, o modo como se processa a evolução do canal fluvial, a posição dos terraços mais jovens, confundindo-se com a planície de inundação, a posição dos terraços mais antigos elevados e em franco processo de dissecação, a morfologia de topo plano e baixo do interflúvio meridional. Por conta dessa diversidade de fatores e variáveis atuantes, o baixo vale do Ribeirão Cotovelo foi estudado mais detidamente. O ambiente de drenagem assimétrica e de meandros comprimidos do baixo vale do Ribeirão Cotovelo será objeto de análise pormenorizada.

Figura 41 - Meandros comprimidos na bacia do Rio Paracatu.



A) Médio e baixo vale do Rio Preto, a jusante da cidade de Unaí/MG. B) Baixo vale do Rio da Prata. C) Baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Base: Imagem Google Earth™

Em seis dos casos, verificam-se situações nas quais o curso, inicialmente encaixado em leito rochoso e descrevendo um traçado aproximadamente retilíneo, tem sua velocidade reduzida e os processos de sedimentação intensificados, levando à formação de uma ampla planície sedimentar na qual o canal descreve um traçado meandrante. No caso do Rio Preto, o canal descreve um traçado meandrante dentro da unidade de relevo de cristas e vales paralelos (Cristas de Unaí), ajustando-se a numerosas zonas de fraquezas estruturais, sobrepostas ao substrato rochoso intensamente fraturado e cisalhado (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS; ALKMIM, 2015; REIS *et al.*, 2016; CPRM, 2003a; b). No baixo vale do Ribeirão Cotovelo, por fim, o canal transita de um extenso segmento de leito entrincheirado para uma planície flúviolacustre.

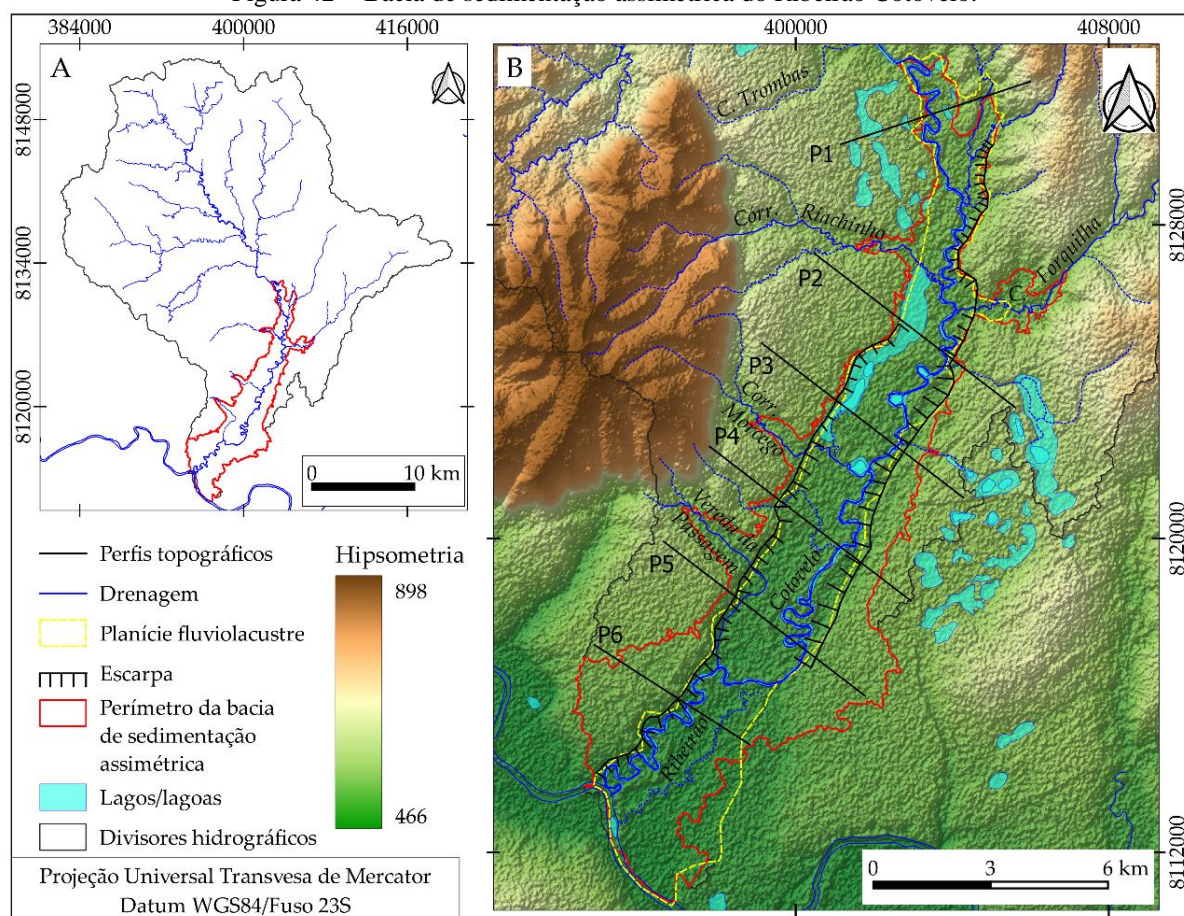
5.6.4.1 Meandros comprimidos e drenagem assimétrica no vale do Ribeirão Cotovelo

No baixo vale do Ribeirão Cotovelo a acumulação sedimentar se processa de modo anômalo, em ambiente apenas discretamente inclinado em direção à foz do canal (inclinação = 0,17%), de forma retangular, alongado e orientado na direção e sentido NE-SW (Figura 44), com 21,6 km de comprimento e 3 km de largura média (relação comprimento/largura = 7,2); em seu interior, por sua vez, há uma calha deprimida, de forma também alongada, delimitada por bordas escarpadas em ambas as margens, portanto, confinada; essa calha acomoda uma planície fluvialacustre com 21,6 km de comprimento e 1,95 km de largura média (relação comprimento/largura = 11,08), na qual alguns setores do canal evoluem por avulsão

Dentro de sua planície sedimentar, o Ribeirão Cotovelo descreve um curso meandrante, com 40,01 km de extensão, o que lhe atribui índice de sinuosidade de 1,98. Na área ocorrem numerosas marcas de paleocanais perceptíveis tanto sobre imagens de satélite quanto em campo, diversos lagos de meandros abandonados, sendo alguns meandros com curvatura bastante acentuada e cujos pescoços estão próximos de serem rompidos, o que brevemente levará ao abandono de outros trechos de canal e à formação de novos lagos.

Outra consequência da hidrodinâmica no interior da bacia sedimentar, é deslocamento do canal do Ribeirão Cotovelo em direção às suas margens (Figura 42); há dois setores bem marcados nesse sentido: no setor de montante o canal está deslocado em direção à margem esquerda; no setor de jusante o canal está deslocado em direção à margem direita, o que se traduz na assimetria do baixo vale; nestes dois trechos a planície de sedimentação está virtualmente ausente junto às margens ocupadas pelo canal (Perfil topográfico 4). Esse deslocamento do canal em direção à margem esquerda explica a pequena extensão de seus contribuintes deste setor da bacia; o córrego Grota do Cemitério e o córrego de primeira ordem que drena a Reserva Legal da Fazenda da V&M, possuem, ambos, menos de 2 km de comprimento. Esses dois canais nascem sobre o baixo divisor meridional da bacia, sustentado por sedimentos aluviais com abundante presença de cascalhos e com presença de lagoas temporárias e áreas de hidromorfismo.

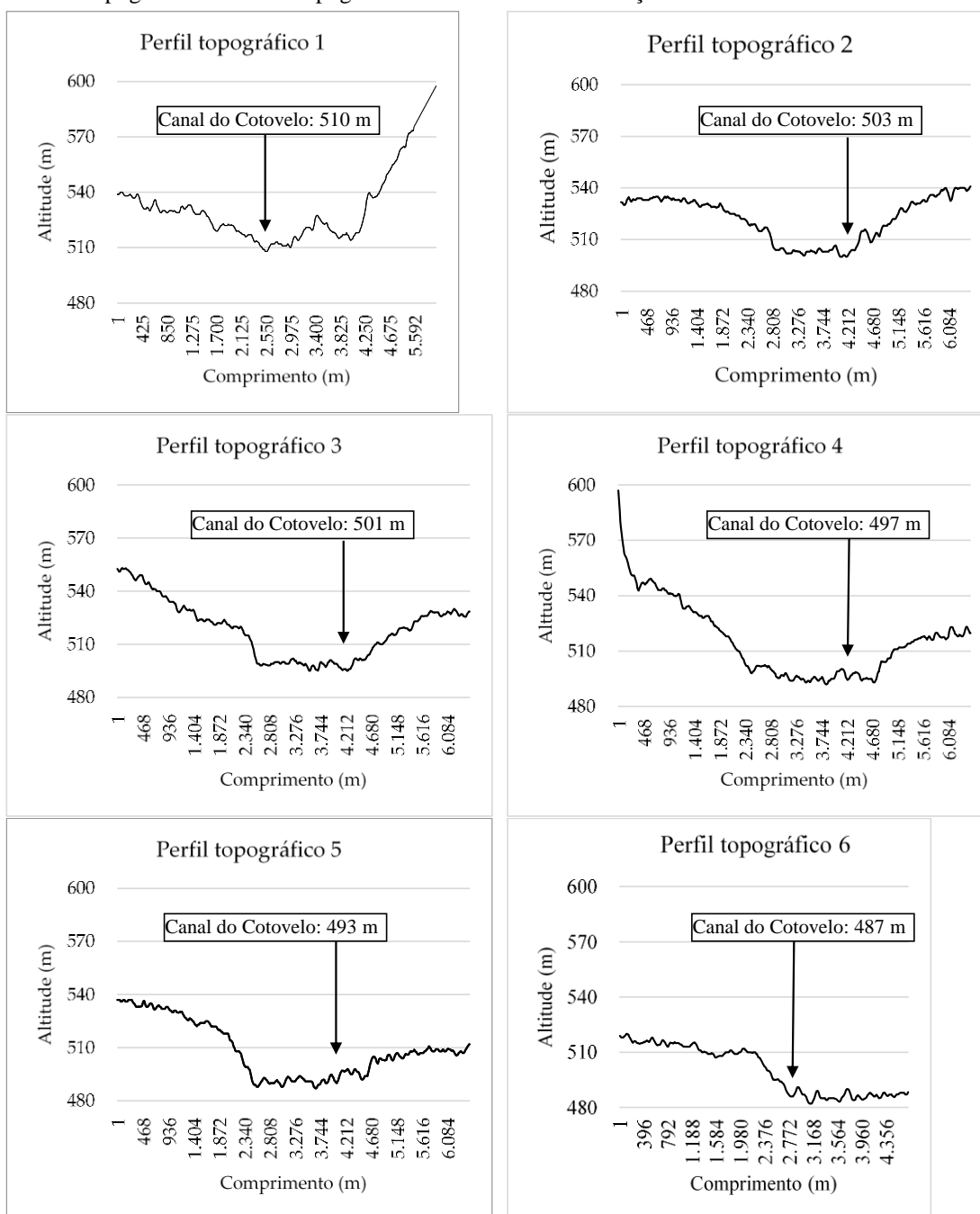
Figura 42 - Bacia de sedimentação assimétrica do Ribeirão Cotovelo.



A) Localização da bacia de sedimentação assimétrica em relação à bacia do Ribeirão Cotovelo. B) Enquadramento da bacia de sedimentação assimétrica em relação à drenagem. Localização dos perfis topográficos.

Já na margem oposta os tributários são comparativamente mais longos; a Vereda da Passagem possui 4,6 km; o córrego sem nome que drena a Fazenda Experimental da Codevasf possui 4,2 km; o Córrego do Morcego possui extensão de 7 km; e o Córrego Riachinho tem cerca de 9,1 km. Os demais contribuintes da margem direita nascem nas bordas Leste e Sudeste da Serra do Boqueirão e fluem nas mesmas direções. Esses cursos nascem na escarpa E-SE da Serra do Boqueirão, atravessam e dissecam um patamar de relevo plano, sustentado por espessos pacotes de seixos com abundante matriz arenosa; esse patamar mostra-se a suavemente inclinado em direção à planície fluvial.

Perfil topográfico 4 - Perfis topográficos da bacia de sedimentação assimétrica do baixo Cotovelo.



Os perfis estão ordenados de montante (P1) para jusante (P6). Notar que ao longo do percurso, o canal do Ribeirão Cotovelo encontra-se preferencialmente, próximo à sua margem esquerda, exceto no perfil 1, que descreve o relevo próximo à foz, junto ao Rio Paracatu. Observar, também, que em o talvegue está situado em partes mais altas da planície.

Essa condição de cursos em canais curtos e de alta energia explica a existência de vales encaixados em gargantas dissecadas, as quais expõem antigos depósitos aluviais, localmente, com até 8 metros de espessura. Porém, o médio e alto vale destes canais corre encaixado em leito rochoso correspondente às formações pelíticas e pelito-carbonatadas das Formações Três Marias e Serra da Saudade; esse embasamento metassedimentar apresenta estágios variados de

intemperismo, os quais se traduzem em níveis diferenciados de resistência à incisão fluvial. Essa resistência diferencial é complementada pela provável instalação de falhas normais na vertente leste da Serra do Boqueirão, adjacentes à zona de cisalhamento, de orientação geral Norte-Sul e expressão visual na paisagem na forma *knickpoints*.

Atualmente, é expressiva a dissecação do leito encaixado nesse substrato rochoso, como pode ser observado no setor de montante da planície sedimentar, junto à ponte da estrada de acesso à comunidade de Riacho da Onça, onde o canal do Ribeirão Cotovelo disseca até 7 m de rocha e expõe, acima deste nível, terraço com 3 metros de espessura.

Assim, a forma retangular da planície sedimentar, os limites verticais de suas bordas, na forma de degraus com até 15 m de altura nas duas margens, a condição confinada do canal em seu interior, a morfodinâmica deste setor do canal controlada por avulsão, a dissecação agressiva pelo canal do Cotovelo em seu leito rochoso, no setor de montante da planície e a posição desta planície orientada na mesma direção dos lineamentos crustais associados ao evento tectônico Cenozoico, são evidências que apontam para a provável existência de um bloco subsidente que acomoda uma bacia sedimentar de idade Quaternária Superior a Holocênica no baixo vale do Ribeirão Cotovelo. O trecho de canal meandrante confinado na planície fluviolacustre seria a consequência de sua adaptação à configuração morfológica dessa bacia.

A migração lateral do canal no interior da planície fluviolacustre, nos dois trechos indicados, parece ser consequência de dinâmica sedimentar, portanto resultado de avulsão.

5.6.5 Tributários farpados, cotovelos de capturas, vales secos e desvios

Capturas fluviais são fenômenos hidrogeomorfológicos caracterizados por processos que levam ao desvio de canais fluviais de suas bacias originais para bacias adjacentes, definidos por balanços desequilibrados de área, carga sedimentar e vazão (CHRISTOFOLETTI, 1975; OLIVEIRA, 2010). Neste contexto, tributários farpados são citados na literatura como feições indicativas da inversão da direção da drenagem, comumente decorrente de processos de captura fluvial (BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; ALVES *et al.*, 2018). A ocorrência de vales secos, baixos interflúvios e inversões do sentido da drenagem que possam sugerir capturas e desvios são fatos raros nas bacias dos Rios Paracatu e Urucuia. A captura mais expressiva na área corresponde à incorporação das cabeceiras do Rio Preto pela bacia do Rio Paracatu (CHEREM

et al., 2014). As feições que melhor se relacionam aos desvios podem ser observadas nos vales do Ribeirão Cotovelo e dos formadores dos rios da Prata, do Sono e no interflúvio do Rio Abaeté, embora este último não seja contribuinte da bacia do Rio Paracatu.

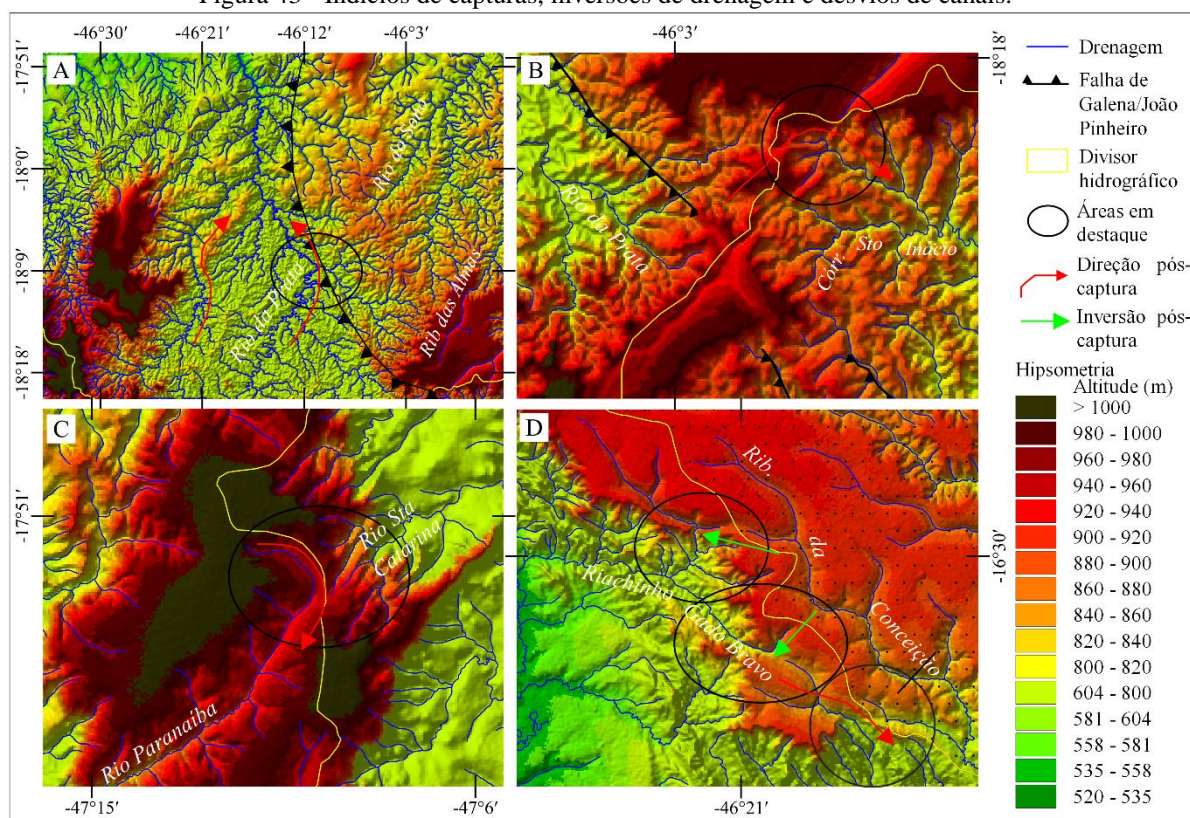
O Ribeirão Cotovelo tem esse nome porque descreve um curso que faz uma grande curva em seu setor intermediário, mudando a direção geral de NW-SE para NE-SW; contudo, não exibe um cotovelo bem pronunciado. A mudança de direção no canal ocorre a partir do ponto em que o curso abandona o leito rochoso orientado estruturalmente, portanto, escapa ao controle da Zona de Cisalhamento NNW-SSE (CPRM 2003a; 2003b); a partir daí, passa a correr encaixado em leito sedimentar que constitui sua planície fluviolacustre. A consequência direta desse rearranjo da drenagem torna o Ribeirão Cotovelo um tributário farpado do Rio Paracatu.

Evidências morfológicas sustentam a hipótese do desvio do canal do Ribeirão Cotovelo. Inicialmente, o interflúvio da margem esquerda configura-se como um amplo platô, baixo (situado apenas 42 m acima do nível atual da planície de sua inundação), excepcionalmente plano e constituído por fácies arenosas e seixos em abundância, o que caracterizaria um terraço. Em segundo lugar, esse interflúvio possui diversas lagoas temporárias, orientadas na direção N-S e alinhadas com os canais atuais do Ribeirão Cotovelo (ao Norte) e do Córrego das Pedras (ao Sul). Além disso, a partir do processamento do MDE foi possível verificar a existência de caneluras na topografia, na área ocupada pelas lagoas, orientadas na direção N-S e, também, alinhadas com os canais do Ribeirão Cotovelo e Córrego das Pedras. Com base nesses argumentos, infere-se a existência de um paleovale do Ribeirão Cotovelo drenando diretamente para o Sul, em direção ao atual canal do Córrego das Pedras; esse paleocanal foi desviado para Oeste e o Córrego das Pedras seria seu vale abandonado.

Outro local no qual se observam feições de desvio da drenagem é no interflúvio Prata–Sono–Abaeté, na Serra das Paineiras, no Planalto da Mata da Corda e no oeste do Chapadão dos Gerais (Figura 43). Esses compartimentos constituem os divisores meridionais da bacia do Rio Paracatu. Localmente, as cabeceiras de drenagem do Rio Abaeté e do seu tributário (Rio São Bento, ao Sul) parecem ter capturado as nascentes dos Rios Prata e Santo Antônio (ao Norte). Essa captura fez com que parte das drenagens passasse a correr diretamente para o Rio São Francisco. As bacias e talwegues de pequena ordem exibem diversos cotovelos indicando a mudança abrupta de direção do fluxo de NE para SE e S; há também numerosos vales secos. Por fim, localmente, os cursos de primeira e segunda ordem exibem orientação SW-NE,

conforme pode ser observado no arranjo da drenagem da bacia do Rio do Sono, devido ao controle exercido por estruturas correlacionadas aos eventos tectônicos Mesozoico e Cenozoico (HASUI, 1990; HASUI; HARALYI, 1991; CAMPOS; DARDENNE, 1997), reforçando a hipótese de um traçado antigo; contudo, essa direção é rompida pela erosão remontante dos formadores do Rio Abaeté, de modo que os cursos são forçados a drenar para SE, ajustando-se a linhas de fraqueza das zonas de falha de Galena e Traçadal e suas estruturas adjacentes (FRAGOSO *et al.*, 2011).

Figura 43 - Índícios de capturas, inversões de drenagem e desvios de canais.



A) Trecho do Rio da Prata estruturalmente controlado pela Falha de Galena; a área indicada pelo círculo destaca a mudança de direção no curso do Rio da Prata, imposta pela Falha de Galena. B) Detalhe do divisor meridional da bacia do Rio Paracatu, no Chapadão dos Gerais; o círculo mostra nascentes do Rio da Prata e do Rio Santo Antônio e cotovelos nas nascentes do Córrego Santo Inácio; os cotovelos a captura e o desvio da drenagem em direção à bacia do Rio Abaeté (ao sul). C) Nascentes da bacia do Rio da Prata, no Planalto da Mata de Corda, próximo ao interflúvio de tributário do Rio Paranaíba (bacia do Rio Paraná); a presença de cotovelos configura indícios de captura e inversão de drenagem em direção ao Rio Paranaíba (a sudoeste). D) Divisor da drenagem Urucua (norte) e Paracatu (sul), na Serra Geral do Rio Preto; os círculos destacam indícios de captura sugerido pelo desvio e pela inversão da direção das drenagens, presença de vales secos e cotovelos pronunciados.

Do mesmo modo, o arranjo da morfologia, a orientação dos cursos principais na direção SW-NE, assim como a existência de fraturas associadas ao evento tectônico Mesozoico e orientadas nessa mesma direção (HASUI; HARALYI, 1991), sugerem que o alto vale do Rio da Prata foi, no passado, parte da bacia do Rio do Sono. Como hipótese, aparentemente, um proto-Rio da

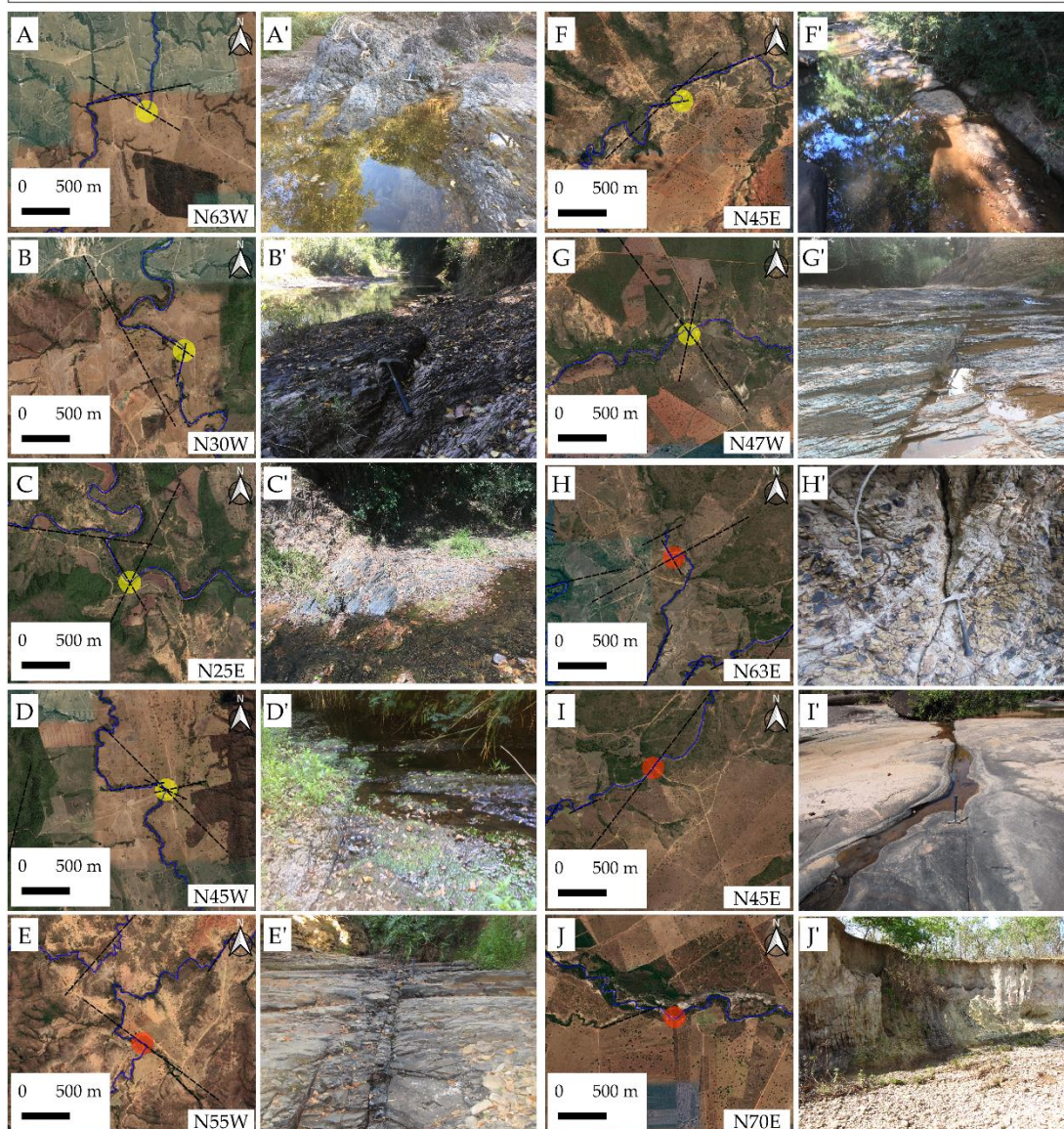
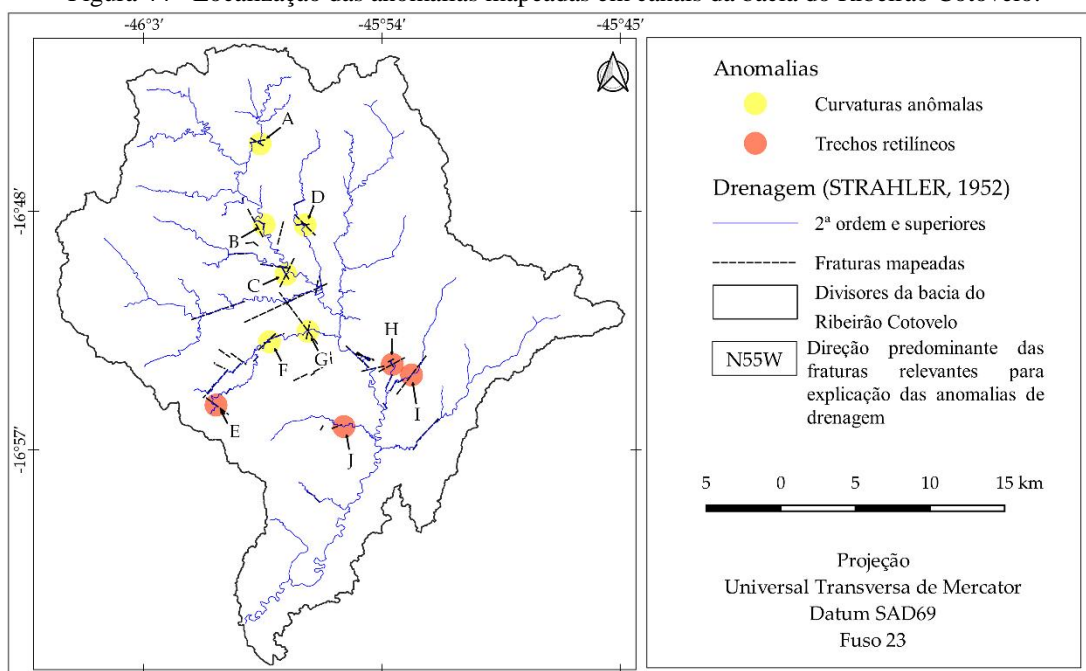
Prata teria avançado, por erosão remontante em direção à falha de Galena, até capturar as nascentes do Rio do Sono e de seus principais tributários, o Córrego das Almas e o Rio Santo Antônio.

5.7 ANOMALIAS DE DRENAGEM NA BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO

Como recorte espacial, realizou-se uma campanha de campo ao longo dos canais da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo, durante a qual foram vistoriadas feições identificadas em mapas e sobre imagem de satélite; dois tipos recorrentes de anomalias apresentaram grande recorrência durante esta análise; curvaturas anômalas e segmentos de canal retilíneos (Figura 44).

Como condição geral da bacia, os canais correm encaixados em leitos rochosos, instalados sobre grande variedade de rochas sedimentares e metassedimentares do Grupo Bambuí (Formações Três Marias, Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré), tais como arenitos, arenitos arcoseanos, calcários finos, calcarenitos, calcirruditos, calcilutitos, siltitos, siltitos argilosos, argilitos, entre outras; os termos litológicos mais abundantes apresentam teores elevados a médios de carbonatos. Suas estruturas sedimentares primárias foram modificadas pela tectônica Paraopeba, de caráter rúptil, dúctil e cisalhante (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985). Além disso, nas cotas mais baixas, onde afloram amplamente, os arenitos finos da Formação Serra da Saudade exibem intenso processo de esfoliação esferoidal, gerando feições de descamação concêntrica (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c). Em conjunto, essas características do substrato constituem os fatores principais que determinam a orientação geral dos canais e forçam curvas derivadas de dobras, mergulhos e zonas de fraquezas da rocha. Uma terceira explicação para o arranjo dos canais advém da existência de uma densa malha de fraturas, as quais cortaram a estrutura primária da rocha e criaram novas linhas de fraqueza, impondo o rearranjo à drenagem. Tentativas de se determinar as idades dessas fraturas foram ignoradas até o momento, concordando-se por ora com aquelas cronologias apresentadas na literatura.

Figura 44 - Localização das anomalias mapeadas em canais da bacia do Ribeirão Cotovelo.



Os encartes mostram exemplos de traçados anômalos, contendo a indicação das fraturas mapeadas em cada local e as medidas das direções estruturais relevantes para a explicação das anomalias. A) Curvatura anômala no alto vale do Ribeirão Cotovelo. b) Curvatura anômala no alto Vale do Ribeirão Cotovelo, a jusante da foz do Córrego Capivara. C) Curvatura anômala no médio vale do Ribeirão Cotovelo, a jusante da foz do Córrego Alegre. D) Curvatura anômala no Córrego Terra Vermelha. E) Trecho retilíneo no alto vale do Córrego Mocambinho. F) Trecho retilíneo no médio vale do Córrego Mocambinho. G) Curvatura anômala no baixo vale do Córrego Mocambinho. H) Trecho retilíneo no Córrego Mangal. I) Trecho retilíneo no Córrego Assapeixe. J) Córrego Riachinho. Fotografias: Mário T. R. Bragança.

Finalmente, em locais de pronunciado controle litoestrutural, importantes trechos de canais foram pavimentados por cascalhos e matacões (comprimento médio variando entre 10 e 30 cm), criando *knickpoints* que impressionam por sua extensão e resistência à dissecação.

Como consequência da justaposição destes processos e características das rochas, tem-se uma organização geral da rede de drenagem que configurou um padrão dendrítico, localmente interrompido por mudanças de direção controladas por duas direções estruturais associadas às fraturas. A direção principal orienta-se NNW-SSE a NW-SE e deriva do ciclo tectônico Brasileiro e da gênese da Faixa Móvel Brasília (ALMEIDA, 1977; ALKMIM *et al.*, 1993). A direção secundária registra o ciclo tectônico Cenozoico, cuja orientação SW-NE controla a direção da drenagem de menor ordem e instalada nos níveis topográficos mais elevados (CAMPOS; DARDENNE, 1997).

Os encartes de imagens de satélite e os registros fotográficos (Figura 45) documentam o fraturamento das estruturas primárias da rocha, em locais nos quais são configuradas anomalias de traçado nos canais do Ribeirão Cotovelo e dos Córregos Terra Vermelha, Mocambinho, Mangal e Assapeixe (Locais A, B, C, D, E, F, G, H, I). A título de exemplo, o canal do Ribeirão Cotovelo faz uma curva de 140° em seu alto vale, no local onde as camadas da rocha são cortadas por uma fratura de direção N63W; já o Córrego Mangal faz uma curva acentuada de 90° devido à existência de uma fratura de direção N63E; na sub-bacia do Córrego Mangal foram mapeadas diversas fraturas com direção geral N10-35E, com mergulho variando 40-80 NW. Nestes locais, ora o rio entalha o substrato na direção da inclinação das camadas (drenagem consequente), ora disseca o leito em direção oposta às camadas (drenagem obsequente); por fim, há canais que drenam encaixados nas estruturas (drenagem subsequente) (MAGALHÃES JR *et al.*, 2020).

Trechos retilíneos de canal experimentam forte controle de fraturas de direção N55W e N45E, respectivamente, no Córrego Mocambinho (Locais E, F) e na direção N45E, no Córrego

Assapeixe; trata-se de locais onde a dissecação fluvial ajustou-se e expôs extensivamente a zona de fraqueza da rocha, justaposta à esfoliação esferoidal. Por outro lado, o Córrego Mocambinho aproveita uma zona de fraqueza criada pelo cruzamento de duas direções (N47-55W e N13-18E) para mudar a direção (Local G), porém, escapa a ambas e segue o curso, ajustando-se à inclinação das camadas da rocha (drenagem subsequente).

Em outros trechos do canal do Cotovelo e dos tributários observa-se a pavimentação do canal por seixos e calhaus, acumulados a montante de controles litoestruturais que ainda impõem resistência à dissecação. Essa feição foi registrada no canal do Ribeirão Cotovelo, onde alcança até 60 cm de altura, bem como no canal do Córrego Riachinho (Local J), onde acompanha a inclinação do leito. Em ambos os casos o entalhamento dos cursos já alcançou as formações Pré-Cambrianas subjacentes; é relevante notar que os dois cursos mudam de direção a jusante desses controles. No canal do Córrego Riachinho a curva coincide exatamente com o cruzamento das camadas verticalizadas do substrato rochoso. Já o Cotovelo inflete 90° ao alcançar a aba de uma dobra que atravessa perpendicularmente seu leito.

Essa complexidade de fatores condicionantes do traçado dos canais é consequência da justaposição ou da sobreposição de dois ou mais destes fatores supramencionados; em alguns casos, é possível afirmar quando um deles se sobressai em relação aos demais; contudo, na maior parte das vezes tal separação torna-se complexa e desnecessária. A esse respeito, menciona-se os exemplos do Ribeirão Cotovelo (Local A) e dos Córregos Terra Vermelha (Local D), Mocambinho (Local G) e Mangal (Local H), nos quais os cursos correm encaixado em leito rochoso e fazem curvas com ângulos próximos dos 90°, ao encontrarem fraturas que forcem as mudanças de direção. Situações mais complexas podem ser observadas no Ribeiro Cotovelo (Locais B, C) e no Córrego Mocambinho (Local G), nos quais a estrutura primária da rocha controla mais fortemente a direção da drenagem e onde, percebe-se, os canais atravessam perpendicular e ortogonalmente as fraturas e as camadas da rocha.

5.8 ÍNDICES GEOMÓRFICOS

Uma completa rede de drenagem e uma densa base de dados geométricos básicos (Tabela 5) gerada automaticamente a partir das rotinas de processamento do MDE Alos-Palsar constituíram-se no suporte para a criação de mapas básicos da bacia do Ribeirão Cotovelo, abrangendo seus principais tributários; essa base de dados configurou-se no ponto de partida

para posteriores cálculos e análises de natureza geométrica, morfométrica e geomórfica. Subsequentemente, esses dados foram usados para computar os parâmetros morfométricos (Tabela 6), índices morfométricos (Tabela 7) e índices geomórficos (Tabela 8), os quais sustentaram as análises espaciais e hidrológicas da bacia do Cotovelo em sua totalidade e de suas sub-bacias tributárias, individualmente. Além disso, parâmetros morfométricos lineares foram computados para rios e sub-bacias, relacionados aos padrões de canais, densidade de drenagem, grau de incisão dos rios e dissecação da paisagem.

Tabela 5 - Dados geométricos básicos do Ribeirão e da bacia do Cotovelo, assim como de seus tributários e respectivas sub-bacias

Bacias/sub-bacias	S _{ord} ⁽¹⁾	h ⁽²⁾	H ⁽³⁾	Δh ⁽⁴⁾	L ⁽⁵⁾	P ⁽⁶⁾	n ⁽⁷⁾	A ⁽⁸⁾	Lt ⁽⁹⁾	Lcd ⁽¹⁰⁾	Ld ⁽¹¹⁾
Cotovelo	7	481	830	349	60,690	208,800	7,194	788.10	2,253,565	43,300	43,460
Forquilha	5	504	739	235	23,460	66,780	930	92.37	262,713	18,600	19,200
Assapeixe	5	509	742	233	15,760	41,730	394	39.37	118,825	12,200	12,400
Caçara	5	533	791	258	10,910	32,610	291	32.17	88,746	8,500	8,900
Morro Redondo	6	522	849	327	25,060	67,210	752	82.66	232,291	17,400	19,000
Terra Vermelha	4	527	809	282	15,590	33,620	246	26.50	72,957	11,700	12,100
Capivara	5	557	845	288	12,650	35,230	363	42.42	115,705	8,300	10,000
Tapioca	4	518	819	301	10,210	26,310	139	16.12	41,018	7,800	8,000
Alegre	4	525	816	291	12,510	31,940	230	25.82	66,283	10,000	10,900
Cana-brava	6	504	781	277	23,600	71,750	1,040	113.40	300,937	18,100	17,900
Mocambinho	5	523	772	249	1,770	45,870	503	52.71	144,136	11,000	12,130
Trombas	4	533	791	258	6,108	18,050	73	9.15	29,689	5,000	5,220
Riachinho	4	518	790	272	12,510	32,170	239	24.69	65,138	9,200	9,520

Fonte: Dados obtidos por processamento digital do MDE Alos-Palsar. ⁽¹⁾ Sord: Ordem do canal (Strahler, 1952); ⁽²⁾ h: altitude da foz; ⁽³⁾ H: altitude da nascente; ⁽⁴⁾ Δh: gradient topográfico; ⁽⁵⁾ L: comprimento do canal (m); ⁽⁶⁾ P: perímetro da bacia (m); ⁽⁷⁾ n: número total de trechos de canais entre duas confluências; ⁽⁸⁾ A: área da bacia (km²); ⁽⁹⁾ Lt: comprimento total dos canais (m); ⁽¹⁰⁾ Lcd: distância vetorial entre a nascente e a foz do canal (m); ⁽¹¹⁾ Ld: distância vetorial entre os pontos extremos da bacia (m).

Dado que o Ribeirão Cotovelo possui 12 tributários com destacadas características adequadas à investigação geomorfológica ora proposta, as descrições analíticas de caráter geomorfométrico foram apresentadas de um ponto de vista comparativo.

Baseado no cômputo da ordem dos canais (STRAHLER, 1952), o Cotovelo foi classificado como uma bacia de 7^a ordem; os demais tributários foram enquadrados entre 4^a e 6^a ordem (Tabela 6). Ressalta-se que o maior número de segmentos de canais está concentrado entre as correntes da 2^a ordem.

O comprimento total médio dos canais é mais alto entre aqueles de 1^a ordem e muito baixo entre os de 2^a ordem. Então, esse comprimento sofre um incremento significativo entre os canais de 3^a ordem e decresce progressivamente até os canais de 7^a ordem (Tabela 6). Desvios nestes parâmetros podem ser consequência de mudanças na litologia - uma feição característica da

zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b) -, gradiente topográfico acentuado ou predomínio de vertentes curtas e íngremes que controlam a forma do canal fluvial e a forma da rede de canais da bacia (GIAMBONI *et al.*, 2005), fatores recorrentes no interior da bacia do Ribeirão Cotovelo.

Tabela 6 - Parâmetros morfométricos do rede de drenagem de drenagem da bacai do Ribeirão Cotovelo: ordem, número e comprimento de canais: valores absolutos e relativos

Ordem dos canais	Canais		Comprimento dos canais	
	Número	Porcentagem (%)	Comprimento (km)	Porcentagem (%)
1 st	3,613	35.5	1,176	67.8
2 nd	4,694	46.0	55	3.2
3 rd	901	8.8	254	14.6
4 th	484	4.7	136	7.8
5 th	295	2.9	75	4.3
6 th	116	1.1	3	0.2
7 th	97	1.0	36	2.1

Fonte: Dados obtidos por processamento digital do MDE Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5 m.

Os valores da integral hipsométrica (HI) para as sub-bacias estudadas variou entre 0,19 e 0,53 (Tabela 7). Valores baixos de HI indicam áreas antigas e mais erodidas; já valores mais elevados sugerem áreas jovens e menos erodidas (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). Três tendências específicas foram observadas neste estudo: *primeiro*, seis sub-bacias produziram valores de HI < 0,40 (Ribeirão Cotovelo; Córregos Morro Redondo, Terra Vermelha, Mocambinho, Trombas e Riachinho); *segundo*, cinco sub-bacias produziram valores intermediários $0,40 \leq HI < 0,50$ (Córregos Capivara, Tapioca, Forquilha, Alegre e Caiçara); *finalmente*, duas sub-bacias produziram valores mais elevados, sendo $HI \geq 0,50$ (Córregos Assapeixe e Caiçara). Com exceção do Córrego Cana-brava, todos os demais drenam bacias pequenas e os valores de HI indicam que os canais correm sobre litologias mais resistentes. Especialmente os valores elevados de HI, obtidos para os Córregos Assapeixe e Caiçara indicam dissecação ativa, talvez de áreas rejuvenescidas; esses resultados são consistentes com análogos obtidos nas bacias sedimentares do Araripe e da Paraíba, onde valores de $HI \geq 0,50$ foram usados para selecionar sub-bacias mais propensas à erosão e sustentaram a hipótese de ocorrência de atividade neotectônica em um índice composto (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2015; OLIVEIRA *et al.*, 2018).

A razão de relevo (Rr) indica um cenário variável entre as várias sub-bacias tributárias do Ribeirão Cotovelo ($Rr < 0,042$); em geral, os valores são baixos e sugerem uma paisagem intensamente dissecada com baixa probabilidade de cheias rápidas e intensas. O Córrego

Mocambinho, contudo, apresenta um resultado bastante discordante (0,141), expressão de vertentes íngremes elaboradas por processos erosivos ativos.

Os valores de frequência de rios (Sf) da bacia do Ribeirão Cotovelo e de suas sub-bacias variam entre 8,0 km/km² a 10,1 km/km², o que pode indicar a predominância de superfícies impermeáveis ou menos permeáveis e resistentes; esse padrão de permeabilidade associa-se, principalmente, aqueles setores da bacia constituídos por camadas rochosas sedimentares e metassedimentares, tais como os siltitos e os argilitos das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, bem como os arenitos finos a médios da Formação Três Barras; além disso, correlacionam-se com uma morfologia ondulada ou de colinas dissecadas, com valores mais altos e grosseiros (SMITH, 1950) de densidade de drenagem (2,5 km/km² a 3,2 km/km²). Na área de estudo, essas feições ajustam-se a estratos rochosos sedimentares e metassedimentares e confirmam a heterogeneidade geológica característica do noroeste de Minas Gerais. Além disso, valores altos de densidade de drenagem (Dd > 2,50 km/km²) correlacionaram-se bem com estruturas reativadas e processos erosivos rejuvenescidos ao longo de zonas de fraqueza e blocos basculados, provavelmente devido à atividade neotectônica (HIRUMA; PONÇANO, 1994).

Tabela 7 - Valor médio da integral hipsométrica, razão de relevo, frequência de canais ou frequência de rios; densidade de drenagem. Dados da bacia e do canal do Ribeirão Cotovelo, seus tributários e respectivas sub-bacias.

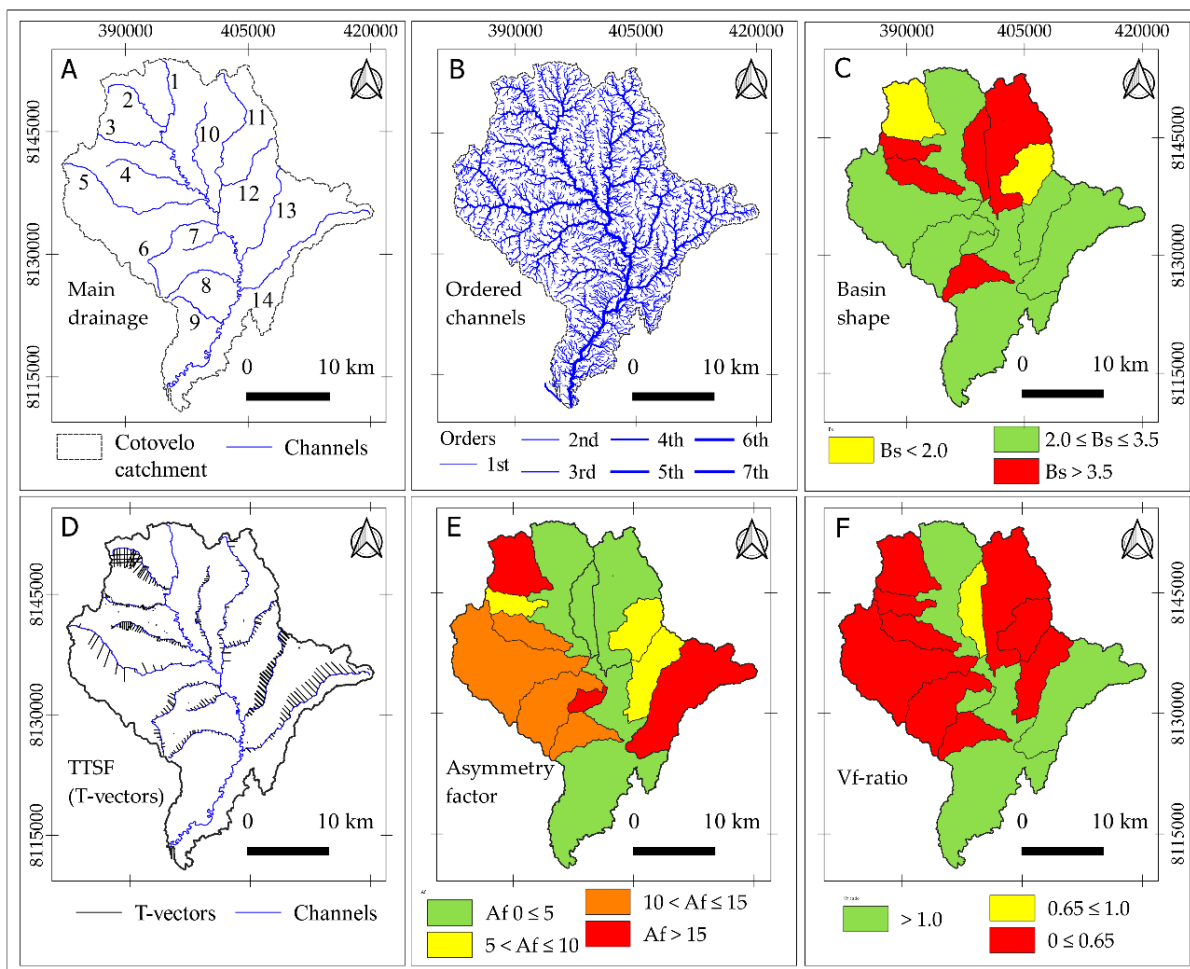
Bacias/sub-bacias	HI ⁽¹⁾	Rr ⁽²⁾	Sf ⁽³⁾	Dd ⁽⁴⁾
Cotovelo	0.19	0.006	9.1	2.9
Forquilha	0.44	0.010	10.1	2.8
Assapeixe	0.53	0.015	10.0	3.0
Caçara	0.50	0.024	9.0	2.8
Morro Redondo	0.31	0.013	9.1	2.8
Terra Vermelha	0.25	0.018	9.3	2.8
Capivara	0.47	0.023	8.6	2.7
Tapioca	0.47	0.029	8.6	2.5
Alegre	0.42	0.023	8.9	2.6
Cana-brava	0.37	0.012	9.2	2.7
Mocambinho	0.26	0.141	9.5	2.7
Trombas	0.21	0.042	8.0	3.2
Riachinho	0.34	0.022	9.7	2.6

Note: ⁽¹⁾ HI, Integral hipsométrica; ⁽²⁾ Rr, razão de relevo ($\Delta h/L$); ⁽³⁾ Sf, frequência de canais ou frequência de rios (n/A); ⁽⁴⁾ Dd, densidade de drenagem (Lt/A).

A Figura 45 apresenta o mapeamento dos resultados obtidos para os parâmetros geomórficos, calculados para a bacia do Ribeirão Cotovelo e cada uma de suas sub-bacias, submetidas às análises. A Figura 45A identifica os canais principais; a Figura 45B mostra os canais ordenados pelo método de Strahler (1952) e mostra uma distribuição espacial bastante uniforme dos canais

no interior da bacia, sugerindo propriedades litológicas relativamente homogêneas, exceto para a zona de cisalhamento, onde a tectônica deformou estruturas primárias altamente complexas. Entretanto, numa inspeção visual, nenhuma área mais ou menos densamente drenada pode ser diferenciada.

Figura 45 - Representação espacial do Ribeirão Cotovelo, seus tributários e da densidade de drenagem da sub-bacia hidrográfica. Expressão espacial dos índices geomórficos calculados para o Ribeirão Cotovelo e seus canais e sub-bacias.



A) Identified channels: 1) Cotovelo) Cotovelo river, 2) Capivara Creek; 3) Tapioca Creek; 4) Alegre Creek; 5) Cana-brava Creek; 6) Mocambinho Creek; 7) Trombas Creek; 8) Riachinho Creek; 9) Morcego Creek; 10) Terra Vermelha Creek; 11) Morro Redondo Creek; 12) Caiçara Creek; 13) Assapeixe Creek; 14) Forquilha Creek. B) Automatically generated, ordered channels by the Strahler's (1952) method; C) Asymmetry factor index. D) Drainage basin shape index. E) Transverse topographic symmetry factor index; and F) valley floor width-to-height ratio. Red color highlights the sub-catchments with stronger evidence of structural control (passive and/or active)

5.8.1 Fator de Forma da Bacia

Três classes de formas das bacias (Figura 45C) foram observadas (Tabela 8). Valores elevados de Bs indicam bacias alongadas, típicas de áreas de relevo acentuado e vertentes íngremes;

valores baixos de Bs indicam bacias mais circulares, comuns em áreas de relevo baixo e colinas suaves (SCHUMM, 1956; CANNON, 1976). Assim, com base neste parâmetro, a possibilidade de controle estrutural é considerada comparativamente baixa na bacia do Córrego Capivara ($Bs < 2,0$), o que indica uma bacia de drenagem mais circular. Valores moderados ($2,0 \leq Bs \leq 3,5$) foram registrados nas bacias do Ribeirão Cotovelo e dos Córregos Caiçara, Cana-brava, Mocambinho e Trombas. Valores elevados ($Bs > 3,5$) indicam bacias de drenagem alongadas, provavelmente devido a controles estruturais, foram encontrados para os Córregos Forquilha, Morro Redondo, Terra Vermelha, Alegre, Riachinho e Tapioca; é provável que essas sub-bacias tenham sido influenciadas por estruturas reativadas. É importante e representativo que 6 de um total de 13 bacias parecem exibir comportamentos estruturalmente controlados de dissecação e incisão da drenagem. Ressalta-se que diferentemente das demais, somente as sub-bacias dos Córregos Terra Vermelha e Morro Redondo estão inteiramente inseridas na zona de cisalhamento Pré-Cambriana.

Tabela 8 - Índices geomórficos computados para o Ribeirão Cotovelo, seus contribuintes e respectivas sub-bacias

Bacias/sub-bacias	Bs ⁽¹⁾	Af ⁽²⁾	Vf-ratio ⁽³⁾	T-vector ⁽⁴⁾	RDE ⁽⁵⁾	Margem
Cotovelo	2.16	51.47	11.67	0.29	21,74	-
Assapeixe	3.98	59.94	0.52	0.54	20,58	Esquerda
Caiçara	2.38	42.12	0.12	0.13	19,85	Esquerda
Forquilha	3.99	70.57	1.25	0.39	19,06	Esquerda
Morro Redondo	4.23	45.40	0.24	0.19	25,10	Esquerda
Terra Vermelha	5.56	52.72	0.75	0.16	23,83	Esquerda
Alegre	4.54	62.51	0.10	0.58	33,68	Direita
Cana-brava	2.83	64.66	0.29	0.18	29,21	Direita
Capivara	1.95	68.20	0.34	0.44	20,58	Direita
Mocambinho	3.31	37.03	0.11	0.21	28,94	Direita
Riachinho	4.52	39.79	0.07	0.18	30,97	Direita
Tapioca	4.27	59.58	0.11	0.17	25,95	Direita
Trombas	3.41	25.30	1.14	0.24	26,07	Direita

Nota: ⁽¹⁾ Fator de forma da bacia (Bs), ⁽²⁾ Fator de Assimetria da Bacia (Af), ⁽³⁾ Relação entre a largura e altura do fundo de vale (Vf-ratio), ⁽⁴⁾ Fator de Simetria Topográfica Transversa (T-value), and ⁽⁵⁾ Razão Declividade-Extensão (RDE).

5.8.2 Fator de Simetria Topográfica Transversa

Os resultados do cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversa (T-Vector) mostraram diferenças internas entre as sub-bacias e tributários do Ribeirão Cotovelo e ao menos três padrões distintivos internos foram observados (Figura 45D). Assim, de acordo com esses padrões, os valores puderam ser agrupados em três classes (SAJADIAN *et al.*, 2015): Classe 1: $T < 0,2$ (nível baixo de inclinação); Classe 2: $0,2 \leq T < 0,4$ (nível moderado de inclinação) e Classe 3: $T \geq 0,4$ (nível acentuado de inclinação).

Os valores de T-vector indicam baixo nível de basculamento tectônico ($T < 0,2$) nas sub-bacias dos Córregos Caiçara, Morro Redondo, Terra Vermelha, Cana-brava, Riachinho e Tapioca. Valores de basculamento tectônico moderado ($0,2 \leq T\text{-vector} < 0,4$) foram encontrados nas sub-bacias dos Córregos Forquilha, Mocambinho e Trombas. Finalmente, o basculamento tectônico acentuado ($T\text{-vector} \geq 0,4$) foi indicado pelos valores característicos das sub-bacias dos Córregos Assapeixe, Alegre e Capivara. Aparentemente, este mergulho parece ser uma resposta aleatória a linhas de fraquezas estruturais. Entretanto, eles podem ser interpretados como resultantes do soerguimento de um bloco observado ao longo de uma linha que cruza os divisores da margem esquerda das sub-bacias dos Córregos Mocambinho e Morro Redondo. Além disso, os contribuintes de montantes da bacia do Cotovelo (Córregos Capivara, Alegre e Cana-brava) migraram em direção N-NE, o que parece ter sido causado por um ajuste a linhas de fraqueza estrutural Pré-Cambriana. Os contribuintes mais ao sul (Córregos Mocambinho, Trombas, Riachinho, Assapeixe e Forquilha) tiveram seus cursos desviados em direção sudeste, apontando a existência de um controle na direção SW-NE. Por fim, os Córregos Tapioca, Terra Vermelha, Morro Redondo e Caiçara ajustaram seus canais às direções estruturais da zona de cisalhamento. A análise de diversos rios no Sul e Sudeste do Brasil proporcionaram resultados análogos, mostrando a migração lateral dos canais devida a basculamento tectônico de blocos crustais (CAMOLEZI *et al.*, 2012; PAES; SILVA, 2017).

5.8.3 Fator de Assimetria de Bacia

Os valores absolutos do Fator de Assimetria de Bacia (A_f) variam entre 25,3 e 70,5 (Figura 45E; Tabela 8). De acordo com a literatura (SALVANY, 2004; PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2010), a análise destes resultados indica: $A_f < 5$ (bacias simétricas); $5 \leq A_f < 10$ (bacias suavemente assimétricas); $10 \leq A_f \leq 15$ (bacias moderadamente assimétricas); $A_f > 15$ (bacias fortemente assimétricas). A bacia do Ribeirão Cotovelo e as sub-bacias dos Córregos Terra Vermelha e Morro Redondo, seus tributários da margem esquerda, foram classificadas como *simétricas*, em razão dos baixos valores ($A_f < 5,0$); os três cursos ajustaram seus canais à direção norte-sul, encaixados nas estruturas da zona de cisalhamento Pré-Cambriana NNW-SSE.

As bacias dos Córregos Caiçara, Tapioca e Assapeixe foram classificadas como *suavemente assimétricas* ($5 \leq A_f < 10$). Entretanto, uma distinção precisa ser feita: Os Córregos Caiçara e Assapeixe são tributários da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo, têm nascentes na Serra

do Morro Redondo e correm em direção NE-SW; o Córrego Tapioca nasce na Serra do Boqueirão, na margem oposta do Ribeirão Cotovelo e correm direção E-SE.

Os Córregos Alegre, Cana-brava, Mocambinho e Riachinho, contribuintes da margem direita do Ribeirão Cotovelo, foram enquadrados na categoria de bacias *moderadamente assimétricas* ($10 < Af \leq 15$), o que indica provável basculamento de bloco. Os canais dos Córregos Cana-brava e Alegre foram deslocados em direção N-NE; os Córregos Mocambinho e Riachinho migraram para S-SE. Em ambos os casos a assimetria pode ser atribuída à configuração das estruturas Pré-Cambrianas no local.

Finalmente, os Córregos Capivara, Forquilha e Trombas integram à tipologia de bacias *fortemente assimétricas* ($Af > 15$), um forte indício de que os canais correm sobre blocos basculados. Por um lado, o impressionante deslocamento do Canal do Córrego Capivara em direção N-NE indica um ajuste às fraquezas estruturais da zona de cisalhamento NNW-SSE. Devido ao fato de serem canais de alta energia, os Córregos Capivara e Forquilha não construíram planícies aluviais. Ao contrário, fora da zona de cisalhamento, a migração dos canais dos Córregos Forquilha e Trombas em direção sudeste pode ser interpretada como uma forte evidência de um ajuste diferencial e singular a possíveis zonas de fraqueza do evento tectônico Cenozoico, bem como reforça a possível existência de um bloco basculado em direção sudoeste; essa inclinação induziria a erosão preferencial na margem direita das bacias dos Córregos Capivara, Assapeixe e Forquilha. Por fim, os Córregos Trombas, Riachinho e Assapeixe (e o Córrego Morcego, uma bacia pequena e não avaliada), sub-bacias com baixos valores do Fator de Assimetria, espalham sua carga de sedimentos sobre a planície de inundação do Ribeirão Cotovelo, na forma de um conjunto de leques aluviais paralelos e lateralmente imbricados. Atualmente, esses leques encontram-se sujeitos a incisão acentuada em razão de recente rebaixamento do nível de base na foz do Ribeirão Cotovelo; esse rebaixamento alcança as desembocaduras dos Córregos Cana-brava e Alegre.

5.8.4 Relação entre largura e altura do fundo de vale

A relação entre a largura e altura do fundo de vale (Vf-ratio) foi usada para investigar a existência de alguma possível evidência de reativação tectônica recente de estruturas Pré-Cambrianas e/ou estruturas provavelmente mais recentes e sua manifestação na bacia do Ribeirão Cotovelo e em suas sub-bacias (Figura 45F); os valores variaram 0,07 e 1,25 (Tabela

8). Valores elevados de Vf-ratio ($Vf\text{-ratio} > 1,0$) indicam vales em forma de U, alargados e amplamente preenchidos por sedimentos; valores baixos de Vf-ratio ($Vf\text{-ratio} \leq 1,0$) indicam vales em forma de V, dissecados (BULL; MCFADDEN, 1977; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008).

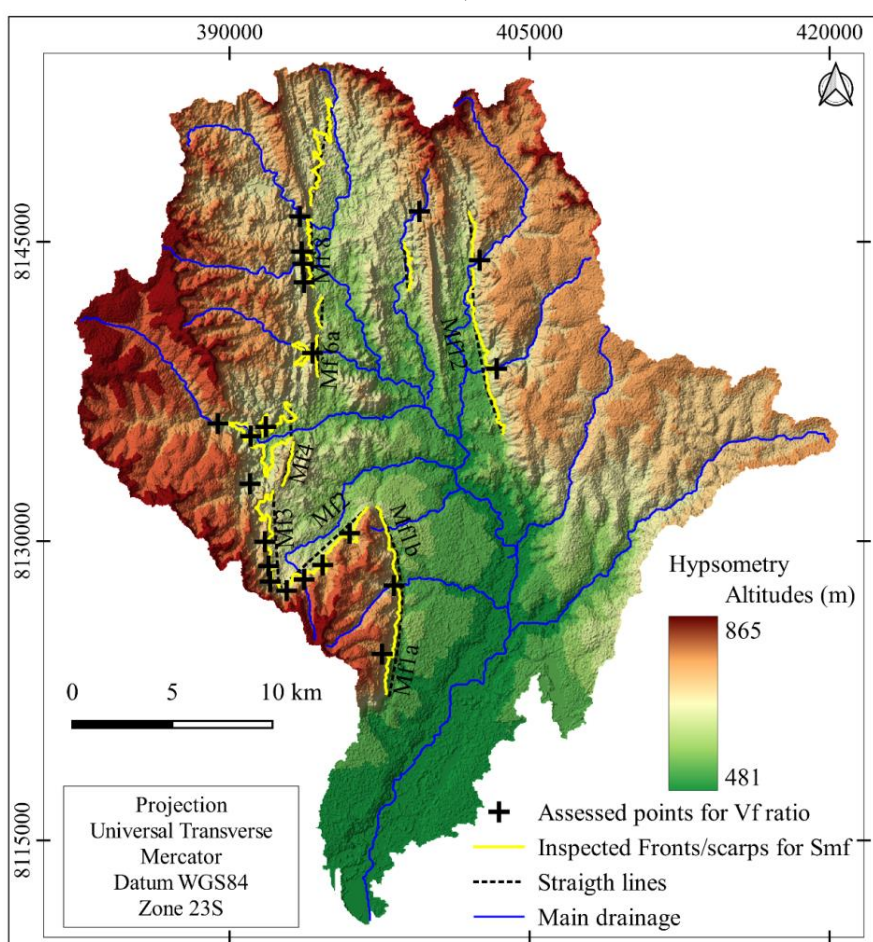
Os Córregos Riachinho, Alegre, Mocambinho, Tapioca, Caiçara, Morro Redondo, Cana-brava, Capivara e Assapeixe apresentaram os valores mais baixos para o índice ($0,07 \leq Vf\text{-ratio} \leq 0,52$); por essa razão, essas sub-bacias foram enquadradas na Classe 1, como tectonicamente ativas (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2010), isto é, bacias com cursos em condições de alta energia, posicionados na escarpa oriental da Serra do Boqueirão e na escarpa ocidental da Serra do Morro Redondo. Valores progressivamente mais altos de Vf-ratio indicam que os cursos dissecam ativamente seus leitos (SILVA *et al.*, 2003; PEDRERA *et al.*, 2009), influenciados pelo rebaixamento de seu nível de base (NTOKOS *et al.*, 2016), o que pode ser correlacionado com a retração da escarpa da Serra do Boqueirão. O Córrego Terra Vermelha exhibe valores comparativamente altos de Vf-ratio ($Vf\text{-ratio} = 0,75$), o que explica a dissecção discreta do canal, provavelmente resultante da subsidência da planície sedimentar do baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Os Córregos Trombas e Forquilha mostraram os valores mais elevados de Vf-ratio (1,14 e 1,25, respectivamente) entre as diferentes sub-bacias e ajustam-se à classe das frentes tectonicamente inativas (SILVA *et al.*, 2003).

Existe uma correlação clara entre os valores do índice Vf-ratio e a distribuição espacial das feições estruturais lineares; valores baixos surgem próximo às escarpas orientais da Serra do Boqueirão e escarpas ocidentais da Serra do Morro Redondo. Assim, os valores elevam-se à medida que se afastam dessas estruturas. Portanto, valores elevados de Vf-ratio estão localizados nos blocos elevados (hanging walls) das linhas de falhas do Boqueirão e do Morro Redondo (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c); já os menores ocorrem nos vales de fundo aluvial, principalmente, nas superfícies de antigos pedimentos, fluxos de detritos e fanglomerados. Aplicado a terrenos do litoral do Nordeste do Brasil, o índice Vf-ratio proporcionou resultados similares, suficientes para atestar o controle tectônico sobre as formas de relevo mais jovens (BARBOSA *et al.*, 2013; BARBOSA; FURRIER, 2017), com valores próximos àqueles calculados no entorno do Arco Helênico (NTOKOS *et al.*, 2016).

5.8.5 Sinuosidade da Frente de Montanha

De modo complementar, 8 frentes de montanha/escarpas selecionadas (Figura 46) foram analisadas usando o índice de sinuosidade de frente de montanha (BULL; MCFADDEN, 1977) e os canais isolados cruzando estas mesmas frentes foram objeto de análise pelo índice relação entre a largura e altura do fundo de vale. A Tabela 9 relaciona os resultados destes índices. Os valores de referência (RAMÍREZ-HERRERA, 1998; PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2003) para o índice sinuosidade de frente de montanha são: $S_{mf} < 1.4$ (frentes tectonicamente ativas); $1.4 \leq S_{mf} \leq 3.0$ (atividade tectônica pouco provável ou indefinida); e $S_{mf} > 3.0$ (frentes tectonicamente inativas).

Figura 46 - Mapa de escarpas/frentes de montanha avaliadas pelo Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha (S_{mf}) e indicação de canais isolados avaliados pelo Índice Razão entre largura e altura do fundo de vale (V_f -ratio)



Fonte: Processado a partir do MDE Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5 m.

Tabela 9 - Índice de sinuosidade de frente de montanha e relação entre altura e largura do fundo do vale para oito escarpas/frentes selecionadas

Frentes/escarpas	Canais avaliados	Smf	Vf-ratio		
			$n^{(1)}$	$\sigma^{(2)}$	Vf
Lmf-1 ^a	Córrego Morcego	1.88	14	1.87	1.56
Lmf-1b	Córrego Trombas	1.33	23	0.47	0.60
Lmf-2	Córrego Mocambinho – tributário	1.51	27	0.89	0.76
Lmf-3	Córrego Mocambinho	2.03	10	0.30	0.46
Lmf-4	Córrego Cana-brava	10.96	17	0.06	0.15
Lmf-6a	Córrego Alegre	2.55	9	0.12	0.20
Lmf-8	Córrego Tapioca	1.91	19	0.03	0.10
Lmf-12	Córrego Caiçara	1.33	9	0.01	0.06

Nota: ⁽¹⁾ n : número de vales avaliados para o cálculo do Vf-ratio. ⁽²⁾ σ : o desvio padrão do valor obtido de Vf-ratio.

Avaliando os valores do Vf-ratio para as escarpas selecionadas, observa-se pelos valores que 7 frentes fornecem valores médios agrupados de Vf-ratio < 1,0, o que indica uma agressiva incisão linear do leito e aponta para o soerguimento recente do compartimento do relevo (PEDRERA *et al.*, 2009). Somente uma frente teve valor médio elevado (Vf-ratio > 1,56), o que indica erosão lateral dominante e pequena incisão vertical do canal, afastando a ideia de soerguimento recente do relevo (KELLER; PINTER, 2002).

Sete frentes/escarpas (Tabela 6) apresentaram um intervalo amplo, porém coerente, nos valores, $0,99 \leq Smf \leq 2,55$ e uma resultou em um valor fora do esperado ($Smf = 10,96$). Em razão da grande uniformidade da litologia local, a variabilidade dos índices se deve ao controle estrutural passivo e, provavelmente, ativo devido à presença de estruturas dobradas e falhadas associadas à zona de cisalhamento Pré-Cambriana, assim como à existência de uma falha inversa no piemonte da Serras do Morro Redondo e dos Três Irmãos (CPRM; COMIG, 2003b; 2003c).

De acordo com os valores de referências propostos por Ramírez-Herrera (1998), Pérez-Peña *et al.* (2010), e Silva *et al.* (2003), duas frentes/escarpas (Lmf1b na margem direita e Lmf-12 na margem esquerda) apresentaram valores de $Smf < 1,4$, dentro do limiar que permite sua interpretação como “*provável registro de soerguimento recente*”. As demais cinco frentes/escarpas (Lmf-1a, Lmf-2, Lmf-3, Lmf-6a e Lmf-8, todas na margem direita) produziram valores intermediários de $Smf (1,4 \leq Smf \leq 3,0)$, indicando “*probabilidade média ou indefinida de soerguimento recente*”. Finalmente, a frente Lmf-4 (Córrego Cana-brava) resultou em $Smf = 10,96$, um resultado fora do esperado, que se explica pela configuração topográfica da sub-bacia; embora o canal atravessasse a escarpa em uma garganta relativamente profunda e estreita, a agressividade da erosão remontante em direção às cabeceiras criou uma ampla área de drenagem, acima da cota do *knickpoint* em foco.

5.8.6 Relação Declividade-Extensão

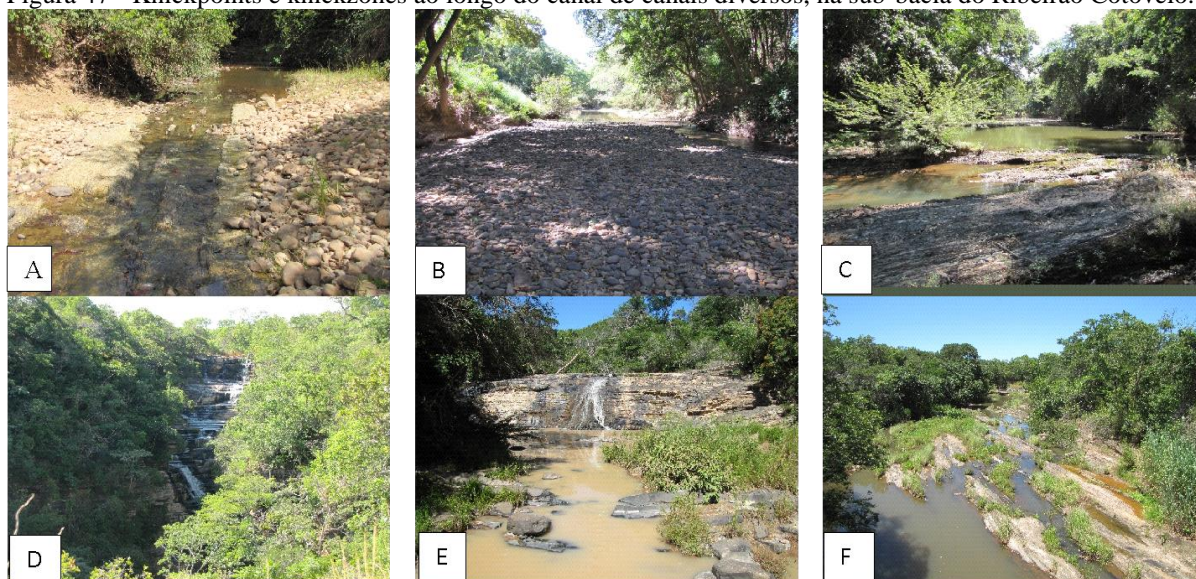
Com relação ao Índice Relação Declividade-Extensão (RDE), valores baixos correlacionam-se com canais drenando vales menos inclinados e têm sido usados para descrever áreas com tectônica de baixa intensidade ou tectonicamente inativas, assim como canais dissecando leitos rochosos menos resistentes à erosão (HACK, 1973; VIVEEN *et al.*, 2012). Valores altos de RDE são comumente sugestivos de áreas tectonicamente ativas (KELLER; PINTER, 1999), leitos rochosos resistentes à erosão, ou knickpoints migrando em direção a montante (BURBANK; ANDERSON, 2001; VIVEEN *et al.*, 2012).

Os valores resultantes foram organizados em três classes: $SL/K < 2.0$ (canal não anômalo), $2.0 \leq SL/K < 10.0$ (anomalia de 2ª ordem) e $SL/K \geq 10$ (anomalia de 1ª ordem), conforme proposto por Seeber e Gornitz (1983); esse enquadramento é obtido dividindo-se o valor do RDE de um segmento de canal (SL) pelo valor do RDE do canal inteiro (K); esses valores foram plotados, ponto a ponto, sobre o perfil longitudinal dos canais, contendo ainda a representação da geologia aflorante.

Como primeiro resultado, nota-se a significância dos valores intermediários ($2 \leq SL/K < 10$), os quais descrevem trechos de canais com anomalias de 2ª ordem. Os gráficos resultantes foram plotados sobre o MDE, o mapa de declividade e sobre a imagem de satélite Google Earth, para inspeção visual, levando em consideração também a experiência de campo (Figura 47); esse procedimento teve como propósito localizar knickpoints coexistindo com áreas de preenchimento sedimentar, transições entre diferentes tipos de rochas, falhas mapeadas e inferidas bem como lineamentos mapeados.

O valor do RDE computado para o canal do Ribeirão Cotovelo foi 22,25, indicando um provável desequilíbrio decorrente de discretos controles tectônicos ativos, o que supõe a necessidade de ajustes do perfil longitudinal ao leito (Figura 48). As anomalias de segunda ordem, observadas no médio vale, sugerem um leito rochoso mais resistente à dissecação, assim como transições e variedade litológicas dentro da zona de cisalhamento NNW-SSE (CPRM, 2003a; 2003b), atuando para aumentar ou reduzir a velocidade da corrente.

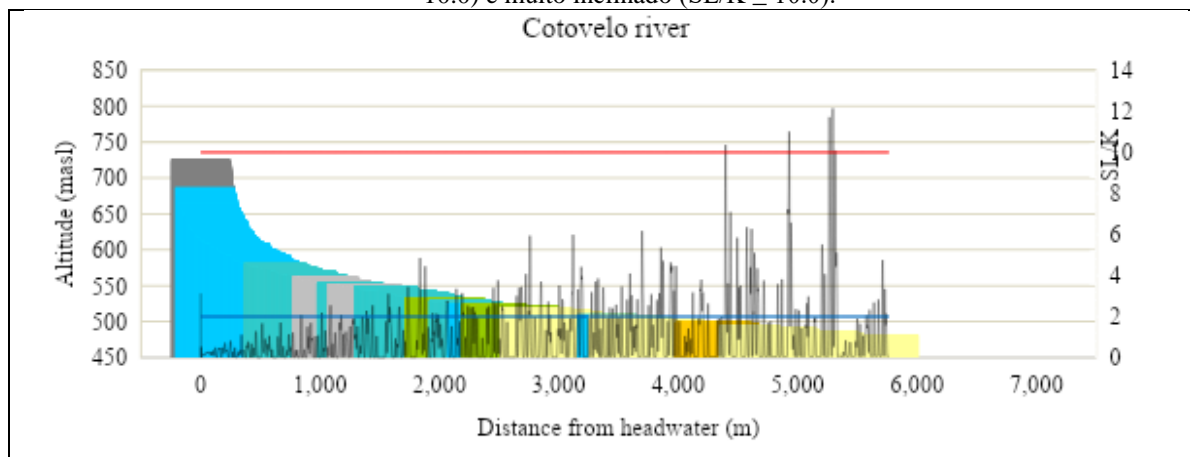
Figura 47 - Knickpoints e knickzones ao longo do canal de canais diversos, na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.

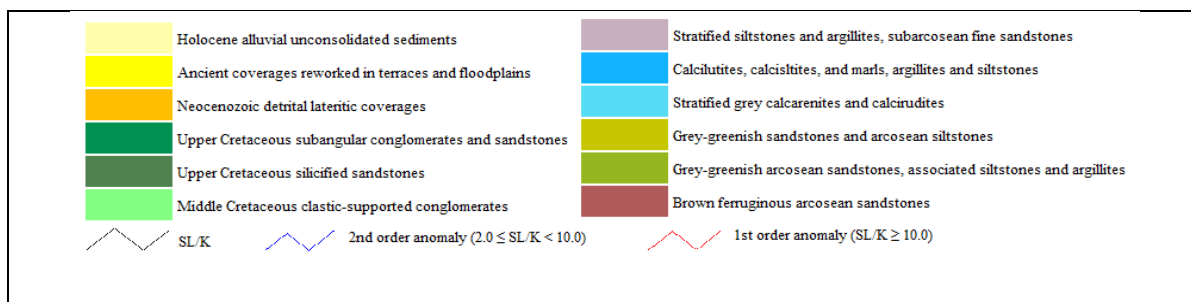


A) Knickpoint no canal do Córrego Assapeixe, próximo à foz (o Rio cruza a estrutura rocha longitudinalmente); B) Leito do Ribeirão Cotovelo durante a estação seca (o leito encontra-se pavimentado por cascalhos com granulometria decimétrica); C) Knickpoints ao longo do canal do Ribeirão Cotovelo (o Rio cruza a estrutura da rocha diagonalmente); D) Cachoeira no Córrego Alegre (o knickpoint tem cerca de 30 m de altura); E) Knickpoint no canal do Córrego Capivara; F) Knickzone ao longo do canal do Córrego Morro Redondo. Fotografias: Mário T. R. Bragança

Esses valores aumentam progressivamente em direção à foz, provavelmente como uma consequência do aporte da carga de leito e vazão dos tributários. Ao entrar na planície sedimentar de seu baixo vale, o Ribeirão Cotovelo muda a dinâmica substancialmente devido ao volume de sedimentos, passando a apresentar anomalias de 1ª ordem; outra razão provável para estas anomalias é a interferência para a construção da rodovia MG-667 (interligando as cidades de Brasilândia de Minas e Santa Fé de Minas); para sua implantação foi necessário preencher a planície e elevar o *grade* da pista acima das cotas de inundação; essa obstrução pode ter causado profundos impactos na dinâmica fluvial local.

Figura 48 – Perfil longitudinal do Ribeirão Cotovelo, e limites de trechos com gradiente inclinado ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinado ($SL/K \geq 10.0$).



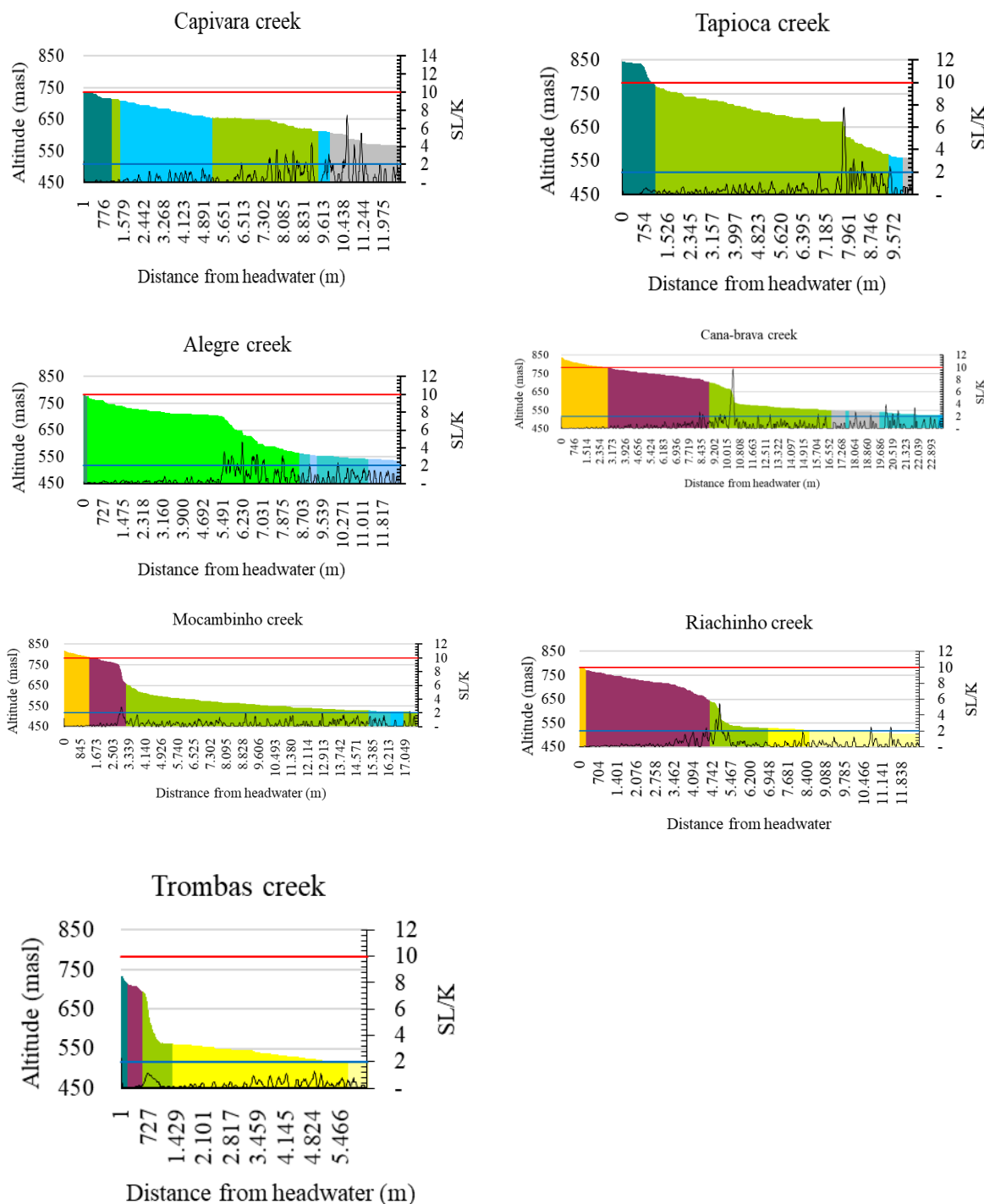


A legenda se refere a todos os perfis longitudinais subsequentes

Na margem direita (Figura 49), o Córrego Capivara apresenta um perfil regular, retilíneo a convexo para cima, sem knickpoints significativos percebidos na curva. Anomalias de 2ª ordem foram computadas no perfil do baixo vale, coincidentes com diferentes substratos litotipos pelito-carbonatos das Formações Santa Helena e Lagoa do Jacaré. Portanto, o perfil do Córrego Capivara descreve um canal em equilíbrio, não perturbado. Todos os demais cursos contribuintes da margem direita do Ribeirão Cotovelo (Córregos Tapioca, Alegre, Cana-brava, Mocambinho, Trombas e Riachinho) têm pelo menos um knickpoint notável, com mais de 150 m de altura, coexistindo com anomalias de 2ª ordem (Córregos Alegre, Mocambinho, Trombas e Riachinho) ou de 1ª ordem (Córregos Tapioca e Cana-brava). Essas anomalias de 1ª ordem ocorrem predominantemente nas bordas de afloramentos dos arenitos arcoseanos (Formação Três Marias), nas rupturas topográficas mais elevadas. As anomalias de 2ª ordem, por sua vez, coincidem com afloramentos de siltitos e argilitos da Formação Serra da Saudade e suas “quebras” conectam dois segmentos do perfil longitudinal: a montante um trecho retilíneo a convexo para cima e a jusante um trecho côncavo. Outra feição a ser destacada nos perfis são trechos de vales suspensos existentes em todos esses canais, a montante dos knickpoints, exceto no caso do Córrego Capivara. Essas posições elevadas na borda oriental da Serra do Boqueirão podem ser associadas com o rejeito de uma falha normal, orientada na direção N-S, mapeada junto à escarpa (CPRM, 2003a; 2003b).

Os Córregos Tapioca e Cana-brava ostentam notáveis anomalias de 1ª ordem bordejando escarpas imponentes, reforçando a existência de uma linha de falha N-S. Feições similares reconhecidas nos perfis dos Córregos Alegre, Mocambinho e Riachinho ajustam-se a anomalias de 2ª ordem. Todas essas anomalias concordam com a direção de linha de falhas mapeada (CPRM, 2003a; 2003b). O Córrego das Trombas foi o único que não apresentou valores de RDE anômalos, embora o curso tenha nascentes na Serra do Boqueirão e entalhe uma parte da escarpa em seu alto vale.

Figura 49 – Perfis longitudinais dos Córregos Capivara, Tapioca, Alegre, Cana-brava, Mocambinho, Riachinho, e Trombas, e trechos com gradientes inclinados ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinados ($SL/K \geq 10.0$).

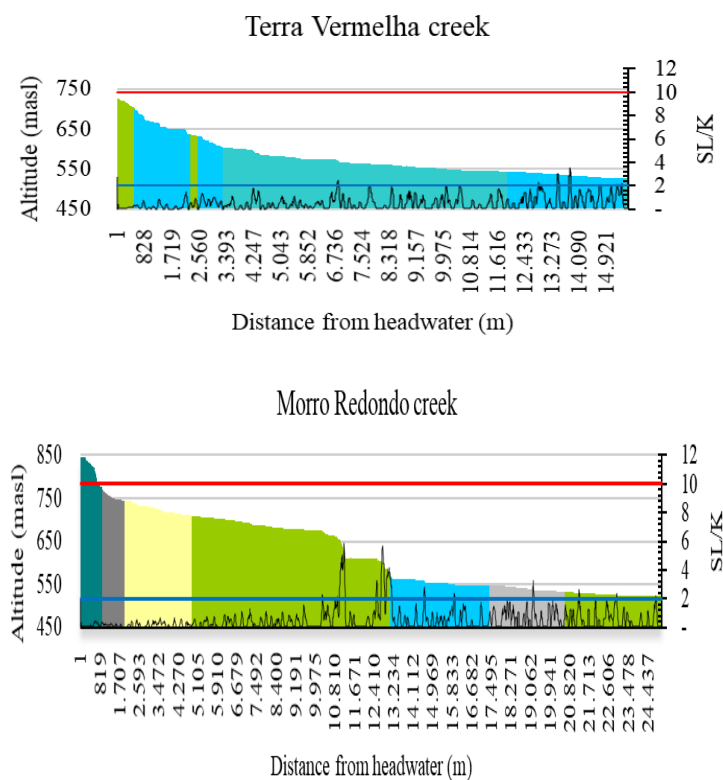


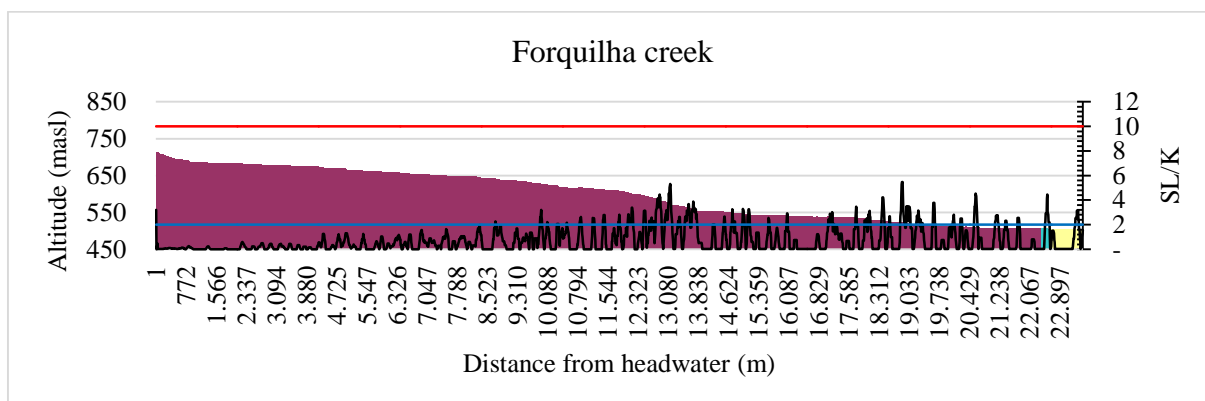
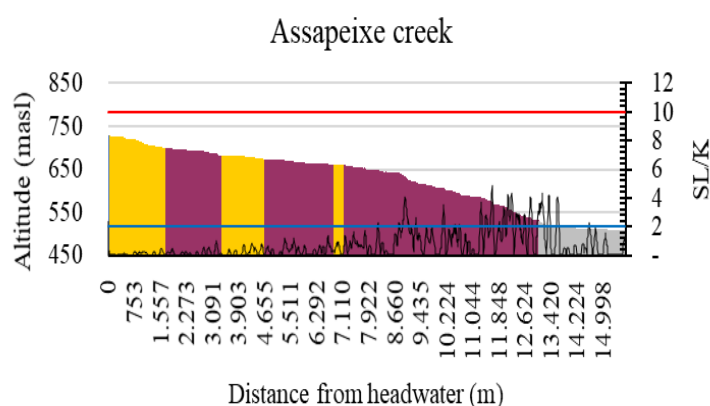
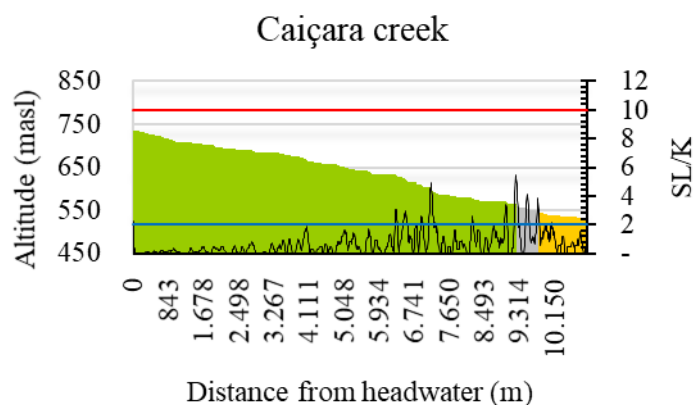
Na margem esquerda (Figura 50) o Córrego Terra Vermelha tem um perfil côncavo para cima, com pequenos knickpoints associados com o leito rochoso constituído, predominantemente, por rochas pelito-carbonatadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré. O Córrego Morro Redondo exhibe três notáveis knickpoints. O primeiro situado próximo às nascentes, com cerca de 100 m, diseca arenitos da Formação Três Barras (Cretáceo Superior); outras duas

feições, situados no médio vale, apresentam dois degraus com 60 m de altura cada um, resultantes da dissecação de arenitos arcoseanos, siltitos e argilitos da Formação Serra da Saudade. Os Córrego Assapeixe e Forquilha têm perfis convexos para cima com extensas knickzones, decorrentes da dissecação dos leitos sobre arenitos arcoseanos, frescos, da Formação Três Marias. Numerosas anomalias de 2ª ordem derivam de segmentos mais íngremes das knickzones. O Córrego Caiçara, tributário do Córrego Morro Redondo, exibe um perfil longitudinal quase retilíneo, ajustado aos arenitos arcoseanos, siltitos e argilitos da Formação Serra da Saudade, embora seu vale esteja confinado a uma grande estrutura sinclinal. As anomalias de 2ª ordem, observadas neste perfil, correspondem aos siltitos e argilitos da Formação Lagoa do Jacaré, acomodados nas abas dobradas e fraturadas do sinclinal.

Os Córregos Terra Vermelha e Caiçara podem ser considerados canais não perturbados, porque seus perfis se assemelham a rios equilibrados. Entre os tributários da margem esquerda, apenas o Córrego Morro Redondo apresenta um trecho de vale suspenso, decorrente da existência de um knickpoint associado aos terrenos dobrados e falhados da zona de cisalhamento NNW-SSE.

Figura 50 – Perfil longitudinal dos Córregos Terra Vermelha, Morro Redondo, Caiçara, Assapeixe e Forquilha, e indicação de trechos de canal com gradientes inclinado ($2.0 \leq SL/K < 10.0$) e muito inclinado ($SL/K \geq 10.0$).





Usado como indicador de atividade tectônica relativa (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008), na borda meridional do Cráton Sul-Amazônico e no interior das bacias sedimentares Paraíba e Araripe, os valores de $SL/K > 6$ sustentaram relatos de reativação neotectônica de baixa magnitude (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2015; OLIVEIRA *et al.*, 2018; ALMEIDA *et al.*, 2020).

Em resumo, os tributários do Ribeirão Cotovelo compartilham substrato rochoso, características geomórficas e propriedades geométricas análogas. Na margem direita, todos os canais têm um knickpoint proeminente, alinhado com uma escarpa de falha mapeada. Outros

knickpoints menores estão situados próximos a outras fraturas e lineamentos inferidos e revelam frentes erosivas preferenciais. Mesmo que nenhuma falha ativa tenha sido identificada e mapeada na área, a presença de segmentos retilíneos nos perfis - às vezes bordejando lineamentos - pode ser interpretada como um indicador de soerguimento ou subsidência diferencial, ocorrendo no interior da bacia do Ribeirão Cotovelo.

Não obstante a escala regional do mapa geológico disponível, um knickpoint foi considerado como derivado de uma falha ou fratura quando coincidiu com um lineamento observado sobre o MDE em local que não corresponde a um limite entre unidades estratigráficas no mapa. Portanto, os knickpoints mapeados na bacia do Ribeirão Cotovelo não se correlacionam com transições litológicas. Além disso, os canais da bacia compartilham condições geomorfodinâmicas similares, expressas na incisão da drenagem por erosão remontante, impulsionada pelo rebaixamento do nível de base, controlado pela subsidência tectônica do baixo vale

Essencialmente, a paisagem geomorfológica brasileira, esculpida em ambiente intraplaca, é fortemente moldada pela reativação de zonas de fraquezas, falhas e fraturas Pré-Cambrianas, um processo que teve início com a fragmentação do Paleocontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico, ainda no Mesozoico e que continua atuando no presente, com a rotação e a migração da placa da América do Sul para Oeste (HASUI, 1990; SAADI, 1991; 1995). Através desse processo, as dinâmicas fluvial e geomorfológica são amplamente controladas por rochas e estruturas Proterozoicas ou mais antigas (PINTO *et al.*, 2018). Além disso, drenagens retilíneas, paralelas e assimétricas, bacias assimétricas, blocos basculados, canais desviados, entre outros, constituem fortes evidências de persistentes processos tectônicos de baixa magnitude, os quais condicionam o desenvolvimento das menores unidades de relevo, bem como o ajuste contínuo dos padrões de drenagem (MAGALHÃES Jr; SAADI, 1994; FULFARO *et al.*, 2005; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; MENDES *et al.*, 2007; BARROS *et al.*, 2010a; 2010b; GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2010; MARQUES NETO; PEREZ FILHO, 2013; 2014; CHEREM *et al.*, 2018).

No caso da bacia do Ribeirão Cotovelo, sub-bacias relativamente alongadas e assimétricas parecem ser resultado do basculamento de blocos, devido à configuração estrutural da zona de cisalhamento e talvez da reativação neotectônica de estruturas do Brasileiro (SAADI, 1991; HIRUMA; PONÇANO, 1994). Por esse motivo, as bacias das duas margens foram examinadas

em termos dos valores absolutos e, de fato, os dados de T-Vector e Af evocam a existência de duas unidades morfotectônicas no interior da bacia do Cotovelo, delimitadas por uma linha imaginária SW-NE, cruzando os divisores da margem esquerda dos Córregos Mocambinho e Morro Redondo. Além disso, essa direção estrutural inferida cruza a inflexão do canal que dá nome ao Ribeirão Cotovelo. Concretamente, a partir desta linha os canais migram em direção a seus flancos, os quais apontam para a possível existência de um bloco soerguido; feições análogas foram descritas em terrenos intracratônicos (SANTOS; CASTRO, 2016; SANTOS; MORAIS, 2017) e margens passivas brasileiras (ALVES; ROSSETTI, 2017; PEYERL *et al.*, 2018) e nestes locais as configurações morfotectônicas foram explicadas pela neotectônica.

Por fim, resultados significativos para os índices Vf-ratio, Smf e RDE no sistema de drenagem de alta energia da Serra do Boqueirão, associados à migração dos canais induzida por basculamento tectônico reforça a hipótese da atividade neotectônica, conforme já mostrado em outras partes do Escudo Brasileiro (SALAMUNI *et al.*, 2004; BARROS *et al.*, 2010a; 2010b; SANTOS *et al.*, 2015; LAVARINI *et al.*, 2016; ALMEIDA *et al.*, 2020).

5.9 TERRAÇOS FLUVIAIS DA BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO

5.9.1 Descrição dos perfis

Onze perfis sedimentares foram identificados e caracterizados no baixo vale do Ribeirão Cotovelo (Figura 51).

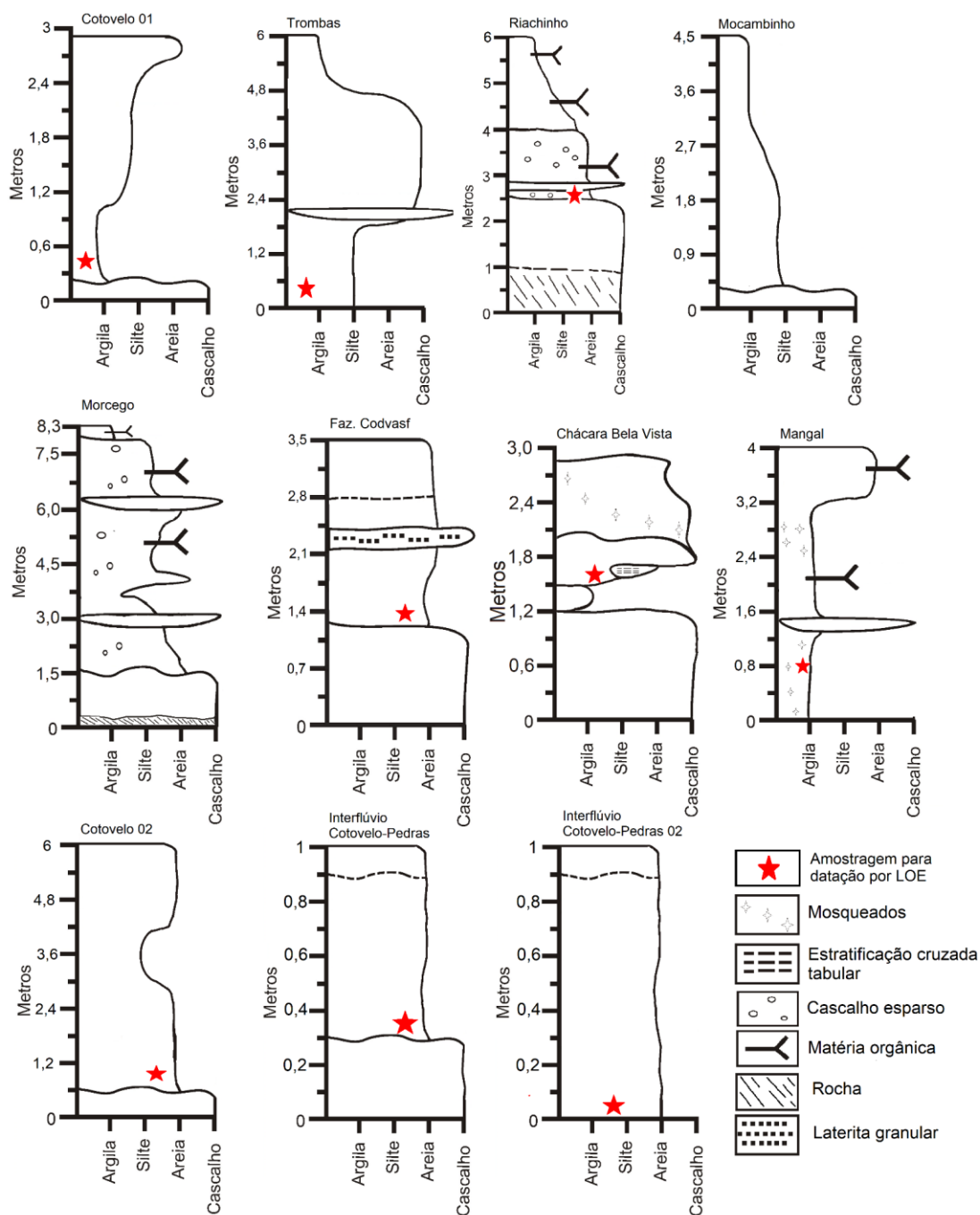
Em seguida, considerando características específicas relacionadas à posição dos perfis na paisagem, propriedades das fácies, altura em relação ao canal e à planície de inundação atuais, os perfis foram separados em diferentes níveis de sedimentação aluvial distintos, observados em vários locais diferentes:

- 1) O primeiro nível de sedimentação corresponde ao nível atual do canal (Perfis Fazenda Amália 01 e Cotovelo 02) e abrange a planície de inundação.
- 2) O segundo nível de sedimentação corresponde à dissecação recente da planície de inundação, em razão da modificação do nível de base local (Perfis Fazenda Amália 02 e Mangal)

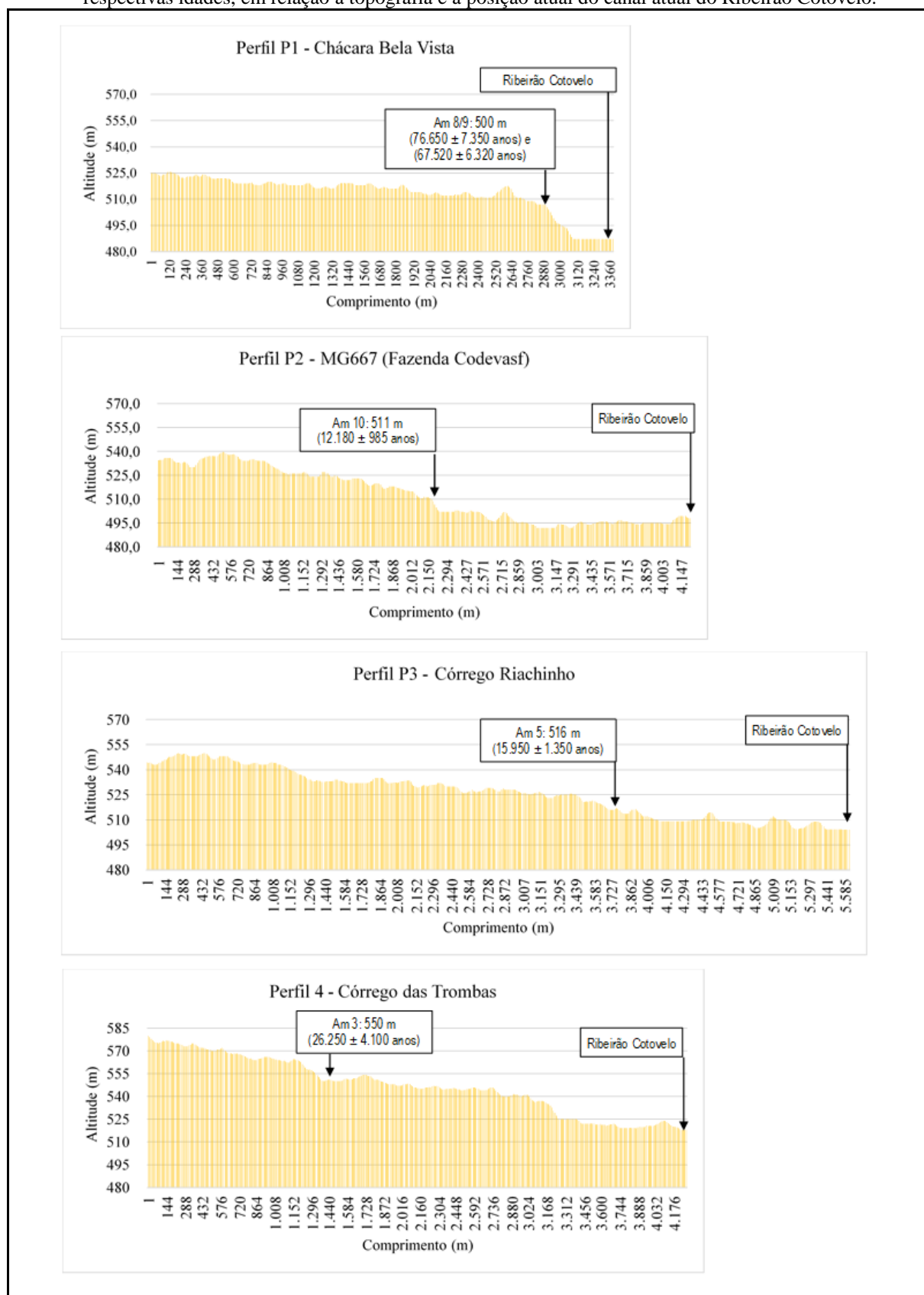
- 3) O terceiro nível de sedimentação foi caracterizado a partir da posição elevada dos terraços localizados na margem direita do baixo vale e no interflúvio Cotovelo – Pedras (Perfis Cotovelo 01, Mocambinho, Trombas, Riachinho, Morcego, Faz. Codevasf)
- 4) O quarto nível de sedimentação foi descrito no setor de jusante da bacia, junto à margem direita e próximo à foz da Vereda da Passagem (Perfil Chácara Bela Vista)
- 5) O quinto nível de sedimentação foi individualizado sobre o interflúvio Ribeirão Cotovelo - Córrego das Pedras, na margem esquerda (Perfis Interflúvio Cotovelo-Pedras, Interflúvio Cotovelo-Pedras 02).

Em nove dos perfis caracterizados foram realizadas coletas de sedimentos para a datação absoluta por LOE; para esses afloramentos, especificamente, foram elaborados perfis topográficos (Perfil topográfico 5) mostrando a posição dos sítios amostrados e sua relação altimétrica e de distanciamento em relação ao canal atual do Ribeirão Cotovelo; a localização dos perfis consta da Figura 52. Entre os perfis topográficos foram incluídas duas amostras coletadas diretamente na planície do Ribeirão Cotovelo, no seu setor intermediário (Fazenda Amália).

Figura 51 – Perfis dos níveis de depósitos em terraços do vale do Ribeirão Cotovelo.



Perfil topográfico 5 - Perfis topográficos indicando a posição dos pontos de amostragem de sedimentos e suas respectivas idades, em relação à topografia e à posição atual do canal atual do Ribeirão Cotovelo.



Perfil topográfico 5 (continuação): Perfis topográficos: Posição dos pontos de amostragem de sedimentos e suas respectivas idades, em relação à topografia e ao canal atual à posição atual do Ribeirão Cotovelo (Continuação).

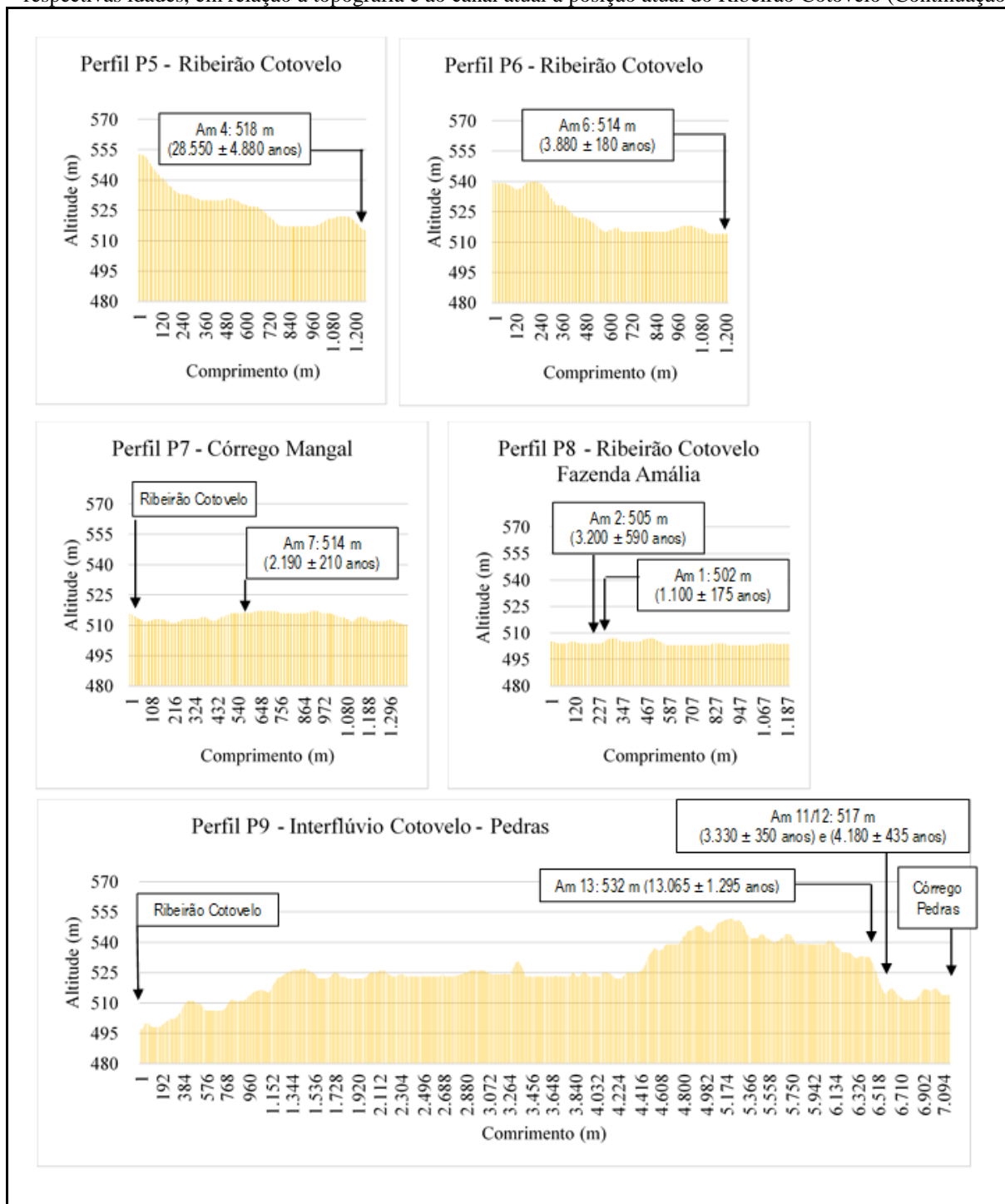
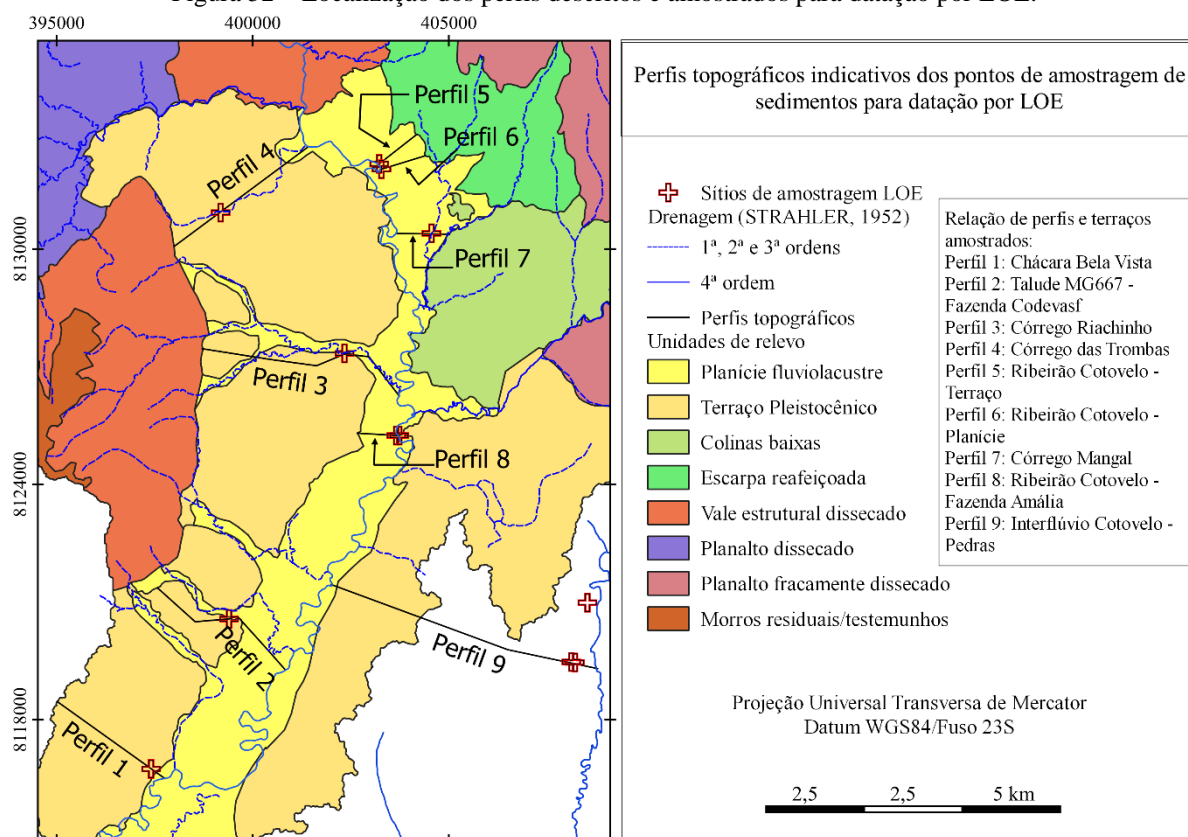


Figura 52 – Localização dos perfis descritos e amostrados para datação por LOE.



Localização dos perfis descritos e amostrados para datação por LOE, em relação ao talvegue atual do baixo Ribeirão Cotovelo e o baixo interflúvio da margem esquerda.

A Tabela 10 apresenta os resultados completos das análises de laboratório para a obtenção de idades absolutas dos sedimentos aluviais pelo método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE).

Um arranjo geral desses perfis em função de sua idade e de sua posição na paisagem sugere um primeiro agrupamento, baseado em aspectos visuais de campo, em três níveis, sendo um nível de planície de sedimentação atual, um nível de terraços Holocênicos e um nível de terraços Pleistocênicos.

Tabela 10 - Data da coleta, Código Datação, Canal/Local, Descrição da localidade, Altura do terraço, Nº de alíquotas utilizadas, Dose anual, Dose equivalente, Desvio padrão e Idade média (anos).

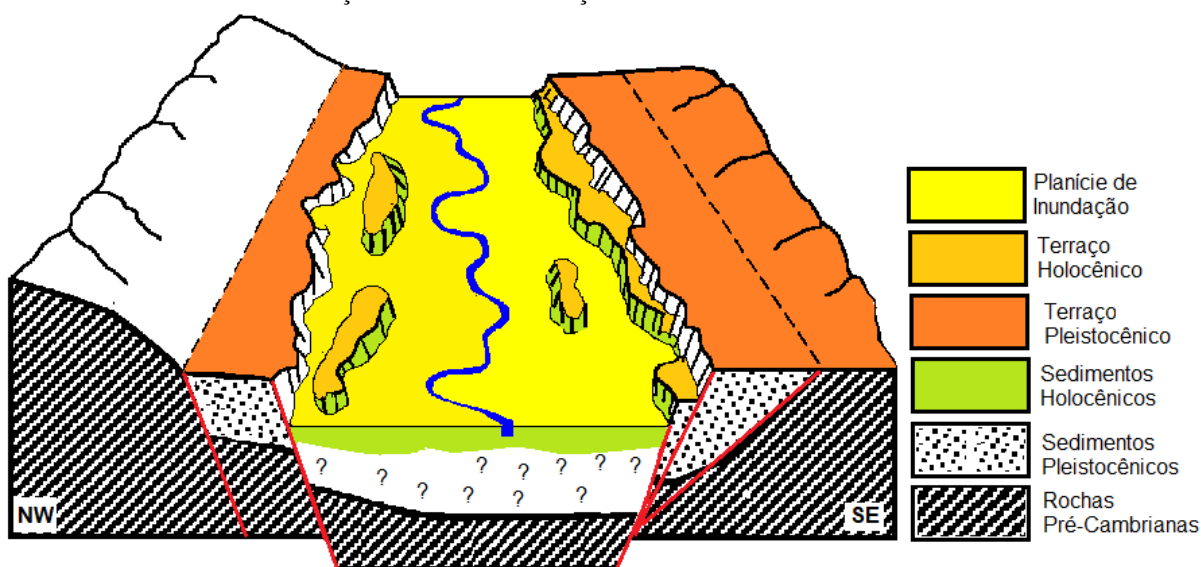
Nº	Data	Código Datação	Canal	Localidade	Cota do sítio da coleta	Altura do terraço *	Cota do canal do Cotovelo	Nº de alíquotas	Dose Anual (μ Gy/ano)	P (Gy)	Standard Deviation	Idade (anos)
1	Fev/ 2021	5474	Ribeirão Cotovelo	Chácara Bela Vista	517	12,0	505	12	1.000 \pm 80	76,5	3,9	76.650 \pm 7.350
1A	Mai/ 2021	5504	Ribeirão Cotovelo	Chácara Bela Vista	517	12,0	505	12	1.080 \pm 80	72,3	4,1	67.520 \pm 6.320
2	Fev/ 2021	5475	Córrego sem nome Faz. Codevasf	Talude MG667	524	3,1	511	12	1.470 \pm 90	17,9	0,9	12.180 \pm 985
3	Mai/ 2016	4580	Ribeirão Cotovelo	Fazenda Amália topo do terraço	520	3,5	516	15	4.680 \pm 640	14,9	1,7	3.200 \pm 590
4	Mai/ 2016	4579	Ribeirão Cotovelo	Fazenda Amália base do terraço	517	3,5	516	15	4.515 \pm 495	4,9	0,9	1.100 \pm 175
5	Nov/ 2019	5334	Córrego Riachinho	Faz. Sem nome	530	6,0	518	10	1.260 \pm 50	20,1	1,5	15.950 \pm 1.350
6	Mai/ 2016	4581	Córrego Trombas	Fazenda Terra Alegre	570	6,5	538	15	2.711 \pm 290	71,1	4,5	26.250 \pm 4.100
7	Mai/ 2016	4582	Ribeirão Cotovelo	Ponte estrada Riacho da onça	532	10,0	525	15	4.100 \pm 495	116,3	6,5	28.550 \pm 4.880
8	Nov/ 2019	5335	Ribeirão Cotovelo	Ponte estrada Riacho da onça	524	6,0	523	10	1.800 \pm 55	6,8	0,2	3.880 \pm 180
9	Nov/ 2021	5336	Córrego Mangal	Faz. sem nome	529	4,0	524	10	2.250 \pm 65	4,9	0,4	2.190 \pm 210
10	Fev/ 2021	5476	Interflúvio Cotovelo-Pedras	Fazenda V&M	534	-	514	12	1.000 \pm 90	3,3	0,2	3.300 \pm 350
10A	Mai/ 2021	5506	Interflúvio Cotovelo-Pedras	Fazenda V&M	534	-	514	12	980 \pm 90	4,1	0,2	4.180 \pm 435
11	Mai/ 2021	5505	Interflúvio Cotovelo-Pedras	Fazenda V&M	541	8,0	514	12	1.140 \pm 100	14,8	0,7	13.065 \pm 1.295

* Altura do terraço em relação ao nível atual do canal local.



5.9.2 Nível de sedimentação atual

O nível de sedimentação atual corresponde ao piso da planície de inundação, sujeito ao regime hidrológico em vigor (Figura 53). Esse nível foi caracterizado com base em sua posição próxima ao canal atual e à variação em sua composição de fácies: em geral, ocorre na forma de espesso pacote arenoso, delimitado por uma ruptura de declive, na forma escarpa voltada para o leito, decorrente do desmonte do próprio material sedimentar; é constituído por fácies arenosa e silto-arenosa, com presença de matéria orgânica jovem ou apenas parcialmente decomposta, ocorrência de mosqueados diversos, granulometria dominante de areia média e grossa. Foram observados raros seixos de arenitos ricos em quartzo (Formação Três Marias), arredondados a subarredondados, com comprimento médio variando entre 2 e 5 cm, esparsos e imersos na matriz arenosa. A altura média deste nível de sedimentação varia entre 1 e 3 m, embora próximo à foz do Ribeirão Cotovelo supere 4 m de altura (Foto 14), em decorrência da atuação complementar do rebaixamento do nível de base regional; neste local, aflora uma fácies basal conglomerática, mal selecionada, com clastos heterométricos e graus variados de arredondamento, desde anguloso até bem arredondado (Foto 15), cujo transporte demanda uma dinâmica atual de alta energia.

Figura 53 – Nível de sedimentação atual na planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo em relação aos níveis de terraços Holocênico e Pleistocênico.



Fonte: Elaboração do autor.

Foto 14 - Nível de sedimentação da planície de inundação.	Foto 15 - Fácies de cascalho basal da planície de inundação.
	
<p>Nível de sedimentação da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo, próximo à confluência com o Rio Paracatu. Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>Detalhe da fácies de conglomerado basal do nível de sedimentação da planície de inundação. Recorte da foto anterior, mostra cascalho heterométrico, mal selecionado, anguloso a arredondado. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Um aspecto importante na compreensão da planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo é sua dinâmica hidrogeomorfológica Holocênica. As evidências sugerem tratar-se de um ambiente subsidente, no qual a dinâmica do canal fluvial é controlada pelo processo de avulsão. Por essa razão, sua delimitação se estende, necessariamente, até a escarpas situadas em suas margens, algumas vezes distantes até 2 km do canal atual. No interior da unidade, o gradiente topográfico é pequeno, ficando na ordem dos 30 m para cerca de 22,5 km de comprimento vetorial da planície, alcançando assim a inclinação média em direção à foz, da ordem de 1,4%; some-se a esses critérios topográficos a elevada carga sedimentar grossa (areanosa e de conglomerados) transportada pelo Ribeirão Cotovelo; esses fatores explicam o padrão meandrante do curso no interior da planície.

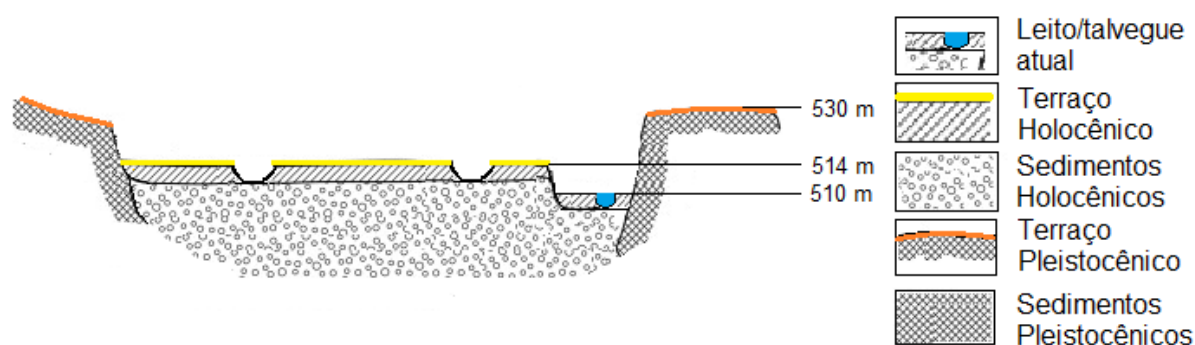
Neste contexto, a planície fluviolacustre encontra-se ainda em fase de edificação e abrange um complexo ambiente com diversas fases e níveis de sedimentação de várias idades Holocênicas distintas; esses níveis de sedimentação entremeam os depósitos atuais do canal, conforme demonstram os resultados obtidos para as amostras do alto Ribeirão Cotovelo, Córrego Mangal

e Fazenda Amália, datadas por LOE. Além disso, estão sujeitos à remobilização dentro da própria planície, visto tratar-se de uma paisagem ainda em construção e um processo ainda incompleto.

5.9.3 Nível de terraço Holocênico e dissecação da planície fluviolacustre

O segundo nível de sedimentação corresponde à dissecação recente dos sedimentos da planície fluviolacustre. Portanto, delimita a planície de inundação ativa e constitui evidência de que o perfil longitudinal do Ribeirão Cotovelo encontra-se em desequilíbrio em relação ao seu nível de base, condição que explica o entalhamento do canal em seus próprios sedimentos (Figura 54). Configura-se aí um nível de embutimento recente da planície, cujo gradiente de 3 e 4 m resultou na elaboração de um terraço em sedimentos Holocênicos. A dissecação pode ser inferida pela exposição dos conglomerados basais que sustentam os sedimentos holocênicos. Assim, na base deste terraço, somente foi possível observar uma fácies conglomerática constituída por seixos subarredondados a arredondados no setor intermediário da planície (Fazenda Amália) e seixos angulosos a subangulosos no setor de jusante da planície, há cerca de 400 m da confluência com o Rio Paracatu.





Figura 54 – Perfil esquemático da planície fluviolacustre embutida nos terraços Holocênicos do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.



Fonte: Elaboração do autor.

Esse nível foi caracterizado a partir de perfis descritos em três locais: o primeiro, junto ao leito atual do Ribeirão Cotovelo (Perfil Cotovelo 02), no setor de montante da planície de sedimentação do baixo vale, próximo à ponte da estrada de acesso à localidade de Riacho da Onça; o segundo, no setor intermediário da bacia de sedimentação, próximo ao leito atual do Cotovelo, nas terras da Fazenda Amália e datados na base e topo do perfil (Fotos 16, 17, 18, 19); terceiro, na sub-bacia do Córrego Mangal (Perfil Mangal), tributário do Córrego

Assapeixe, que deságua no setor intermediário da bacia sedimentar do baixo vale, em sua margem esquerda.

<p>Foto 16 - Leito do Ribeirão Cotovelo, no setor intermediário da planície fluviolacustre.</p>	<p>Foto 17 - Leito do Ribeirão Cotovelo, no setor intermediário da planície fluviolacustre.</p>
	
<p>Fazenda Amália, vista para montante. Notar a pavimentação do leito devido à presença abundante de seixos, com tamanho médio variando entre 5 e 10 cm. Local: Fazenda Amália. Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>Fazenda Amália, vista para jusante. Notar trecho do canal caracterizado por ambiente lântico. Local: Fazenda Amália. Autor: Mário T. R. Bragança</p>
<p>Foto 18 - Base do terraço Holocênico no setor intermediário da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo</p>	<p>Foto 19 - Topo do terraço Holocênico no setor intermediário da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo.</p>
	
<p>Nível sedimentar basal do terraço Holocênico, aflorando a partir de 0,8 m acima da cota atual do Ribeirão Cotovelo (talude com solo exposto em segundo plano); exibe pedogênese bem desenvolvida com estrutura granular. Em primeiro plano, pavimento de seixos (solo exposto e trecho vegetado por gramínea). Local: Fazenda Amália. Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>Depósito situado 2,6m acima da cota atual do Ribeirão Cotovelo. Exibe pedogênese bem desenvolvida com estrutura granular e presença de filmes de argila (cerosidade). Local: Fazenda Amália. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

O nível de sedimentação correspondente ao terraço Holocênico foi observado ao longo de todo o baixo vale do vale do Ribeirão Cotovelo, desde sua ocorrência mais a montante, nas proximidades da ponte da estrada de acesso à comunidade de Riacho da Onça (Perfil Cotovelo 02); foi caracterizado a partir de uma fácies basal composta por seixos heterométricos, predominantemente constituídos de arenito da Formação Três Marias, subarredondados a arredondados, com comprimento médio entre 4 e 15 cm; sotoposta, ocorre uma espessa fácies arenosa com até 3 m de altura, composta por areia grossa, sem estruturas aparentes e com presença de matéria orgânica.

O segundo perfil foi descrito no baixo vale do Córrego Mangal (Mangal); trata-se de um perfil com 4 metros de altura, com predomínio de fração argila, abundantes mosqueados de coloração vermelha nas fácies basais e amarela nas fácies superiores; há uma fácies de cascalhos com transição abrupta, composta por seixos de arenitos diversos (Três Marias e Três Barras), subarredondados a arredondados, com comprimento médio variando entre 4 e 8 cm. A fácies superior é composta por areia grossa com evidência de pedogênese e abundante matéria orgânica.

Esse nível de sedimentação foi datado a partir de amostras coletadas nos três perfis descritos.

O enquadramento cronológico do nível de sedimentação atual e dos terraços Holocênicos deu-se com base em seis idades absolutas, obtidas em amostras coletadas nos *perfis* 3) Fazenda Amália topo do terraço (3.200 ± 590 anos), 4) Fazenda Amália base do terraço (1.100 ± 175 anos), 8) Ribeirão Cotovelo Ponte estrada Riacho da onça, no setor de montane da planície fluviolacustre (3.880 ± 180 anos); 9) Terraço do baixo vale do Córrego Mangal (2.190 ± 210 anos). Os valores confirmam a interpretação preliminar de que os sedimentos da planície fluviolacustre são muito jovens e de que processos morfodinâmicos continuam ativos, acumulando materiais recentes sobre os mais antigos.

5.9.4 Nível dos terraços Pleistocênicos

O terceiro nível de sedimentação foi caracterizado a partir de sua posição elevada em relação à planície fluviolacustre. Trata-se de um conjunto de terraços com espessura variando entre 4 e 8 m, que reúne níveis de sedimentação caracterizados por espessos volumes de cascalhos grosseiros e abundantes fácies arenosas, assentados diretamente sobre a rocha; sua base está

posicionada cerca de 30 m acima da planície de inundação e entre as duas feições, há uma perceptível exposição do substrato, principalmente, nas rupturas de declive dos baixos vales fluviais, quando espriam os sedimentos sobre a planície fluviolacustre. Em detalhe, esse nível de terraço ocorre em posição variável ao longo do vale do Ribeirão Cotovelo; em média, situa-se 7 m acima a planície de inundação atual no setor de montante da bacia, próximo à ponte da estrada de acesso à localidade de Riacho da Onça, onde foi descrito; a montante deste ponto, próximo às confluências dos Córregos Cana-brava e Alegre, está situado cerca de 5 m acima da drenagem atual, diretamente sobre cacarenitos frescos da Formação Serra da Saudade. No setor intermediário da planície fluviolacustre, situa-se cerca de 15 a 30 m acima do nível do canal atual e ocorre em altitudes variando entre 530 e 560 m, conforme se observa nos vales dos Córregos Trombas e Riachinho e no talvegue do córrego sem nome, às margens da Rodovia MG667 (Fazenda da Codevasf). A jusante, na Chácara Bela Vista, próximo à desembocadura do Ribeirão Cotovelo, aflora a partir de 15 m acima da cota do canal atual, porém, neste local sua espessura estimada é de 60 m.

Esses terraços foram caracterizados a partir de seis perfis: Cotovelo 01, Mocambinho, Trombas, Riachinho, Morcego, Faz. Codevasf. Assim, com exceção do terraço Cotovelo 01, todos os demais encontram-se na vertente de canais tributários da margem direita da bacia.

Do ponto de vista geomórficos, formam superfícies planas, inclinadas de NW para SE, ou seja, na direção do canal atual do Ribeirão Cotovelo. Além disso, apresentam inclinação geral e mais expressiva, de NE para SW, isto é, em direção à calha do Rio Paracatu. A rocha basal é constituída por metapelitos da Formação Serra da Saudade e carbonatadas da Formação Lagoa do Jacaré, com presença de estruturas primárias e secundárias, inclinadas e verticalizadas devido à associação com a zona de cisalhamento NNW-SSE; essas rochas encontram-se em estágios intermediário e avançado de intemperismo.

Os terraços são reconhecidos pela presença de fácies conglomerática basal, clasto-suportada, representada por seixos com predominante litologia de arenitos da Formação Três Marias, com graus de arredondamento variados, desde sub-anguloso até arredondado; o tamanho dos clastos também varia, encontrando-se valores entre 4 e 15 cm de comprimento médio. Outras fácies compostas por seixos podem ser encontradas ao longo dos perfis, com as mesmas propriedades físicas, porém, com tamanho menor, variando entre 2 e 8 cm de comprimento médio.

Os setores intermediários dos perfis tendem a ser preenchidos por fácies arenosas (areia média e grossa) com eventuais cascalhos esparsos, imersos na matriz. Em direção ao topo, os terraços exibem fácies silto-arenosa, siltosa e, eventualmente, silto-argilosa, com evidência de pedogênese incipiente e presença abundante de matéria orgânica. Mosqueados são relativamente raros.

O enquadramento cronológico do nível de terraço Pleistocênico foi obtido a partir de quatro idades determinadas para as Amostras 2) Córrego sem nome Faz. Codevasf – talude da MG 667 (12.180 ± 985 anos), 5) Córrego Riachinho (15.950 ± 1.350 anos), 6) Córrego Trombas (26.250 ± 4.100 anos) e 7) Ribeirão Cotovelo, Ponte estrada Riacho da onça (28.550 ± 4.880 anos). A ausência de dados suficientes para discriminar diferentes níveis de sedimentação levou ao agrupamento do conjunto em uma única tipologia de terraço.

Deve ser ressaltado que a unidade de relevo Terraços Pleistocênicos, delimitada na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, refere-se a um ambiente geomorfológico complexo, no qual se imbricam materiais aluvionares e coluvionares; há, ainda potencial contribuição eluvional na constituição dos materiais de cobertura superficial. Assim, com exceção da amostra 7, coletada no terraço do médio vale do Ribeirão Cotovelo, todas as demais são representativas de terraços em fase de dissecação por canais curtos; chama mais a atenção o caso da amostra 2, cuja exposição se deve ao corte do talude para implantação da Rodovia MG667, num talvegue cuja drenagem é efêmera. Portanto, interpretam-se as idades obtidas como demonstrativas de várias gerações de sedimentos num mesmo compartimento do relevo.

5.9.5 Nível de terraço Pleistocênico do Rio Paracatu

O quarto nível de sedimentação foi descrito no setor de jusante da bacia, bastante próximo à desembocadura do canal da Vereda da Passagem, na margem direita do Ribeirão Cotovelo, na propriedade Chácara Bela Vista (Fotos 20 e 21).

Esse nível de terraço apresenta espessos volumes de areia média e grossa ao longo de todo o perfil, com abundância de cascalhos, eventualmente constituindo fácies clasto-suportada; intercaladas, ocorrem delgadas fácies de argila maciça de cor amarelaesbranquiçado com até 10 cm de espessura máxima (Foto 22) e fácies de areia fina, de cor vermelho-bruno e espessura de até 5 cm (Foto 23); os cascalhos apresentam granulometria milimétrica a centimétrica

(comprimento médio: 0,4 a 3,0 cm). Algumas fácies são sustentadas por clastos, compostos por seixos arredondados a bem arredondados, com litologia predominante de arenitos (Formação Três Marias) e, secundariamente, presença de quartzito e rochas carbonatadas. A camada superior do perfil apresenta composição areno-siltosa a areno-argilosa, com pedogênese bem desenvolvida, estrutura microgranular e presença de matéria orgânica. Neste nível de terraço não foi possível observar o substrato rochoso.

Duas amostras de sedimentos coletadas no terraço da Chácara Bela Vista apresentaram idades Pleistocênicas sensivelmente mais antigas do que as anteriores. As idades das amostras 1) Ribeirão Cotovelo, Chácara Bela Vista (76.650 ± 7.350 anos) e 1A) 1) Ribeirão Cotovelo, Chácara Bela Vista (67.520 ± 6.320 anos) individualizam o terraço do baixo Ribeirão Cotovelo, junto à foz da Vereda da Passagem. Esses resultados e as considerações sobre a posição deste terraço na paisagem, levaram à proposição da hipótese de que essa deposição seja produto da dinâmica do Rio Paracatu, em fase de dissecação pelo Ribeirão Cotovelo.





Foto 20 - Terraço Pleistocênico do Rio Paracatu	Foto 21 - Detalhe do terraço Pleistocênico do Rio Paracatu
	
<p>Nível de sedimentação do Rio Paracatu, com predomínio de fácies de cascalho e camada areno-siltosa no topo. Chácara Bela Vista. Autor: Luiz F. P. Barros</p>	<p>Notar fácies arenosa com local de coleta para datação por LOE. Chácara Bela Vista. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Foto 22 - Fácies argilosa no Terraço Pleistocênico do Paracatu.	Foto 23 - Fácies arenosa no Terraço Pleistocênico do Paracatu.
	
<p>Fácies argilosa, maciça, com coloração amarelo-esbranquiçado, no perfil to Terraço Pleistocênico do Rio Paracatu. Autor: Luiz F. P. Barros.</p>	<p>Fácies arenosa, friável, com coloração vermelho-bruno no perfil to Terraço Pleistocênico do Rio Paracatu. Autor: Luiz F. P. Barros.</p>



5.9.6 Depósitos no interflúvio Ribeirão Cotovelo - Córrego das Pedras

No interflúvio Ribeirão Cotovelo - Córrego das Pedras, na margem esquerda da bacia, foram identificados e descritos três perfis de depósitos aluviais: Interflúvio Cotovelo-Pedras 01, Interflúvio Cotovelo-Pedras 02 e Interflúvio Cotovelo – Pedras 03. Para caracterização deste nível de sedimentação, utilizaram-se dados de três trincheiras verticais abertas no setor superior da encosta; duas trincheiras têm profundidade de 0,75 m, situadas no terço médio da encosta, na vertente do Córrego das Pedras (Foto 24) e uma tem profundidade de 1,30 m, no terço superior da encosta (Foto 25).

As duas primeiras trincheiras foram amostradas para caracterizar o nível de sedimentação identificado pelos perfis Interflúvio Cotovelo – Pedras 01 e Interflúvio Cotovelo – Pedras 02. Os dois sítios estão lado a lado, separados por uma distância de 1,5 m, porque dúvidas sobre a idade obtida na primeira amostra levaram a uma segunda coleta. As amostras coletadas nestes sítios indicaram idades 3.300 (\pm 350) anos e 4.180 (\pm 435) anos; portanto, Holocênicas.

Os perfis Interflúvio Cotovelo – Pedras 01 e Interflúvio Cotovelo – Pedras 02 apresentam duas fácies principais, sendo uma basal, conglomerática, a partir de 0,70 m de profundidade, exibindo seixos subarredondados a arredondados, clasto-suportados com presença e escassa matriz arenosa, comprimento médio de 2 cm para os menores e 8 cm para os maiores; litologia de arenito (Fm Três Marias) e quartzo abundantes. A fácies superior é composta por areia fina

a média, maciça, de coloração amarelo castanho no topo e vermelho em profundidade; a pedogênese incipiente, embora ocorra abundante matéria orgânica ao longo do perfil. Os sítios amostrados encontram-se sob vegetação de Cerrado.

Foto 24 - Trincheira do nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 01/02	Foto 25 - Trincheira do nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 03
	
<p>Coleta em trincheira vertical aberta no terço médio da encosta; corresponde ao divisor Ribeirão Cotovelo-Córrego das Pedras, na vertente do Córrego das Pedras. Profundidade: 0,75m. Fazenda da V&M. Reserva Legal. Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>Coleta de amostra para datação em trincheira vertical, aberta no terço superior da encosta; corresponde ao divisor Ribeirão Cotovelo-Córrego das Pedras. Profundidade: 1,30m. Fazenda da V&M. Eucaliptal. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

A terceira trincheira localizada em direção ao topo plano do interflúvio, em cota mais elevada, caracteriza o nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 03 (Foto 25). Trata-se de um espesso pacote de areias médias bastante uniforme em termos de granulometria, com coloração amarela no topo mudando para vermelho em profundidade; clastos de qualquer natureza estão ausentes. A pedogênese é incipiente no local, apenas com presença de horizonte A fraco. A amostra coletada oferece idade de 13.065 (\pm 1.295) anos, isto é, Pleistocênica.

A coleta das amostras Interflúvio Cotovelo – Pedras 01 e Interflúvio Cotovelo – Pedras 02 foram executadas no interior da reserva legal da Fazenda da V&M, em ambiente de cobertura do solo por vegetação de Cerrado (Foto 26). Já a amostra Interflúvio Cotovelo – Pedras 03 foi coletada em área de cultivo de eucalipto (Foto 27).





Pela análise dos ambientes nos quais os três perfis foram descritos e considerando os resultados das datações, foi possível determinar a ocorrência de um nível de depósito aluvial no interflúvio meridional da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. As amostragens coincidem com um setor do interflúvio bastante plano, no qual ocorrem numerosas lagoas temporárias e áreas de

hidromorfismo, não obstante sua altitude média alcance os 550 m, portanto, cerca de 40 m acima do nível atual do Ribeirão Cotovelo.

Foto 26 - Terço superior da encosta no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras	Foto 27 - Local da descrição do perfil Interflúvio Cotovelo – Pedras 03
	
<p>Seixos com granulometria variada, espalhados no piso de uma estrada abandonada, no interflúvio Cotovelo – Pedras; as amostragens próximo Interflúvio Cotovelo – Pedras 01 e Interflúvio Cotovelo – Pedras 02 foram realizadas à esquerda, no interior da área vegetada. Fazenda V&M. Autor: Luiz F.P. Barros</p>	<p>Local de abertura de trincheira para descrição do nível de sedimentação Interflúvio Cotovelo – Pedras 03. Fazenda V&M. Eucaliptal Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Registra-se ainda que, em direção ao topo do interflúvio e a montante, distante cerca de 2 km do local da descrição supramencionada, o interflúvio assume sua forma difusa, com topo plano característico (Foto 28); no local, o solo encontra-se pavimentado por cascalhos (Foto 29) com tamanho médio variando de 4 a 14 cm, grau de arredondamento variando de subanguloso a subarredondado e litologia predominantemente arenítica (Formação Três Marias).

Esse conjunto de idades chama a atenção devido a sua localização. Referem-se a um nível de sedimentação aluvial situado no terço superior de uma encosta, cuja configuração topográfica permite visualizar caneluras nas curvas de nível que sugerem a existência de um vale seco; essa morfologia típica de canal fluvial é reforçada pelas baixas altitudes do interflúvio difuso e sua forma tabular (Foto 30), assim como pela existência de grande número de lagoas temporárias (Foto 31) que, ademais, possuem alinhamento NNW-SSE, ajustado entre o trecho de montante do Ribeirão Cotovelo e o trecho de jusante do Córrego das Pedras. Por isso, essas idades Holocênicas foram interpretadas como subsídio à proposição de uma paleodrenagem para o Ribeirão Cotovelo, orientada para SSE e que fora desviada para SW.

<p>Foto 28 - Interflúvio Cotovelo – Pedras</p>	<p>Foto 29 - Seixos presentes no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras</p>
	
<p>Vista panorâmica do interflúvio Cotovelo – Pedras. Fazenda V&M. Eucaliptal Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>Cascalhos reunidos no interflúvio Cotovelo – Pedras, constituídos quase exclusivamente por arenitos da Formação Três Marias Fazenda V&M. Eucaliptal Autor: Mário T. R. Bragança</p>
<p>Foto 30 - Interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras</p>	<p>Foto 31 - Lagoa temporária no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras</p>
	
<p>O interflúvio meridional da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo é excepcionalmente plano e baixo. Em vários locais ocorre afloramento de seixos com graus diferentes de arredondamento. Fazenda V&M. Autor: Luiz F.P. Barros</p>	<p>A existência de lagoas efêmeras no parte alta e plana do interflúvio, alinhadas com o traçado dos cursos Cotovelo – Pedras sugere existência de um paleovale no local. Fazenda V&M. Eucaliptal Autor: Luiz F.P. Barros</p>

6) MORFOTECTÔNICA DO NOROESTE DE MINAS GERAIS

O ponto de partida desta investigação foi a busca de evidências que permitissem investigar a evolução morfotectônica Neo-Cenozoica do Noroeste do Estado de Minas Gerais, considerando a possibilidade de ocorrência de uma tectônica recente fortemente atuante na edificação das formas de relevo. Essa suspeita encontrou evidências substanciais nas fases inicial e intermediária da pesquisa, dedicadas ao mapeamento e à análise de arranjos topográficos locais e regionais, lineamentos crustais, análise de falhas mapeadas e índices geomórficos. Contudo, a escassez de evidências diretas de falhas ativas ou deformações em materiais recentes na área de estudo que pudessem ilustrar a hipótese inicial, reorientou a atenção para a busca por outros aspectos relevantes e suficientes para a explicação da morfogênese local e regional. Essa abordagem alternativa levou à coleta, ao tratamento e à análise de dados relativos a anomalias de drenagem, níveis de sedimentação, geocronologia, dinâmica morfossedimentar aluvial e captura fluvial. Assim, embora consistentes, os argumentos a favor de uma tectônica ativa foram confrontados com uma realidade desfavorável à sua identificação e preservação, entre eles, o fato de ser uma tectônica de baixa intensidade e lenta, o manto de intemperismo com granulometria arenosa pouco propenso ao registro de falhas e dobras de pequena magnitude, assim como o clima tropical úmido, que desfavorece a preservação dos materiais superficiais. No entanto, o grande número de evidências colhidas nas análises da rede drenagem e do relevo sustentaram argumentos contundentes a favor de uma remodelação da geomorfologia regional, devida à geodinâmica interna.

O desdobramento da pesquisa mostrou que a evolução morfogenética regional apresenta uma história bastante complexa e sua explicação demanda um encadeamento das análises supracitadas, em um conseqüente arranjo coerente e ordenado. Dessa forma, elegeu-se uma seqüência explicativa baseada na qualificação das variáveis, dentro de uma proposta de aproximação de escalas; parte-se do aspecto macrorregional (bacias dos rios Paracatu e Urucuia/Noroeste de Minas Gerais) e chega-se ao aspecto local (sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo). Além disso, a discussão das variáveis obedece a um encadeamento lógico que parte de aspectos de natureza estrutural (falhas Pré-Cambrianas, altos do embasamento, lineamentos diversos), passa pela descrição e caracterização de feições morfológicas e fluviais (anomalias de drenagem, índices geomórficos), alcança as feições sedimentares recentes (terraços, planície de inundação, dissecação fluvial atual, *knickpoints*) e chega ao nível da geomorfologia dinâmica atual propriamente dita (unidades de relevo, bacia de sedimentação

Quaternária do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, desvio do canal do Ribeirão Cotovelo em direção sudoeste e sua captura, rebaixamento recente do nível de base local e regional). O trabalho evoluiu, então, para a análise de evidências geomorfológicas que apontam para a evolução da paisagem fortemente controlada pela tectônica e sua percepção em diferentes escalas.

6.1 LINEAMENTOS TECTONO-ESTRUTURAIS, ARQUEAMENTO CRUSTAL E PADRÕES DE DRENAGEM

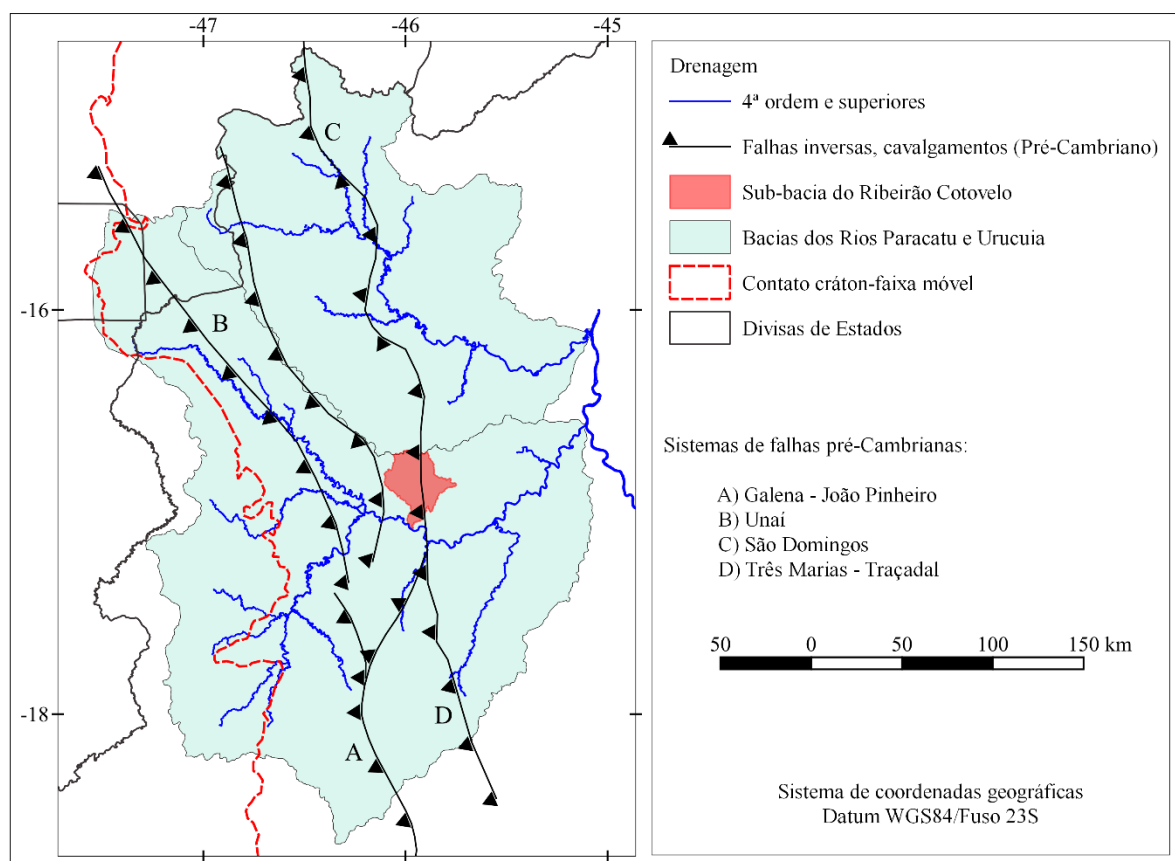
No noroeste do Estado de Minas Gerais, as maiores feições tectônicas que podem ter influenciado e controlado a dinâmica geomorfológica de longo termo são dois sistemas paralelos de falhas pré-cambrianas: Três Marias-Traçadal-São Domingos e Galena-João Pinheiro-Unai (Figura 55). Esses sistemas de falhas inversas, com vergência para oeste, possuem direção NNW-SSE e testemunham diversos episódios arqueozóicos e proterozóicos de amálgama continental e reativação tectônica do contato entre as províncias Tocantins e São Francisco (HASUI, 2010). Estão presentes nos diversos materiais que compõem os vários domínios tectono-sedimentares do Domínio Externo da Faixa Brasília e das coberturas deformadas do Domínio Ocidental do Cráton do São Francisco, ou seja, constituem a expressão fisiográfica das coberturas deformadas da bacia antepaís. Cabe reforçar que o alinhamento estrutural Três Marias-Traçadal-São Domingos coincide com a zona de cisalhamento NNW-SSE (HEINECK, 2004; CPRM; COMIG, 2003b; 2003c), portanto, exibe um componente cinemático complexo, associado ao Subgrupo Paraopeba (SCHOBENHAUS *et al.*, 1985).

O arranjo estrutural em blocos, rebaixados ou soerguidos, assim como em frentes de cavalgamentos, definiu a configuração topográfica de escala regional de longo termo e interferiu nos padrões de sedimentação pré-Cenozoicos. Aqueles sistemas de falhas foram reativados durante o ciclo tectônico Brasileiro no final do Proterozoico e por vários outros eventos menores durante o Fanerozoico, incluindo pelo menos um episódio no Cenozoico (CAMPOS; DARDENNE, 1997b), contemporâneo à fragmentação do Gondwana e à abertura do *Rift* Atlântico.

Essas feições tectono-estruturais e tectono-sedimentares deixaram suas marcas evidentes na paisagem, em compartimentos geomorfológicos como as Cristas de Unai, a Serra Geral do Rio Preto, a Serra do Boqueirão, o Planalto da Mata da Corda, a Depressão do São Francisco (que,

regionalmente, abrange a Depressão do Rio Paracatu e a Depressão do Rio Urucuia). No interior ou entremeando esses compartimentos, rios de maior ordem e mais extensos, percorrem canais integral ou parcialmente controlados pela direção NW-SE: Rios/Ribeirões Paracatu, Prata, Preto, Claro (sub-bacia do Rio Preto), Entre-Ribeiros, Urucuia, Pirapetinga, Conceição. Logo, tem-se a configuração de grandes regiões geomorfológicas (IBGE, 2009), de escala sub-continental, controladas pelo contato entre a faixa móvel e o cráton, ambos neoproterozoicos: Planaltos do São Francisco, Depressão do São Francisco, Planície do São Francisco, Cristas de Unai.

Figura 55 – Falhas inversas pré-Cambrianas no Noroeste de Minas Gerais.



Principais sistemas de falhas pré-Cambrianas no contato entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília, no Noroeste de Minas Gerais. Fonte: Modificado de Dardenne (2000), CPRM; COMIG (2003a)

O evento tectônico do Meso-Cenozoico, atribuído à fragmentação do continente Gondwana e à migração da Placa Sul-Americana para Oeste (HASUI, 1990; CAMPOS; DARDENNE, 1997b), desenvolveu na região um padrão de falhamentos SW-NE, aproximadamente perpendicular ao anterior. Falhas atribuídas a esse evento são raras e sua ocorrência, via de regra, é inferida a partir da orientação da rede de drenagem e de lineamentos. Sua expressão mais perceptível associa-se à direção de canais ou trechos de canais tributários dos Rios

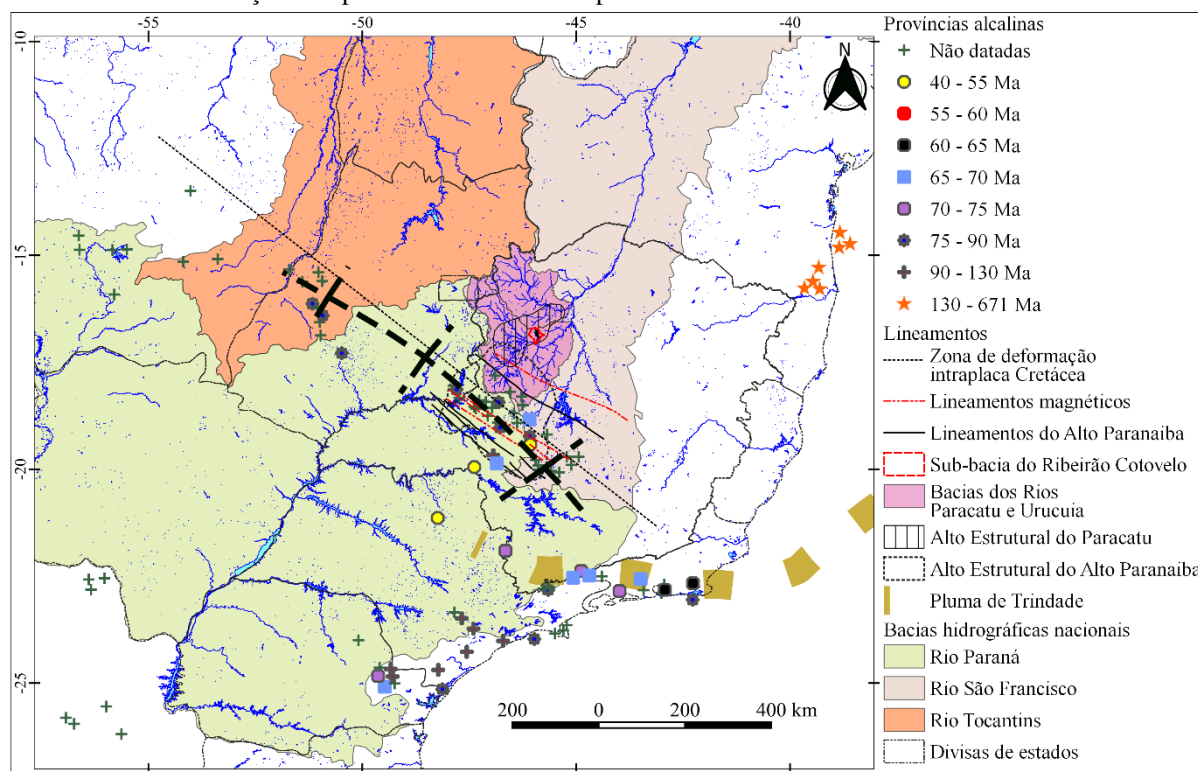
Paracatu e Urucuia: Rios/Córregos Santo Antônio, Sono, Almas, Verde (bacia do Rio Paracatu), Conceição, Areias, Claro (bacia do Rio Urucuia); na bacia do Rio Paracatu, esses canais enumerados coincidem, em boa medida, com a estruturação crustal do *graben* da sub-bacia de sedimentação mesozoica Abaeté (HASUI; HARALYI, 1991). Isso significa dizer que a direção estrutural SW-NE está presente no interior da cobertura indeformada da área central da epiderme cratônica e que pode ser melhor observada nos médio e baixo vales dos Rios Paracatu e Urucuia.

Como resultado da interseção das duas direções estruturais dominantes surgem, também, as feições geomorfológicas de escala macrorregional: de um lado, a orientação NNW-SSE das principais unidades geomorfológicas (IBGE, 2009) e a drenagem principal, contemplando os rios de 4ª ordem ou superior; neste aspecto observa-se que esses canais dissecam terrenos orientados, como a unidade de vales e cristas da bacia do Rio Preto (Cristas de Unai), Serra de São Domingos (vale do Rio Urucuia), o trecho do canal do Rio da Prata ajustado à Falha de Galena. De outro lado, a interseção entre as duas direções estruturais citadas condiciona o desenvolvimento de impressionantes anomalias associadas ao traçado dos canais fluviais na forma de curvaturas anômalas com medidas sempre próximas dos 90°, presentes nos grandes rios regionais. Tais curvaturas anômalas permitem, por exemplo, setorizar grandes bacias em função da direção de escoamento de seu rio principal, cujas repartições podem derivar e informar o controle litoestrutural subjacente. Assim, é possível supor que o evento tectônico no Cenozoico provocou a reativação de falhas pré-Cambrianas, provavelmente como pequenas falhas normais com rejeitos verticais pouco expressivos (HASUI, 1990; CAMPOS; DARDENNE, 1997b), porém, suficientes para controlarem os vales atuais, profundos, estreitos e predominantemente encaixados em leito rochoso (BRAGANÇA, 2012), levando a importante rearranjos na rede de drenagem.

Contudo, ainda na escala do tempo geológico de longa duração, esse arranjo tectono-estrutural da borda das províncias tectônicas foi complicado pelo comportamento ascensional de dois altos estruturais regionais (Figura 56), o Alto Estrutural do Alto Paranaíba (AEAP) e o Alto Estrutural do Paracatu (AEP), bem como pela migração da Pluma do Manto de Trindade, que se deslocou de Noroeste para Sudeste, aproximadamente bordejando a Bacia Sedimentar do Paraná (THOMAZ FILHO; RODRIGUES, 1999).

O Alto Estrutural do Alto Paranaíba é caracterizado como uma feição tectônica proterozoica, à qual associam-se repetidos episódios de reativação e magmatismo, sempre com uma recorrente componente de epirogênese positiva. Sua expressão regional é traduzida pelo papel central que exerceu na dissociação hidrológica entre as bacias dos Rios Paraná e São Francisco, bem como na ascensão de diversas intrusões alcalinas, no interior da Província Tocantins (HASUI *et al.*, 1975; SGARBI, 1989; HASUI; HARALYI, 1991); esse papel de divisor hidrográfico remonta, pelo menos, ao início do Cretáceo (SGARBI, 1989; 2000), confirmando a antiguidade dos padrões de drenagem regional influenciados pelo comportamento ascensional do manto (COX, 1989).

Figura 56 – Mapa de intrusões alcalinas do Brasil continental, mostrando sua correlação espacial com a zona de deformação intraplaca Cretácea e com o percurso da Pluma Mantélica de Trindade.

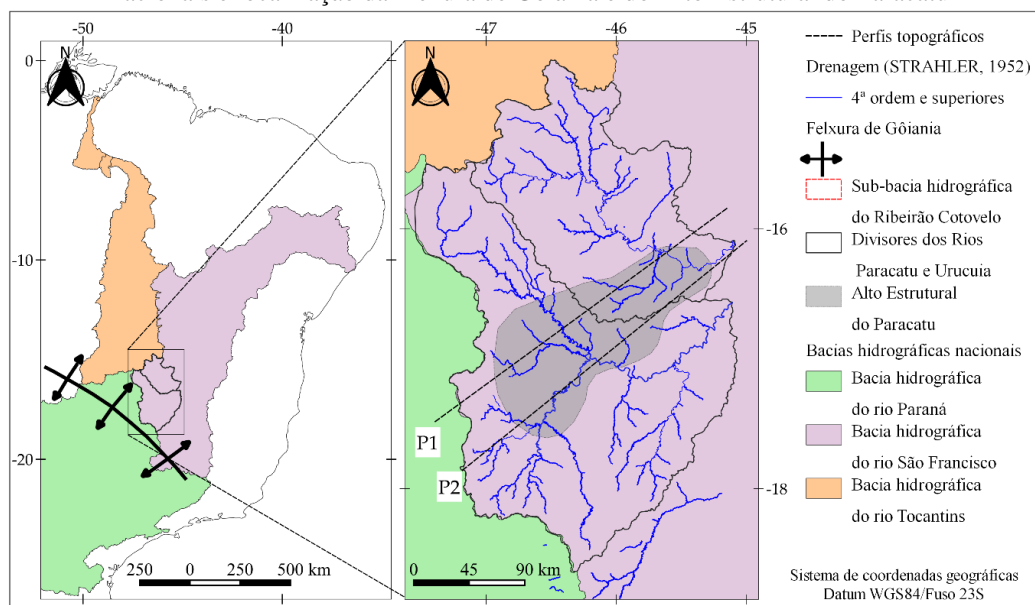


Modificado de Thomaz Filho e Rodrigues (1999).

O Alto Estrutural do Paracatu, por sua vez, foi qualificado com base na observação de “diferenças de altitude no contato do Grupo Bambuí com a cobertura Fanerozoica e variações de espessuras na sucessão sedimentar, a partir de dados gravimétricos”; trata-se de uma feição tectônica correspondente a uma “elevação do embasamento atribuída a mecanismos de reequilíbrios flexurais da litosfera em resposta à sobrecarga lateral associada à tectônica Brasileira” (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Como reflexo morfológico, sua expressão topográfica pode também ter condicionado a drenagem regional (COX, 1989; POTTER, 1997).

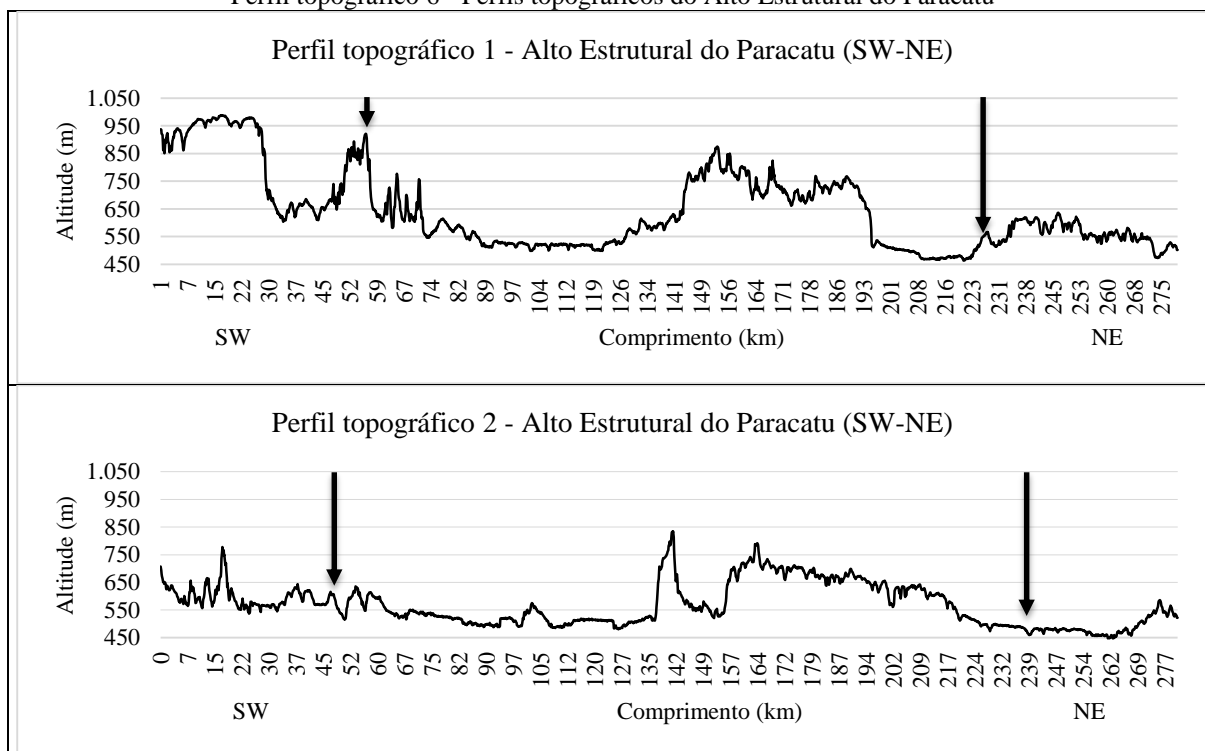
Inicialmente, é preciso considerar que a sobreposição dos limites propostos para os dois altos estruturais em foco traz à reflexão a hipótese de que poderiam ser tratados como uma mesma singularidade tectônica; essa interpretação é uma consequência da justaposição dos limites das duas entidades, inicialmente considerando que o Alto Estrutural do Alto Paranaíba acumula uma bibliografia bastante volumosa e específica, inclusive de natureza geofísica, ao passo que o Alto Estrutural do Paracatu foi referenciado apenas brevemente na literatura. Decorre, também, da contiguidade espacial/cartográfica entre as feições, o que se repete na caracterização do controle que ambas podem, potencialmente, exercer sobre a gênese do relevo e sobre o traçado da rede de drenagem (Figura 56). Além disso, pela análise dos perfis topográficos do Alto Estrutural do Paracatu (Figuras 57 e Perfil topográfico 6), vê-se que a feição descreve uma morfologia em abóbada cuja aba não se completa em direção SW, ou seja, na direção do Alto Estrutural do Alto Paranaíba. De fato, nota-se um discreto caimento do relevo de SW para NE, o que dá a ideia de continuidade da topografia, embora profundamente dissecada. A hipótese encontra respaldo, igualmente, no episódio de reativação tectônica do Alto Estrutural do Alto Paranaíba, ocorrido entre o Paleoceno e o Eoceno (66 – 23 Ma), que teria sido percebida nas imediações da cidade de Manga, no norte do Estado de Minas Gerais e que seria derivado de tectônica ascensional, transcorrente e reversa, com basculamento do bloco Brasília para NW e mergulho SE-NW (BACELLAR, 1978; BARCELOS, 1979; BARCELOS; SUGUIO, 1980; SAADI, 1991). Outro argumento considera a posição das duas entidades tectônicas contíguas e coincidentes com o deslocamento proposto para a pluma mantélica de Trindade, de NW para SE; pode-se associar a essa pluma tanto o magmatismo Mata da Corda quanto o arqueamento da Flexura de Goiânia (ULBRICH; GOMES, 1981; GIBSON *et al.*, 1997; JUNQUEIRA-BROD *et al.*, 2002).

Figura 57 – Localização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia no contexto das grandes bacias hidrográficas nacionais e localização da Flexura de Goiânia e do Alto Estrutural do Paracatu



A) Localização das bacias hidrográficas dos Rios Paracatu e Urucuia em relação a três bacias nacionais: Paraná, São Francisco e Tocantins. B) Localização do Alto Estrutural do Paracatu em relação à drenagem principal das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia. Fonte: Campos e Dardenne (1997b), Quintas *et al* (1997).

Perfil topográfico 6 - Perfis topográficos do Alto Estrutural do Paracatu



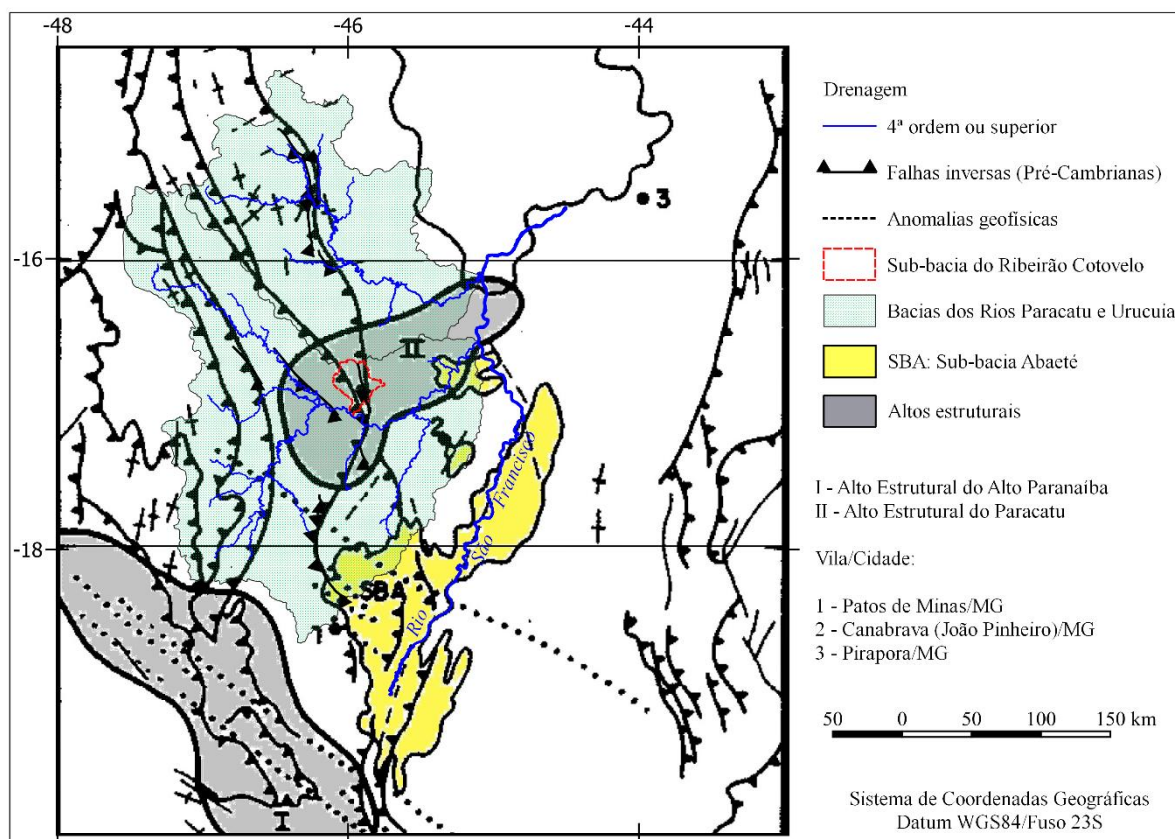
Perfis topográficos do Alto Estrutural do Paracatu e adjacências. As setas delimitam as extremidades do Alto Estrutural do Paracatu.

Contudo, essa proposta encontra obstáculos na escassez de dados e estudos de aspectos tectônicos e geofísicos do norte de Minas Gerais, já que a região não registra intrusões ou episódios vulcânicos que pudessem ter despertado maior interesse.

Um atributo importante que se ajusta à ideia de um alto estrutural unitário, alto na parte central e rebaixado e suavizado na aba leste, são os remanescentes de uma tendência distributiva da rede de drenagem, percebidos em alguns setores da hidrografia atual. Esse ajuste deriva da condição de alta energia na porção central da estrutura, cuja localização seria em algum ponto do Planalto da Mata da Corda, nas imediações da Flexura de Goiânia, ponto mais elevado desse arqueamento crustal, cujo gradiente topográfico favoreceria a incisão fluvial. A partir desse ponto, a dissecação mostra-se mais agressiva na metade ocidental do AEP, provavelmente devido à existência das já citadas zonas de fraquezas do contato cráton-faixa móvel, derivadas da tectônica Brasileira. Em termos geomorfológicos, as partes elevadas do AEP correspondem ao compartimento topográfico da Serra Geral do Rio Preto – Serra do Boqueirão e aos setores intermediários de suas abas, áreas menos rebaixadas pela dissecação fluvial. Outro aspecto relevante e perceptível se refere à dissecação preferencial, ao longo da zona de cisalhamento NNW-SSE, que secciona a entidade AEP. Um terceiro argumento a favor de uma atuação conjunta das entidades, reativadas no Meso-Cenozoico, poderia ser o reequilíbrio isostático decorrente do abatimento da Depressão do Abaeté (Figura 58) e seu posterior preenchimento (HASUI *et al.*, 1975; HASUI; HARALYI, 1991; CAMPOS; DARDENNE, 1997b); a Depressão está situada aproximadamente a sudeste da bacia do Rio Paracatu e é atravessada pelo canal atual do Rio São Francisco na direção SW-NE.

Portanto, considerando-se que os altos estruturais experimentaram 550 m de soerguimento entre o Eoceno e o Oligoceno e outros 100 m entre o Plioceno e o Holoceno (VALADÃO, 2009), tem-se uma adição de energia potencial ao sistema fluvial em quantidade suficiente para iniciar o processo de incisão nas linhas de fraqueza crustal herdadas e rebaixar a paisagem a ponto de mascarar aquelas feições. No interior do domeamento, a Serra Geral do Rio Preto e a Serra do Boqueirão resistem na paisagem como compartimentos elevados remanescentes do AEP, capeados por lateritas (BRAGANÇA, 2012), estratos areníticos silicificados (SGARBI, 2000), estratos rochosos em posição horizontalizada, baixa densidade de fraturas e, conseqüentemente, baixa densidade de drenagem.

Figura 58 – Principais feições estruturais existentes no substrato no setor meridional da Bacia Sanfranciscana.



Traços dentados representam grandes planos de empurrões e falhas inversas, traços contínuos representam falhas/fraturas regionais e os traços pontilhados representam anomalias geofísicas. Fonte: Modificado de Campos e Dardenne (1997b).

Aqui, é possível argumentar em favor da existência de um bloco alto cuja delimitação se ajusta às direções estruturais Pré-Cambrianas NNW-SSE, sendo elas representadas pela Falha de Galena–João Pinheiro–Unaí, a oeste e pela zona de cisalhamento São Domingos–Três Marias–Traçadal, a leste. Esse ambiente estrutural pode abrigar ainda um conjunto blocos menores, resultantes da fragmentação promovida pela interseção das direções estruturais do evento tectônico Cenozoico. Diante da emergência das primeiras evidências em favor de uma atividade tectônica recente, considera-se que três causas podem explicar o abatimento de pequenos blocos cujos limites ainda precisam ser melhor estabelecidos: primeiro, o desligamento gravitacional e o reajuste isostático devido ao peso dos sedimentos; segundo, o abatimento devido ao desligamento decorrente de alguma movimentação/acomodação do sistema de falhas Pré-Cambrianas, em decorrência da migração da Placa da América do Sul para oeste; terceiro, movimentos associados à reorganização tectônica global e aos reflexos da tectônica andina.

Em resumo, as numerosas anomalias de drenagem de escala macrorregional existentes no Noroeste de Minas Gerais seriam a expressão visual dos fatores morfogenéticos atuantes,

portanto, características próprias da geomorfologia regional. Dentro deste contexto, a existência recorrente de diversas bacias de sedimentação holocênicas, assimétricas, confinadas, com trechos de meandros comprimidos e orientadas conforme as direções estruturais dominantes, sustentam fortemente a hipótese de reativação ou, no mínimo, a acomodação tectônica destes lineamentos. Na área de estudo, as estruturas primárias capazes de controlar a drenagem ocorrem em rochas proterozoicas pelíticas da Formação Três Marias e pelito-carbonatadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, localmente alteradas pela tectônica que individualizou o Sub-Grupo Paraopeba; as coberturas fanerozoicas, por seu turno, não guardam registro de tectônica rúptil ou dúctil de grande expressão. Portanto, do ponto de vista geomorfológico, a exumação das paleoestruturas, potencialmente reativadas, torna-se um fator central, necessário à explicação da morfogênese regional.

6.2 ANOMALIAS MORFOMÉTRICAS E ANOMALIAS DE DRENAGEM

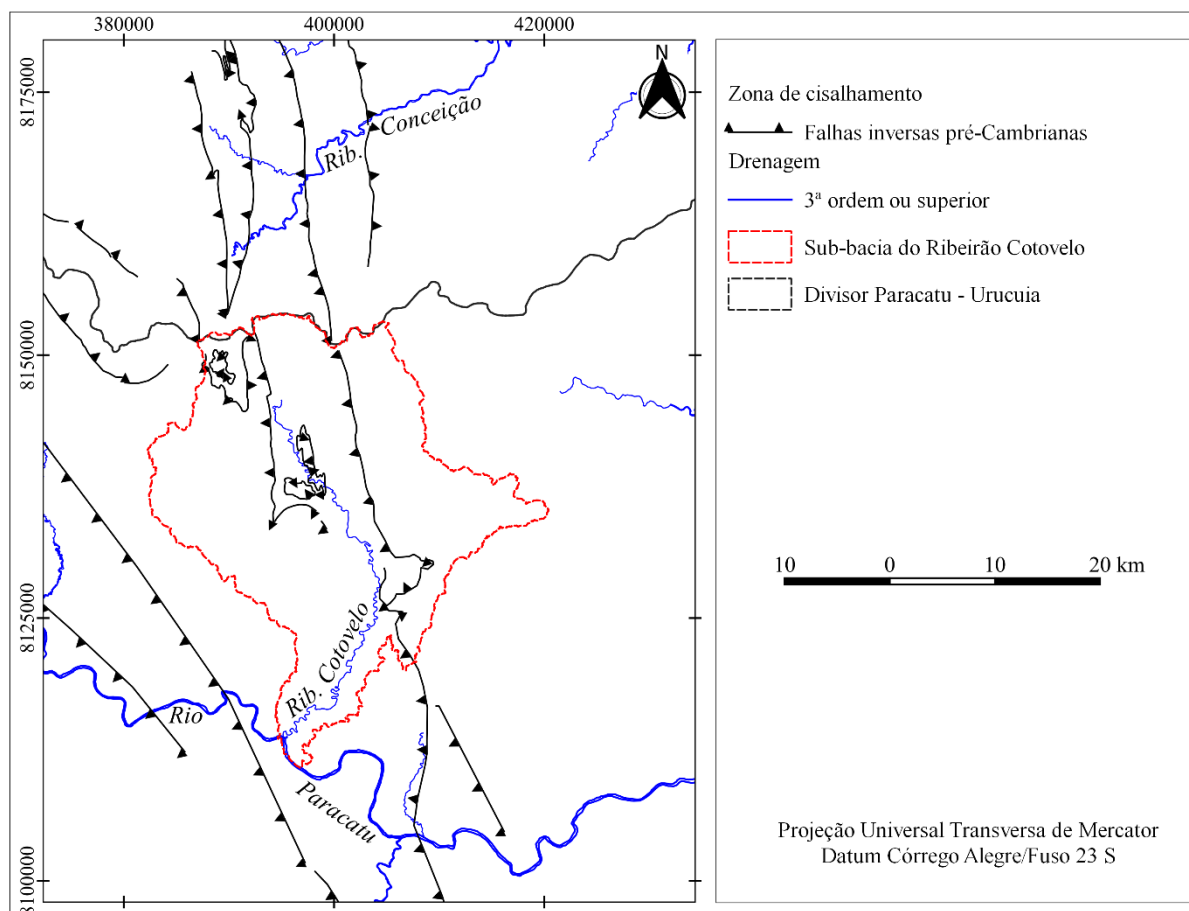
Embora nenhuma avaliação isolada seja suficiente para confirmar que o controle tectônico está ativo, a análise integrada dos índices morfométricos e geomórficos revelou a agressividade dos processos erosivos na escala da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, na forma de anomalias morfométricas e de drenagem. Mesmo inserida em ambiente cratônico, a bacia possui alguns afluentes curtos (Córregos Assapeixe e Caiçara) vistos como sub-bacias hidrográficas mais jovens, vigorosas e menos erodidas. Em contraste, os tributários mais longos (Córregos Morro Redondo, Terra Vermelha e Mocambinho) são bacias sujeitas a processos sedimentares. Os canais encaixados em leitos rochosos (Córregos Capivara, Tapioca, Alegre, Cana-brava e Forquilha) exibem bacias menos dissecadas, porque correm sobre litologias mais resistentes. Paralelo a isso, a predominância de estratos rochosos impermeáveis associados a relevos ondulados e colinosos, redes de drenagem mais densas e altamente dissecadas correlaciona-se com as características do substrato sedimentar e metassedimentar regional. Em áreas adjacentes às escarpas da Serra do Boqueirão, os índices geomórficos revelam bacias de drenagem alongadas, caracterizadas por gradientes topográficos expressivos, vertentes inclinadas, ajustadas à heterogeneidade geológica e à alta permeabilidade decorrente do fraturamento denso, o que reforça a interpretação do controle estrutural sobre a dissecação fluvial.

Por um lado, os Córregos Forquilha e Assapeixe exibem um claro controle estrutural derivado das estruturas do evento tectônico cenozoico; por outro lado, os Córregos Tapioca, Alegre, Mocambinho (Foto 32), Trombas e Riachinho ajustaram a dissecação de seus canais a zonas de

fraqueza que cruzam a Serra do Boqueirão. No setor de montante da bacia do Ribeirão Cotovelo, nos altos vales deste curso e dos Córregos Morro Redondo e Terra Vermelha, percebe-se que a drenagem está perfeitamente ajustada à zona de cisalhamento Pré-Cambriana (Figura 59); nestes casos, são bacias muito alongadas. Na margem direita, tributários de alta energia drenam a Serra do Boqueirão dissecando gargantas estreitas e profundas, resultando em *knickpoints* impressionantes (Foto 33). Em ambas as margens, o paralelismo dos canais reforça a hipótese de controle estrutural, conforme apontam baixos valores médios do índice T-vector, indicando que o deslocamento daqueles canais foi relativamente curto.

Foto 32 - Fratura pré-Cambriana no leito do Córrego Mocambinho.	Foto 33 - <i>Knickpoint</i> no canal do Córrego Alegre
	
<p>A direção do canal do Córrego Mocambinho no alto vale é controlada estruturalmente por um fratura NNW-SSE, associada tectônica do Ciclo Brasileiro. Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>O Córrego Alegre desce a escarpa da Serra do Boqueirão em uma sequência de knickpoints. Na foto, uma primeira ruptura de declive, com cerca de 30 m, separa o trecho de vale suspenso, a montante, do trecho de vale em rápidos e corredeiras, a jusante. A feição correlaciona-se com uma falha normal inferida. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Figura 59 – Posição da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo em relação à zona de cisalhamento NNW-SSE



O Ribeirão Cotovelo disseca os terrenos movimentados da zona de cisalhamento NNW-SSE, correspondente ao Sub-Grupo Paraopeba. Fonte: CPRM; COMIG (2003b; 2003c).

Como desdobramento dessas análises, chegou-se a algumas conclusões preliminares. Primeiro, o controle estrutural passivo da paisagem pode ser percebido claramente nas direções preferenciais dos canais. Segundo, a dissecação fluvial exuma estruturas antigas, ressaltando e reforçando esse controle, associado à tectônica Brasileira. Terceiro, certas direções da drenagem e certas rupturas topográficas escapam a esse controle antigo, sustentando a hipótese de que pode haver um controle mais recente e de menor magnitude. Quarto, essa direção dissonante sobrepõe-se ao fraturamento da estrutura primária da rocha, criando um ambiente complicado pela justaposição de diferentes componentes estruturais, melhor percebidos nas feições anômalas da rede de drenagem (Foto 34).

Foto 34 - Direções estruturais no substrato do canal do Córrego Mocambinho



Fraturas de diferentes direções cortam as rochas no leito do Córrego Mocambinho complicam a estrutura primária dos metapelitos da Formação Serra da Saudade.

Córrego Mocambinho, próximo à ponte de acesso à localidade de Cana-brava.

Autor: Mário T. R. Bragança

Por essas razões, entende-se que a recente e expressiva dissecação dos talvegues, percebida nos canais das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia demandam um componente tectônico ativo e muito recente, de escala regional, provavelmente iniciado no Cenozoico Intermediário e em plena atividade durante o Pleistoceno e Holoceno.

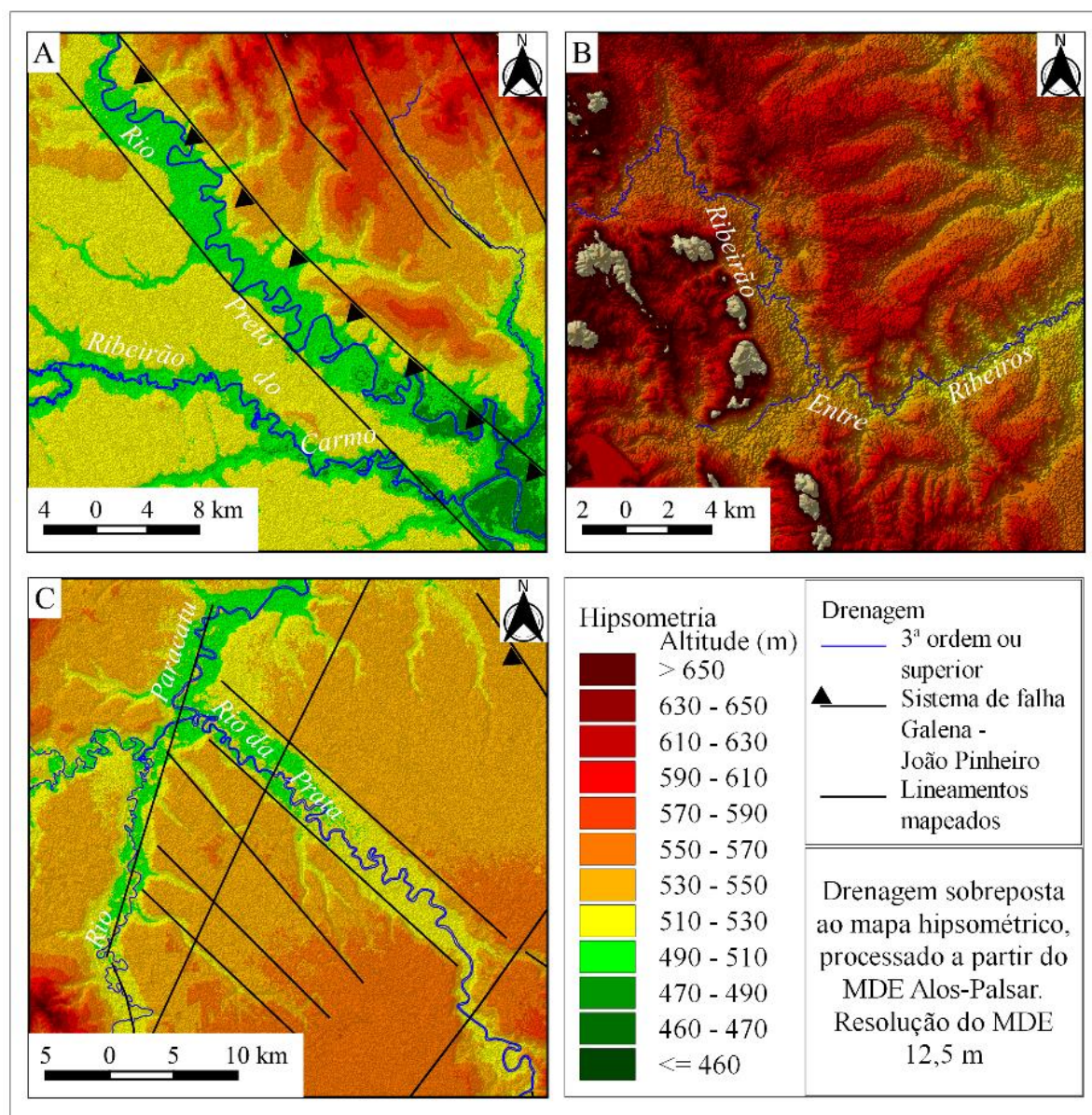
Adicionalmente, vistas como resultado de uma conjugação de fatores e eventos de natureza geológica, geomorfológica, estrutural e climática e considerando que podem ser observadas em várias escalas distintas (SALGADO *et al.*, 2018; 2021), as anomalias de drenagem guardam o registro da evolução do relevo regional e fornecem um quadro explicativo para a inserção da rede de drenagem em seu contexto. Por essas razões, tornam-se elementos úteis à investigação geomorfológica em escalas médias e grandes, porque permitem correlacionar elementos locais e feições regionais de natureza tectônica, litoestratigráfica e estrutural.

Na escala das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia as estruturas tectônicas de âmbito macrorregional manifestam-se, em superfície, na forma de anomalias de drenagem, representadas por longos trechos de canal excepcionalmente retilíneos; esses traçados ajustam-se à direção das falhas pré-Cambrianas, de extensão quilométrica, orientadas na direção NNW-SSE e traduzem clara e concretamente o controle litoestrutural. Esse controle define uma direção prioritária para a atuação dos processos erosivos. A morfogênese se processa, preferencialmente, moderada por esses controles, orientadas no interior da zona deformada do cráton e da faixa móvel, conforme pode-se notar no arranjo da drenagem das sub-bacias Preto,

Claro (tributário do Ribeirão Entre-Ribeiros), Entre-Ribeiros, Aldeia (trecho de montante), Prata (trecho de jusante), Urucuia, Pirapetinga, São Domingos, Conceição e Galho.

Esse padrão de canais retilíneos costuma ser interrompido por mudanças abruptas de direção, associadas a curvaturas com ângulos quase retos, que lhes impõem uma nova direção, perpendicular à anterior (Figuras 60 e 61). Essas mudanças de direção podem ser observadas em escalas diferentes e possuem significados diferentes, porque decorrem de pelo menos três razões concretas. Nos casos observados em cursos de grande extensão (Rios do Sono, Preto, Prata e Urucuia) e de média extensão (Ribeirões Entre Ribeiros, Conceição e Santa Fé), existe uma associação direta das curvas com a justaposição das duas direções estruturais regionais, isto é, as anomalias resultam diretamente das mudanças de rumo impostas aos cursos d'água ao cruzarem linhas de fraqueza resultantes da sobreposição destas fraturas antigas (NNW-SSE) com uma segunda direção estrutural associada ao evento tectônico cenozoico (SW-NE). Um segundo agrupamento de curvaturas anômalas foi observado e descrito em cursos de menor ordem (Ribeirão Cotovelo e tributários) e se relacionam com a estrutura primária das rochas, no caso específico, associado ao acamamento característico das formações pelito-carbonatadas do Grupo Bambuí. Por fim, uma terceira coleção de anomalias de traçado decorre da existência de uma densa rede de fraturas que modificam a estrutura primária dessas mesmas rochas (Foto 34). No primeiro e no terceiro casos, conjectura-se a possibilidade de reativação recente dessas estruturas, em decorrência da cinemática da Placa da América do Sul, de modo que as curvaturas anômalas e eventuais cotovelos de drenagem possam ser interpretados como rearranjos de drenagem. Já na situação intermediária um explicação desta natureza é menos provável, em razão da complexidade litoestrutural inerente ao ambiente.

Figura 60 – Mudanças de direção na drenagem, controlada por fraturas e lineamentos, na bacia do Rio Paracatu.

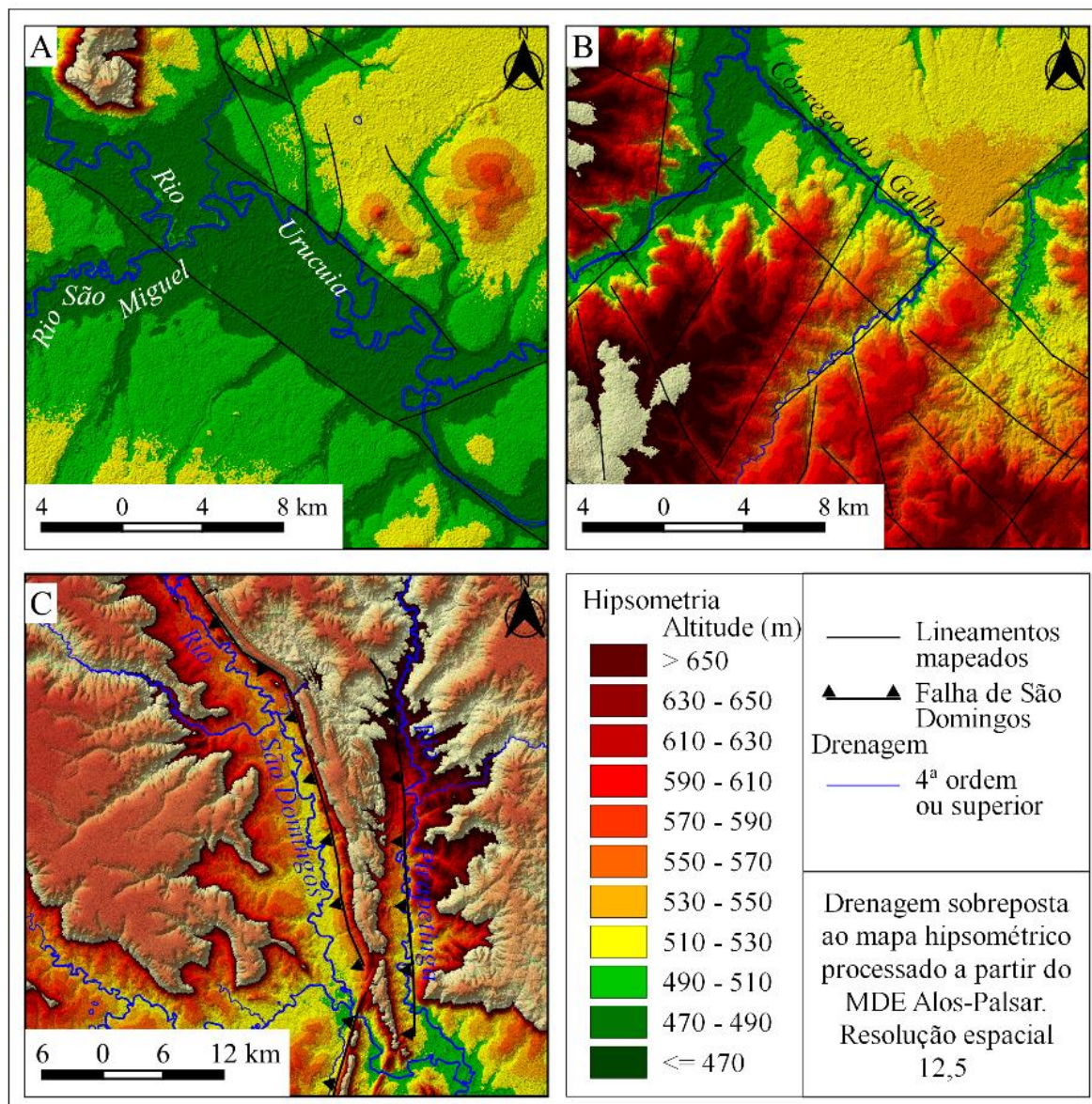


A) Orientação NW-SE do Rio Preto, devido à existência de uma falha inversa. B) Mudança abrupta de direção no canal do Ribeirão Entre-Ribeiros, próximo ao contato cráton-faixa móvel. C) Direção SW-NE do baixo vale do Rio Prata, compatível com lineamentos mapeados no contato cráton – faixa móvel.

Uma terceira fisionomia observada na rede de drenagem e correlacionada diretamente ao comportamento do substrato das bacias diz respeito à existência de trechos com canais na forma de meandros comprimidos, vales assimétricos e áreas de sedimentação preferencial, em um dado contexto geral de encaixamento e retilinearidade dos cursos. São trechos de canais nos quais ocorre importante redução na velocidade de escoamento. As razões para a desaceleração podem ser devidas a soleiras rochosas, possíveis subsidências localizadas, potenciais soerguimentos à jusante. Anomalias dessa natureza possuem resolução regional, podendo ser observadas em mapas com escalas entre 1:200.000 e 1:100.000. Tais traços foram descritos no

baixo vale do Rio da Prata, no vale do Rio Preto e, localmente no vale do Ribeirão Cotovelo (Bacia do Rio Paracatu), bem como em três trechos diferentes do Rio Urucuia e nos baixos vales de seus tributários Areias e Conceição.

Figura 61 – Controle estrutural do arranjo da drenagem, na bacia do Rio Urucuia.



A) Trecho do vale do Rio Urucuia controlado por direções estruturais NW-SE, conforme lineamentos mapeados. B) Joelho no baixo vale do Córrego do Galho, coincidente com cruzamento de duas direções de lineamentos mapeados. C) Orientação N-S dos canais dos Rios Pirapetinga e São Domingos, controlados estruturalmente por falha inversa associada ao sistema de falhas São Domingos. Fonte: CPRM; COMIG (2003a).

Em três áreas, nos trechos descritos no vale do Rio da Prata (bacia do Rio Paracatu), no médio-alto vale do Rio Urucuia (entre as confluências do Ribeirão São Miguel e do Córrego Areias) e no médio vale do Rio Urucuia (Figura 42), a montante da foz do Ribeirão da Conceição, formam-se bacias de sedimentação excepcionalmente planas, com canais meandantes, lagos

de meandros decapitados, áreas de encharcamento; essas bacias são limitadas a montante e a jusante por trechos de canais retilíneos que, em seu interior, desenvolvem padrões meandrantes. No caso dos trechos selecionados no Rio Urucuia, o meandramento do canal ocorre como forma de aumentar seu comprimento e ocupar todo o espaço disponível para a circulação da água em razão das soleiras que impedem a aceleração do fluxo e forçam a deposição da carga de leito; nesse ambiente a assimetria é percebida mais como um ajuste do canal a uma área com declividade praticamente nula e menos como consequência de basculamento ou subsidência; assim, a evolução da planície ocorreria por avulsão. Além disso, as soleiras que delimitam as bacias coincidem com lineamentos crustais mapeados, suscitando a hipótese de que essas bacias resultam do preenchimento de pequenos blocos baixos.

Adicionalmente, observa-se que a jusante dessas duas bacias localizadas, o Rio Urucuia desenvolve um trecho retilíneo com aproximadamente 35 km de comprimento, ao longo do qual o canal corre deslocado em direção à sua margem esquerda, com notável assimetria no vale, inclinado de SW para NE (Transectos 22 e 23).

Já no caso do Rio da Prata (Figura 43), o trecho mapeado corresponde a um bloco com cerca de 3 km de largura e 30 km de comprimento, encaixado entre duas escarpas com até 40 m de altura. Sobre esse bloco o rio desenvolve um canal meandrante, confinado, na mesma cota do Rio Paracatu, no qual vai desaguar; neste segmento da bacia, os dois canais estão confinados à Depressão do Paracatu, fato que explica essa baixa declividade. Além disso, o traçado do Rio da Prata ajusta-se a um dos segmentos NW-SE do sistema de falhas Galena-João Pinheiro, sugerindo que o vale diseca uma linha de fraqueza e, por isso, o canal tenderia a se aprofundar mais que o Rio Paracatu, o qual atravessa perpendicularmente a mesma estrutura.

No baixo vale do Rio Urucuia, a feição de meandros comprimidos mapeada corresponde a uma bacia sedimentar confinada, que ocorre na interseção de duas direções de lineamentos, coincidente, também, com a mudança de direção no canal, de NW-SE para SW-NE. Essa bacia pode ser interpretada como uma feição erosiva escavada em rochas friáveis, em razão do turbilhonamento decorrente da mudança de direção do canal, exigindo redução na velocidade de escoamento e espaço para posterior acomodação da carga sedimentar. A condição imposta pela fraqueza estrutural facilitou esse processo e a morfologia resultante compreende uma ampla bacia de sedimentação com um importante trecho de canal meandrante, que precisa de espaço para acomodar a carga sedimentar antes de seguir novo trecho retilíneo a jusante; esse

novo trecho é controlado pela direção estrutural SW-NE e se conecta a um trecho de canal retilíneo e orientado do Rio São Francisco, situado a jusante da foz do Rio Urucuia e com cerca de 200 km de comprimento.

Outros dois trechos de bacias de sedimentação com canais meandantes são o Córrego Areias e o Ribeirão da Conceição, tributários do Rio Urucuia que o encontram perpendicularmente, em margens opostas. Trata-se de importantes segmentos de canais com alinhamento paralelo, ajustados à direção estrutural cenozoica, SW-NE. O Córrego Areias deságua no Rio Urucuia na forma de tributário farpado, correndo para S-SW. Os trechos meandantes destes cursos são interpretados como feições condicionadas pela dissecação de linhas de fraqueza crustal e ocupam planícies estreitas e alongadas, com baixa declividade e delimitadas por escarpas verticais com até 30 m de altura; a largura dessas calhas varia de 2 a 4,5 km. Ambos deságuam nos trechos de canal meandrante e de sedimentação assimétrica, previamente descritos no canal do próprio Rio Urucuia.

O trecho de meandros confinados delimitado na bacia do Rio Preto apresenta-se peculiar por se tratar de um segmento de canal totalmente controlado pelas direções estruturais da rocha, seja na forma de fraturas, seja na forma de anticlinais e sinclinais ou, simplesmente, estratos inclinados. No trecho em questão, o Rio Preto pode ser descrito como um rio entrincheirado (TWIDALE, 2004). A orientação geral do canal ajusta-se à morfologia de vales e cristas, orientada NW-SE, resultante da dissecação das coberturas metassedimentares Pré-Cambrianas e da exposição das estruturas da rocha subjacente. A inclinação do canal apresenta-se notavelmente regular no segmento analisado, configurando um perfil retilíneo regularmente inclinado em direção à foz (na forma de uma extensa *knickzone*), porém, sem a existência de *knickpoints* imponentes. Por essa razão, os meandros e áreas de sedimentação são interpretados como resultado do contínuo ajuste do canal ao vale confinado, no qual podem ser percebidas inúmeras mudanças de direção do traçado decorrentes do rompimento de soleiras diversas.

Na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, o segmento de vale contendo meandros comprimidos corresponde à planície de sedimentação fluviolacustre alongada na direção NE-SW e delimitada por escarpadas suavizadas com até 30 m de altura. Essa planície ajusta-se às direções do evento tectônico Cenozoico, suas bordas resultam da dissecação de terraços antigos e coincidem exatamente com lineamentos crustais mapeados. Além disso, essa direção estrutural imposta ao canal do Ribeirão Cotovelo em seu baixo vale o torna um tributário farpado do Rio Paracatu e

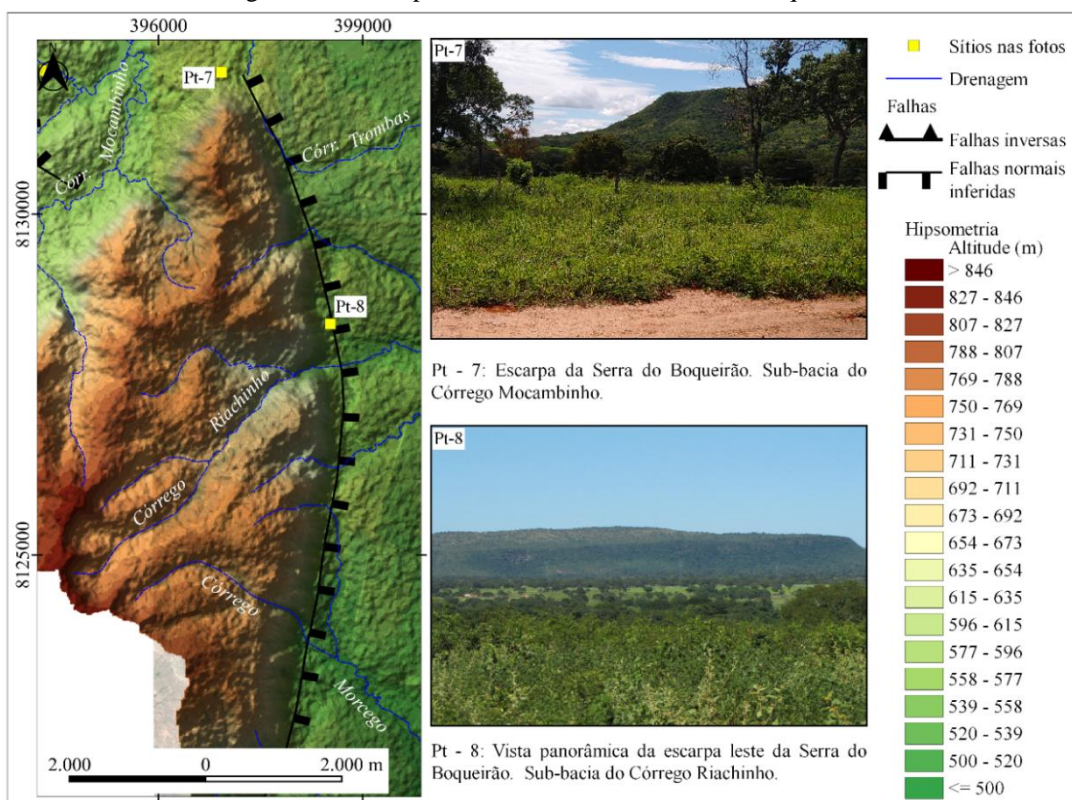
guarda paralelismo com os Ribeirões Areias e Conceição, descritos na bacia do Rio Urucuia. Essa feição será analisada em pormenores na seção seguinte.

Uma quarta coleção de feições anômalas investigadas engloba tributários farpados, cotovelos de captura, vales secos e indícios de desvios de canais. Pouco numerosas e espacialmente dispersas, tais anomalias apoiam a caracterização das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia no contexto de sua complexidade litoestrutural, contudo, o número limitado de feições e a ocorrência dispersa impediram uma caracterização geral de sua interferência no arranjo da drenagem e da geomorfologia regional. Em particular, ressalta-se que tributários farpados são relativamente comuns, como consequência da justaposição das duas direções estruturais supramencionadas; o mesmo pode ser afirmado sobre a influência dessas estruturas na imposição de desvios aos canais. A observação mais representativa deste conjunto de anomalias pode ser encontrada no Planalto da Mata da Corda e no Chapadão dos Gerais, no interflúvio meridional da bacia do Rio Paracatu, assim como na borda ocidental da Serra Geral do Rio Preto, no intreflúvio entre os formadores do Córrego Riachinho Gado Bravo (Bacia do Rio Paracatu) e do Ribeirão da Conceição (Bacia do Rio Urucuia). Além disso, chama especial atenção o vale seco identificado no interflúvio meridional do Ribeirão Cotovelo, indicando uma provável paleodrenagem em direção sul, alinhada com o canal atual do Córrego das Pedras.

7) MORFOTECTÔNICA DA SUB-BACIA DO RIBEIRÃO COTOVELO

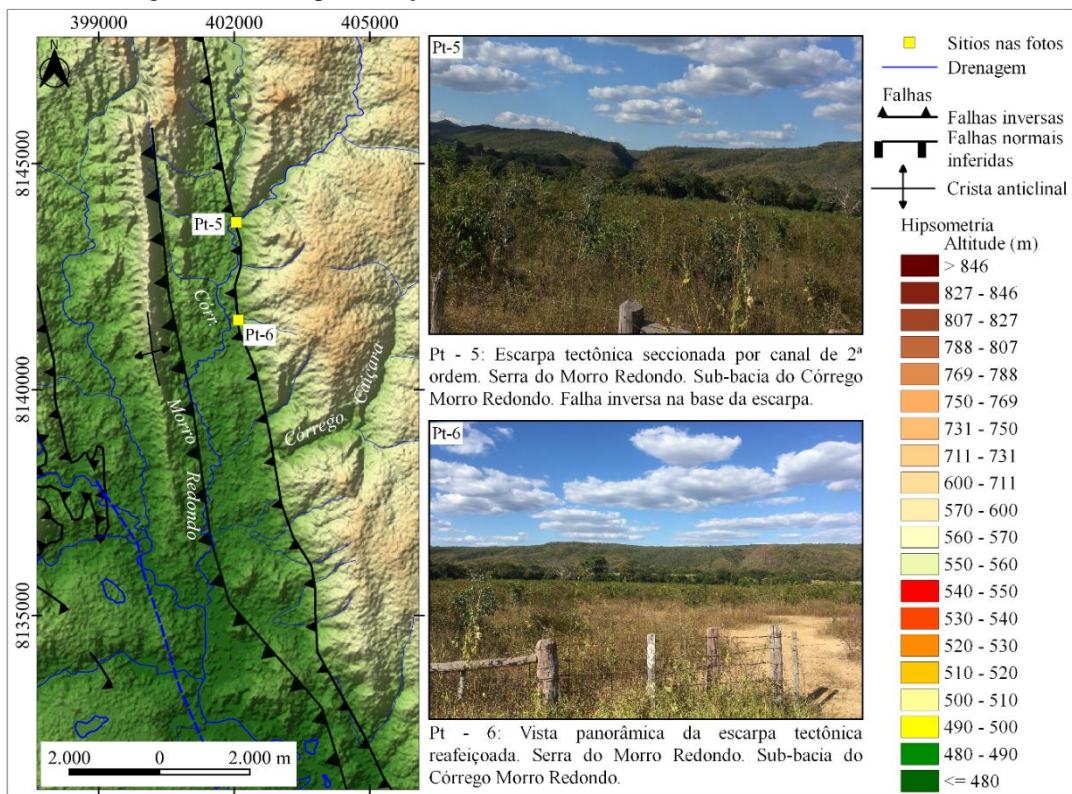
A sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo é uma feição geomorfológica que pode ser dividida em pelo menos três compartimentos internos: o primeiro abrange os terrenos altos e escarpados, nos quais a drenagem disseca agressivamente o leito rochoso, em razão do expressivo gradiente topográfico; a origem desse compartimento pode ser associada a fraturas e falhas normais inferidas na vertente leste da Serra do Boqueirão (Figura 62) e a uma falha inversa mapeada no sopé das Serras do Morro Redondo, Três Irmãos e Canastra (Figura 63). O segundo compartimento abrange as cotas mais baixas do interior da bacia, em seu setor de montante, onde a drenagem disseca diversas linhas de fraqueza derivadas de fraturas, falhas inversas e transcorrências, de idades pré-cambrianas, presentes no interior da zona de cisalhamento NNW-SSE (Figura 64), ou seja, a morfogênese atua sobre um ambiente complexo envolvendo estruturas primárias modificadas por dobramento e fraturamento secundário (Foto 35). Neste ambiente, a maior parte da drenagem pode ser descrita como entrincheirada (TWIDALE, 2004). Trata-se de um ambiente de alta energia, percebida na granulometria decimétrica dos seixos que pavimentam os canais fluviais mais importantes (Foto 36). O terceiro compartimento corresponde à planície de sedimentação do baixo vale, na qual a acumulação sedimentar parece ser controlada, também, por fatores tectono-estruturais, como sugerem a forma alongada e rebaixada da bacia, delimitada por rupturas de declive uniformes (15 – 20 m) e espetacularmente alinhada na direção SW-NE.

Figura 62 – Escarpa na vertente leste da Serra do Boqueirão



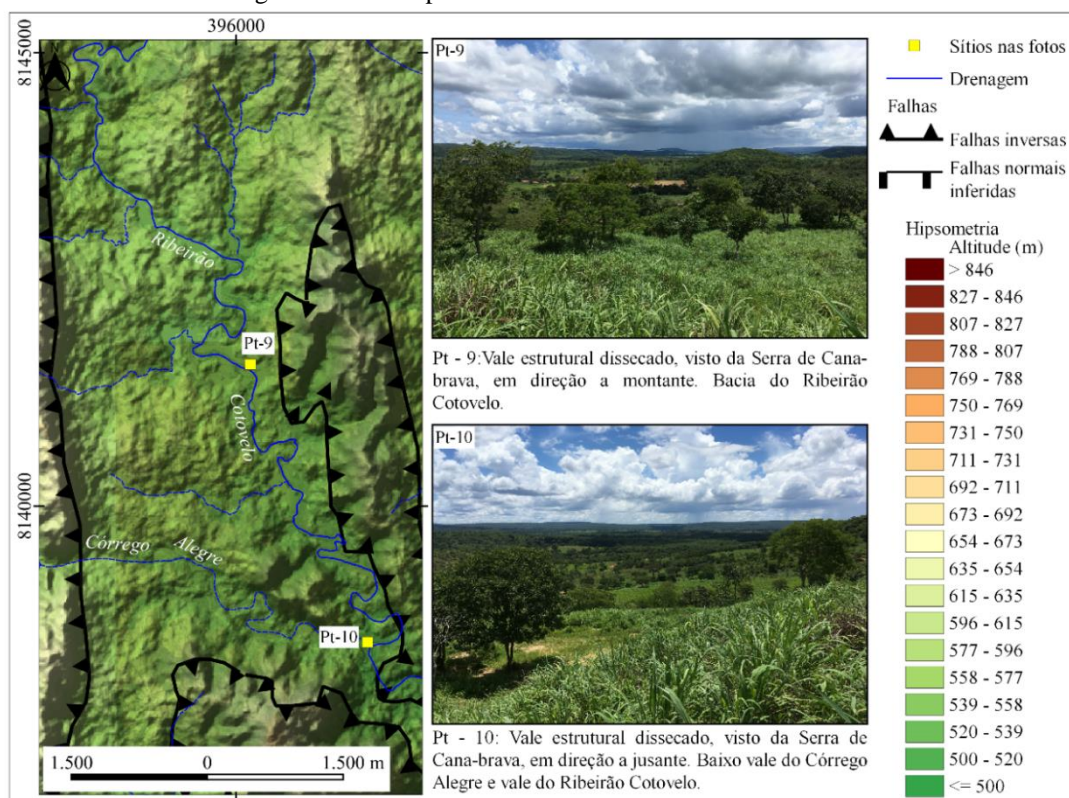
Fotografias: Mário T. R. Bragança

Figura 63 – Escarpa reafeiçoada na vertente oeste da Serra do Morro Redondo



Fotografias: Mário T. R. Bragança

Figura 64 – Vista panorâmica do vale estrutural dissecado.



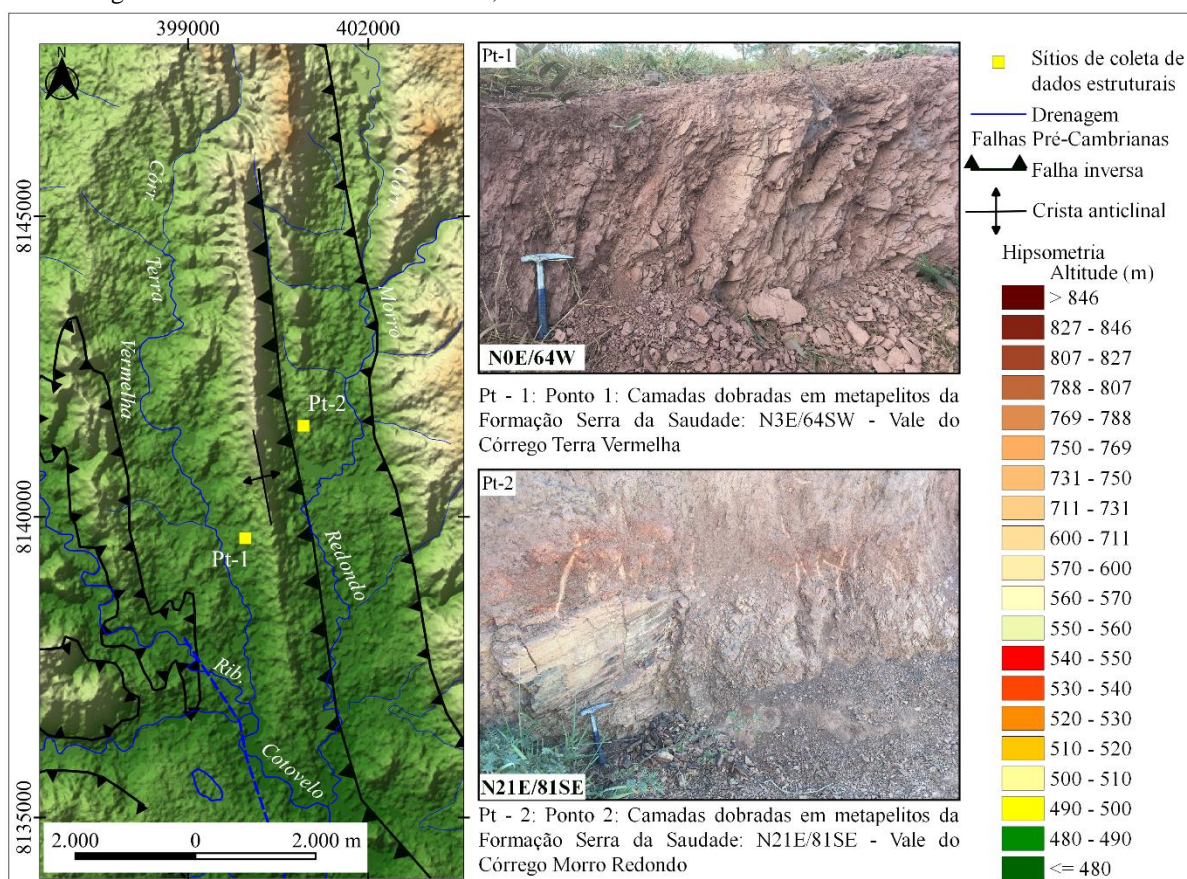
Fotografias: Mário T. R. Bragança

Foto 35 - Canal do Ribeirão Cotovelo cortando calcarenitos da Formação Serra da Saudade.	Foto 36 - Canal do Ribeirão Cotovelo pavimentado por seixos e cascalho com granulometria centimétrica.
<p>O Ribeirão Cotovelo diseca seu canal em sentido contrário à inclinação da rocha; a seta indica a direção do fluxo.</p> <p>Local: 400 m a montante da confluência do Córrego Cana-brava.</p> <p>Autor: Mário T. R. Bragança</p>	<p>O canal do Ribeirão Cotovelo foi pavimentado por uma camada de cascalhos com cerca de 0,8 m de altura, movimentados pelo fluxo de alta energia.</p> <p>Local: Setor intermediário da bacia, a jusante da confluência do Córrego Alegre.</p> <p>Autor: Mário T. R. Bragança</p>

A relação direta entre unidades de relevo e litoestratigrafia é outro aspecto relevante na análise geomorfológica da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo; o exemplo mais persuasivo é o caso das

morfoestruturas residuais (Figura 65), por se tratar de uma unidade de relevo esculpida no interior da zona de cisalhamento, correspondente a um antiformal.

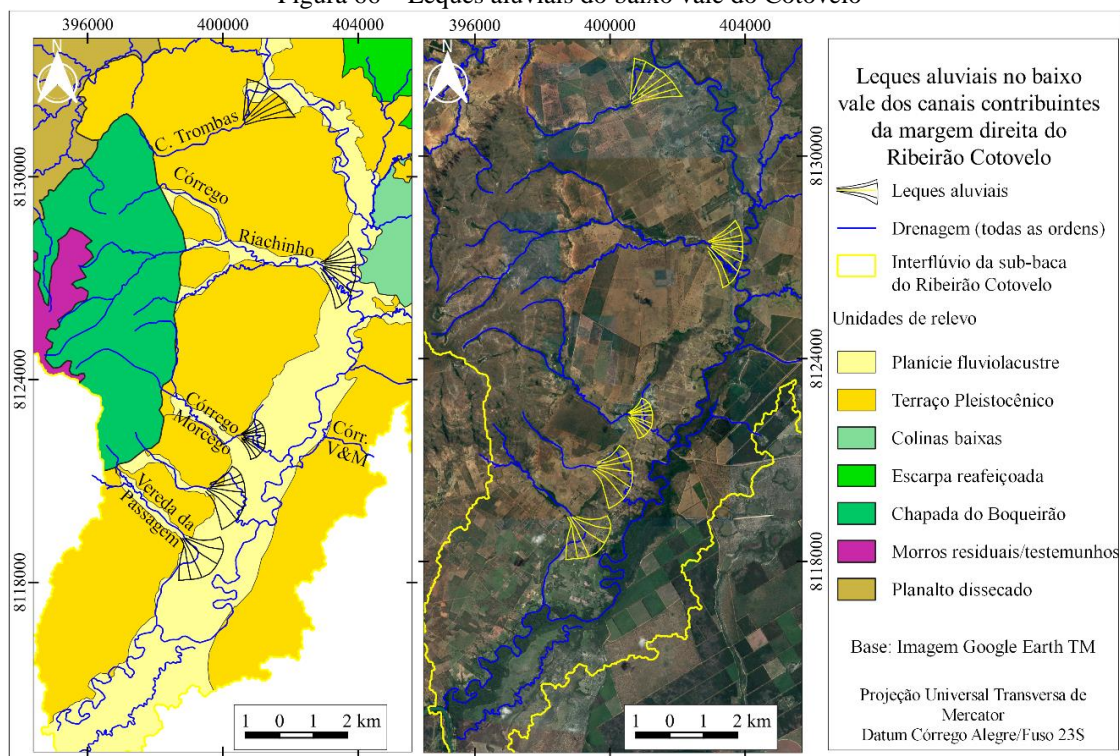
Figura 65 – Morfoestruturas residuais, unidade de relevo característica da zona de cisalhamento.



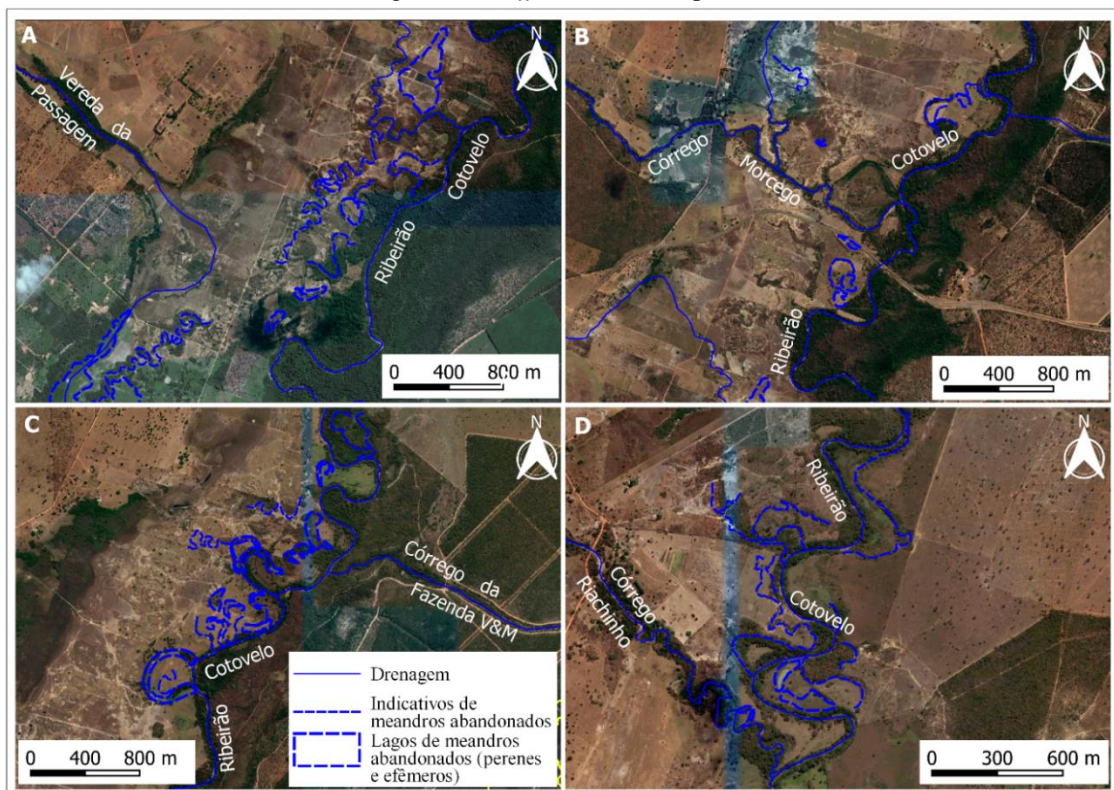
Fotografias: Mário T. R. Bragança

No interior da depressão que acomoda a planície fluviolacustre do baixo vale, o canal do Ribeirão Cotovelo descreve um traçado anômalo e conspícuo; na maior parte do percurso, por cerca de 35 km, praticamente toca aos terraços Pleistocênicos da margem esquerda; próximo à foz, no entanto, em seus últimos 4 km, o canal encosta-se nos terraços da margem direita. Esse “desarranjo” do canal pode ser consequência de três fatores que atuam concomitantemente na bacia: primeiro, a subsidência da bacia, que seria o fator controlador da deposição; segundo, a carga sedimentar espalhada sobre a planície, na forma de leques aluviais, pelos canais que drenam a vertente Leste e Sudeste da Serra do Boqueirão (Figuras 66 e 67) que empurram o canal do Cotovelo para Sudeste (BRAGANÇA, 2017b) – neste caso, os cordões de meandros abandonados e lagos de *cut-off* denunciam essa migração recentíssima; terceiro, o rebaixamento do nível de base da foz do Ribeirão Cotovelo, que adiciona energia ao sistema; esse rebaixamento pode ser, hipoteticamente, devido a um pequeno bloco basculado de SE para NW.

Figura 66 – Leques aluviais do baixo vale do Cotovelo



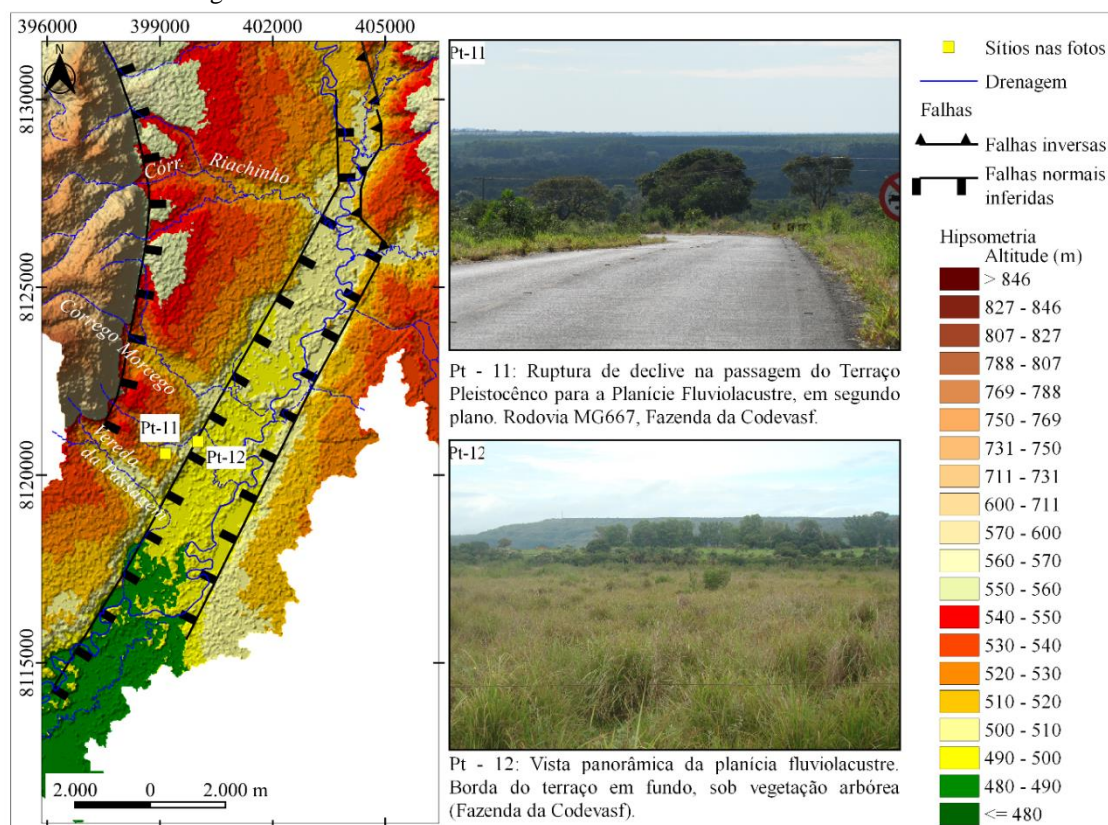
Leques aluviais da margem direita do Ribeirão Cotovelo, representados sobre as unidades de relevo. Base Imagem Google Earth™.

Figura 67 – Meandros abandonados e lagos de *cut-off* no interior da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo

A migração do canal do Ribeirão Cotovelo no interior da planície fluviolacustre em direção à margem esquerda deixa para trás um registro dos paleocanais, na forma de numerosos lagos de meandros abandonados. Base Imagem Google Earth™.

Parece, assim, que o espriamento dos sedimentos por gravidade explica a posição do canal do Cotovelo na margem esquerda de sua planície, porque, logo após a confluência de seu último tributário da margem direita (Vereda da Passagem), o canal migra em direção a esta margem; esse deslocamento coincide com o alinhamento topográfico que limita a escarpa sul da Serra do Boqueirão, o qual pode ser associado a um dos segmentos do sistema de falhas Galena – João Pinheiro. Essa relação reforça a hipótese da sedimentação por gravidade sobre um bloco basculado e controlado pela tectônica, poque mesmo os 12 m de rebaixamento do nível de base que ocorrem a menos de 4 km da foz do Cotovelo não são suficientes para forçar a migração do canal para jusante, como seria esperado (Figura 68). Outra feição marcante, vinculada a esse quadro fluviomorfológico, é a permanência de uma lagoa alongada, paralela ao canal atual, porém, situada a S-SE, no mesmo alinhamento do trecho de montante do Cotovelo e que pode representar um paleocanal tardi-Holocênico, abandonado recentemente (Foto 13 e Figura 66). Por essa razão, esse arranjo da planície de inundação sustenta a proposição de um bloco subsidente, potencialmente basculado de SE para NW, associado a um canal que corre encaixado em uma zona de fraqueza, seja ela uma falha ou um alinhamento decorrente do “deslizamento negativo” do bloco.

Figura 68 – Planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo



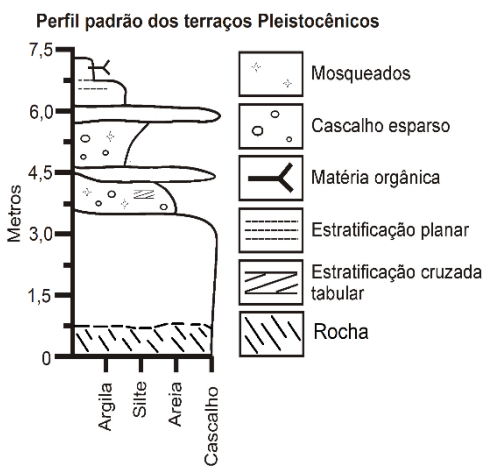

Localção da planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, com indicação das bordas associadas a falhas normais inferidas. Fotografias: Mário T. R. Bragança.

Um contexto bastante similar foi descrito e representado na planície de inundação do Rio Fort Madson, no Sudoeste do Estado de Montana (Estados Unidos); de acordo com esse modelo, percebe-se a assimetria do cinturão de meandros, decorrente do basculamento tectônico do *graben* Hebgen; no mesmo modelo, os sedimentos alcançam a planície de inundação formando leques e forçam a migração do canal em direção à margem oposta (ALEXANDER; LEEDER, 1987).

Outra coleção de evidências a sustentar a hipótese da reativação tectônica regional, inferida a partir da análise geomorfológica da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo e adjacências, apoia-se na avaliação de níveis de sedimentação fluvial. Assim, um nível de terraço Pleistocênico mais antigo foi caracterizado no extremo setor de jusante da bacia do Ribeirão Cotovelo, próximo à sua foz no Rio Paracatu, com base em duas amostras de sedimentos (Amostras 1 e 1A), cujas idades por LOE resultaram em 76.650 (\pm 7.350) anos e 67.520 (\pm 6.320), respectivamente. Diante desses resultados coerentes entre si, considerando a proximidade do canal atual do Rio Paracatu, a contiguidade com outros terraços deste canal, a coleta na base do terraço, a altura em relação ao nível atual do rio (15 m), infere-se que esses sedimentos tenham sido depositados pelo Rio Paracatu e não pelo Ribeirão Cotovelo. Essa seria a explicação plausível para a idade mais antiga desta unidade e que distoa significativamente de outras amostras datadas a montante; portanto, neste local o canal do Cotovelo, deslocado em direção   sua margem direita, estaria dissecando um terraço mais antigo e pertencente ao ambiente deposicional do Rio Paracatu.

Outro terraço Pleistocênico (Figura 69), porém mais jovem, foi encontrado, também, junto ao próprio canal do Ribeirão Cotovelo, no setor de montante da bacia de sedimentação do baixo vale, resultante da incisão recente dos sedimentos e que alcançou também o leito rochoso; esse mesmo nível encontra-se distribuído ao longo dos canais dos tributários da margem direita do Ribeirão Cotovelo, local em que configura um patamar entre a planície fluvialacustre e o sopé da escarpa da Serra do Boqueirão. Salienta-se a regularidade morfológica desta unidade de relevo, com caimento suavizado em direção   calha do Rio Paracatu e em direção ao próprio Ribeirão Cotovelo, o que impediu a separação em sub-níveis de acumulação que pudessem caracterizar localmente mais de um terraço com idades Pleistocênicas.

Esse segundo terraço Pleistocênico apresenta padrão organizado de fácies conglomerática clasto-suportada na base, em contato com a rocha subjacente e sucessivas fácies arenosas ao longo do perfil, até o topo; essas fácies exibem, comumente, seixos dispersos na matriz arenosa e, mais próximo ao topo, silto-arenosa e silto-argilosa. O perfil representativo tem altura variando entre 3 e 8 metros; em sua base afloram rochas pelíticas da Formação Três Marias (argilitos, siltitos) e pelito-carbonatadas das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré (calcários, calcarenitos, calcilutitos, calcissiltitos, argilitos, siltitos, etc.), com diferentes níveis de alteração intempérica. Esse substrato pode apresentar-se em camadas horizontalizadas, inclinadas ou verticalizadas, conforme a localização do terraço em relação à zona de cisalhamento NNW-SSE. Há casos em que o canal atual dissecou e removeu todo o substrato sedimentar e, atualmente, entalha a rocha alterada; essa situação pode ser observada, por exemplo, no leito dos Córregos Riachinho (Foto 37) e Mocambinho e do Ribeirão Cotovelo. No topo dos perfis a pedogênese bem desenvolvida e o teor de matéria orgânica é abundante.

<p>Figura 69 – Perfil esquemático padrão dos terraços Pleistocênico da bacia do Ribeirão Cotovelo.</p>	<p>Foto 37 - Terraço do Córrego Riachinho, típico terraço Pleistocênico da bacia do Ribeirão Cotovelo.</p>
 <p>Perfil padrão dos terraços Pleistocênicos</p> <p>Metros</p> <p>7,5</p> <p>6,0</p> <p>4,5</p> <p>3,0</p> <p>1,5</p> <p>0</p> <p>Argila</p> <p>Silte</p> <p>Areia</p> <p>Cascalho</p> <p>Mosqueados</p> <p>Cascalho esparsos</p> <p>Matéria orgânica</p> <p>Estratificação planar</p> <p>Estratificação cruzada tabular</p> <p>Rocha</p>	
<p>Perfil esquemático padrão dos terraços Pleistocênicos da bacia do Ribeirão Cotovelo. Idades: 12.180 ± 985 a 28.550 ± 4.880 Fonte: Elaboração do autor.</p>	<p>Fácies superiores de caráter arenoso e silto-arenoso e fácies conglomerática na base, apoiada no substrato rochoso, neste caso metapelitos verticalizados (em estágio avançado de intemperismo) Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Já no interior da planície fluviolacustre foi possível caracterizar um nível de terraço Holocênico (Figura 70). Esse terraço foi qualificado a partir de amostras com idades entre 4,18 e 1,1 ka (Amostras 3, 4, 8, 9, 10, 10A), coletadas em dois sítios completamente distintos (Figura 52). O primeiro, no interior da planície fluviolacustre do Ribeirão Cotovelo, na cota 518 m; o segundo, no topo do interflúvio meridional da bacia, junto a uma área de ocorrência de lagoas temporárias

e hidromorfismo permanente, na cota 543 m, ou seja, cerca de 25 m acima do nível atual do canal do Ribeirão Cotovelo. A planície fluviolacustre situa-se entre as cotas 480 m (foz) e 525 m (setor de montante) e exibe trechos de canal meandrante com presença de numerosos lagos e barras de canal ativas e estabilizadas (Figura 71). Esses mesmos terraços são encontrados nos baixos vales dos tributários da margem esquerda, Córregos Morro Redondo, Mangal (Foto 38), Assapeixe e Forquilha. A descrição do terraço do Córrego Mangal, por exemplo, foi feita em um ponto situado na cota 514 m (6 metros acima da cota de sua foz) e apresentou idade de 2.190 (± 210) ka. De modo análogo, foi datada amostra da base do terraço do Ribeirão Cotovelo, no setor de montante da planície, coletada na cota 514 m e sua idade apontou 3.880 (± 180) ka.

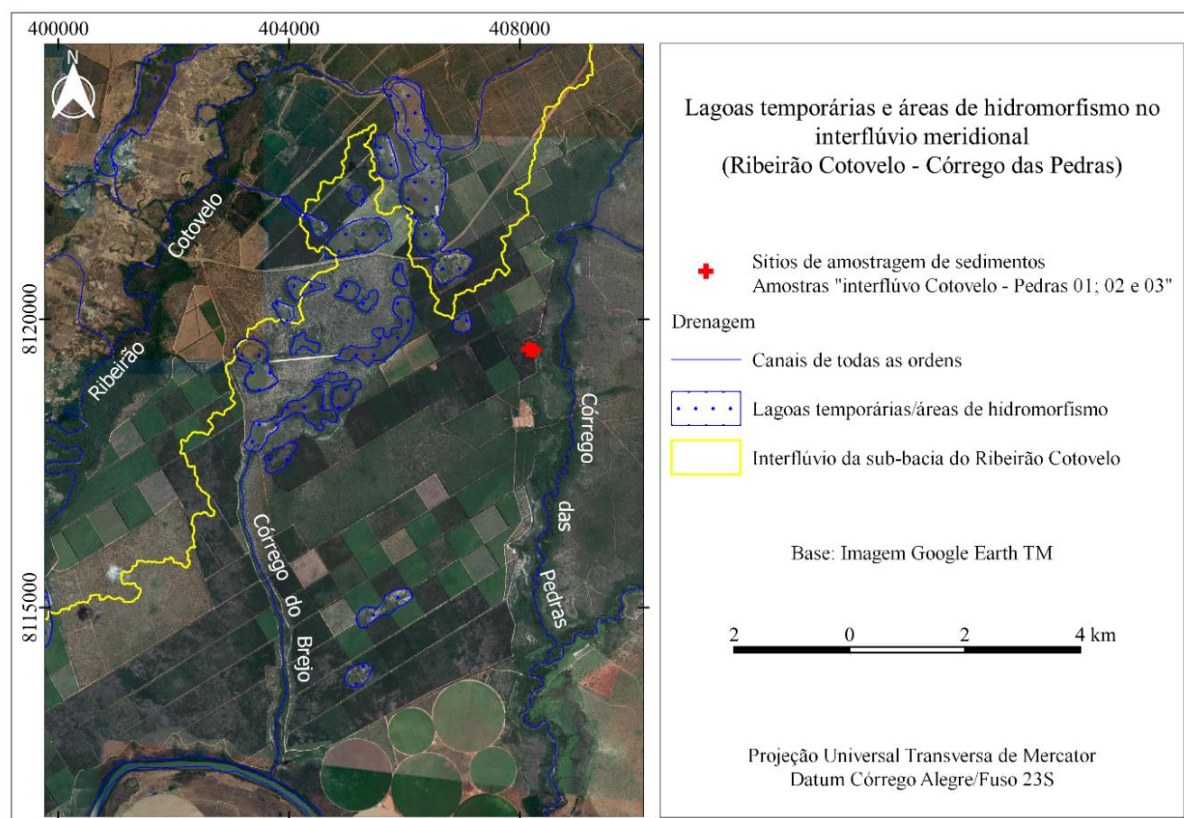
<p>Figura 70 – Perfil esquemático padrão dos terraços Holocênicos da bacia do Ribeirão Cotovelo.</p>	<p>Foto 38 - Terraço do Córrego Mangal, tributário do Córrego Assapeixe, típico terraço Holocênico da bacia do Ribeirão Cotovelo.</p>
<p>Perfil padrão dos terraços Holocênicos</p> <p>Metros</p> <p>Argila Silte Areia Cascalho</p> <p>Mosqueados Cascalho esparsos Matéria orgânica</p>	
<p>Fonte: Elaboração do autor.</p>	<p>Terraço Holocênico, composto por sucessões de fácies conglomeráticas, arenosas e silto-arenosas, eventualmente, silto-argilosas. Autor: Mário T. R. Bragança</p>

Verticalmente, o perfil padrão do nível de terraço Holocênico exibe o predomínio de fácies silto-arenosa a arenosa, sem contato basal visível/definido na maior parte das vezes; apenas em dois locais foi registrada a presença de uma fácies conglomerática, a qual alcança mais de 0,80 m de espessura; o primeiro registro deu-se na base do terraço descrito nas terras da Fazenda Amália (Foto 18); o segundo caso, foi no baixo vale do Ribeirão Cotovelo, há cerca de 400 m da foz, local onde os sedimentos Holocênicos são sustentados por uma fácies basal conglomerática heterométrica (Foto 15); nos dois casos, os seixos assemelham-se aos exemplares descritos na base do terraço Pleistocênico. Nos demais perfis, fácies clásticas são raras, embora possam ocorrer seixos esparsos, imersos em fácies arenosa, silto-arenosa e silto-argilosa. Estratificações planas e cruzadas são incipientes e raras, porém, presentes; o mesmo

acontece com as feições mosqueadas, com coloração variando entre vermelho e amarelo, presentes apenas nos casos de ocorrências de material fino (siltoso e silto-argiloso). O topo dos perfis contém material silto-argiloso a silto-arenoso, com pedogênese incipiente a bem desenvolvida e abundante matéria orgânica.

A existência de dois níveis de terraços com idades tão próximas (contrastadas por cerca de 8 ka, apenas) no baixo vale do Ribeirão Cotovelo e separados por uma altura de aproximadamente 30 m constitui-se em um poderoso argumento que sustenta a hipótese de acentuada subsidência tectônica da bacia de sedimentação do baixo vale, assim como um provável soerguimento do bloco de SE, que sustenta o interflúvio meridional da bacia.

Figura 71 – Lagoas efêmeras e áreas de hidromorfismo no interflúvio Ribeirão Cotovelo – Córrego das Pedras.



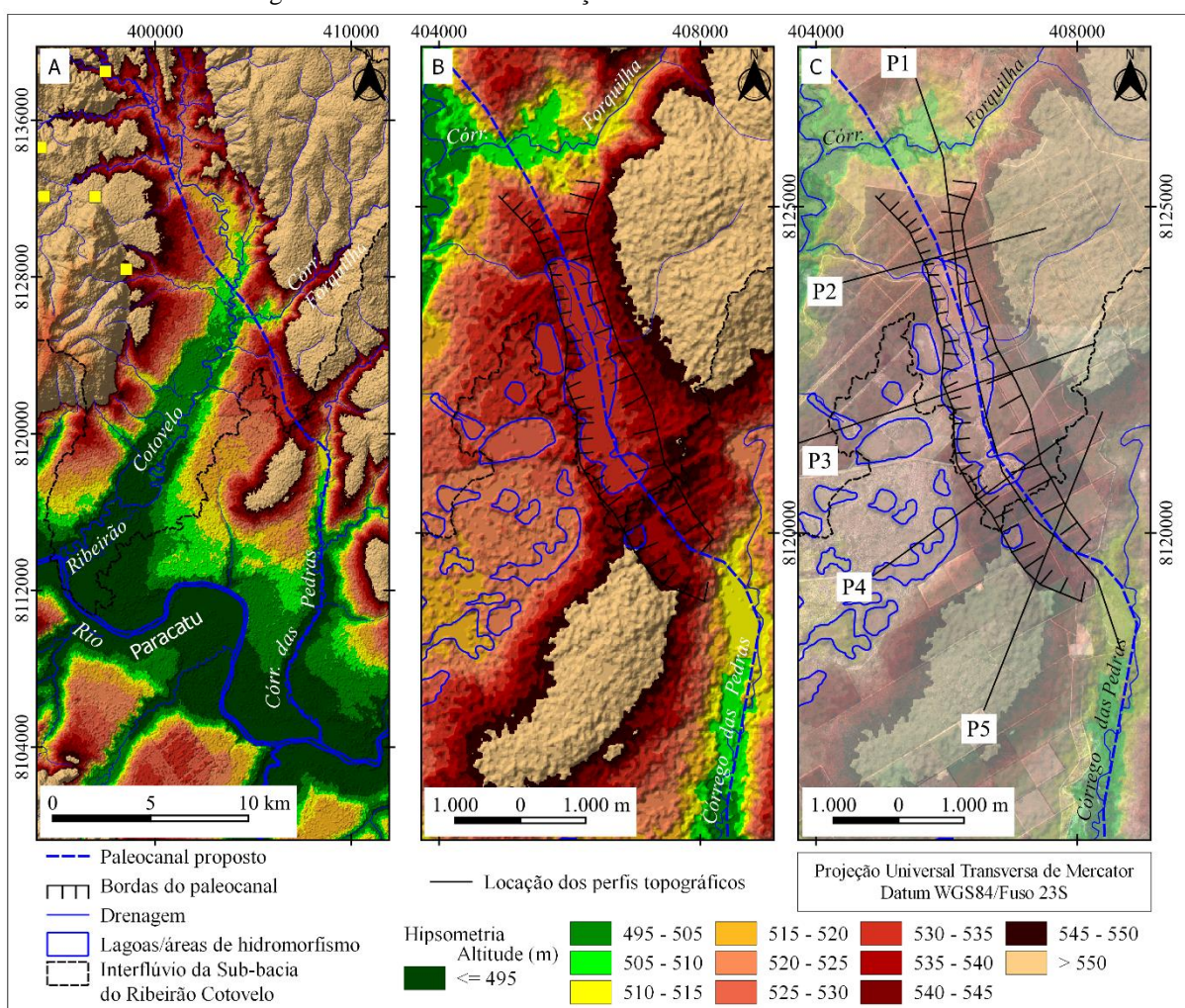
Aproximação do interflúvio meridional da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, em direção ao Córrego das Pedras, com destaque para as lagoas efêmeras e áreas de hidromorfismo, situadas na parte alta do divisor, plano e difuso. Indicação dos locais de amostragem de sedimentos para datação do nível de sedimentação. Base: Imagem Google Earth™.

7.1 A INSTALAÇÃO DO COTOVELO DO RIBEIRÃO COTOVELO, NO HOLOCENO

A hipótese da existência de um paleocanal do Ribeirão Cotovelo atravessando seu interflúvio meridional diretamente na direção sul surgiu a partir da observação de um conjunto de lagoas

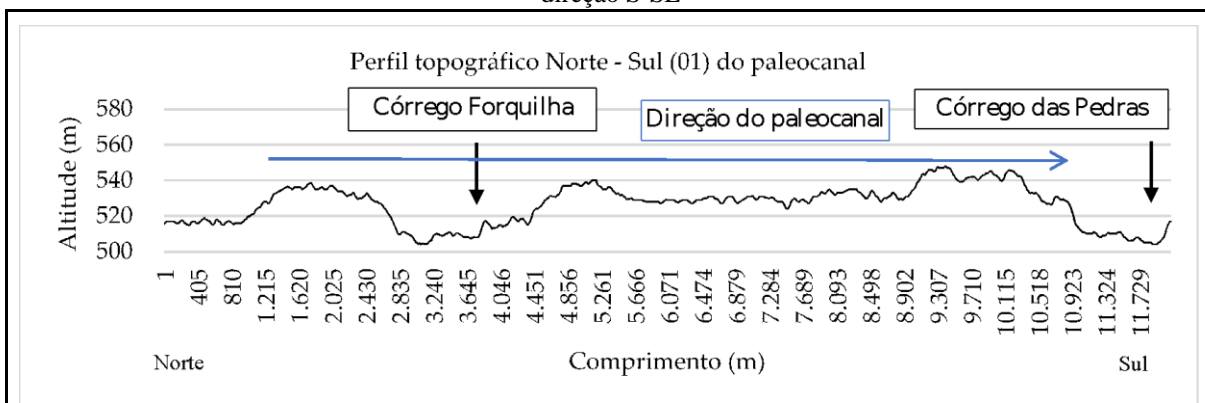
e corpos de hidromorfismo existentes sobre esse interflúvio e alinhados na direção NNW-SSE; evidências semelhantes foram investigadas na Amazônia Setentrional para testar uma hipótese análoga (SALGADO *et al.*, 2021). Posteriormente, analisando-se a topografia local, verificou-se que o trecho de montante do canal atual do Ribeirão Cotovelo apresenta notável alinhamento com o trecho de jusante do canal atual do Córrego das Pedras. Examinando-se o mapa hipsométrico com equidistância de 5 m (Figura 72), a drenagem de primeira ordem e perfis topográficos diversos (Perfil topográfico 7A a 7E), foi possível delinear uma calha orientada, bastante explícita na topografia, com bordas verticais e altura de até 10 m, configurando-se, portanto, como um potencial paleovale. Em campo, caracterizou-se no local depósitos conglomeráticos com abundante matriz arenosa, cujas idades obtidas por LOE em três amostras (Amostras 10, 10A e 11) têm valores entre 3.300 (\pm 350) ka (compatível com os depósitos na bacia sedimentar do baixo Ribeirão Cotovelo) e 13.065 (\pm 1.295) ka (compatível com o terraço Pleistocênico da margem direita do Ribeirão Cotovelo).

Figura 72 – Paleocanal e indicação de desvio do Ribeirão Cotovelo

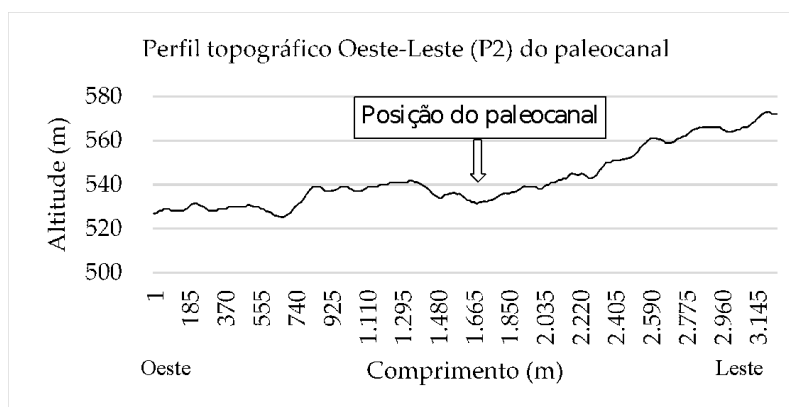


A) Mapa hipsométrico simplificado com indicação do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, em direção ao Córrego das Pedras. B) Encarte mostrando, em detalhe, o traçado do paleocanal e suas bordas sobre o interflúvio Cotovelo – Pedras. C) Encarte com da imagem de satélite Google Earth™, com indicação das bordas do paleocanal em direção ao Córrego das Pedras e localização dos perfis topográficos.

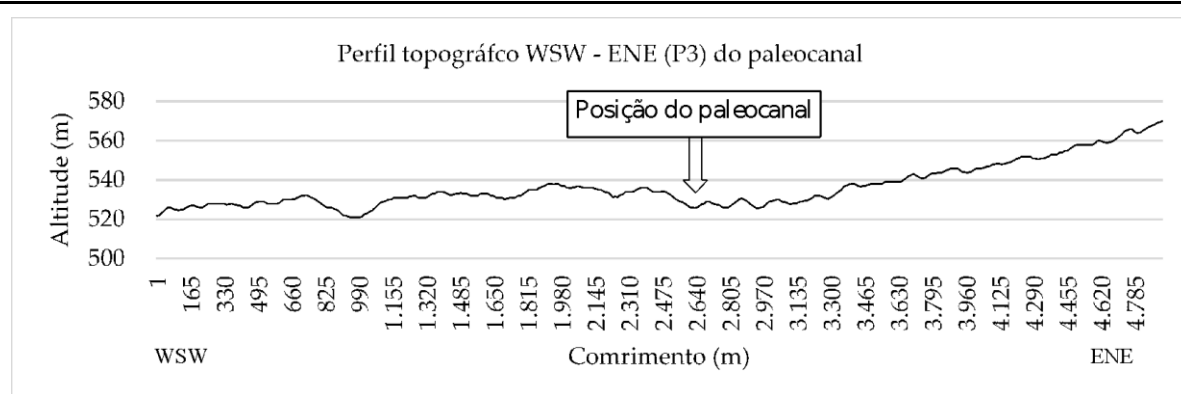
Perfil topográfico 7 - Perfis topográficos do traçado sugerido do paleovale do Ribeirão Cotovelo, correndo em direção S-SE



Perfil topográfico 7A: Perfil topográfico P1, Norte-Sul. Mostra o alinhamento geral do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, entre a posição do canal atual e o talvegue do Córrego das Pedras, conforme hipótese, antes da ocorrência do desvio para sudoeste.

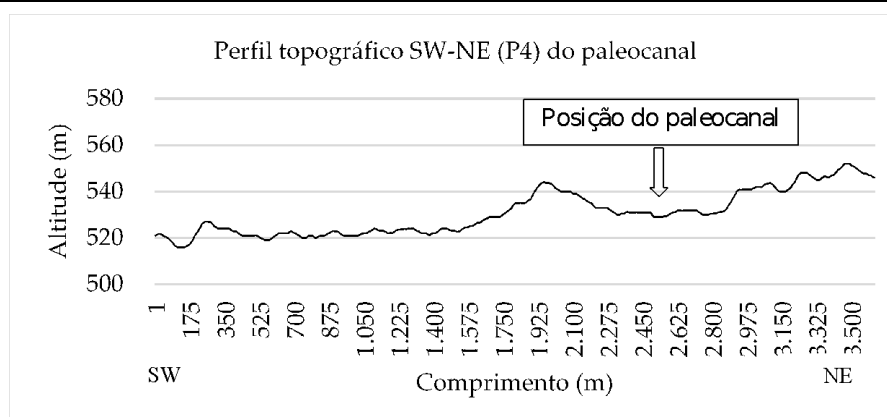


Perfil topográfico 7B: Perfil topográfico P2, Oeste-Leste. Indicação da localização aproximada do talvegue do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, ajustado à topografia atual.

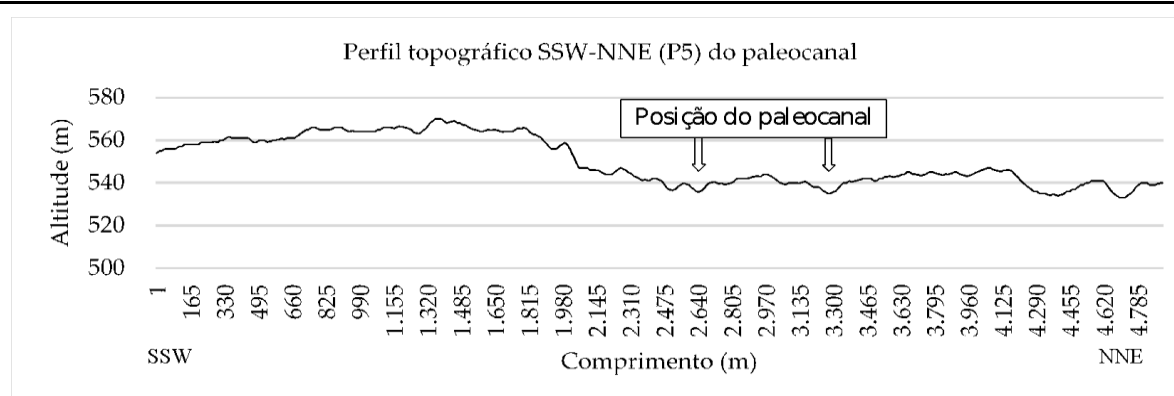


Perfil topográfico 7C: Perfil topográfico P3, WSW-ENE. Indicação da localização aproximada do talvegue do

paleocanal do Ribeirão Cotovelo, ajustado à topografia atual.



Perfil topográfico 7D: Perfil topográfico P4, SW-NE. Indicação da localização aproximada do talvegue do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, ajustado à topografia atual.



Perfil topográfico 7E: Perfil topográfico P5, SSW-NNE. Indicação da localização aproximada do talvegue do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, ajustado à topografia atual.

Assim, as evidências associadas ao alinhamento geométrico (quase retilíneo) entre o trecho de montante do Ribeirão Cotovelo e o baixo vale do Córrego das Pedras, as indicações geomorfológicas do paleovale em consonância com a topografia atual, a orientação NNW-SSE das áreas de hidromorfismo e lagoas elevadas, a inserção do paleovale no alinhamento da zona de cisalhamento NNW-SSE e sua sobreposição ao alinhamento do sistema de falhas Três Marias-São Domingos, assim como a idade fini-Pleistocênica e Holocênica dos sedimentos datados na zona de interflúvio corroboram fortemente a hipótese de um paleo-Ribeirão Cotovelo correndo em direção sul e com sua desembocadura no Rio Paracatu próximo à foz do atual Córrego das Pedras, provavelmente até o Holoceno Médio.

As idades obtidas para os sedimentos dos terraços do Cotovelo ficaram em torno de 28,5 ka ou menos e aquelas para o seu interflúvio meridional, 13 ka ou menos; aqueles terraços mais

antigos estão situados cerca de 30 m acima do nível atual da drenagem. Por outro lado, idades de 3.880 (\pm 180) ka (Amostra 8) obtida na base do terraço a montante do local do desvio e outras idades progressivamente mais jovens obtidas na base dos afloramentos, no interior planície fluviolacustre, em direção a jusante, reforçam os argumentos em favor da idade Holocênica para esse desvio do canal. Portanto, o curto intervalo temporal durante o qual parece ter se processado o desvio do canal, assim com o arranjo morfológico do paleocanal previamente descrito sugerem fortemente a subsidência do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, na forma de um *graben*, como causa mais provável para a mudança do traçado da drenagem. Essa hipótese encontra respaldo nos dados geocronológicos, topográficos, hidrológicos e geomorfológicos, os quais permitem estabelecer, concretamente, uma cronologia para o início da instalação do *graben* e o conseqüente rebaixamento do nível de base provocado pela subsidência do bloco. Um bloco local subsidente com tal velocidade explica, também, as anomalias horizontais e verticais observadas a montante, nos canais de menor ordem (como o Ribeirão Cotovelo), associadas à estrutura primária das rochas, sua modificação por fraturas e sua expressão regional na forma de trechos retilíneos, meandros comprimidos e curvaturas anômalas. Por outro lado, tem-se também um recorte temporal máximo para esse episódio de rebaixamento, dado pelas idades de 76,6 e 67,6 ka dos terraços da margem esquerda do Rio Paracatu, próximo à foz do Ribeirão Cotovelo, obtidas para as amostras 1 e 1A.

Diante de tais evidências, entende-se que no final do Pleistoceno, por volta de 30 ka, o nível de base regional era mais elevado que o atual e o Ribeirão Cotovelo corria em direção S-SE, rumo ao canal do Córrego das Pedras. A estruturação de um *graben*, a oeste do paleocanal, criou as condições para a captura da drenagem, primeiro em subsuperfície, facilitada pela natureza porosa do substrato arenoso dos depósitos aluviais; posteriormente, pelo desvio do canal em superfície, facilitado pelas linhas de fraqueza Cenozoicas e, provavelmente, “atraído” pelo bloco subsidente.

Para concluir, é necessário retomar as inferências sobre o rebaixamento do nível de base regional. Estimou-se em 30 m a subsidência da margem esquerda da bacia do Rio São Francisco, em Minas Gerais, ocorrida durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno. Esse rebaixamento é perceptível, também, junto à foz do Ribeirão Cotovelo e a pergunta que se coloca é: se o Ribeirão Cotovelo corre em sua planície fluviolacustre, nas cotas entre 500 a 510 m porque, há apenas cerca de 8 km da foz, o canal começa a dissecar o leito e alcança o Rio Paracatu na cota dos 480 m de altitude? Ou seja, porque o canal disseca aproximadamente 20

m de sedimentos em menos de 8 km de comprimento de percurso, mesmo considerando que a planície fluvial está sobre um *graben*? Neste contexto, é preciso considerar que a tectônica local e regional de blocos pode ser muito mais complexa do que é mostrado apenas pelo entorno do *graben* do baixo Ribeirão Cotovelo e os limites destes blocos ainda são pouco precisos; é possível avaliar, por exemplo, que este último trecho do canal poderia estar instalado sobre outro bloco, que não aquele que sustenta o baixo vale. É importante recordar também que muito recentemente o Cotovelo abandonou novamente sua desembocadura e voltou a migrar mais ainda em direção W-SW. Assim, embora baseada em dados preliminares, a estimativa de rebaixamento do nível de base mostra-se bastante coerente e colabora para o reconhecimento do *graben*, sendo possível propor duas interpretações para a relação que se estabelece. Primeiro, pode-se considerar que o rebaixamento do nível de base regional é mais antigo do que a subsidência do *graben* holocênico. Segundo, o rebaixamento do nível de base regional se processa mais rapidamente do que a subsidência do *graben* holocênico. Ambas interpretações sustentam a hipótese da existência de um *graben* holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

7.2 O GRABEN HOLOCÊNICO DO BAIXO VALE DO RIBEIRÃO COTOVELO

Os tributários da margem direita do baixo vale do Ribeirão Cotovelo são cursos de alta energia que dissecam a escarpa da Serra do Boqueirão e seccionam o patamar alúvio-coluvionar situado no piemonte, cuja altura varia de 30 a 50 metros em relação à desembocadura dos canais. Em razão do paralelismo destes canais, seus leques interdigitaram-se, formando uma cunha de sedimentos que afasta o canal do Ribeirão Cotovelo para junto da margem esquerda; nesta posição próxima aos terraços da margem esquerda, o canal situa-se cerca de 4 a 8 metros mais elevado do que as cotas de alguns setores da planície de inundação. Um processo semelhante mostrando o controle da sedimentação de tributários sobre a dinâmica do canal principal foi descrito na foz do Rio do Peixe, tributário do Rio Paraná no Estado de São Paulo (FULFARO *et al.*, 2015).

Do outro lado, a margem esquerda da bacia de sedimentação recebe contribuição de apenas dois tributários com maior expressão, os Córregos Assapeixe e Forquilha, que deságuam no setor de montante da planície. O aporte sedimentar destes canais é proporcionalmente menor do que os da margem oposta. Essa margem conta ainda com uma peculiaridade morfológica que é o

interflúvio baixo, situado a 546 m de altitude, isto é, apenas 20 m acima do nível da drenagem atual mais próxima deste interflúvio, em média.

Portanto, o baixo vale do Ribeirão Cotovelo pode ser descrito como uma bacia sedimentar assimétrica, ajustada a uma calha, delimitada por bordas verticalizadas, cuja altura chega a 12 metros nos taludes e alcança os 50 m, se considerada toda a extensão da rampa adjacente, na qual pode ser individualizado um nível de terraço Pleistocênico com dois enquadramentos cronológicos. O primeiro, a jusante, apresenta idades que variam entre 76.650 (± 7.350) anos e 67.250 (± 6.320) anos. Já o segundo, no setor intermediário e de montante, possui idades entre 28.550 (± 4.880) anos e 12.180 (± 985) anos. No interior desta bacia, a sedimentação ocorre em condições fluviolacustres, em razão da baixa declividade, embora o canal principal do Ribeirão Cotovelo possua energia suficiente para dissecar, continuamente, cerca de 4 m de seus sedimentos Holocênicos. Em decorrência dessa dissecação recente, há na planície um nível de terraço Holocênico, cuja idade varia entre 4.180 (± 435) anos e 1.100 (± 175) anos. Numerosos lagos na margem direita testemunham a migração recente do canal meandrante; percebe-se aí que a planície está ausente na margem esquerda, até cerca de 8 km da foz; a partir destas imediações, partindo da cota 500 m, o Cotovelo faz duas curvas anômalas e opostas de 90° cada e passa a correr junto à margem direita, até alcançar sua desembocadura, a 480 m de altitude. Essa migração do canal pode ser descrita como um evento recentíssimo e abrupto, porque o antigo traçado da drenagem ainda persiste na paisagem, na forma de um corpo lagunar alongado, com lâmina d'água permanente, na cota original de montante, ou seja, 500 m.

A existência de Terraços Neopleistocênicos (mais jovens que 76,6 ka) decorre de uma conjugação de fatores que determinaram a morfodinâmica recentíssima no interior da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. Fases alternadas de umedecimento e ressecamento do clima levaram à mobilização e transporte de maiores volumes de sedimentos (registrados nos espessos pacotes de seixos e areia grossa) e à sua acumulação numa extensa paleoplanície, em ambiente de alta energia e controlada por um nível de base mais elevado que o atual; esse contexto explica a significativa espessura dos pacotes sedimentares dos terraços, que podem alcançar os 8 m.

Essa acumulação ocorreu num ambiente sujeito, paralelamente, a influência de dois processos fluviais distintos. De um lado, a dinâmica associada ao paleocanal fluvial do Ribeirão Cotovelo, correndo de N-NW para S-SE, que espalhou sedimentos em cotas semelhantes à paleoplanície do Rio Paracatu. De outro lado, a dinâmica decorrente da instalação dos tributários menores,

em sua margem direita, que drenam as escarpas da Serra do Boqueirão e espriam seus sedimentos sobre a planície de inundação atual.

O quadro morfossedimentar do baixo vale do Ribeirão Cotovelo exige um controle de natureza tectono-estrutural, compatível com a existência de um bloco subsidente, isto é, um *graben* (BRAGANÇA, 2017a), conforme aponta o conjunto das evidências geomorfológicas. O abandono do paleocanal e o desvio da drenagem em direção S-SW levaram à dissecação agressiva da planície aluvial Pleistocênica, à instabilização de depósitos de vertente e à instalação de uma nova planície sedimentar Holocênica.

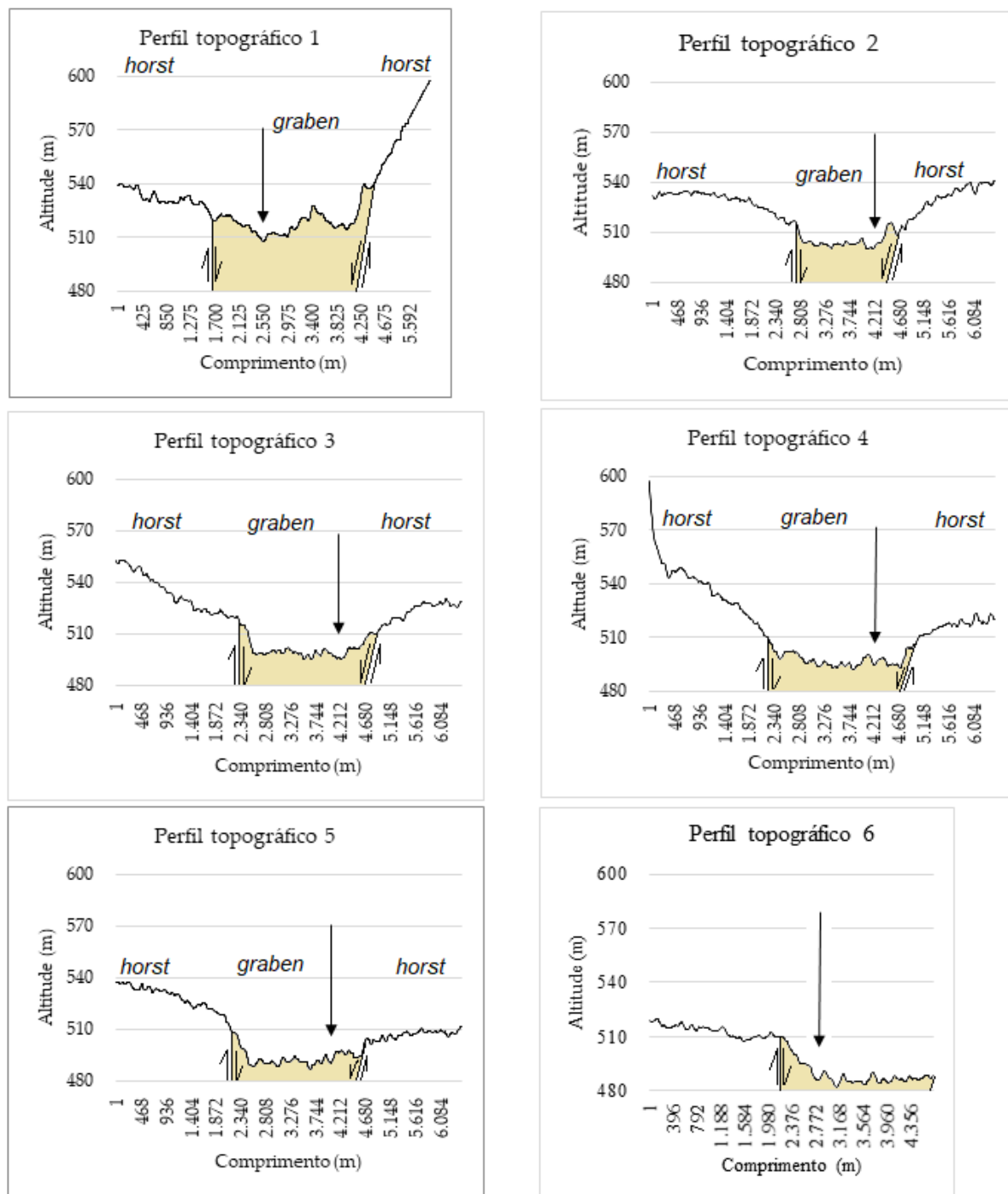
Portanto, a presença de terraços mais antigos e mais elevados na bacia do Ribeirão Cotovelo pode ser vista como consequência do rebaixamento do setor de jusante da bacia, que condicionou o encaixamento do Ribeirão Cotovelo em seus próprios depósitos Pleistocênicos até ultrapassá-los e alcançar a rocha subjacente. Esse rebaixamento decorre da existência de linhas de fraqueza crustal (Perfil topográfico 8) associadas ao evento tectônico Cenozoico que provocaram o desvio do canal e a dissecação orientada que elaborou um patamar sobre material alúvio-coluvionar no piemonte da Serra do Boqueirão, conforme indicado na Figura 68: Planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Aparentemente, a subsidência do *graben* tem sido contínua, conforme sugerem as idades dos sedimentos amostrados no interior da bacia, que variam entre 1,1 e 3,8 ka (Amostras, 3, 4, 8, 9).

Ao mesmo tempo, os sedimentos Pleistocênicos permaneceram elevados nas margens adjacentes ao *graben*; a morfologia, a orientação, a razão comprimento/largura da bacia e o gradiente topográfico uniforme sugerem dois *horsts* margeando a planície fluviolacustre (Figura 73). Nestes compartimentos os sedimentos proporcionaram idades mais antigas, sendo 13,1 ka na margem esquerda e de 12,2 a 26,5 ka na margem direita.

Os dois níveis de terraços da bacia de sedimentação do Ribeirão Cotovelo (um Pleistocênico e outro Holocênico) traduzem dois níveis deposicionais gerais e distintos, caracterizados por diferentes condições hidrodinâmicas, climáticas e tectônicas. Sabe-se que a água confinada no canal fluvial fluirá de acordo com a linha de menor gradiente do leito; logo, no contexto de uma planície fluviolacustre pequenas perturbações topográficas na superfície determinarão a direção do fluxo. Por essa razão, os sedimentos lançados sobre a planície pelos leques aluviais foram

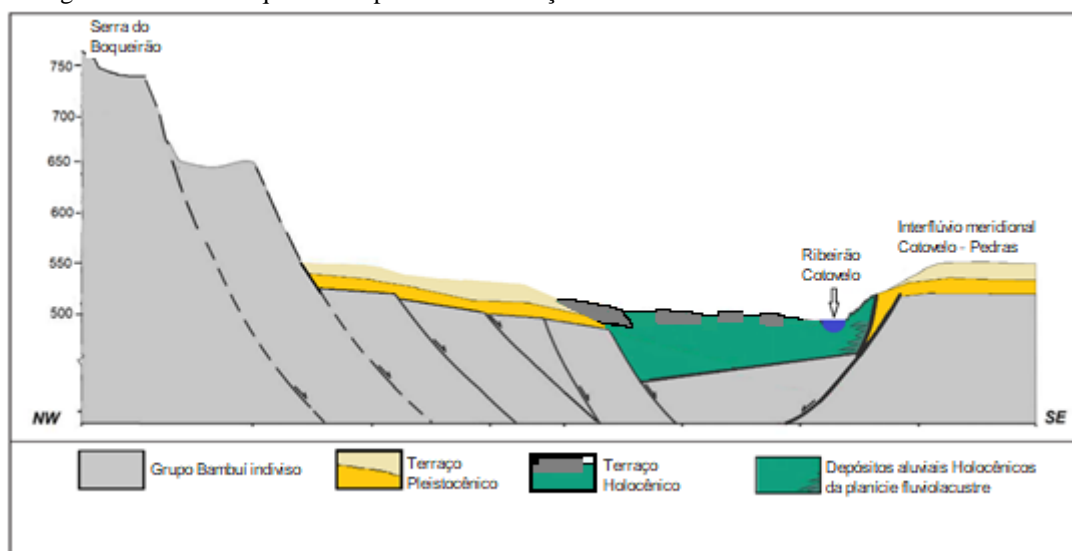
os responsáveis pela migração lateral do canal iniciada no final do Pleistoceno e que se processou durante todo o Holoceno (Figura 73).

Perfil topográfico 8 – Perfis topográficos com a indicação esquemática do *graben* do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.



Perfis topográficos do baixo vale do Ribeirão Cotovelo mostrando a concepção da bacia subsidente, um *graben*. Os perfis estão organizados de Norte para Sul, ao longo da planície fluvio-lacustre, conforme indicado na Figura 44 (item Resultados 5.5.4.1). A seta indica a posição do talvege em cada perfil.

Figura 73 – Perfil esquemático padrão dos terraços Holocênicos da bacia do Ribeirão Cotovelo.

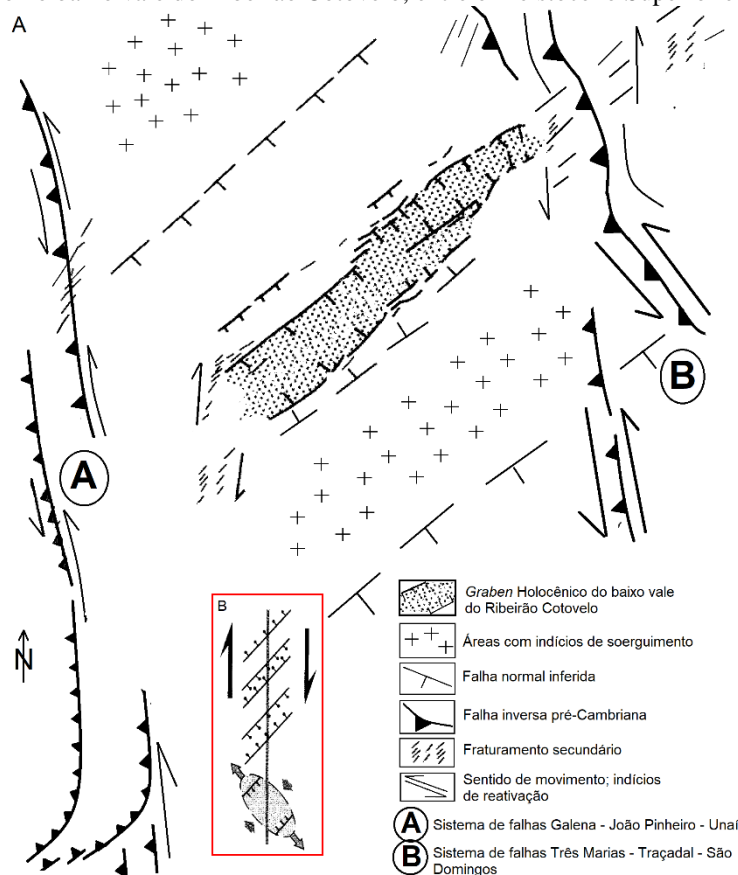


Representação esquemática da concepção do ambiente extensional que controla o *graben* holocênico do baixo Ribeirão Cotovelo.

Fonte: Elaboração do autor.

Associam-se a esse quadro morfossedimentar feições geomorfológicas que se correlacionam espacialmente com os sistemas regionais de falhas inversas pré-Cambrianas. Entre essas feições pode-se enumerar os relevos estruturais jovens do setor central e de montante da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, o indício de alinhamento estrutural dos canais do Ribeirão Cotovelo e do Córrego das Pedras, a imponência da escarpa reafeiçoada na vertente ocidental da Serra do Riacho do Campo, os relevos jovens e a impressionante orientação NW-SE das escarpas ocidentais das Serras do Boqueirão e do Riacho do Campo (com até 300 m de altura) e a orientação NW-SE dos canais do Rio Preto e do Rio Paracatu, a montante de sua junção. A localização dessas feições, a juventude de seu relevo e sua orientação predominante são indícios geomorfológicos que sugerem a reativação desses sistemas de falhas, configurando dois grandes sistemas transcorrentes NW-SE (Figura 74). Essa reativação é interpretada como uma decorrência direta dos processos tectônicos de escala global que levam à migração da Placa da América do Sul para Oeste e impõem a acomodação dos antigos blocos crustais ao longo das geossuturas (HASUI, 1990).

Figura 74 – Esquema da reativação das falhas inversas pré-Cambrianas que levaram à instalação do *graben* holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo, entre o Pleistoceno Superior e o presente.

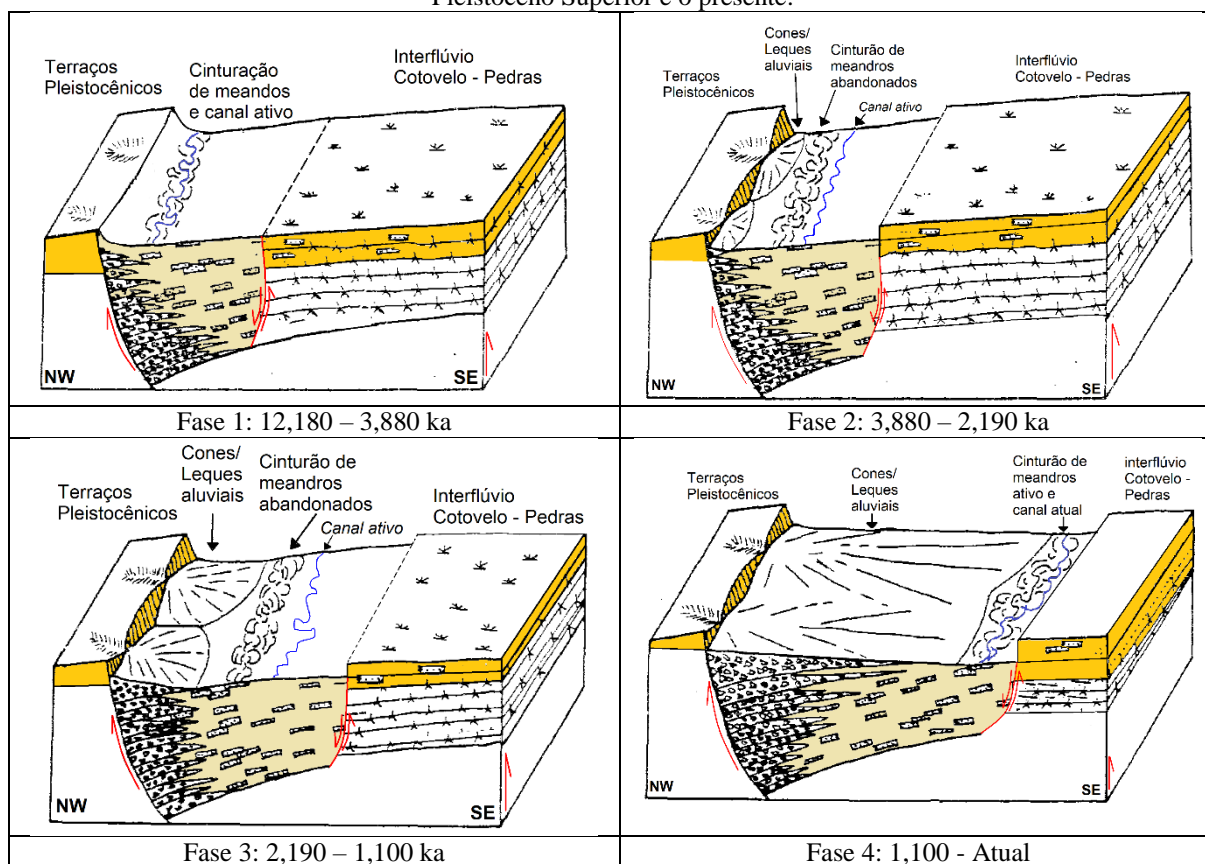


A) Posição do *graben* holocênico do baixo vale do Ribeirão Cotovelo em relação aos sistemas de falhas inversas do contato entre o Cráton Brasileiro do São Francisco e a Faixa Móvel Brasília. B) Geometria prevista para fraturas extensionais em rochas crustais rasas e alúvios. Fonte: Sylvester (1988) modificado por Burbank e Anderson (2001).

Entende-se, assim, que o *graben* do baixo vale do Ribeirão Cotovelo é um bloco inserido entre dois sistemas transcorrentes paralelos e com movimento dextral (Figura 74). Esse sentido do movimento é interpretado como decorrente da rotação da placa Sulamericana, cuja cinemática, por sua vez, é consequência de dois processos: primeiro, da compressão W-E à qual o bloco crustal está sujeito (entre a Placa de Nazca e a zona de distensão continental atlântica); segundo, consequência do movimento geral transcorrente dextral do Lineamento Transbrasiliano (CHAMANI, 2011).

A gênese do *graben* seria, então, decorrente do alívio resultante desses movimentos recentes e que teria resultado num episódio de subsidência local acentuada durante o Holoceno (Figura 75); porém, essa estruturação tectônica ocorre em concomitância com a sedimentação intensa, proveniente dos tributários da margem direita da bacia, que interfere fortemente na dinâmica fluvial local.

Figura 75 – Modelo de evolução morfoestrutural e morfotectônica do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, entre o Pleistoceno Superior e o presente.



Blocos-diagramas mostram como a arquitetura subsuperficial do sistema fluvial reflete a morfoestrutura, como a espessura do volume de sedimentos depositados pelos leques aluviais aumenta em direção ao foot wall e como a dinâmica do canal do Ribeirão Cotovelo é controlada pelo aporte de sedimentos em sua margem direita. O Ribeirão Cotovelo corre de NE para SW. Figuras sem escala. Fonte: Elaboração do autor.

Os intervalos de idades definidos para cada fase da evolução do *graben* correlacionam-se às idades dos sedimentos datados. Na fase 1, o limite foi definido entre o terraço Pleistocênico mais jovem e mais baixo, amostrado no talude da Rodovia MG667 e a idade dos sedimentos mais antigos amostrados no interior da planície fluvial, em seu setor de montante. A fase 2 abrange o intervalo entre essa última idade e a amostragem coletada no baixo vale do Córrego Mangal, sub-tributário da margem esquerda, na borda leste do *graben*. A fase 3 se estende entre esta última idade e aquela obtida no setor intermediário da bacia, nas terras da Fazenda Amália, por se tratar do terraço mais recente descrito. A fase 4, atual corresponderia à deposição de sedimentos inconsolidados em planície aluvial ainda em fase de acumulação ou dissecação.

8) CONCLUSÕES

À conclusão, corrobora-se a hipótese da ocorrência de atividade neotectônica, capaz de determinar fortemente a morfogênese regional e local no Noroeste de Minas Gerais; além disso, sistematiza-se os principais marcos da morfoestrutura, registrados no arranjo dos grandes compartimentos de relevo e nos padrões de drenagem, distorcidos nas anomalias conspícuas que caracterizam as bacias dos Rios Paracatu e Urucuia; esses fatos são exemplificados no contexto local, na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. Os aspectos morfotectônicos mais evidentes e que oferecem sólido suporte à hipótese são a existência de um *graben* Holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo e o desvio deste canal, em direção a Sudoeste, devido a causas tectônicas.

As evidências geomorfológicas mostram que nas bacias dos Rios Paracatu e Urucuia as anomalias de drenagem derivam de inequívoco controle estrutural, em escala variada e decorrem da natureza rochosa do leito fluvial e do nítido controle direcional associado a uma densa rede de fraturas, presente no substrato. Essa rede de fraturas possui idades variadas e correlaciona-se com a natureza complexa do contato entre duas províncias geotectônicas, o Cráton do São Francisco e a Faixa Brasília; essas províncias, por sua vez, foram movimentadas ao longo de todo o Fanerozoico pela contínua reativação dos vários fenômenos e feições tectônicas de abrangência sub-regional: Alto Estrutural do Alto Paranaíba, Alto Estrutural do Paracatu, Flexura de Goiânia, sistemas de falhas Galena–João Pinheiro–Unaí e Três Marias–Traçadal–São Domingos, magmatismo Mata da Corda, Pluma de Trindade, *graben* Mesozoico Abaeté. Em síntese, a contínua atividade positiva dessas feições agregou, continuamente, energia ao sistema fluvial regional, fato que explica o encaixamento agressivo e progressivo da drenagem, a dissecação e a esculturação dos grandes compartimentos de relevo controladas por linhas de fraqueza derivadas de falhas e fraturas pré-cambrianas e fanerozoicas.

Assim, na escala regional, é perceptível a estruturação e a orientação dos principais domínios de relevo em conformidade com os grandes sistemas de falhas, por exemplo: Serra Geral do Rio Preto, Serra do Boqueirão, domínio de vales dissecados cristas da sub-bacia do Rio Preto (Cristas de Unaí), sub-bacias hidrográficas dos Rios do Sono, Prata, Caatinga, Preto, Pirapetinga, São Domingos, etc. Nesta escala nota-se, ainda, que as bordas ocidentais destes grandes compartimentos coincidem com as falhas inversas, estruturadoras do contato entre o

cráton e a faixa móvel; já as bordas de Sudeste orientam-se em conformidade com as direções de falhas normais do evento tectônico cenozoico; ambas feições exibem escarpas imponentes.

Na escala local, os padrões estruturais se repetem, com destacado condicionamento das feições de relevo e orientação dos canais de drenagem de ordens inferiores (1^a a 3^a ordens). Unidades de relevo de dimensões variadas mostram nítido controle estrutural, devido ao arranjo de falhas e fraturas pré-cambrianas; no interior da zona de cisalhamento NNW-SSE esse controle se complica pela presença de dobras antigas; nesse conjunto encontram-se as morfoestruturas residuais, as escarpas de falhas e o vale estrutural dissecado da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. Neste ambiente e nesta mesma escala, anomalias morfométricas indicam arranjos de canais e de sub-bacias hidrográficas cuja explicação exige um fator tectônico atuante, tais como assimetrias nas bacias hidrográficas potencialmente devidas a blocos basculados, *knickpoints* nos canais fluviais numa mesma litologia, presença de gargantas profundamente dissecadas e fortes indícios de blocos subsidentes. Portanto, considera-se plausível a reativação dessas estruturas, ainda que sua magnitude não possa ser mensurada.

O contexto estrutural tornou necessário individualizar o baixo vale do Ribeirão Cotovelo, por suas características intrínsecas que acabaram por exigir análises mais completas e que agregam novos elementos à hipótese da neotectônica. A planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo configura-se como um ambiente de *graben* e *horst*, em fase de edificação, conforme mostram a configuração topográfica, a morfogênese e as idades dos sedimentos amostrados em suas superfícies. A estruturação do *graben* se deve à conjugação de falhas normais, cenozoicas, com as falhas inversas, pré-cambrianas, da zona de cisalhamento. A existência do *graben* encontra respaldo também nas condições hidrogeomorfológicas que levaram ao desvio do canal do Ribeirão Cotovelo para Sudoeste, fato que ocorreu integralmente durante o Holoceno.

Em escala regional, a drenagem tronco encaixa-se nas rochas mais antigas e dissecadas da cobertura cratônica e organiza-se em canais paralelos, orientados conforme as principais direções estruturais sobrepostas, com mudanças de direção em padrão angular. Nas cotas mais elevadas, os canais de ordem intermediária drenam tanto as formações proterozoicas quanto as coberturas cretáceas, escapam a esse controle estrutural dominante e organizam-se em padrão dendrítico a sub-dendrítico, imposto pela natureza metassedimentar do substrato que preserva sua estratificação plano-paralela original. Já no contexto da drenagem da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo, dada a heterogeneidade do ambiente estrutural e tectônico no qual se insere, torna-se

prematura a proposta de enquadramento da drenagem em padrões; as feições que se destacam neste contexto são trechos de canais retilíneos e paralelos, interrompidos por curvaturas anômalas, muitas em ângulos retos e por segmentos entrincheirados.

O fato climático que permeia toda a morfodinâmica Pleistocênica e Holocênica se resume, no âmbito regional, a uma tendência geral ao umedecimento e à elevação das temperaturas médias do clima tropical, em direção ao presente. É relevante na análise da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo o fato de que desde 44 ka até presente instalou-se um processo progressivo de resfriamento e umidificação do clima regional, com destaque para o intervalo 30-11 ka, que pode ser descrito como relativamente mais frio e mais seco em comparação com o clima atual do Holoceno; ou seja, condições propensas à geração de grandes volumes de sedimentos grossos e condizente em termos de idade com as fácies conglomeráticas dos níveis de Terraços Pleistocênicos descritos. O Holoceno, por sua vez, testemunha a instalação definitiva do clima tropical, mais úmido que a fase anterior e com a definição de duas estações bem marcadas, sendo a estação seca mais prolongada e coincidente com os meses de inverno e o aumento da precipitação nos meses de verão. Esse cenário favoreceu a expansão de mosaicos de savanas tropicais na bacia do Rio Paracatu. Como consequência prática desse padrão climático, observa-se a remobilização e a cominuição de espessos pacotes sedimentares de cascalhos e areia, reincorporados nos próprios Terraços Pleistocênicos ou convertidos nos depósitos mais jovens dos Terraços Holocênicos. Considerando-se que o gradiente topográfico entre o paleovale do Ribeirão Cotovelo e sua planície de inundação atual é de aproximadamente 35 m e que os sedimentos datados no topo do paleovale ofereceram idades de 13 ka, estima-se em 2,70 mm/ano a taxa de deslocamento vertical dos blocos envolvidos, ou seja, a subsidência do *graben* e o soerguimento do *horst* de Sudeste, na área abrangida pela sub-bacia do Córrego das Pedras, que circunscreve o divisor meridional do baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

Em termos cronológicos, a sub-bacia do Ribeirão Cotovelo apresenta um quadro morfossedimentar e morfotectônico bem marcado, pelos seguintes episódios:

- a) Instalação da janela erosiva que dará origem à sub-bacia, no início do Plioceno, com a reativação de pequena magnitude de fraturas da tectônica Paraopeba. Essa reativação é devida, provavelmente, a efeitos reflexos da tectônica Andina, à rotação da placa da América do Sul e à reorganização tectônica global, visto que o Sub-Grupo Paraopeba

- constitui-se de uma cobertura epidérmica e não alcança as rochas do embasamento cratônico (ZALÁN; ROMEIRO SILVA, 2005).
- b) Dissecação da paisagem com a remoção dos estratos Cretáceos e da Formação Três Marias, até a exposição dos litotipos das Formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, durante Plioceno e o Pleistoceno Inferior e Médio.
 - c) Acumulação de espessos pacotes sedimentares heterométricos na margem esquerda do paleovale do Rio Paracatu, durante o Pleistoceno. A proveniência de terrenos alóctones se confirma pela litologia sensivelmente distinta dos clastos examinados no interior da sub-bacia do Ribeirão Cotovelo.
 - d) Acumulação aluvial de espessos pacotes de conglomerados nos setores proximal e intermediário de um paleovale do Ribeirão Cotovelo; compostos, majoritariamente, por arenitos arcoseanos da Formação Três Marias, esses conglomerados foram transportados e depositados na margem direita do paleocanal do Ribeirão Cotovelo, em condições climáticas mais secas do que o presente, durante o Pleistoceno Médio a Superior.
 - e) Acumulação aluvial de pacotes sedimentares, em toda a extensão do paleovale, organizados na forma de uma fácies arenosa recobrimdo uma fácies conglomerática e transbordando em direção ao baixo vale, na foz do atual Córrego das Pedras. Nos afloramentos descritos não foi possível identificar discordâncias erosivas; por isso, foram interpretados como um evento deposicional único. Essa acumulação ocorreu no Pleistoceno Superior, em condições climáticas sensivelmente mais úmidas do que a fase anterior.
 - f) Controle tectônico da sedimentação em razão da movimentação de falhas normais do evento tectônico Cenozoico, cujos rejeitos métricos criaram as calhas para a acumulação dos conglomerados. A movimentação destas falhas decorre da potencial reativação dos sistemas de falhas inversas regionais, consequência do deslocamento da Placa da América do Sul para oeste e sua rotação no sentido horário (HASUI, 1990), soerguimento generalizado e pronunciado do Escudo Brasileiro no Mesocenoico (SAADI, 1991; VALADÃO, 2009), reflexos da tectônica andina (FRUTOS, 1981).
 - g) Migração do canal do Rio Paracatu em direção à sua margem direita, no Pleistoceno Médio a Superior, decorrente da dinâmica intrínseca ao ambiente de planície, deixando para trás os terraços.
 - h) Basculamento do bloco do baixo vale do Ribeirão Cotovelo para SE, no final do Pleistoceno Superior e redução da velocidade de escoamento, em um contexto de

umedecimento do clima, o que levou ao posterior encerramento do ciclo de deposição dos sedimentos grossos em seu vale; esse basculamento foi seguido de soerguimento, decorrente da posição da bacia na borda do Alto Estrutural do Paracatu que, fraturado em blocos, parece exibir padrões de movimentação vertical recente, conforme demonstra a drenagem radial instalada junto à margem esquerda do Rio Paracatu, provavelmente, sobre um bloco alto que separa as drenagens deste Rio e dos Ribeirões Cotovelo e Santa Fé, Córrego das Pedras.

- i) Instalação do *graben* Holocênico do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, a partir do início do Holoceno, com a reativação de estruturas cenozoicas, subsidência da bacia e exposição dos sedimentos aluviais antigos em terraços, devidos ao rebaixamento do nível de base e à incisão da rede de drenagem. Essa dissecação alcançou os terraços do Rio Paracatu, abandonados na fase de incisão anterior da drenagem.
- j) Continuidade da migração do canal do Ribeirão Cotovelo para W-SW, mesmo no interior do *graben*, com o recente abandono do seu trecho terminal mais ao sul e deslocamento do canal em direção à margem direita.

Em resumo, não obstante a carência de informações topográfica, geológica e geomorfológica detalhadas assim como a escala limitada dos mapas disponíveis, a caracterização morfoestrutural e morfotectônica ora apresentada, baseada em mapeamentos de lineamentos, cômputo de índices geomórficos, inspeção pormenorizada da hipsometria, caracterização e datação de níveis de sedimentação fluvial e verificações de campo sugerem fortemente o controle estrutural e o controle tectônico ativo percebido na rede de drenagem, perfil longitudinal dos rios, forma das bacias hidrográficas e unidades de relevo do Noroeste de Minas Gerais, com especial atenção à sub-bacia do Ribeirão Cotovelo. Esses resultados são especialmente válidos para os canais fluviais encaixados em leitos rochosos e para aqueles que se encontram em franco processo de dissecação de seus leitos. Além disso, feições morfotectônicas jovens coincidem com as áreas de maior densidade de lineamentos mapeados e com as zonas de fraturas pré-cambrianas.

Outros fatores causais que contribuem para a explicação da morfodinâmica regional ainda precisam ser melhor estudados; entre eles, no âmbito hidrogeomorfológico, o rebaixamento generalizado do nível de base, inferido a partir dos transectos dos baixos vales dos canais contribuintes das bacias dos Rios Paracatu e Urucuia, fato que altera a quantidade de energia no sistema hidrológico. No âmbito das condicionantes estruturais, caberá investigar melhor a

possibilidade de se unificar a delimitação dos Altos Estruturais do Alto Paranaíba e do Paracatu, porque muda substancialmente a noção da geotectônica regional; deve-se atentar para o fato de que a união dos perímetros engloba, automaticamente, a Flexura de Goiânia, a área de ocorrência do magmatismo Mata da Corda e as intrusões alcalinas da província Alto Paranaíba.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. **Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro**. Tese. 179p. + 1 mapa (Livre docência em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1965.
- ABREU, A.A. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: análise crítica. **Revista do Instituto Geológico**, v. 4, p. 5-23, 1983.
- ABREU, A.A. **Análise Geomorfológica: reflexão e aplicação: Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina – MG**. Tese (Livre docência). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.
- ACKLAS JR, R.; ETCHEBEHERE, M.L.; CASADO, F. C. Análise de perfis longitudinais de drenagem no município de Guarulhos para detecção de deformações neotectônicas. **Revista Universidade de Guarulhos – Geociências**, v. VIII, n. 6, p. 64–78, 2003.
- ALEXANDER, J.; LEEDER, M.R. Active tectonic control on alluvial architecture. In: ETHRIDGE, F.G.; FLORES, R.M.; HARVEY, M.D. **Recent Developments in Fluvial Sedimentology**. SEPM Special Publication. Society for Sedimentary Geology. 1987. p. 243-252.
- ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; CASTRO ALVES, J.A. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (Ed.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, 1993. p. 45-62.
- ALKMIM, F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, n. 1–2, p. 29–58, 1998.
- ALKMIM, F.F. O que faz um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Becca, 2004. p. 17-35.
- ALKMIM, F.F., MARTINS-NETO, M.A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127-139, 2012. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011
- ALKMIM, F.F.; MARTINS-NETO, M.A. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In PINTO, C.P.; MARTINS-NETO, M.A. (eds.). **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais, 2001. p. 9-30.
- ALKMIM, F.F.; BRITO-NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. **O Cráton do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco**. Salvador, SBG, SGM, CNPq, 1993. p. 45-62.

ALMEIDA, A.C.S.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; GOMES, N.S.; VOLMER-RIBEIRO, C. Domínios geomorfológicos na área de ocorrência dos depósitos de espongilito da região de João Pinheiro, Minas Gerais, Brasil. **Revista da Escola de Minas**, v. 64, n. 3, p. 299-304, 2011.

ALMEIDA, A.T.S.; FELIPE, L.B.; MASCARENHAS, A.L.S.; SILVA JR, O.G. Caracterização morfométrica e neotectônica da bacia hidrográfica do Rio Vermelho – Sudeste do Pará. **Geociências**, v. 39, n. 4, p. 977-995, 2020. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i04.15331>

ALMEIDA, B.S. **Geoquímica dos filitos carbonosos do depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília. 2009. 80p.

ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23. Salvador. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, 1969. p. 29-46.

ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4 p. 325-349, 1986.

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

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, **Boletim** nº 241, 36 p. 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.

ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3 p. 139-158, 1983.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. The igneous record of the mesozoic activation of South American platform. **Geotectonica et metallogenia**, v. 13, p. 308-325, 1989.

ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P. Mega Capture of the Rio Negro and Formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in a SRTM Digital Elevation Model. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 387-392, 2007.

ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 559-578, 2015.

ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F. Neotectonic record in South American passive margin based on morphostructural analysis of northern Paraíba Basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61/2, 95-108, 2017.

ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F.; ANDRADES FILHO, C.O.; CREMON, Fator de Assimetria e deformações tectônicas na Bacia Paraíba, Nordeste do Brasil. **Revista Geonorte**, v. 10, p. 128-134, 2014.

ALVES, J.M.P.; CASTRO, P.T.A. Influências de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões e lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2003332117124>.

ANDRADES FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in Northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058–1077, 2012.

ANDRADES FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 2, p. 113-130, 2015.

ARLEGUI, L. E.; SORIANO, M.A. Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 16, p. 3169–3185, 1998. <https://doi.org/10.1080/014311698214244>

ARONOFF, S. **Geographic information systems: a management perspective**. Ottawa: WDL Publications, 1989. 294p.

ASF-DAAC. ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high resolution 2015; Includes Material © JAXA/METI 2007. Accessed through ASF-DAAC 06 June 2018.

AZOR, A.; KELLER, E.A.; YEATS, R.S. Geomorphic Indicators of Active Fold Growth: South Mountain–Oak Ridge Anticline, Ventura Basin, Southern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, n. 6, p. 745–53, 2002.

BACELLAR, L.A.P. **Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel - Três Marias - Conselheiro Mata, MG**. Dissertação, 128f. Mestrado em Geologia. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989, 129 p.

BARBOSA, M.E.F.; FURRIER, M. Análise de bacia hidrográfica como subsídio para detecção de neotectônica: estudo da bacia hidrográfica do Rio Guruji, litoral sul do estado da Paraíba. **Cadernos de Geociências**, v. 8, n. 1, p. 10-18, 2011.

BARBOSA, T.S.; FURRIER, M. Aplicação de Índices Morfométricos para Análise Geomorfológica e Neotectônica da Bacia do Rio Marés – PB, Brasil. **Geografia (Londrina)**, v. 26, n. 2, p. 23-38, 2017. <http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/article/view/25528>.

BARBOSA, T.S.; LIMA, V.F.; FURRIER, M. Anomalias em padrões de drenagem como fator de verificação de neotectônica – um estudo de caso nas sub-bacias do Rio Mamuaba-PB. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 26, p. 195-213, 2013. <https://doi.org/10.7154/RDG.2013.0026.0010>

BARCELOS, J.H. **Arenitos cretácicos do Alto Paranaíba (MG): proveniência e ambientes de sedimentação**. Tese, 192f. Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1979.

BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K. Ambiente de sedimentação da Formação Areado, Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, p. 237 – 242, 1980.

BARROS, L.F.P. **Eventos sedimentares do quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG**. Dissertação 110f. (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

BARROS, L.F.P.; BARROS, P.H.C.A.; MAGALHÃES JR., A.P. Condicionamento litológico e tectônico na morfometria da bacia do Rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista de Geografia (Recife)**, volume especial, n. 1, p. 195-209, 2010a. <https://doi.org/10.51359/2238-6211.2010.228848>

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**, v. 67, p. 71-88, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.004>

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

BARROS, L.F.P.; MAGALHÃES JR., A.P.; RAPOSO, A.A. Fatores condicionantes da produção e escoamento de sedimentos na bacia do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. **Geografias (UFMG)**, v. 6, n. 2, p. 102-117, 2010b.

BARROS, L.F.P.; REIS, R.A.P. A produção científica em geomorfologia fluvial na Revista Brasileira de Geomorfologia: panorama bibliográfico, tendências e lacunas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, p. 673-680, 2019. <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1553>.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v.14, p. 253-268, 1995.

BEHLING, H. Late Glacial and Holocene Vegetation, Climate and Fire History Inferred from Lagoa Nova in the Southeastern Brazilian Lowland. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 12, p. 263-270, 2003.

BEHLING, H.; ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 179, n. 3, p. 227-243, 2002. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00435-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00435-7)

BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348-358, 1997. <http://dx.doi.org/10.1006/qres.1997.1932>

BELOUSSOV, V.V. **Basic problems in geotectonics**. New York, McGraw-Hill Book Co. 1962. 809p.

BEŇÁK, V.H.; SILVA, T.M. Análise de lineamentos de drenagem a partir do tratamento de bases topográficas em escala 1:50.000 – região serrana do Estado do Rio de Janeiro. In: XXVII Congresso Brasileiro de Cartografia, 27. 2017, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto, Rio de Janeiro, 2017. p. 1258-1262.

BIASI, M. A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 6, p. 45-60, 1992.

BIRD, D.E.; HALL, S.A. Early seafloor spreading in the South Atlantic: new evidence for M-series magnetochrons north of the Rio Grande Fracture Zone. **Geophysical Journal International**, v. 206, p. 835-844, 2016.

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

BLAIR, T.C.; MCPHERSON, J.G. Alluvial fan processes and forms. In: ABRAHAMSON, A.D.; PARSONS, A.J. (Eds.). **Geomorphology of desert environments**. London, Chapman and Hall, 1994. p. 354-402.

BRAGANÇA, M.T.R. **Superfícies de erosão no setor centro-oriental da bacia do Rio Paracatu, no Estado de Minas Gerais**. 125f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

BRAGANÇA, M.T.R. O *graben* Quaternário do baixo vale do Ribeirão Cotovelo: notas preliminares. In: PÉREZ-FILHO, A. e AMORIM, R.R. **Os desafios da geografia física na fronteira do conhecimento**. Campinas, Instituto de Geociências, 2017a. p. 6514-6518.

BRAGANÇA, M.T.R. Controle tectônico da sedimentação Quaternária no Ribeirão Cotovelo, margem esquerda do Rio São Francisco, Brasil. In: **Congresso Nacional de Geomorfologia**, 8. Porto. Livro de atas... 2017b. p. 161-164.

BRANCO J.J.R.; COSTA M.T. Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 14, Belo Horizonte, UFMG, Instituto de Pesquisa Radioativa, 15, 25p. 1961.

BRASIL. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. Secretaria Nacional de Irrigação. Departamento Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas (1961-1990)**. Brasília: 1992. 84p.

BRICALLI, L.L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Espaço Aberto**, v. 6, n.1, p. 75-110, 2016.

BRITO-NEVES, B.B.; ALKMIM, F.F. Cráton: Evolução de um conceito. In: MISI, J.M.L.; DOMINGUEZ, A. (eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG, 1993. p. 1–10.

BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400030010

BULL, W.B. The alluvial-fan environment. **Progress in Physical Geography**, v. 1, p. 222-270, 1977. DOI: 10.1177/030913337700100202

BULL, W.B.; MCFADDEN, L. D. Tectonic Geomorphology of North and South of the Garlock Fault, California. In: DOHRING, D. O. (Ed.). **Geomorphology in Arid Regions**. Binghamton: State University of New York, 1977. p. 115–138.

BULL, W.B.; WALLACE, R.E. Tectonic geomorphology. **Geology**, v. 13, n. 3, p. 216. 1985. Doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<216:TG>2.0.CO;2.

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Oxford: Blackwell Science. 2001.

BURNETT, A.W.; SCHUMM, S.A. Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.

BURROUGH, P.A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. Oxford: Clarendon Press, 1986. 194p.

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. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v13i2.267>

CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H.; PONÇANO, W.L. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 1, p. 32-42, 1994.

CAMPOS, J.E.G. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 1, p. 41-48, 2004.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. A glaciação neopaleozoica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p. 65-76, 1994.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997a.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997b.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A.; FREITAS-SILVA, F.H.; MARTINS-FERREIRA, M.A.C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3 p. 461-476, 2013. DOI:10.5327/Z2317-48892013000300004

CAMPOS, J.E.G.; XAVIER, T.O.; FREITAS-SILVA, F.H. Registros de atividade neotectônica no Distrito Federal. **Geociências**, v. 35, n. 2, p.203-219, 2016.

CAMPOS-NETO, M.C. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região de Vazante - Lagamar, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 2, p. 81-91, 1984.

CANNON, P. J. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek Drainage Basin. **Oklahoma Geology Notes**, v. 36, n. 1, p. 3–17, 1976.

CARLSTON, C.W. Longitudinal slope characteristics of rivers of the mid-continent and the Atlantic east Gulf slopes. **International Association of Scientific Hydrology Bulletin**, v. 14, n. 4, p. 21-31, 1969.

CARVALHO, M.O.; VALEIRANO, C.M. AGUIAR-NETO, C.C.; OLIVEIRA, G.D.; HEILBRON, M. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes — evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 1, p. 1-16, 2019. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201920180081>

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: Editora da UFU, 1994. 137p.

CASSINO, R.F. **Reconstituição paleoambiental da região dos cerrados do norte de Minas Gerais baseada na análise palinológica de sedimentos de veredas e na comparação com conjuntos polínicos atuais**. Tese, 222f. (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

CASTRO, P.T.A.; DARDENNE, M.A. The sedimentology stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton - Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 439-441, 2000.

CETEC. **2º plano de desenvolvimento integrado do noroeste mineiro: recursos naturais**. Belo Horizonte: CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, 1981. 347p. v.1. (série de publicações técnicas, 002).

CETEC. **Diagnóstico Ambiental do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CETEC - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, 1983. 158p. v.1. (série de publicações técnicas, 10).

CHAMANI, M. A.C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil**. Dissertação, 207 f. (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica). Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; DELLA PIAZA, H.; FREITAS, E.L.; CASTRO, J.C.; BABINSKI, N.A.; QUADROS, L.P.; GONÇALVES, A.; MELLO, U. GUAZELLI, W. 1987. Bacia do São Francisco: Pré-Cambriano Brasileiro com Hidrocarbonetos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 1, n. 2, p. 235–36. 1987.

CHEREM, L.F.S.; MAGALHÃES JR, A.P.; FARIA, S.D. Análise e compartimentação morfométrica da bacia hidrográfica do Alto Rio das Velhas – Região Central de Minas Gerais.

Revista Brasileira de Geomorfologia, v.12, n.1, p.11-21, 2011.
<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i1.214>

CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; MAGALHÃES JR, A.P.; VARAJÃO, A.F.D.C.; SALGADO, A.A.R.; OLIVEIRA, L.A.F.; BERTOLINI, W.Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.4, p.299-308, 2013.

CHEREM, L.F.S.; ZANCOPE, M.H.C., BAYER, M. Macro captura fluvial no nordeste do planalto central: resultados preliminares. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v 10, n 4, p. 86-91, 2014.

CHIAVEGATTO J.R.S. **Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozoico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco**. Dissertação 216f. (Mestrado e Geologia), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1992. 216p

CHRISTOFOLETTI, A., 1975. Capturas fluviais. In: **Enciclopédia Mirador Internacional**. São Paulo: 1975. Vol. 5, p. 2049-2051.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial. Volume I – O canal fluvial**. São Paulo, Edgar Blücher, 1981.

CHUVIECO, E. **Fundamentos de teledetección espacial**. 3.ed. Madrid: Rialp, 1996. 568p.

CLARK, C. D.; WILSON, C. Spatial analysis of lineaments. **Computers & Geosciences**, v. 20, n. 7–8, p. 1237–1258, 1994. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)90073-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)90073-6)

COSTA, A.T.; NALINI JR, H.A.; CASTRO, P.T.A.; TATUMI, S.H. Análise estratigráfica e distribuição de arsênio em depósitos sedimentares quaternários na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, bacia do Ribeirão do Carmo, MG. **Revista da Escola de Minas**, v. 63, n. 4, p. 703-714, 2020.

CPRM; COMIG. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000**. Brasília, Belo Horizonte; Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003a.

CPRM; COMIG. Mapa geológico: Folha João Pinheiro. 1:250.000. Projeto São Francisco. Brasília, Belo Horizonte; Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003b.

CPRM; COMIG. Mapa geológico: Folha São Romão. 1:250.000. Projeto São Francisco. Brasília, Belo Horizonte; Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003c.

CPRM; COMIG. Mapa geológico: Folha Três Marias. 1:250.000. Projeto São Francisco. Brasília, Belo Horizonte; Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003d.

CONRAD, O.; BECHTEL, B.; BOCK, M.; DIETRICH, H.; FISCHER, E.; GERLITZ, L.; WEHBERG, J.; WICHMANN, V.; AND BÖHNER, J. (2015): System for Automated

Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, **Geoscientific Model Development**, 8, 1991-2007. Doi:10.5194/gmd-8-1991-2015. <https://gmd.copernicus.org/articles/8/1991/2015/>.

CORRÊA, A.C.B.; FONSÊCA, D.N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**, v. 27, n. 1, p. 72–86, 2010.

COSTA, J.A.V.; FALCÃO, M.T. Compartimentação morfotectônica e implicações de evolução do relevo do Hemigráben do Tacutu no Estado de Roraima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n.1, p. 85-94, 2011.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JR., C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996.

COSTA, M.T.; BRANCO, J.J.R. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: XIV Congresso Brasileiro de Geologia, 14., 1961, Belo Horizonte. **Proceedings...** Belo Horizonte: EEUFMG-Instituto de Pesquisas Radioativas, 1961. 25p.

COSTA, R.D. **Determinação dos campos de tensão Cenozóicos na região sul de Minas Gerais**. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 154f, 1999.

COTTON, C.A. Fault valleys and shutter ridges at Wellington. **New Zealander Geographer**, v. 7, p. 62-68, 1951.

COX, K.G. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, v. 342, n. 21, p. 873-877, 1989.

COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsaBulletin/article/106/5/571-581/182937>.

CPRM; COMIG. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000. Brasília; Belo Horizonte. Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003a.

CPRM; COMIG. **Mapa geológico: Folha João Pinheiro**. Escala 1:250.000. Brasília; Belo Horizonte. Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003b.

CPRM; COMIG. **Mapa geológico: Folha São Romão**. Escala 1:250.000. Brasília; Belo Horizonte. Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003c.

CPRM; COMIG. **Mapa geológico: Folha Três Marias**. Escala 1:250.000. Brasília; Belo Horizonte. Serviço Geológico do Brasil; Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003d.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Belo Horizonte: folha SE. 23. Brasília: CPRM, 2004a. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Brasília: folha SD.23. Brasília: CPRM, 2004b. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil.

CROSBY, B., WHIPPLE, K. *Knickpoint* initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology** v. 82, p. 16-38, 2006.

CROSTA, A.P.; CHOUDURI, A.; SZABÓ, G.; SCHRANK, A. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozoicos do sudoeste de Minas Gerais. Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia, 1986. **Anais...** Goiânia, SBG, v. 2. p. 710-720, 1986.

DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30; 1978, Recife. **Proceedings...** Recife: SBG, 1978. p. 507-610.

DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (org.). Tectonic evolution of South America. In: XXXI International Geological Congress, 31., 2000. Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro: IGS, 2000. p. 230-263.

DARDENNE, M.A.; FREITAS-SILVA, F.H.; SOUZA, J.C.F.; CAMPOS, J.E.G. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: Congresso Brasileiro Geologia, 40, **Anais**, p. 113-122, 1998.

DAS, S.; PARDESHI, D.S.; KULKARNI, P.P.; DOKE, A. Extraction of lineaments from different azimuth angles using geospatial techniques: a case study of Pravara basin, Maharashtra, India. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 8, p. 160, 2018. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3522-6>

DEFFONTAINES, B., CHOTIN, P., AIR BRAHIM, L., ROZANOV, M. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. **Geologische Rundschau**, v. 81, p. 199–210. 1992.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-263, 1991.

DELCAILLAU, B., CAROZZA, J.M., LAVILLE, E. Recent fold growth and drainage development, the Janauri and Chandigarh Anticlines in the Siwalik Foothills, Northwest India. **Geomorphology** 76, 241–256. 2006.

DEMOULIN, A. Basin and River Profile Morphometry: A New Index with a High Potential for Relative Dating of Tectonic Uplift. **Geomorphology**, v. 126, n. 1–2, p. 97–107. 2011. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X1000471X>.

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Geomorphology**, v. 166, p. 10-37, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.011>

DEVAUCHELLE, O.; PETROFF, A.P.; SEYBOLD, H.F.; ROTHMAN, D.H. Ramification of stream networks. **PNAS**, v. 109, n. 51, p. 20832-20836, December 18, 2012.

DIAS, P.H.A. **Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional) na região de Ibiá, Minas Gerais: Caracterização e estudo de proveniência sedimentar com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2011. 92p.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha São Romão**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1968.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Serra do Boqueirão**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969a.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. **Mapa Topográfico: Folha Bocaina**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969b.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Canabrava**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969c.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Serra do Jatobá**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969d.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha João Pinheiro**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969e.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Rio do Sono**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969f.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Chapadão dos Gerais**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969g.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Urucuia**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969h.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Presidente Olegário**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969i.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Bonfinópolis de Minas**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1970a.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Santa Fé**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1970b.

DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. Mapa Topográfico: **Folha Dores do Indaiá**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1975.

EL HAMDOUNI R., IRIGARAY C., FERNÁNDEZ T., CHACÓN J., KELLER E.A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1–2, p. 150–173, abr. 2008. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004>

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Súmula da 10ª Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro, 1979. 83p. (EMBRAPA-SNLCS. Miscelânea, 1).

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; 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. **Revista de Geociências USP**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FACINCANI, E.M. **Morfotectônica da depressão periférica paulista e cuesta basáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP**. 2000. 222 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2000. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/111157>>.

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**, v. 33, número especial, p. 61-73, 2015.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J.C. MARQUES, A.J. Anomalias de drenagem e controles morfotectônicos da evolução dos terraços do baixo curso do Rio Ivinhema, MS. **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 249-261, 2007.

FRAGOSO, D.G.C. **Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais**. Dissertação, 134f. Mestrado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

FRAGOSO, D.G.C.; UHLEIN, A.; SANGLARD, J.C.D.; SUCKAU, G.L.; GUERZONI, H.T.G.; FARIA, P.H. Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. **Geonomos**, v. 19, p. 28-38, 2011. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v19i1.60>.

FRAKES, L.A. Mesozoic-Cenozoic climatic history and causes of the glaciation. In: HSÜ, K.J. (ed.). **Mesozoic and Cenozoic Oceans**. American Geophysical Union Geodynamics Series, n. 15, p. 33-48, 1986.

FREITAS-SILVA, F.H.; DARDENNE, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SBG, SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, **Anais**, 161-163p.

FRUTOS, J. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. **Tectonophysics**, v. 72, p. 21-32, 1981.

FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; SOARES, A.C.P. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador, SBG-SGM-CNPq, 1993. p. 161-185.

FUJITA, R.H.; GON, P.P.; STEVAUX, J.C.; SANTOS, M.L.; ETCHEBEHERE, M.L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597-603, dez. 2011. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7856/7283>.

FULFARO, V.J.; ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; PERINOTTO, J.A.J. The Araras Escarpment in the upper Paraná River: implications to fluvial neotectonics on the Paraná drainage net evolution. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.6, n. 1, p. 115-122, 2005.

GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J.A. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, 180–195, 2009.

GERBOVA, V.G.; TIKHOMIROV, V.V. Russian school contribution to the birth and development of Neotectonics. **Geologische Rundschau**, v. 71, n. 2, p. 513-518, 1982.

GIACONIA, F., BOOTH-REA, G., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., AZAÑÓN, J.M., PÉREZ-PEÑA, J.V. Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constructional domain of conjugate strike-slip faults: the Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). **Tectonophysics** 580, 27–42. 2012.

GIAMBONI, M.; WETZEL, A.; SCHNEIDER, B. Geomorphic Response of Alluvial Rivers to Active Tectonics: Example from the Southern Rhinegraben. **Austrian Journal of Earth Sciences**, v. 97, p. 24–37, 2005.

GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; WESKA, R.K.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 126, p. 303-314, 1997.

GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 259f. 1999.

GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; BEZERRA, F.H.R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J.C.H. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 522–536, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.007>.

GOVERNO DO ESTADO DE MINAS GERAIS. SECRETARIA DE ESTADO DE RECURSOS MINERAIS, HÍDRICOS E ENERGÉTICOS. COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS. **Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, 1:1000.000**. Belo Horizonte: Seme/Comig, 1994.

GRANOT, R.; J. DYMENT. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 414, p. 156–163, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.015>

GRASS GIS community. GRASS GIS software repository. Available in: <https://grass.osgeo.org/about/community/> Access in: Jan, 18 2021.

GROHMANN, C.H. 2004. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. **Computers & Geosciences**, v. 30, p. 1055-1067, 2004. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300404001402>.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; CHAMANI, M.A.C. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. **Hydrology and Earth System Science**, v. 15, p. 1493–1504, 2011. <https://hess.copernicus.org/articles/15/1493/2011/>.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F.M. 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computer & Geosciences**, v. 33, p. 10-19, 2007. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S009830040600080X>.

GROHMANN, C.H.; SMITH, M.J.; RICCOMINI, C. Multi-scale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, p. 1200-1213, 2001. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2053546>.

GROSSI-SAD, J.H.; CARDOSO, R.N.; COSTA, M.T. Formações Cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, p. 2-13, 1971.

GROSSI-SAD, J.H.; TORRE, N. **Complexos alcalinos da região do Alto Paranaíba**. Relatório Anual de Serviços, DNPM, Rio de Janeiro, 1968.

GUERASIMOV, I.P. Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of Soviet Union. Probl. **Fizicheskoy geografii**. n. 12, 1946 (in Russian).

GUERASIMOV, I.P. Structural features of the earth's surface relief in the territory of Soviet Union and their origin. **Akad. Nauk SSSR**, 1959 (in Russian).

GUERASIMOV, I.P.; MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. In: **Geomorphology, Encyclopedia of Earth Science**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1968. p. 731-732.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research U.S. Geological Survey**, v. 1, p. 421–429. 1973.

HARALYI, N.L.E. **Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e Norte de São Paulo**. Tese. 354f. Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1978.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; ANZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais, p. 71-93, 1985 (**Boletim Especial**).

HARE, P.H.; GARDNER, T. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M., Hack, J.T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings... Annual Binghamton Geomorphology Symposium, 15. London: Allen & Unwin, 1985. p. 75–104.

HAREL, E.; GOREN, L.; SHELEF, E.; GINAT, H. Drainage Reversal toward Cliffs Induced by Lateral Lithologic Differences. **Geology**, v. 47, n. 10, p. 928–32. 2019. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/47/10/928/573170/Drainage-reversal-toward-cliffs-induced-by-lateral>.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro. 1., 1990. Belo Horizonte. **Proceedings...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais. 1990. p. 1–31.

HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. **Anais**. Recife, SBG, v.1, p. 328-391, 1978.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, G.F. The Phanerozoic tectonic evolution of the Western Minas Gerais State. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, n. 3/4, p. 431-438, 1975.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, R.F. The Phanerozoic tectonic evolution of the Western Minas Gerais State. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, n. 3/4, p. 431-438, 1975.

HEINECK, C.A. (Coord.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo Folha Belo Horizonte SE-23. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, 2004a.

HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Contribuições do modelo de regressão não-linear logarítmico aplicado à análise de perfis longitudinais em geomorfologia fluvial. **Revista**

Geografias, Belo Horizonte, Edição Especial - II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem: Desafios e aplicações, p. 54-70, 2017.

HERMI, S. O.; ELSHEIKH, R.F.A.; AZIZ, M.; BOUAZIZ, S. Structural Interpretation of Lineaments Uses Satellite Images Processing: A Case Study in North-Eastern Tunisia. **Journal of Geographic Information System**, v. 9, n. 4, p. 440-55, 2017. <https://doi.org/10.4236/jgis.2017.94027>

HEUSSER, C.J. Polar perspective of Late-Quaternary climates in the Southern Hemisphere. **Quaternary Research**, v. 32, p. 60-71, 1989. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(89\)90032-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90032-X)

HILL, R.I. Starting plumes and continental break-up. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 104, p. 398-416, 1991.

HILL, R.I.; CAMPBELL, I.H.; DAVIES, G.F.; GRIFFITHS, R.W. Mantle plumes and continental tectonics. **Science**, v. 256, p. 186-193, 1992.

HILLS, E.S. A contribution to the morphotectonics of Australia. **Journal of the Geological Society of Australia**, v. 3, n. 1, p. 1-15, 1955. DOI: 10.1080/00167615508728460

HILLS, E.S. Morphotectonics and the geomorphological sciences with special references to Australia. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 117, p. 77-90, 1961. Doi: 10.1144/gsjgs.117.1.0077

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. <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.19940005>.

HIRUMA, S.T.; RICOMINNI, C.; MODENESI-GAUTTIER, M.C. Neotectônica do Planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

HOLBROOK, J., SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 305, p. 287-306. 1999.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basin: Hydro-physical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2).

HORTON, R.E. Drainage-Basin Characteristics. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 13, n. 1, p. 350-62. 1932. <http://doi.wiley.com/10.1029/TR013i001p00350>.

HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967. <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>

HUNG, L. Q.; BATELAAN, O.; SMEDT, F. Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: In: EHLERS, M.; MICHEL, U. **Suoimuoi tropical karst catchment**, Vietnam. 59830T. 2005.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha Patos de Minas**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1979a.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha Três Marias**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1979b.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha João Pinheiro**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1980a.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha Paracatu**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1980b.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha Unaí**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1980c.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha Buritis**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1982.

IBGE. Mapa Topográfico: **Folha São Romão**. 1:250.000. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 1983.

IBGE. Mapa de climas do Brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, IBGE, 2002. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/mapas>. Acesso em 29 out. 2021.

IGLESIAS M.; UHLEIN A. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra do Jaíba, norte de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 16, n. 1, p. 21-27, 2008.

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 2, p. 256-266, jun/2009.

IGREJA, H.; FRANZINELLI, E.; REPOLHO, T. Neotectonic Influence on Fluvial Capture in the Amazon Basin, State of Amazonas, Brazil. **Science Reports of Tohoku University**, v. 49, n.2, p. 197-206, 1999.

JACQUES, J.M. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: inferences on the position of South American intraplate accommodation zones and their control on South Atlantic opening. **Journal of Geological Society**, v. 160, p. 703-717, 2003.

JUNQUEIRA-BROD, T.C.; ROIG, H.L.; GASPAR, J.C.; BROD, J.A.; MENESES, P.R. A província alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 559-566, 2002.

KARNIELI, A.; MEISELS, A.; FISHER, L.; ARKIN, Y. Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing data using a Hough Transform. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 62, n. 5, p. 525–31, 1996.

KARPINSKY, A.P. On correctness in outlines, distribution, and structure of continents. **Gornyi Zhurnal**, v. 1, n. 2, p. 252-269 (in Russian), 1888.

KATTAH., S.S. **Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais.** Dissertação (Mestrado em Geologia). Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1991. 227p.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape.** 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 2002.

KIANG, C.H.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, M.; ALKMIM, F.F. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG, v. 5, p. 2076-2090, 1988.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 44, p. 54-75, 2012.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, Boulder, v. 29, p. 415-418, 2001.

KOÇAL, A. **A methodology for detection and evaluation of lineaments from satellite imagery.** Thesis (Master of Science in Mining Engineering) - Graduate School of Natural and Applied Sciences, Middle East Technical University, Ankara, 2004. 122p.

KUCHENBECKER, M.; PEDROSA-SOARES, A.C. O Grupo Bambuí na Folha Luz (SE-23-Y-D-V). **Geonomos**, v. 18, n. 2, p. 46 – 52, 2010.

LANGBEIN, W.B.; LEOPOLD, L.B. Quasi-Equilibrium states in channel morphology. **American Journal of Science**, New Haven, v. 262, p. 782-794, 1964.

LAUDER, W.R. The Kaiwharawhara capture. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 5, p. 141-142, 1962.

LEDRU, M.P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 30, p. 90-98, 1993. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>

LEDRU, M.P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of Last Glacial Maximum Records in Lowland Tropical Forests. **Quaternary Research**, v. 49, n. 2, p. 233-237, 1998. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1953>

LEDRU, M.P.; SOARES BRAGA, P.I.; SOUBIÈS, S.F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, p. 239-257, 1996. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8)

LEDRU, M.-P; BERTAUX, J.; SIFFEDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of Last Glacial Maximum Records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v. 49, p. 233-237, 1998.

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

LIMA, O.N.B.; UHLEIN, A.; BRITTO, W. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4 (suplemento), p. 204-215, 2007.

LIMA, V.F.; FURRIER, M. Influência neotectônica identificada através de dados morfométricos e morfológicos-um estudo de caso nas bacias dos Rios Vermelho e do Buraco-PB. **Revista Eletrônica Georaguaia**, v. 4, n.1, p 29 – 49, 2014.

LISBOA, N. A.; CASTRO, J.H.W. Captura do Sistema Fluvial Camaquã pelo Sistema Fluvial Jacuí, São Gabriel, RS. **Pesquisas**, v. 25, p. 67-71, 1998.

LISIECKI, L.E.; RAYMO, M.E. Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. **Quaternary Science Reviews**, v. 26, p. 56–69, 2007. <http://doi:10.1016/j.quascirev.2006.09.005>

LIU, H. Derivation of surface topography and terrain parameters from single satellite image using shape-from-shading technique. **Computers & Geosciences**, v. 29, n. 10, p. 1229–1239, 2003. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00138-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00138-9)

LORENTE, F.L.; MEYER, K.E.B.; HORN, A.H. Análise Palinológica da Vereda da Fazenda Urbano, Município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v. 18, p. 2, p. 57-72, 2010.

LP-DAAC. ASTER Mount Gariwang image from 2018 was retrieved on 2018 06 08 from <https://lpdaac.usgs.gov>, maintained by the NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) at the USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota. 2018b.

LP-DAAC. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global from 2018 was retrieved on 2018 06 08 from <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc>, maintained by the NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) at the USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota. 2018a.

MACKIN, J.H. Concept of the graded river. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 69, p. 463-512, 1948.

MAGALHÃES JR, A.P.; SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial neo-cenozoica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v.2, n.1, p.42-54, 1994. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v2i1.231>.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; COTA, G. E. M. Morfodinâmica fluvial. In: MAGALHÃES JR; BARROS, L.F.P. (Org.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 103-120.

MAGALHÃES, L. **Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (faixa Sete Lagoas – Serra do Cipó)**. Dissertação, 109f. Mestrado em Geologia, Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, 1988.

MAH, A.; TAYLOR, G.R.; LENNOX, P.; BALIA, L. Lineament analysis of Landsat Thematic Mapper Images, Northern Territory, Australia. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 61, n. 6, p. 761–773, 1995.

MANJORO, M. Structural Control of Fluvial Drainage in the Western Domain of the Cape Fold Belt, South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 101, p. 350–59, 2015. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1464343X14003318>.

MANTELLI, L.R.; ROSSETTI, D.F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 42–54, 2009. <https://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.20093914254>

MARENGO, J.A. LIEBMANN, B.; GRIMM, A.M. MISRA, V.; Silva DIAS, P.L.; CAVALCANTI, I.F.A.; CARVALHO, L.M.V.; BERBERY, E.H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C.S.; SAULO, A.C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L.M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2012. <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.2254>.

MARPLE, R.T.; TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. **Geology**, v. 21, p. 651–54, 1993. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0651:EOPTUA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0651:EOPTUA%3E2.3.CO;2).

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Análise morfoestrutural e morfotectônica da bacia do Rio Capivari, sul de Minas Gerais: a neotectônica e as superfícies geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.4, p.271-277, 2013. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i4.178>.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Compartimentação morfoestrutural da bacia do Rio Verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.1, p.119-135, 2014. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i4.178>.

MATTOS, J.T. **Caracterização do comportamento geológico-estrutural na região da Represa de Furnas (MG), com dados de sensoriamento remoto**. Tese, 186f. Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

MCKENZIE, D. A possible mechanism for epeirogenic uplift. **Nature**, v. 307, n. 16, p. 616-618, 1984.

McKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B.L.; McGRATH, M.B. Analysis of Stream-Profile Data and Inferred Tectonic Activity, Eastern Ozark Mountains Region. **United States Geological Survey Bulletin**, v. 1807, p. 1-39, 1988.

MELLO, C.L. **Sedimentação e tectônica Cenozoicas no médio vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos**. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 320f. 1997.

MELO, M.S.; ROSSETTI, D.F. Lineamentos morfoestruturais com base em derivações de modelo digital de elevação (MDE-SRTM – Shuttle Radar Topography Mission) na Depressão

do Pirai, Estado do Paraná, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, 2015. <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i1.615>

MENDES, L.D.; 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. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v8i1.86>.

MESCERJAKOV, J.P. Le concepts de morphostructure et de morphosculpture: un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. **Annales de Géographie**, v. 77, années 423, p. 539-552, 1968.

MESCHERIKOV, Y.A. Neotectonics. In: **Geomorphology, Encyclopedia of Earth Science**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1968. p. 768-773.

MESHCHERYAKOV, Y. A. Major Cycles in the Development of the Relief of Platform Plains. **Soviet Geography**, v. 4, n. 6, p. 3-16, 1963.

MESHCHERYAKOV, Y.A. Contemporary movements in the earth's crust. **International Geology Review**, v. 1, n. 8, p. 40-51, 1959.

MEUNIER, J.D.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; GRAUBY, O. Peatland ferruginization during late Quaternary in the Uberaba Plateau (South-Eastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 43, p. 25-32, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.004>

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

MODENESI, M.C.; MELHEM, T.S. Primeiros resultados da palinologia dos sedimentos turfosos da várzea do Ribeirão das Flores - Itatiaia - Rio de Janeiro. **Revista do Instituto Geológico**, v. 7, n. 1/2, p. 35-38, 1986.

MODENESI-GAUTTIERI, M.C. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the Altos Campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 508-514, 2000.

MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; JULIANI, C.; OLIVEIRA, T. F. Geology, petrography, and mineral chemistry of the Vazante non-sulfide and Ambrosia and Fagundes sulfide-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 28, n. 2. p. 201-234, 2006.

MOORE, G.K.; WALTZ, F.A. Objective procedures for lineaments enhancement and extraction. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 49, n. 5, p. 641–647, 1983.

MOORE, T.C. Jr.; PISIAS, N.G.; KEIGWIN, L.D. Jr. Cenozoic Variability of Oxygen Isotopes in Benthic Foraminifera. In: BERGER, W.H.; CROWELL, J.C. (eds.). **Climate in Earth History: Studies in Geophysics**. Washington, DC: The National Academies Press. P. 172-183, 1982. <https://doi.org/10.17226/11798>.

MOREIRA, A.A.N.; CAMELIER, C. Relevo. In: GALVÃO, M. G. (Ed.). **Geografia do Brasil, Região Sudeste**. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1977. p. 1–50.

MOSTAFA, M.E.; ZAKIR, F.A. New enhancement techniques for azimuthal analysis of lineaments for detecting tectonic trends in and around the Afro-Arabian Shield. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 15, p. 2923–2943, 1996. <https://doi.org/10.1080/01431169608949119>

MUDELSEE, M.; BICKERT, T.; LEAR, C.H.; LOHMANN, G. Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Reviews of Geophysics**, 52, p. 1-42, 2014. Doi:10.1002/2013RG000440

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation measurements**, v. 32, n. 4, p. 57-73, 2000. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation measurements**, v. 37, n. 4/5, p. 377-381, 2003. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)

NIMER, E. Clima. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia. **Geografia do Brasil. Região Sudeste**. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE, 1957. v. 3. p. 51-89.

NIMER, E. Clima. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia. **Geografia do Brasil. Região Sudeste**. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE, 1957a. v. 3. p. 51-89.

NIMER, E. Clima. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia. **Geografia do Brasil. Região Centro-Oeste**. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE, 1957b. v. 4. p. 35-58.

NTOKOS, D.; LYKOUDI, E.; RONDOYANNI, T. Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study. **Geomorphology**, v. 263, p. 156–169, 2016. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X16301647>.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 1463–1469, 1976. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87%3C1463:LLSPN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87%3C1463:LLSPN%3E2.0.CO;2)

OLIVEIRA, D. **A captura do Alto Rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na serra do mar, Boracéia - SP**. Tese. Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003. 102f.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20 p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, P.E. **A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil**. Tese 257 f. (Doutorado em Zoologia). Ohio State University, 1992.

OLIVEIRA, V.F.; SILVA FILHO, W.F.; NOGUEIRA NETO, J.A. Atividade neotectônica na borda norte da Bacia do Araripe (Ceará-Brasil): evidências a partir de índices morfométricos. **Geociências**, v. 37, n. 3, p. 523-541, 2018.

OLLIER, C.D. **Tectonics and landforms**. Geomorphology texts. London, Longman, p.57-161. 1981.

OUCHI, S. Response of Alluvial Rivers to Slow Active Tectonic Movement. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, n. 4, p. 504-515, 1985. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsaBulletin/article/96/4/504-515/190605>.

PAES, T.V.; SILVA, T.M. Indicadores geomorfológicos de controles litológicos e/ou estruturais - bacia do Rio Guapi-Açu, cachoeiras de Macacu (RJ). **Revista de Geografia PPGeo-UFJF**, v. 7, n. 2, p. 107-123, 2017. <https://doi.org/10.34019/2236-837X.2017.v7.18061>.

PANDEY, S. **Principles and applications of photogeology**. Nova Delhi: New Age International Publishers, 2001.

PARANHOS FILHO, A.C.; NUMMER, A.R.; ALBREZ, E.A.; RIBEIRO, A.A.; MACHADO, R. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 85, n. 3, p. 913–22, 2013. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652013000300007>

PAVANO, F.; PAZZAGLIA, F.J.; CATALANO, S. *Knickpoints* as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy). **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 8, n. 6, p. 633-648. 2016.

PEDERSON, D.T. Stream piracy revisited: a groundwater sapping solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, p. 4–10, 2001.

PEDRERA, A., PÉREZ-PEÑA, J.V., GALINDO-ZALDÍVAR, J., AZAÑÓN, J.M., AZOR, A. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). **Geomorphology**, v. 105, p. 218–231, 2009. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X08004510>.

PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A. **Nota explicativa dos mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte: CPRM: COMIG, 1994.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Land Forms: A Contribution to Physical Geography**. Translated by Hella Czech e Catherine C. Boswell. London: Macmillan, 1953. 429p.

PEREIRA, L.F.; DARDENNE, M.A.; ROSIÈRE, C.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. Evolução geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. **Geonomos**, v.2, n. 1, p. 22-32, 1994.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. **Tectonics**, v. 33, p. 1848-1873, 2014.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, Z.; AZAÑÓN, J.M.; Keller, E.A. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**, v. 119, n. 1–2, p. 74–87, jun. 2010. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X10001042>.

PÉREZ-PEÑA, J.; AZAÑÓN, J.; BOOTH-REA, G.; AZOR, A.; DELGADO, J. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. F2, F02018, 2009.

PERUCCA, L.P.; ROTHIS, M.; VARGAS, H.N. Morphotectonic and Neotectonic Control on River Pattern in the Sierra de La Cantera Piedmont, Central Precordillera, Province of San Juan, Argentina. **Geomorphology**, v. 204, p. 673–82, 2014. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X13004728>.

PESSOA, L.K.G. **Paleo-vegetação e paleo-clima do final do pleistoceno no cerrado do norte de Minas Gerais, Brasil**. Monografia, 83f. (Bacharelado em Geologia). Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2017.

PEYERL, W.R.L.; SALAMUNI, E.; SANCHES, E.; NASCIMENTO, E.R.; SANTOS, J.M.; GIMENEZ, V.B.; SILVA, C.L.; FARIAS, T.F.S. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 48, n. 3, p. 553-573, 2018. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170110>.

PHILLIPS, J.D.; MCCORMACK, S.; DUAN, J.; RUSSO, J.P.; SCHUMACHER, A.M.; TRIPATHI, G.N. BROCKMAN, R.B.; MAYS, A.B.; PULUGURTHA, S. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee. **Geomorphology**, v. 114, p. 188–198. 2010.

PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, (Suppl 1), p. 67-82, 2016. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. 2000. “The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc”. In: CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (org.). Tectonic evolution of South America. In: XXXI International Geological Congress, 31., 2000. Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro: IGS, 2000. p.195–229.

PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; DELLAGIUSTINA, M.E.S.; JUNGES, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 31, p. 345-357, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.011>

PINTO, M.L.; VIDOTTI, R.M. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 90, p. 216-232, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>

PINTO, R.W.P.; FREITAS, M.M.; ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.A.E. Evolução geomorfológica do Rio Grande, RJ: influências geológicas e capturas de drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, v.19, n.2, p.407-422, 2018. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i2.972>.

PITMAN III, W.C.; TALWANI, M. Sea-floor spreading in the North Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, p. 619-646, 1972.

POTTER, P.E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 10, n. 5-6, p. 331-344, 1997.

QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System (versão 3.14). Open Source Geospatial Foundation Project, 2021. Disponível em: <http://qgis.osgeo.org>.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2015.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 11, n. 1/2, p. 48-73, 1997.

RABINOWITZ, P.D.; LABRECQUE, V. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, B11, p. 5973-6002, 1979. <https://doi.org/10.1029/JB084iB11p05973>

RÃDOANE, M.; RÃDOANE, N.; DUMITRIU, D. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. **Geomorphology**, Amsterdam, v.50, p. 293-306. 2003.

RAJ, R. Active tectonics of NE Gujarat (India) by morphometric and morphostructural studies of Vatrak River basin. **Journal of Asian Earth Sciences** 50, 66–78. 2012.

RAMASAMY, S.M., KUMANAN, C.J., SELVAKUMAR, R., SARAVANAVEL, J. Remote sensing revealed drainage anomalies and related tectonics of South India. **Tectonophysics** 501, 41–51. 2011

RAMÍREZ-HERRERA, M. T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 4, p. 317–332, 1998. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V)

REGINATO, P.A.R.; STRIEDER, A.J. Extração de lineamentos visando a prospecção de aquíferos fraturados na Formação Serra Geral. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 16, n. 1, p. 1–6, 2002.

REIS, G.S.; MIZUSAKI, A.M.; ROISENBERG, A.; RUBERT, R.R. Formação Serra Geral (Cretáceo da Bacia do Paraná): um análogo para os reservatórios ígneo-básicos da margem continental brasileira. **Pesquisas em Geociências**, v. 41, n. 2, p. 155-168, 2014.

REIS, H.L.S.; ALKMIM, F.F. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 66, p. 711-731, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013>

REIS, H.L.S.; ALKMIM, F.F.; FONSECA, R.C.S.; NASCIMENTO, T.C.; SUSS, J.F.; PREVATTI, L.D. The São Francisco Basin. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F.F. **São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**. Switzerland: Springer, 2017. p. 117–43. http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-01715-0_7.

REZENDE, E.A.; SALGADO, A.A.R.; CASTRO, P.T.A. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos Rios Grande e São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 483-501, 2018.

RHEA, S. Evidence of Uplift near Charleston, South Carolina. **Geology**, v. 17, p. 311–315, 1989. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0311:EOUNCS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0311:EOUNCS>2.3.CO;2)

RHODES, E.J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 39, p. 461-488, 2011. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133425>

RIBEIRO, A.C.; LIMA, F.C.T.; RICCOMINI, C.; MENESES, N.A. Fishes of the Atlantic rainforest of Boracéia: testimonies of the Quaternary fault reactivation within a Neoproterozoic tectonic province in Southeastern Brazil. **Ichthyological Exploration of Freshwaters**, v. 17, n.2, p. 157-164, 2006.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Geoquímica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RITTENOUR, T.M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, v.37, p. 613-35, 2008. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>

ROCKWELL T.K.; KELLER, E.A.; JOHNSON, D.L. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In MORISAWA M. (ed.). **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin Publishers, 1985. p. 183-207.

RODRIGUES, J.B.; PIMENTEL, M.M.; BUHN, B.; MATTEINI, M.; DARDENNE, M.A.; ALVARENGA, C.J.S.; ARMSTRONG, R.A. Provenance of the Vazante Group: New U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Gondwana Research**, v. 21, p. 439–450, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.017>.

RODRIGUES, J.B.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; ARMSTRONG, R.A. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. **Journal of South**

American Earth Sciences, v. 29, p. 512–521, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.008>.

RODRÍGUEZ-ZORRO, P.A.; LEDRU, M.-P.; BARD, E.; AQUINO-ALFONSO, O.; CAMEJO, A.; DANIAU, A.-L.; FAVIER, C.; GARCIA, M.; MINELI, T.D.; ROSTEK, F.; RICARDI-BRANCO, F.; SAWAKUCHI, A.O.; SIMON, Q.; TACHIKAWA, K.; THOUVENY, N. Shut down of the South America summer monsoon during the penultimate glacial. **Scientific report**, v. 10, n. 6275, p. 1-11, 2020. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-62888-x>

RÖLLER, K.; TREPMANN, A. **Stereo 32**. Bochum: Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik, 2003.

ROSS, J.L.S. **Geomorfologia, Ambiente e Planejamento**. São Paulo: Contexto, 1990. 80p.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; VALERIANO, M.M.; MIRANDA, M.C.C. Quaternary Tectonics in a Passive Margin: Marajó Island, Northern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, v. 23, n. 2, p. 121–35. 2008. <http://doi.wiley.com/10.1002/jqs.1132>.

ROSSETTI, D.F.; ZANI, H.; CREMON, E.H. Fossil megafans evidenced by remote sensing in the Amazonian wetlands. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 58, n. 2, p. 145-161, 2014.

RUBIN, J.C.R. **Sedimentação quaternária, contexto paleoambiental e interação antrópica nos depósitos aluviais do Alto rio Meia Ponte - Goiás/GO**. Tese. 364f. (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.215>.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1991. 285p.

SAADI, A.; VALADÃO, R.C.; SILVEIRA, J.S. Vulcanismo extrusivo e tectônica Cretáceos no centro-sul de Minas Gerais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3. **Anais...** Rio Claro. SBG, 1991. p. 88-92.

SAJADIAN, M.R.; POURKERMANI, M.; QORASHI, M.; MOGHADDAS, N.H. The Analysis of Transverse Topographic Symmetry Factor (T Index) in the Chekene-Mazavand, North East Iran. **Open Journal of Geology**, v. 5, p. 809-820, 2015. <http://www.scirp.org/journal/doi.aspx?DOI=10.4236/ojg.2015.511069>.

SALAMUNI, E. **Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 235f, 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SALGADO, A.A.R.; CHERÉM, L.F.S.; SORDI, M.V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, v. 19, p. 23-31, 2018.

SALGADO, A.A.R.; MARENT, B.R.; NASCIMENTNO, F.A.; GOMES, A.A.T.; TAVARES JR, S.S. Rearranjos de drenagem na porção setentrional da bacia Amazônica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 2021. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i3.2016>

SALGADO-LABORIAU, M.L.; CASSETI, V.; FERRAZ-VICENTINI, K.R.; MARTIN, L.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, n. 1/4, p. 215-226, 1997. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00018-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00018-1)

SALVADOR, E.D.; RICOMINNI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SALVANY, J. M. Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 2, p. 145–160, 2004. <http://doi.wiley.com/10.1002/esp.1005>.

SANTANA, A.V.A. **Estratigrafia, sedimentologia e proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da fazenda Fagundes, Paracatu, MG**. 160 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2011.

SANTOS, D.A.R.; MORAIS, F. Assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do Rio Formoso, TO. **Caminhos de Geografia**, v. 18, n. 61, p. 180–199, 2017. <http://dx.doi.org/10.14393/RCG186112>.

SANTOS, G.B.; CASTRO, P.T.A. Caracterização da Rede de Drenagem e do Sistema Lacustre da Bacia do Rio Grande: Oeste da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, v.17, n.4, p.801-818, 2016. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i4.870>.

SANTOS, J.A.; SILVA, A.Q.; SOUZA, J.J. Análise morfoestrutural da sub-bacia do rio Alto Paraguai – MT a partir de dados de sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17.; 2015, João Pessoa. **Proceedings...** João Pessoa: SBSR-INPE, 2015. p. 4202-4209.

SANTOS, J.M.; SALAMUNI, E.; SILVA, C.L.; SANCHES, E.; GIMENEZ, V.B.; NASCIMENTO, E.R. Morphotectonics in the Central-East Region of South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. **Geomorphology**, v. 328, p. 138-156, 2019.

SARTORATO, G.B. **Análise estatística de lineamentos extraídos de imagem Landsat-Tm da porção norte do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado em Metalogênese e Geoquímica), Universidade de Campinas, Campinas, 1998. 76p.

SAWASATO, E.Y. **Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana, Cretáceo do Oeste de Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 1995

SCHOBENHAUS, C.; BRITO-NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, E.J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. 2.ed. Ministério de Minas e Energia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1985. Scale 1:2.500.000.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 501 p.

SCHUMM, S. A. Alluvial river: response to active tectonics. In: WALLACE, R. E. (Ed.). **Active Tectonics**. Washington, National Academy Press, 1986, p. 80-94.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597- 646, 1956.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9).

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENNE, M.A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2001313385396>

SEER, H.J.; DARDENNE, M.A.; PIMENTEL, M.M.; FONSECA, M.A.; MORAES, L.C. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado à evolução de arcos magmáticos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 737-744, 2000.

SEER, J.H.; MORAES, L.C. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000200010>

SEGEV, A. Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes). **EGU Stephan Mueller Special Publication Series**, 2, 171–191, 2002

SERRES, B.; ROY, A.G.; BIRON, P.M.; BEST, J.L. Three-dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. **Geomorphology**, v. 26, n. 4, p. 313-335, 1999.

SGARBI, G.N.C. **Geologia da Formação Areado: Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais**. Dissertação, 324f. (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1989. 324p.

SGARBI, G.N.C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2000.

SGARBI, G.N.C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2000. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2000303450452>.

SGARBI, G.N.C.; SGARBI, P.B.A.; CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A.; PENHA, U.C. Bacia Sanfranciscana: o registro Fanerozoico da bacia do São Francisco. In: PINTO, M.A.; MARTINS-NETO, C.P. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 2001. p. 93–138.

SGARBI, G.N.C.; SGARBI, P.B.A.; CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A.; PENHA, U.C. Bacia Sanfranciscana: o registro Fanerozoico da bacia do São Francisco. In: PINTO, M.A.; MARTINS-NETO, C.P. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais. 2001. p. 93–138.

SILVA, C.L.; MORALES, N.; CRÓSTA, A.P.; COSTA, S.S.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 4, p. 693–711, 2007. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652007000400010>

SILVA, G.P.R.; ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. Análise de Perfis Segmentados de Drenagem Para Avaliação Morfotectônica Na Bacia Hidrográfica Do Alto Rio Jaguari (SP-MG). **Geociências**, v. 31, n. 2, p. 259–71, 2012.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. **Geomorphology**, v. 50, p. 203–225, 2003. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X02002155>.

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**, v. 29, n. 2, p. 210-224. 2006.

SILVA, T.M.; SANTOS, B.P. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.4, n. 1, p. 5-19, 2010.

SILVA, G.S. Bezendores e Raizeiros:saberes partilhados na comunidade remanescente de Quilombo de Santana da Caatinga – 1940-2011. **Revista Mosaico**, v.3, n.1, p.33-48, 2010.

SIMONI, A., ELMI, C., PICOTTI, V. Late Quaternary uplift and valley evolution in the Northern Apennines: Lamone Catchment. **Quaternary International**, v.101–102, p. 253–267. 2003.

SINHA, S.K.; PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. **Water Resources Research**, v. 32, n. 5, p. 1417-1428, 1996.

SMITH K.G. Standards for grading textures of erosional topography. **American Journal of Science**, v. 48, p. 655-668, 1950. <http://www.ajsonline.org/cgi/doi/10.2475/ajs.248.9.655>.

SNOW, R.; SLINGERLAND, R. Mathematical Modeling of Graded River Profiles. **Journal of Geology**, v. 95, p. 15-33, 1987.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, 1982. Brasília, **Atas...** Brasília, São José dos Campos, CNPq, INPE, 1982. p. 143-156.

SOUGNEZ, N.; VANACKER, V. The Topographic Signature of Quaternary Tectonic Uplift in the Ardennes Massif (Western Europe). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 4, p. 1095–1107. 2011. <https://hess.copernicus.org/articles/15/1095/2011/>.

SOUSA, M.M.; OLIVEIRA, W. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 4, p. 1254-1267, 2016.

SOUSA, E.M.D. **Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do Bananal e reativações transbrasilianas**. Dissertação, 89f. (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

SOUSA-SILVA., K.; OLIVEIRA, D. Mapeamento de anomalias de drenagem: indícios de controle litológico e estrutural na bacia hidrográfica do Cotia, em Cotia – SP, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 1, n. 2, p. 76-83. 2009.

SOUZA, J.D.; KOSIN, M. (Coord.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo Folha Brasília SD-23. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, 2004b.

SOUZA, A.O.; ARRUDA, E.M. Anomalias de drenagem no ribeirão dos rodrigues: contribuições sobre a geomorfologia da região de Sorocaba-SP. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 29, p. 191-211, 2015.

SOUZA, L.S.B.; ROSSETTI, D.F. Caracterização da rede de drenagem na porção leste da ilha do Marajó e implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 2011. <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/220>.

STOREY, B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. **Nature**, v. 377, p. 301-308, 1995.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 8, n. 6, p. 913-920, 1957.

SUKRISTIYANTI, S.; MARIA, R.; LESTIANA, H. Watershed-based Morphometric Analysis: A Review. In: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2017; Bandung. **Proceedings...** Bandung: IOP Conference Series, 2018. p. 1-5. <http://doi:10.1088/1755-1315/118/1/012028>.

SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms**. New York, Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

SUMMERFIELD, M.A. Tectonic geomorphology: macroscale perspective. **Progress in Physiscal Geography**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

SUZEN, M. L.; TOPRAK, V. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 6, p. 1101–1114, 1998. <https://doi.org/10.1080/014311698215621>

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.V.L.; ZANOTTO, O.; WOLFFS, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.

THANNOUN, R.G. Automatic Extraction and Geospatial Analysis of Lineaments and their Tectonic Significance in some areas of Northern Iraq using Remote Sensing Techniques and GIS. **International Journal of Enhanced Research in Science Technology & Engineering**, v. 2, n. 2, p. 1–11, 2013. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.20851.99363>

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A.L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 189-194, 1999.

TORSVIK, T.H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M.A A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, v. 177, n. 3, p. 1315–1333, 2009. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>

TRIFONOV, V.G. An overview of neotectonic studies. **International Geological Review**, v. 31, n. 2, p. 111-161, 1989.

TSCHIEDEL, M.W. **Aplicação de estudo geofísico como contribuição ao conhecimento da tectônica da Sub-bacia Urucuia**. 2004. 76f. (+ anexos) Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2004.

TWIDALE, C.R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159–218, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.03.001>

UHLEIN A.; LIMA, O.N.B.; FANTINEL, L.M.; BAPTISTA, M.C. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, 2004. **Anais**, CD-Rom (1 vol).

UHLEIN, A.; BAPTISTA, M.C.; SEER, H.J.; CAXITO, F.A.; UHLEIN, G.J.; DARDENNE, M.A. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): sistema deposicional de leque submarino em bacia de ante-país. **Geonomos**, v. 19, p. 163-172, 2011. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.51>

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília: setores setentrional e meridional. **Geonomos**, v. 20, p. 1-14, 2012. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>

ULBRICH, H.H.G.J.; GOMES, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 135-154, 1981.

Universidade de São Paulo. Agência USP de Gestão da Informação Acadêmica. **Diretrizes para apresentação de dissertações e teses da USP: parte I (ABNT)**. Agência USP de Gestão da Informação Acadêmica. 4.ed. São Paulo: AGUIA, 2020. 75p.

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. <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/132>.

VALERIANO C.M., DARDENNE M.A., FONSECA M.A., SIMÕES L.S.A., SEER H.J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Becca, 2004a. p. 575-592.

VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; SIMÕES, L.S.A.; ROIG, H.L.; DUARTE, B. P.; HEILBRON, M. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasiliana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 221-234, 1995. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.1995221234>

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S.A. U–Pb geochronology of Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, p. 27–55, 2004b. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>

VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Southern Brasilia belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 195–199. 2000.

VIVEEN, W.; VAN BALEN, R.T.; SCHOORL, J.M.; VELDKAMP, A.; TEMME, A.J.A.M. VIDAL-ROMANI, J.R. Assessment of Recent Tectonic Activity on the NW Iberian Atlantic Margin by Means of Geomorphic Indices and Field Studies of the Lower Miño River Terraces. **Tectonophysics**, v. 544–545, p. 13–30, 2012. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195112001849>.

VOLKOV, N.G.; SOKOLOVSKY, I.L.; SUBBOTIN, A.I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels of rivers. International Symposium on river mechanics. **Anais...Bern: International Union of Geodesy and Geophysics**, 1967.

WALKER, F.; ALLEN, M.B. Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: the Kuh Banan Fault, Iran. **Tectonophysics** 530, 251–263. 2012.

WANG, X.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P.S.; SMART, P.L.; RICHARDS, D.A.; SHEN, C.-C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, 2004.

WELLS, S.G.; BULLARD, T.F.; MENGES, T.M.; DRAKE, P.G.; KARAS, P.A.; KELSON, K.I.; RITTER, J.B.; WESTLING, J.R. Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, v. 1, p. 239-265, 1988. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0169555X88900165>.

WHIPPLE, K. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 151-185, 2004.

WHITTAKER, A.C.; BOULTON, S.J. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, F02024. 2012. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JF002157>

YAMATO, A.A.; ARAÚJO, M.C. Carta geológica. Folha SE.23-V-B-V – Bonfinópolis de Minas. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, COMIG; CPRM – 2003.

YATSU, E. On the longitudinal profile of the graded river. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 36, n. 4, 1955.

ZAKIR, F. A.; QARI, M.H.T.; MOSTAFA, M.E. Technical note: A new optimizing technique for preparing lineament density maps. **International Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 6, p. 1073–1085, 1999. <https://doi.org/10.1080/014311699212858>

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.

ZERNITZ, E.R. Drainage patterns and their significance. **Journal of Geology**, 40, p. 498-521. 1932. <http://dx.doi.org/10.1086/623976>

ZEVENBERGEN, L.W.; THORNE, C.R. Quantitative analysis of land surface topography. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 12, p. 47–56, 1987. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120107>