

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geografia

Daniel Machado Facury

EVOLUÇÃO NEOCENOZOICA DO RELEVO NO OESTE DE MINAS GERAIS:

Compreensões a partir do Alto rio Paranaíba

Belo Horizonte

2024

Daniel Machado Facury

EVOLUÇÃO NEOCENOZOICA DO RELEVO NO OESTE DE MINAS GERAIS:

Compreensões a partir do Alto rio Paranaíba

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

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior

Coorientador: Luiz Fernando de Paula Barros

Belo Horizonte

2024

F143e
2024

Facury, Daniel Machado.

Evolução neocenoica do relevo no oeste de Minas Gerais [manuscrito] : compreensões a partir do Alto rio Paranaíba / Daniel Machado Facury. – 2024.

230 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.

Coorientador: Luiz Fernando de Paula Barros.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2024.

Bibliografia: f. 216-227.

Inclui apêndices.

1. Geomorfologia – Minas Gerais – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Quaternário – Teses. 3. Luminescência – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Barros, Luiz Fernando de Paula. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. IV. Título.

CDU: 551.4(815.1)+551.79



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COLEGIADO DO CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

"EVOLUÇÃO NEOCENOZOICA DO RELEVO NO OESTE DE MINAS GERAIS: COMPREENSÕES A PARTIR DO ALTO RIO PARANAÍBA"

DANIEL MACHADO FACURY

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada, no dia 26 de março de 2024, pela Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, constituída pelos seguintes professores:

Antônio Pereira Magalhães Junior

IGC/UFMG

Luiz Fernando de Paula Barros

IGC/UFMG

Luis Felipe Soares Cherem

IGC/UFMG

Fabiano do Nascimento Pupim

UNIFESP

Belo Horizonte, 26 de março de 2024.



Documento assinado eletronicamente por **Antonio Pereira Magalhaes Junior, Professor do Magistério Superior**, em 26/03/2024, às 21:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Fabiano do Nascimento Pupim, Usuário Externo**, em 27/03/2024, às 10:20, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luis Felipe Soares Cherem, Professor do Magistério Superior**, em 27/03/2024, às 10:29, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luiz Fernando de Paula Barros, Professor do Magistério Superior**, em 27/03/2024, às 10:57, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **3095862** e o código CRC **F4C2CB43**.

Aos meus pais, Elias e Gina.

À minha irmã, Nina.

Por todo o amor.

AGRADECIMENTOS

Muita gente passa, atravessa, esgarça, desvia, reforça, muda, mantém, sustenta, confunde e melhora o caminho de um mestrado. Aqui gostaria de agradecer algumas pessoas que fizeram isto nos meus últimos dois anos.

Inicialmente agradeço aos meus pais, Elias e Gina, e à minha irmã Nina, pelo apoio incondicional, alguns puxões de orelha e pelo cotidiano estável que sempre me permitiram ter. Aos meus avós, Chicão e Chiquinha, Elias e Maria, por todo o carinho e por me possibilitarem conhecer e construir memórias do Alto Paranaíba de outra forma além do meio científico.

Agradeço aos amigos de diversos tempos e situações: Bia, Maíra, Mariah, Helen, Isa, Victor, João, Gabriel, Gui, Alessandra, Luísa. Aos que me ajudaram nos campos e foram ficando cada vez mais amigos: Antônio, Pedro e Rúbia. Em especial à Catharina, por ser apoio e ajudar em diversos caminhos e descaminhos. À tantos outros que se afastaram e se aproximaram nestes tempos.

Agradeço aos diversos funcionários do CEFET-MG e UFMG, que permitem o funcionamento de instituições de tanto prestígio pelas quais passei. Em especial ao Edson, pessoa carismática e segura nos trabalhos de campo.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Aos diversos Professores que, mesmo não atuando diretamente na banca ou neste estudo, me ajudaram em diversos aspectos da formação como geógrafo e da vida, em especial Allaoua Saadi, André Carvalho, Cristiane Oliveira, Fábio Soares, Roberto Valadão e Vandeir Matias.

Aos membros das bancas de seminário e defesa, Luis Felipe Soares, Fabiano Pupim, Éric Rezende e Mário Bragança pelas contribuições e discussões diversas.

Um agradecimento muito especial aos meus orientadores, profs. Antônio e Luiz Fernando, pela confiança, calma, disponibilidade, ajuda, tranquilidade e pelos vários ensinamentos neste e em outros trabalhos que desenvolvemos desde o início de minha graduação. Ao RIVUS, pelo empenho e ajudas dos seus diversos integrantes.

À Terra e à natureza, por alimentar uma eterna curiosidade.

Nada de mais

Velhos sinais

Sobre a paisagem

Planos gerais

Rastros atrás

E avante, a estrada

(Marisa Monte - Levante)

RESUMO

A evolução do relevo ao longo do tempo é muito influenciada pela atuação da rede de drenagem, tendo em vista seu potencial erosivo e construtivo, especialmente nos trópicos úmidos. Registros de antigos níveis deposicionais fluviais têm sido prospectados, organizados, sistematizados e interpretados para a compreensão das mudanças da paisagem, especialmente no Quaternário. No Brasil, estes estudos têm se concentrado principalmente na bacia do rio Paraná. Mesmo sendo um afluente deste rio, o rio Paranaíba não recebeu até então a mesma atenção, não havendo estudos que sistematizem os registros sedimentares na bacia deste rio. O presente estudo se insere nessa lacuna e busca, de forma geral, investigar a evolução neocenoica do relevo do Alto Paranaíba e seus condicionantes por meio da organização morfológica, de características da rede de drenagem e das formações superficiais, com destaque para os arquivos fluviais. Buscou-se também relacionar os elementos da evolução do relevo com possíveis condicionantes litoestruturais, neotectônicos e climáticos. Para atingir este objetivo, foram realizados procedimentos de campo e de gabinete. Os procedimentos em questão envolveram a aplicação de índices morfométricos, desenvolvimento de uma compartimentação geomorfológica, identificação de anomalias de drenagem, o mapeamento de lineamentos estruturais, o levantamento, caracterização e organização de arquivos fluviais e outras formações superficiais e a coleta de amostras de sedimentos fluviais para datação absoluta pela técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). O recorte espacial utilizado consiste na bacia do rio Paranaíba até a sua confluência com o rio Espírito Santo, incluindo a bacia deste curso d'água. Foram levantados importantes registros de coberturas sedimentares, como depósitos de leques aluviais, além de couraças ferruginosas, de idade provavelmente plio-pleistocênica, que representam registros de ciclos erosivos pretéritos na área de estudo. Ademais, as análises desenvolvidas permitiram a identificação de três zonas com características distintas segundo seus arquivos fluviais quaternários. A zona Vale do rio Paranaíba e a zona de Afluentes da Margem Esquerda do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo reúnem até dois níveis deposicionais antigos, sendo o N3, mais antigo com idades aproximadas de 9.000 anos. Os níveis mais recentes formam o fundo de vale atual. Os depósitos apresentam distribuição espacial restrita e pouca diversidade de fácies. Os vales nestas zonas são marcados por grande assimetria, indicando a importância de processos de basculamentos regionais na evolução do relevo. A outra zona, identificada como Médio rio Espírito Santo, apresenta níveis deposicionais concentrados no fundo de vale, formando extensos sistemas de terraço-planícies. O N2, mais antigo, data de ~12.000 anos, o que indica certa preservação no fundo de vale ao longo do Holoceno. Esta preservação associa-se à eventos anteriores de rearranjos da rede de drenagem que atulharam o fundo de vale em questão, promovendo o encouraçamento do leito fluvial. Este evento parece ter gênese associada à reativação de falhas antigas e mudanças climáticas pós Último Máximo Glacial. O presente trabalho demonstrou a relevância dos depósitos fluviais para a reconstrução de eventos geomorfológicos mesmo em contexto de áreas serranas próximas às cabeceiras de drenagem.

Palavras-Chave: geomorfologia; arquivos fluviais; Quaternário; luminescência opticamente estimulada (LOE).

ABSTRACT

The evolution of the relief over time is greatly influenced by the action of the drainage network, given its erosive and constructive potential, especially in humid tropics. Records of ancient fluvial depositional levels have been prospected, organized, systematized, and interpreted to understand landscape changes, especially in the Quaternary. In Brazil, these studies have focused mainly on the Paraná River basin. Even though being a tributary of this river, the Paranaíba River has not received the same attention so far, with no studies systematizing sedimentary records in its basin. This study fills this gap and seeks, in general, to investigate the neocenoic evolution of the Alto Paranaíba relief and its determinants through morphological organization, characteristics of the drainage network, and surface formations, with emphasis on fluvial archives. It also aimed to relate relief evolution elements with possible lithostructural, neotectonic, and climatic conditioning factors. To achieve this goal, field and office procedures were carried out. These procedures involved the application of morphometric indices, development of geomorphological compartmentalization, identification of drainage anomalies, mapping of structural lineaments, surveying, characterization, and organization of fluvial archives and other surface formations, and the collection of fluvial sediment samples for absolute dating using the Optically Stimulated Luminescence (OSL) technique. The spatial scope used consists of the Paranaíba River basin up to its confluence with the Espírito Santo River, including the basin of this watercourse. Important sedimentary cover testimonies were surveyed, such as alluvial fan deposits, and older ferruginous crusts, probably of plio-pleistocene age, representing records of past erosive cycles in the study area. Furthermore, the analyses conducted allowed the identification of three zones with distinct characteristics of their Quaternary fluvial archives. The Paranaíba River Valley zone and the zone of Tributaries of the Left Bank of the Paranaíba River and Lower Espírito Santo gather up to two ancient depositional levels, with N3 being the oldest, with ages around 9,000 years. The most recent levels form the current valley bottom. The deposits have a restricted spatial distribution and little facies diversity. The valleys in these zones are marked by great asymmetry, indicating the importance of regional tilting processes in relief evolution. The other zone, identified as Middle Espírito Santo River, presents depositional levels concentrated in the valley bottom, forming extensive terrace-plain systems. The N2, the oldest, dates to ~12,000 years, indicating some preservation in the valley bottom throughout the Holocene. This preservation is associated with previous events of drainage network rearrangements that filled the valley bottom in question, promoting armoring of the riverbed. This event appears to be associated with the reactivation of ancient faults and post-Last Glacial Maximum climate changes. The present study demonstrated the relevance of river deposits for the reconstruction of geomorphological events even in the context of mountainous areas near drainage headwaters.

Keywords: geomorphology; fluvial archives; Quaternary; optically stimulated luminescence (OSL).

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1 – Localização da área em estudo e da bacia do rio Paranaíba.	20
Figura 2-1 – Concepções de equilíbrio de acordo com a escala temporal.	25
Figura 2-2 – Tipos de terraço quanto a disposição transversal e contato entre os níveis	30
Figura 2-3 – Regiões que concentram estudos de arquivos fluviais em Minas Gerais.	32
Figura 3-1 – Contexto Locacional Hidrográfico da bacia do Rio Paranaíba.....	56
Figura 3-2 – Rede de drenagem da bacia do rio Paranaíba e do Espírito Santo na área de estudos.	58
Figura 3-3 – Acesso da área de estudos.....	59
Figura 3-4 – Contexto Geotectônico da bacia do Alto Paranaíba em relação ao Cráton do São Francisco. Área em estudo sinalizada pelo ponto preto.	61
Figura 3-5 – Modelo de formação das intrusões alcalinas (esquerda da figura) e derrames do Grupo Mata da Corda (direita da figura).	63
Figura 3-6 – Mapa Geológico da área em estudo.	65
Figura 3-7 – Sinforma de Araxá.	66
Figura 3-8 – Modelo de Deposição da Formação Capacete e Patos.	69
Figura 3-9 – Complexo Alcalino afetando o padrão de drenagem e o modelado do domo de Serra Negra.....	71
Figura 3-10 – Arco/Soerguimento do Alto Paranaíba e principais discontinuidades crustais na região. O retângulo em vermelho situa a área do presente estudo.	76
Figura 3-11 – Domínios Morfoestruturais e Regiões Geomorfológicas das bacias do Paranaíba e Espírito Santo.....	77
Figura 3-12 – Mapa Hipsométrico das bacias do Paranaíba e Espírito Santo.....	79
Figura 3-13 – Modelo de Evolução da Bacia de Bauru.....	82
Figura 3-14 – Modelo morfoaloestratigráfico da bacia do Alto rio Paraná.....	83
Figura 3-15 – Classes de solo na área em estudo.	86
Figura 3-16 – Uso do solo na área em estudo.....	89
Figura 5-1 – Unidades e Subunidades Geomorfológicas das bacias em estudo.....	107
Figura 5-2 – Declividade da área em estudo em comparação com as subunidades Geomorfológicas.	108
Figura 5-3 – Cristas anelares (representadas em laranja), cursos d’água cataclinais (em azul escuro) e ortoclinais (azul claro) e topo da superfície do domo de Serra Negra (em vermelho pontilhado).....	112

Figura 5-4 –Transectos dos perfis topográficos elaborados.	120
Figura 5-5 –Perfis topográficos na área em estudo.	121
Figura 5-6 – Perfis longitudinais dos afluentes do rio Paranaíba na área de estudos.....	127
Figura 5-7 – Perfil longitudinal do rio Paranaíba. Geologia conforme a legenda da Figura 5-6.	129
Figura 5-8 – Perfis longitudinais dos afluentes do rio Espírito Santo.	130
Figura 5-9 – Perfil longitudinal do rio Espírito Santo. Geologia conforme a legenda da Figura 5-8.....	131
Figura 5-10 –Lineamentos da área de estudos.....	132
Figura 5-11 – Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem dos afluentes do rio Paranaíba e Espírito Santo	135
Figura 5-12 – Fator de Simetria Topográfica Transversal dos afluentes do rio Paranaíba.....	136
Figura 5-13 – Fator de Simetria Topográfica Transversal dos afluentes do rio Espírito Santo.	137
Figura 5-14 – Gráficos polares indicando o sentido e a magnitude da assimetria.	138
Figura 5-15 – Índice de Sinuosidade dos rios Paranaíba e Espírito Santo na área em estudo.	141
Figura 5-16 – Meandros Abandonados ao longo dos rios principais.	142
Figura 5-17 – Meandro Abandonado no Foco A.	143
Figura 5-18 – Meandros Abandonados no Foco C.	144
Figura 5-19 – Principais cotovelos de drenagem na área.	146
Figura 5-20 – Perfil topográfico elaborado ao longo dos interflúvios das bacias em estudo.	147
Figura 5-21 – Cenário atual e passado no baixo divisor do Alto rio Espírito Santo.	149
Figura 6-1 – Zonas de ocorrência de arquivos fluviais na área em estudo.....	158
Figura 6-2 – Representação dos níveis deposicionais de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e do Baixo rio Espírito Santo.	160
Figura 6-3 – Ilustração do N3 encontrado logo à jusante da área de estudos e perfil estratigráfico.	166
Figura 6-4 – Ilustração do N2 encontrado no alto rio Paranaíba.	168
Figura 6-5 – Representação dos níveis deposicionais do médio rio Espírito Santo.	170
Figura 6-6 – Representação da ocorrência de lateritas em diversos contextos geomorfológicos. Sem escala.	175

Figura 6-7 – Organização de solos na subunidade de relevo Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo.	181
Figura 7-1 – Escarpa da Serra da Saudade com direção NNE-SSW, com estruturas que controlam também os rios Abaeté, Indaiá, Borrachudo e o próprio rio São Francisco.	186
Figura 7-2 – Morros testemunhos encontrados na Depressão do rio Paranaíba.....	188
Figura 7-3 – Representação de etapas da evolução do relevo na área de estudos entre o Cretáceo e o Plioceno.	190
Figura 7-4 – Representação de etapas da evolução do relevo na área de estudos após o Plioceno.	195
Figura 7-5 – Captura fluvial verdadeira, com aumento da área da bacia captora e aproveitamento das linhas de drenagem da bacia vítima. Alta incisão fluvial pós-captura (b).....	197
Figura 7-6 – Representação de etapas da evolução do Médio e Alto rio Espírito Santo.....	199
Figura 7-7 – Detalhe da geologia no Alto e Médio rio Espírito Santo.	201
Figura 7-8 – Esquemas representando o posicionamento estratigráfico do Arenito Chapadão.	204
Figura 7-9 – Basculamento de grandes blocos para NW entre a Serra da Canastra e o litoral sudeste, indicando movimento do mesmo sentido do que é encontrado nos topos e drenagens da área em estudos (destacada pela elipse preta).....	208
Figura 7-10 – Relações entre mudanças climáticas, cobertura vegetal e trabalho geomórfico.	210

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 3-1 –Afloramentos de saprólitos das rochas do Grupo Bambuí na área, associados a feições erosivas.....	67
Foto 3-2 – Contato entre Kamafugitos do Grupo Mata da Corda (esverdeado, no topo) e arenitos do Grupo Areado (rosado, na base) em área próxima à bacia em estudos.	69
Foto 3-3 – Afloramento de rochas piroclásticas do Grupo Mata da Corda, apresentando camadas de cinzas, lápilis e bombas.	69
Foto 3-4 – Provável domo de Intrusão Alcalina nas cabeceiras do rio Paranaíba.....	71
Foto 3-5 – Couraça ferruginosa em borda de chapada, Serra da Mata da Corda.	73
Foto 3-6 – Couraça ferruginosa na Serra Negra.	73
Foto 3-7 – Nódulo em couraça ferruginosa.	73
Foto 3-8 – Cobertura Sedimentar Indiferenciada identificada em campo, com linha de cascalho em meio a material argiloso.....	74
Foto 5-1 – Couraça ferruginosa formando cornija na borda da chapada.....	109
Foto 5-2 – Topo plano da Chapada.....	109
Foto 5-3 – Vista de parte Chapada, onde se localiza a cidade de Rio Paranaíba (A) e de morro testemunho (B). Em C ocorre a subunidade Patamar Fortemente Dissecado em Siltitos	110
Foto 5-4 – Topo do domo de Serra Negra, com solo avermelhado..	111
Foto 5-5 – Subunidade de Patamares Fortemente Dissecados em Siltitos (B), apresentando transição com as Chapadas da Mata da Corda (A), mais elevadas no entorno.	113
Foto 5-6 – Subunidade de Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos, nas proximidades da Serra do Salitre.....	113
Foto 5-7 – Transição do Patamar do Alto Espírito Santo (esquerda da foto) para a Depressão vizinha (direita da foto).	114
Foto 5-8 – Ravina em topo de morro do Patamar do Alto Espírito Santo. Nota-se as colinas de topo amplo e suave ao fundo.	114
Foto 5-9 – Patamar em Rampa (B) entre as Serras Anelares do Domo de Serra Negra (C) e a Planície do Médio rio Espírito Santo (A).	115
Foto 5-10 – Colinas Amplas e Suaves na Depressão do Paranaíba e Baixo Espírito Santo...	116
Foto 5-11 – Subunidade Depressão Fortemente Dissecada do rib. Fortaleza (B) entre Serra Negra (A) e os Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos (C).	117
Foto 5-12 – Planície do rio Paranaíba.	118

Foto 5-13 – Planície (A), leito com calhaus e matacões formando corredeiras (B) e terraços do Médio Espírito Santo (C).....	119
Foto 5-14 – Cachoeira no Ribeirão das Pitas, associados à variação litológica do Grupo Canastra.	128
Foto 5-15 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo.	139
Foto 5-16 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo.....	140
Foto 5-17 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo.....	140
Foto 5-18 – Meandro abandonado do rio Paranaíba visto de campo, evidenciado por uma área rebaixada (contorno azul) contínua na planície de inundação.....	144
Foto 5-19 – Divisor rebaixado, mostrando área plana. Semelhança com um fundo de vale.	148
Foto 5-20 – Acumulação orgânica no divisor rebaixado.	148
Foto 6-1 – Contato abrupto e irregular entre a cascalheira (A) e o saprólito de siltito (B) no vale do ribeirão das Pitas.....	153
Foto 6-2 – Contato entre a cascalheira (A) e o saprólito de pelitos (B) no vale do ribeirão Capim.	153
Foto 6-3 – Detalhe na cascalheira no vale do ribeirão das Pitas. Presença de fragmentos de quartzito.	154
Foto 6-4 – Seixos dispersos em material pedogeneizado sobre cascalheira, destacado pelo círculo branco.	154
Foto 6-5 – Sedimentos no ribeirão das Pitas..	155
Foto 6-6 – Depósitos de calhaus e matacões coluvionares de quartzito e quartzito sobre o saprólito do Grupo Bambuí nas proximidades de Serra Negra, sugerindo um depósito proximal de leques aluviais.....	156
Foto 6-7 – Terraço fluvial associado ao depósito N3 no ribeirão Capim.	161
Foto 6-8 – N3 no ribeirão Fortaleza.	162
Foto 6-9 – N3 no rio Espírito Santo, localizado em sua margem esquerda.....	162
Foto 6-10 – N3 no ribeirão Capim, com cerca de 60 cm de espessura.	163
Foto 6-11 – Nódulo Ferruginoso do N3, apresentado córtex e núcleo diferenciados.	163
Foto 6-12 – N2 associado a Terraço (A) e N1 a Planície Embutida (B) no córrego da Mata.	164

Foto 6-13 – Contato lateral evidenciando a diferença textural entre os sedimentos do nível N2 (A, areia fina com argila) e N1 embutido (B, areia grossa) no Baixo rio Espírito Santo.....	164
Foto 6-14 – Sedimentos subarredondados a subangulosos recentes na base da planície do córrego da Mata.....	165
Foto 6-15 – Nódulos ferruginosos encontrados no N3.....	167
Foto 6-16 – Detalhe da fácies intermediária do N3.....	167
Foto 6-17 – Trecho da exposição do N2, ilustrado na parte esquerda da Figura 6-4 C.....	168
Foto 6-18 – Detalhe de concreção ferruginosa com nódulos ferruginosos (em verde) e fragmentos de quartzo (em branco).....	168
Foto 6-19 – Detalhe dos sedimentos presentes no N2.....	169
Foto 6-20 – Trecho onde a margem erosiva do rio Espírito Santo escava o N2 (A).....	171
Foto 6-21 – Intercalação de fácies arenosas(A) e rudáceas (B) no N2 do Médio rio Espírito Santo, em contato abrupto e regular.	172
Foto 6-22 – Variação no tamanho de sedimentos que compõem o N2.....	172
Foto 6-23 – Seixos, calhaus e matacões concrecionados.	172
Foto 6-24 – Ilha formada por estabilização de seixos, calhaus e matacões do N2.....	172
Foto 6-25 – Planície em margem erosiva do rio Espírito Santo.	173
Foto 6-26 – Detalhe do depósito fluvial argiloso e com acumulação orgânica.....	173
Foto 6-27 – Depósito arenoso de planície..	173
Foto 6-28 – Contexto do depósito. A planície ocorre apenas na margem direita, enquanto o rio atravessa rochas do grupo Canastra em sua margem esquerda.	173
Foto 6-29 – Couraça ferruginosa espessa.....	176
Foto 6-30 – Fragmento de couraça com pisólitos.....	176
Foto 6-31 – Matacões de canga em vertentes.....	178
Foto 6-32 – Cornija degradada e blocos soltos, nas cabeceiras do rio Paranaíba.	178
Foto 6-33 – Couraça ferruginosa na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo.	179
Foto 6-34 – Matacão de canga com raiz (branca), indicando importância de intemperismo biológico.....	179
Foto 6-35 – Nódulos ferruginosos espalhados pela área.	179
Foto 6-36 – Detalhe de fragmentos das couraças ferruginosas da área.....	180
Foto 6-37 – Nódulo isolado encontrado no N3 dos depósitos em afluentes da margem esquerda do Paranaíba.	181
Foto 6-38 – Concreção envolvendo nódulos e quartzo no N2 do vale do rio Paranaíba.....	181

Foto 6-39 – Ravinas formadas em área de solos rasos	182
Foto 6-40 – <i>Demoiselle</i> causada pela presença de um artefato antrópico, indicando a perda de cerca de 20 cm de solo na área.	182
Foto 7-1 – Cabeceiras do Paranaíba, na unidade de relevo Patamares Intermediários (A), contornada pelas Chapadas da Mata da Corda (B).....	193
Foto 7-2 – Rio Espírito Santo encaixado na rocha em seu trecho alto.....	198
Foto 7-3 – Depósito coluvial a cerca de 3 m de altura de afluyente da margem direita do rio Espírito Santo. O afluyente drena o domo de Serra Negra.....	198
Foto 7-4 – Barranco mostrando depósito de finos do rio Salitre.....	200
Foto 7-5 – Amplo fundo de vale do rio Salitre (A), com Serra Negra ao fundo (B).....	200
Foto 7-6 – Cascalheira e local de coleta da amostra PNB02.....	203

LISTA DE QUADROS

Quadro 2-1– Aspectos técnicos e chaves de interpretação de alguns estudos sobre arquivos fluviais em Minas Gerais.....	34
Quadro 2-2– Índices Morfométricos utilizados nos estudos de Arquivos Fluviais de Minas Gerais.....	43
Quadro 3-1– Principais Unidades Geológicas Regionais.....	64
Quadro 4-1– Bases de Dados Utilizadas por Temática	93
Quadro 5-1 – Quadro Síntese das características das subunidades geomorfológicas.	124
Quadro 6-1– Resultados das datações via LOE.....	174
Quadro 7-1– Síntese dos eventos geomorfológicos locais ao longo do Cenozoico	211

LISTA DE TABELAS

Tabela 4-2 – Escala granulométrica de Wentworth	102
Tabela 4-3 – Informações de pontos de coleta de amostras.....	103

Sumário

1	INTRODUÇÃO.....	19
2	SISTEMAS FLUVIAIS E EVOLUÇÃO DO RELEVO.....	22
2.1	Sistemas Fluviais: equilíbrio, limiars e evolução do relevo	22
2.2	Níveis Depositionais Fluviais	28
2.3	Panorama sobre Arquivos Fluviais de Minas Gerais.....	31
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	55
3.1	Localização e contexto hidrográfico.....	55
3.2	Contexto Geológico.....	60
3.3	Domínios e Regiões Geomorfológicas	77
3.4	Evolução Geomorfológica Cenozoica Regional.....	79
3.5	Solos	85
3.6	Usos do Solo.....	88
3.7	Aspectos Climáticos e Vegetacionais	89
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	92
4.1	Bases de dados utilizadas	93
4.2	Compartimentação Geomorfológica.....	94
4.3	Padrões Espaciais de Drenagem e Índices Morfométricos.....	96
4.4	Mapeamento de Lineamentos.....	100
4.5	Mapeamento de feições geomórficas de detalhe	100
4.6	Formações Superficiais.....	101
5	RESULTADOS DAS ANÁLISES MORFOLÓGICAS	106
5.1	As Unidades Geomorfológicas.....	106
5.2	Gradiente dos cursos fluviais e indicativos geológicos e geomorfológicos	126
5.3	Lineamentos Estruturais	131
5.4	Assimetria de bacias de drenagem.....	134
5.5	Sinuosidade dos rios principais	140

5.6	Feições geomórficas	141
5.7	Anomalias de drenagem	145
5.8	Síntese do Capítulo	149
6	CARACTERÍSTICAS E SISTEMATIZAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS	152
6.1	As Coberturas Sedimentares Indiferenciadas/Diversas	152
6.2	Os arquivos fluviais	157
6.3	Notas sobre lateritas e solos	175
6.4	Síntese do Capítulo	183
7	A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NEOCENOZOICA DO ALTO RIO PARANAÍBA	185
7.1	Eventos erosivos/sedimentares	185
7.2	Condicionantes	206
7.3	Conclusões: Quadro Síntese da Evolução Geomorfológica	211
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	213
	REFERÊNCIAS	216
	APÊNDICE A – Códigos de Imagens <i>PlanetScope</i> utilizadas	228
	APÊNDICE B – Modelo Utilizado para Cálculo do Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)	229
	APÊNDICE C – Modelo Utilizado para Cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	230

1 INTRODUÇÃO

Os cursos d'água são tradicionalmente considerados dentre os principais agentes de modelagem e evolução do relevo, com destaque para sua atuação em ambientes tropicais, nos quais as precipitações pluviométricas são relativamente abundantes, ainda que fortemente sazonais, e condicionam uma rica atuação de processos mecânicos e geoquímicos. Em termos de feições erosivas, comumente a formação dos vales ocorre por meio da incisão dos cursos d'água, com controles de níveis de base que condicionam o balanço de energia dos fluxos e a sua capacidade de entalhamento. Por outro lado, as planícies fluviais exemplificam o potencial de construção de feições por meio dos processos deposicionais.

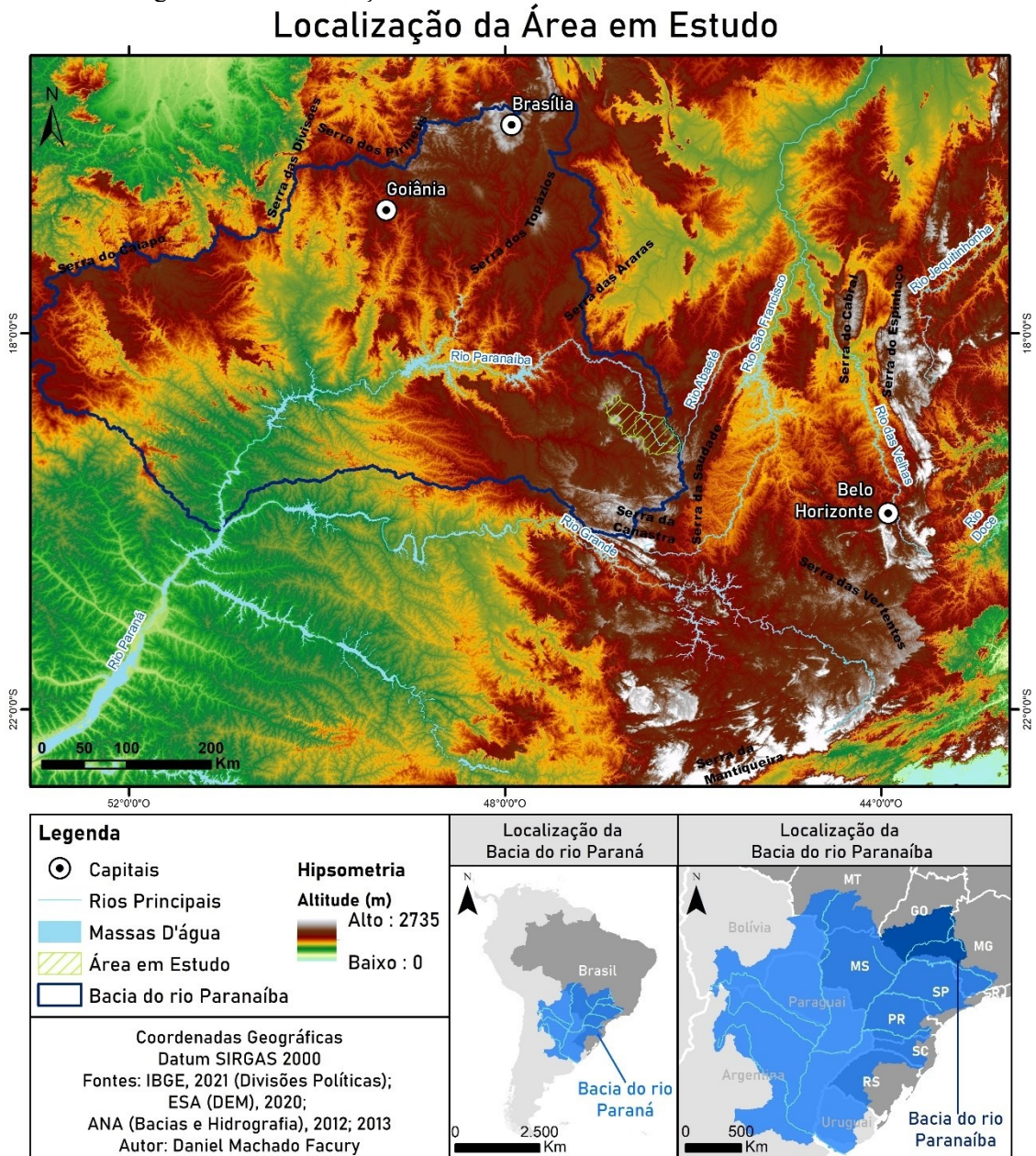
A disponibilidade de energia para os processos de incisão fluvial ou deposição está diretamente relacionada com o balanço hidrossedimentológico de cada curso d'água, ou seja, às condições do regime de vazão e de quantidade/granulometria dos sedimentos disponíveis. As particularidades de cada balanço dependem, portanto, de variáveis como o gradiente dos cursos d'água, o qual influencia a energia potencial e cinética de um sistema, afetando a capacidade de erosão, transporte e sedimentação (SCHUM, 1977; KNIGHTON, 1998).

A investigação da dinâmica dos cursos d'água, em suas diferentes escalas, pode envolver diferentes condicionantes fisiográficos e antrópicos, intrínsecos ou extrínsecos a cada sistema fluvial (CHARLTON, 2008). A variação desses fatores no tempo e no espaço traz aspectos de dinamismo e complexidade que se transformam em desafios importantes para a ciência. A dinâmica fluvial reflete também nos processos de encosta, dada a estreita relação entre o trabalho dos cursos d'água e a configuração das vertentes, tendo em vista que um ponto de um curso d'água representa um nível de base para os processos de vertente a montante. Desta forma, a dinâmica fluvial é considerada como um dos mais eficientes mecanismos de estruturação das paisagens, em especial no contexto tropical (SUMMERFIELD, 1991).

A evolução do relevo relaciona-se intimamente com as mudanças nos sistemas fluviais. Estas mudanças podem deixar registros que, se ainda preservados, tornam-se chaves para a reconstituição da história da configuração do relevo. Esses registros podem ser morfológicos ou sedimentares (arquivos deposicionais), sendo elementos tradicionais de investigação geomorfológica no Brasil. Segundo Barros e Reis (2019), a bacia do rio Paraná é aquela que mais concentra estudos de geomorfologia fluvial no Brasil, focados sobretudo em contextos de planícies de grandes rios, com destaque para o próprio rio Paraná (STEVAUX, 1993; SALLUN, 2007a). Em Minas Gerais, por outro lado, diversos estudos têm sido realizados com foco em

sistemas fluviais montanhosos, como os trabalhos de Barros (2012), Oliveira (2012), Carvalho (2014; 2019), Barros e Magalhães Júnior (2020a) e Bragança (2022). Estes estudos estão concentrados sobretudo nos domínios do Quadrilátero Ferrífero e da Serra do Espinhaço Meridional, ambos marcados por relevos serranos. Porém, há ainda importantes vazios de informações sobre a geomorfologia fluvial do estado, como a região do Alto rio Paranaíba, no Oeste de Minas Gerais, sendo um importante afluente do rio Paraná. A área a ser estudada se insere neste contexto, com foco nas bacias de cabeceiras do rio Paranaíba (Figura 1-1).

Figura 1-1 – Localização da área em estudo e da bacia do rio Paranaíba.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O Alto Paranaíba foi muito estudado no âmbito da geologia, pois se insere em uma área de contato entre duas grandes unidades geotectônicas: a Faixa Móvel Brasília e o Cráton do São

Francisco. A região apresenta complexa história geológica e grande geodiversidade. Destacam-se a orogênese brasileira marcada pela Faixa Brasília, a deposição do Grupo Bambuí no Proterozóico (HASUI, 2012b); a constituição do Arco do Alto Paranaíba a partir do Mesozóico (HASUI; HARALYI, 1991), a formação e evolução da Bacia Sedimentar Sanfranciscana no Cretáceo (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; 1997b; SGARBI, 2001; BATEZELLI; LADEIRA, 2016); o vulcanismo Mata da Corda também no Cretáceo e a formação de depósitos diamantíferos associados (HASUI; PENALVA, 1970; KARFUNKEL *et al.*, 2014), além das intrusões alcalinas que ocorreram no mesmo período (MARANGONI; MANTOVANI, 2013; RUIZ *et al.*, 2022).

Do ponto de vista geomorfológico, as extensas superfícies suavizadas a planas que constituem as chapadas da região foram interpretadas como superfícies de aplainamento do Cenozoico Inferior (KING, 1956; BRAUN, 1971). Sua evolução posterior foi estudada principalmente na Bacia do rio São Francisco (VALADÃO, 1998), com importantes contribuições tecidas também por Saadi (1991). Entretanto, apesar de apresentar grande riqueza geológica e importantes elementos geomorfológicos, a região ainda carece de estudos mais aprofundados acerca dos eventos geomorfológicos neocenoicos, ou seja, a partir do Mioceno (VALADÃO; DOMINGUEZ, 1999).

O presente estudo se insere nesse contexto, tendo como objetivo geral investigar a evolução neocenoica do relevo do Alto Paranaíba e seus condicionantes por meio da rede de drenagem e das formações superficiais, possibilitando o preenchimento de lacunas nas investigações geomorfológicas para a região. Assim, o estudo pode contribuir para os avanços na construção de um panorama sobre os arquivos fluviais e depósitos sedimentares de Minas Gerais, permitindo uma compreensão mais ampla dos processos que moldaram o relevo atual da região. Os objetivos específicos consistem em:

- 1) Compreender aspectos da rede hidrográfica da bacia do rio Paranaíba à luz de parâmetros morfométricos, de modo a destacar possíveis anomalias, evidências de reordenamentos de drenagem e de controle estrutural ou tectônico;
- 2) Analisar tendências da evolução do modelado regional por meio de padrões de distribuição espacial de formações superficiais e de feições geomórficas de detalhe;
- 3) Obter uma cronologia dos eventos deposicionais e erosivos no Quaternário que se passaram no Alto rio Paranaíba e propor relações com eventos climáticos e/ou tectônicos descritos na literatura;

2 SISTEMAS FLUVIAIS E EVOLUÇÃO DO RELEVO

O presente capítulo se encontra dividido em três seções. A primeira busca elucidar compreensões acerca do papel da rede de drenagem nas alterações do relevo ao longo do tempo, além de trazer elementos dos fatores condicionantes deste papel. A segunda seção consiste em um breve levantamento dos arquivos deixados pelos sistemas fluviais e que podem ser utilizados para a reconstituição das alterações do relevo ao longo do tempo. Por fim, a terceira seção busca apresentar as técnicas, os objetivos, os desafios e resultados dos principais estudos que utilizam desses arquivos fluviais para a compreensão das mudanças do relevo em Minas Gerais.

2.1 Sistemas Fluviais: equilíbrio, limiars e evolução do relevo

A geomorfologia se preocupa com o estudo do relevo, suas formas, processos e materiais associados. A compreensão acerca dos agentes endógenos e exógenos se mostra primordial na interpretação da formação e evolução do relevo ao longo do tempo. A atuação dos sistemas fluviais é de enorme relevância, tendo em vista o seu protagonismo como agente erosivo e capacidade de destruição, distribuição e deposição dos materiais, sobretudo em ambientes tropicais. Summerfield (1991) aponta que grande parte dos processos fluviais da Terra determinam a forma geral da paisagem. Dessa forma, a dinâmica e a configuração da rede de drenagem têm implicações diretas na compreensão das mudanças do relevo ao longo do tempo. Ganha destaque a geomorfologia fluvial como um domínio científico que busca compreender as formas, os processos e os materiais associados aos sistemas fluviais.

Summerfield (1991) identifica a ocorrência de duas abordagens principais para os estudos geomorfológicos: uma abordagem evolutiva ou histórica e outra abordagem sistêmica. Os estudos clássicos de Davis (1899) e King (1956) apresentam modelos de evolução do relevo que se baseiam em processos cíclicos. Chorley (1962), por outro lado, compreende que a abordagem histórica/evolutiva apresenta sérias limitações, apontando uma abordagem sistêmica, baseada nas propostas de Von Bertalanffy para a Biologia e Física.

Davis (1899) foi pioneiro na concepção de evolução do relevo, propondo o ciclo erosivo. Em resumo, o autor sugere que, em um modelo ideal, um processo de soerguimento sobre uma área plana em clima úmido causaria a incisão da rede de drenagem, o que implicaria a formação de um novo nível de base ao qual as vertentes estariam sujeitas, sendo rebaixadas ao longo do tempo pelo processo de *downwearing* (rebaixamento vertical do relevo). O relevo alcançaria a

senilidade quando os interflúvios e as vertentes apresentassem desnível baixíssimo em relação ao nível de base, constituindo um peneplano. King (1953), por outro lado, propõe que o soerguimento seria seguido de incisão da rede de drenagem, mas as vertentes recuariam por processos de *backwearing* (recoo lateral), formando pediplanos. De toda forma, nota-se nesses estudos a centralidade dos processos de soerguimento como fornecedores de energia para a configuração do relevo, sendo esse *input* aproveitado pela rede de drenagem, que recebe papel central no processo de rejuvenescimento do relevo. O equilíbrio, nessas concepções, ocorreria após o cessar dos efeitos do soerguimento na evolução da rede de drenagem e das vertentes (BERTOLINI, 2015).

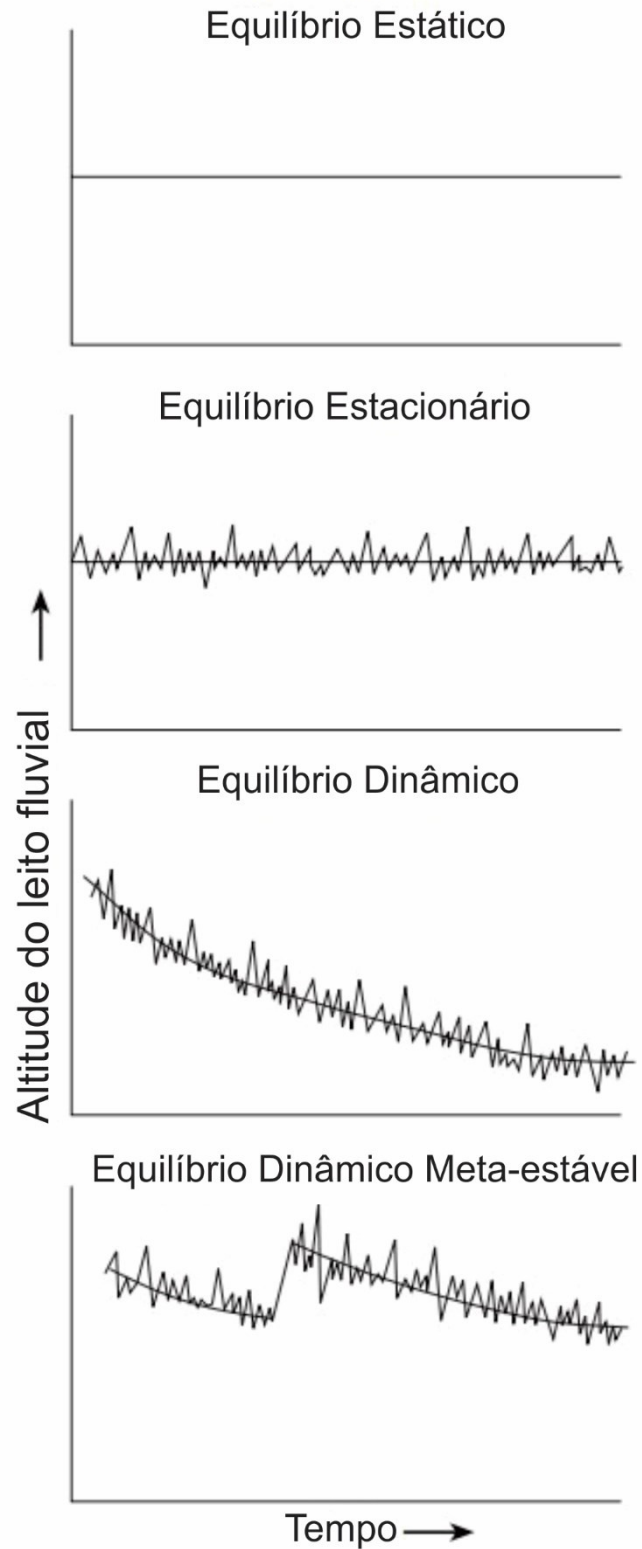
Chorley (1962) critica essas concepções geomorfológicas à luz de uma abordagem sistêmica. Um sistema pode ser conceituado como um conjunto de objetos que se interrelacionam e formam um todo que é diferente da soma de suas partes, atuando de forma complexa (CHORELY, 1962; SUMMERFIELD, 1991). De acordo com o autor supracitado, a teoria davisiana considera o relevo como um sistema fechado, o que implicaria um desenvolvimento sequencial e um determinismo lógico no entendimento do relevo, o que não ocorreria de forma geral. A abordagem sistêmica não invoca necessariamente um sistema cíclico, mas tem uma concepção funcional (SUMMERFIELD, 1991), baseando-se na ideia de que formas e processos se apresentam em equilíbrio (ou se orientam para tal) e que podem suportar alterações nas entradas de energia externa por regulações dos seus componentes internos, que apresentam uma complexa rede de articulação capaz de absorver as mudanças. O equilíbrio dinâmico consiste principalmente nessa ideia: não há um sistema parado ou imutável, mas ele continuamente se adequa de acordo com as variações de energia ao longo do tempo, flutuando em torno de uma situação de equilíbrio. Essa abordagem permitiria o estudo mesmo em áreas que foram profundamente alteradas por processos erosivos e que não contém registros amplos de antigos níveis deposicionais ou eventos geomorfológicos de outros tipos, permitindo investigações em quase qualquer região (CHORLEY, 1962).

O sistema fluvial, entendido como um sub-sistema do sistema relevo, pode ser estudado por meio de diversos elementos da rede hidrográfica, como o comprimento dos cursos d'água, o gradiente, a profundidade, a vazão, a forma de leito, a sinuosidade, os depósitos fluviais, entre outros. Qualquer alteração ou influência externa implicaria uma complexa resposta desses elementos, que se ajustariam por meio de compensações positivas ou negativas para manter o sistema em torno de uma situação de equilíbrio. As abordagens quantitativas ganham força nessa abordagem, tendo em vista a capacidade de quantificar sobretudo as formas e materiais,

mas busca também a mensuração da energia envolvida nesses sistemas (SUMMERFIELD, 1991).

Nota-se que o conceito de equilíbrio se apresenta de forma aparentemente contraditória entre a abordagem sistêmica e a de evolução/histórica, sendo alvo de estudos mais aprofundados por Bertolini (2015). Schumm (1979), Summerfield (1991) e Charlton (2008) identificam que não há, necessariamente, contradição entre esses elementos, mas a questão se relaciona com a escala temporal de cada abordagem. Os autores afirmam que em escala de tempos ínfimas (poucos dias ou horas), o relevo pode aparentar um equilíbrio estático, como se não houvesse mudanças. Em escalas temporais pequenas (dezenas a centenas de anos), no entanto, alterações já poderiam ser notadas: mudanças na forma dos canais, corte de meandros e pequenas alterações na elevação e gradiente dos canais. Em escalas temporais médias (milhares de anos), variações diversas seriam notadas, inclusive na elevação e gradiente dos canais fluviais. Em grandes escalas (dezenas de milhares a milhões de anos), um padrão de variação poderá ser observado, indicando a evolução do sistema e importantes rupturas (Figura 2-1).

Figura 2-1 – Concepções de equilíbrio de acordo com a escala temporal. A abrangência temporal é crescente de cima para baixo.



Fonte: CHARLTON, 2008; tradução nossa.

Mas o que produziria, então, as quebras e alterações nos sistemas em equilíbrio e causaria essas mudanças a longo prazo? Schumm (1979) afirma que o conceito de limiar (*threshold*) apresenta idealmente os limites aos quais os sistemas podem responder e se adequar a uma alteração.

Caso esse limite seja ultrapassado, o sistema poderia chegar a uma situação de desequilíbrio (BERTOLINI, 2015), mas buscaria posteriormente a organização em um novo estado de equilíbrio, diferente do inicial. Schumm (1979) cita que o conceito de limiar geomorfológico foi inicialmente tecido para variações intrínsecas ao sistema, mas posteriormente foi ampliado para elementos extrínsecos, como a tectônica e o clima do ponto de vista dos sistemas fluviais (PAZZAGLIA, 2013). Barros e Magalhães Júnior (2020b) citam que esse conceito permitiu a interseção entre dois princípios que regem a compreensão geomorfológica: o uniformitarismo, que compreende que os processos atuais são similares aos processos antigos, ou que o presente é a chave para o passado; e o catastrofismo, que compreende que grandes eventos pontuais resultariam em grandes “saltos” na evolução de um elemento natural. Bertolini (2015), no entanto, nota a dificuldade de se mensurar e determinar os pontos de limiar em um sistema.

Charlton (2008) descreve os fatores extrínsecos e intrínsecos que afetam os sistemas fluviais. Os fatores intrínsecos consistem naqueles que constituem o sistema fluvial e são afetados pelos fatores extrínsecos, por outros fatores intrínsecos e pelo comportamento do próprio sistema fluvial como um todo. A atuação dos fatores extrínsecos é independente em relação aos sistemas fluviais, sendo exemplos o clima, a tectônica, os níveis de base e as atividades humanas. Importante ressaltar, ainda, o papel passivo realizado pelas litoestruturas, que condicionam o desenvolvimento da rede de drenagem. Por exemplo, fraturas representam fraquezas estruturais para o desenvolvimento dos cursos d'água; ou litologias mais resistentes aos processos erosivos tendem a “afastar” a incisão dos cursos d'água, que se aproveitam de rochas mais friáveis.

A atividade humana apresenta papel ativo ao alterar as entradas e saídas de energia por meio dos diversos usos da água e dos solos que mudam o balanço hidrossedimentar de uma bacia hidrográfica. A tectônica afeta essa relação na medida em que processos como subsidência/soerguimento elevam ou reduzem o gradiente fluvial e, portanto, a competência dos cursos d'água, promovendo mudanças nas relações de deposição/erosão. O clima, principalmente a pluviometria, afeta as condições de vazão e o fornecimento de sedimentos. Em uma abordagem sistêmica, todas as alterações causadas por esses fatores são gatilhos para respostas e compensações em diversos elementos do sistema fluvial, que buscam manter um equilíbrio até que o limiar geomorfológico seja superado (CHARLTON, 2008).

Os fatores extrínsecos que afetam a rede de drenagem foram reconhecidos em diversas regiões e situações, sendo mais ou menos representados em diversos contextos. Na Europa, as glaciações quaternárias arrasaram boa parte do relevo local, sendo o clima um importante marcador das alterações nos sistemas fluviais. Em outras áreas, no entanto, não é tão fácil

compreender a correlação entre as variações climáticas e as alterações nos registros fluviais (PAZZAGLIA, 2013).

No Brasil, a influência da tectônica e do clima para a compreensão dos eventos geomorfológicos ao longo do Cenozoico foi alvo de grande disputa, o que foi alimentado pela ocorrência de diversos depósitos sedimentares desta Era. Evidentemente, essa influência se estende também para a compreensão dos fatores extrínsecos que afetam os sistemas fluviais. Estes, por sua vez, desencadeiam as alterações em todo o relevo e eventualmente permitem a superação de limiares geomorfológicos dos sistemas.

O estudo de Bigarella *et al.* (1965) foi expoente na concepção climática da evolução do relevo no Brasil, reunindo aspectos da evolução geomorfológica clássica, especialmente de King (1956) com as variações climáticas cenozoicas. De forma resumida, as sucessões de climas mais secos e úmidos seriam responsáveis, respectivamente, pela formação de pediplanos e cascalheiras; seguida pela dissecação do relevo pela rede de drenagem. As variações entre denudação química, nos climas úmidos, e mecânica, nos climas secos, ganha especial atenção para os processos de espessamento do manto de intemperismo e coluvionamento, além de dissecação e pediplanação. Os diversos níveis de superfícies aplainadas no Brasil seriam, portanto, resultado das oscilações climáticas cenozoicas.

De fato, o Cenozoico, e especialmente o Quaternário, são marcados pela grande variação climática no continente Sul-Americano (BARROS *et al.*, 2011). A produção científica acerca das mudanças climáticas quaternárias e sua resposta nos grupos vegetacionais apresentou importante crescimento a partir da metade do último século no Brasil. Os fitólitos, os palinórfos e as espículas de esponja constituem importantes indicadores destas mudanças e, quando analisadas em um perfil sedimentar, podem trazer importantes informações sobre paleoambientes de uma área. É comum que estes elementos sejam observados em conjunto com registros sedimentares fluviais, o que permite interpretar as variações nos materiais dos depósitos ou do próprio abandono/construção de níveis deposicionais de uma perspectiva de mudanças climáticas, como realizado nos trabalhos de Stevaux (1993), Barros (2012) e Carvalho (2019).

Com o passar do tempo, alguns estudos passaram a questionar a importância do clima e ressaltar o papel da neotectônica no Brasil, sendo um expoente o trabalho de Saadi (1991). Por meio de evidências de movimentos recentes de falhas antigas e de falhamentos de depósitos cenozoicos, este autor reconheceu a importância dos processos neotectônicos intraplaca, sobretudo em

Minas Gerais. Assim, a ocorrência dos depósitos sedimentares cenozoicos no Brasil passa a ser interpretada também por meio da ocorrência de soerguimento diferencial de blocos, rifteamentos e basculamentos tectônicos.

Riccomini *et al.* (2004), por exemplo, compreendem a importância da ativação de antigas estruturas por meio de pulsos na formação do *rift* do Paraíba do Sul. A direção do esforço variou ao longo do Cenozoico, o que, combinado com a geometria das estruturas herdadas de ciclos tectônicos antigos, permitiu a geração de espessos depósitos sedimentares e condicionou a dinâmica e os ritmos da rede de drenagem ao longo deste período. Essas constatações alteraram as interpretações dos sistemas fluviais no Brasil, permitindo a compreensão e o estudo dos depósitos fluviais à luz das atividades neotectônicas. Segundo Saadi (1991)

Acredita-se que a maior parte das fases de encaixamento fluvial associadas a deslocamentos dos eixos de drenagem possuem a sua origem nessa tectônica e não em mudanças climáticas. Essas últimas não deixaram nenhum registro inquestionável que permite atribuir-lhes uma importância maior na condução da morfogênese (...) (SAADI, 1991, p. 262).

O período neotectônico identificado neste trabalho corresponde à definição de Saadi *et al.* (2008) que o entende como o período após a última reorganização tectônica mais significativa. Dessa forma, este período varia nos diversos contextos geotectônicos globais. Para o Brasil, o início do período neotectônico é marcado pelas manifestações finais do evento extensional Sul-Atlântico, no Eoceno-Oligoceno. Nas áreas onde há formas possivelmente afetadas por processos neotectônicos, pode-se tecer uma abordagem de investigação morfotectônica. (SAADI *et al.*, 2008).

Nota-se, no entanto, o crescimento de abordagens que levam em conta tanto aspectos tectônicos (ou neotectônicos) quanto climáticos para explicar a evolução do relevo. Bridgland e Westaway (2008), por exemplo, apontam a necessidade de soerguimento contínuo e variações climáticas na formação de terraços fluviais em escadaria. Outros estudos que utilizam estas abordagens serão apresentados no tópico 2.3.

A ocorrência de eventos que superam o limiar de equilíbrio dos sistemas fluviais (seja pela ação de fatores extrínsecos ou por processos intrínsecos inerentes ao sistema) promove importantes mudanças nas dinâmicas de incisão/entulhamento dos cursos d'água, o que pode deixar registros na paisagem, como os níveis deposicionais fluviais.

2.2 Níveis Deposicionais Fluviais

Um exemplo clássico de registros de antigas organizações de um sistema fluvial é a ocorrência de terraços fluviais, que representam formas preservadas de antigos níveis de deposição fluvial que não são atualmente afetados por inundações constantes. São constituídos por uma superfície plana ou pouco inclinada (*tread* ou *berm*), formada sobre uma base erodida (*strath*) e uma superfície inclinada que liga o terraço a outro nível de terraço ou à planície topograficamente inferior (PAZZAGLIA, 2013). É possível que algumas inundações excepcionais ainda atinjam os terraços fluviais e promovam deposição, mas, de forma geral, os processos erosivos são superiores aos processos deposicionais (MAGALHÃES JR.; BARROS, 2020b).

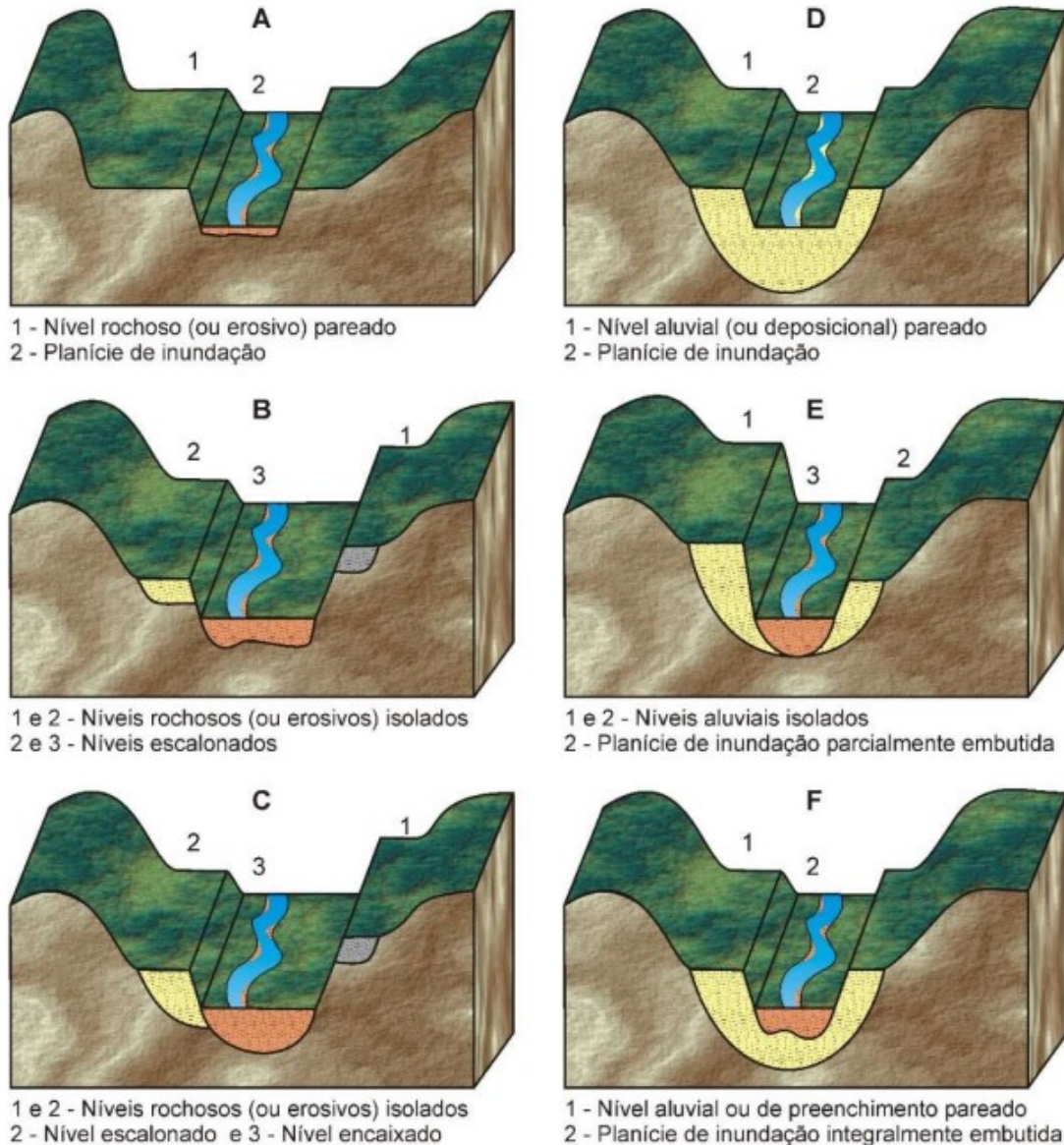
Nos trópicos, o intenso processo de pedogênese e bioturbação, a ocorrência comum de movimentos de massa e a erosão pelos próprios processos fluviais tendem a apagar ou encobrir as formas de terraços. Dessa forma, Magalhães Júnior e Barros (2020b) propõem o conceito de “nível deposicional”, que se desprende da necessidade de preservação da forma, sendo necessário apenas o depósito sedimentar para sua caracterização. Os níveis deposicionais podem estar relacionados à níveis de planícies, terraços ou exposições de níveis sedimentares fluviais (também de leques aluviais) e representam registros fundamentais para a compreensão de paleoambientes e da dinâmica de encaixamento/entulhamento dos cursos d’água.

Os terraços e níveis deposicionais podem ser classificados de diversas formas, sendo possíveis combinações de classificação apresentadas na Figura 2-2. Em relação ao perfil transversal do vale, eles podem ser classificados como pareados ou isolados. O primeiro sugere um processo de incisão fluvial e abandono rápido de uma antiga superfície ampla e plana construída. O segundo sugere uma incisão rápida acompanhada de processos de migração lateral, deixando registros em lados opostos do vale, marcando um possível processo contínuo de incisão (SUMMERFIELD, 1991; CHARLTON, 2008; BARROS; MAGALHÃES JR., 2020c).

Os níveis deposicionais podem ser entendidos também por meio do contato entre os diferentes níveis, sendo classificados em terraços escalonados, encaixados e embutidos. Os terraços escalonados são formados diretamente sobre rocha e apresentam discontinuidades entre eles ao longo da vertente, seja por rochas ou por coberturas eluviais. Os terraços encaixados, por outro lado, apresentam níveis deposicionais superficialmente contínuos em relação aos mais recentes, mas apresentam uma ruptura na rocha sotoposta. Ambos os níveis citados acima caracterizam processos de incisão fluvial, sendo os escalonados referentes a processos mais intensos e os terraços encaixados associados a processos menos intensos, implicando em menor dispersão ao longo da vertente. Os níveis embutidos, por sua vez, representam níveis inseridos ou aninhados em um outro nível mais antigo, não havendo incisão no substrato rochoso. Indicam, portanto,

períodos de redução da capacidade erosiva (seja por redução da vazão ou por aumento de sedimentos), podendo formar terraços em escadarias (CHRISTOFOLETTI, 1981; PAZZAGLIA, 2013).

Figura 2-2 – Tipos de níveis deposicionais fluviais quanto à disposição transversal e contato entre os níveis



Fonte: MAGALHÃES JR. *et al.*, 2022.

A gênese dos terraços e níveis deposicionais antigos está associada ao abandono de uma antiga área de deposição do rio, o que pode ocorrer pelos processos de incisão fluvial e migração lateral. A incisão fluvial pode estar associada ao aumento do gradiente do canal, que pode ser causado por eventos de soerguimento e mudanças de nível de base, os quais fornecem mais energia para o transporte de sedimentos que promovem a erosão do leito e rebaixamento; mas

também por alteração da vazão e da concentração de sedimentos, que podem aumentar ou diminuir a energia disponível para a erosão fluvial (PAZZAGLIA, 2013).

As causas para essas alterações podem ser de ordem de fatores extrínsecos, em especial o clima e a tectônica e a variação de nível de base associado a eles, apontadas no tópico 2.1. No entanto, de acordo com Schumm (1979) e Summerfield (1991), essas variações podem representar também ajustes naturais dos fatores intrínsecos de um sistema, que, ao ultrapassar um limiar, promovem mudanças na situação de equilíbrio do canal e o possível abandono de um nível deposicional. O experimento elaborado por Schumm (1979) em laboratório permitiu verificar que, após ser submetido a uma alteração do nível de base, um sistema fluvial pode entrar em estado de repetitivas interações e compensações. Neste experimento, a queda do nível de base promove a incisão da rede de drenagem na parte baixa, que se propaga para as cabeceiras por erosão remontante; tal incisão poderia criar um terraço. Posteriormente, o aumento do fornecimento de sedimentos implicaria em um processo de agradação, o que também se propagaria para montante. Isso reduziria o fornecimento de sedimentos, o que permitiria uma nova incisão da rede de drenagem, formando novos níveis de terraço, e assim sucessivamente. Dessa forma, as respostas do sistema são complexas e a própria evolução natural após uma perturbação permitiria a geração de terraços.

Segundo Pazzaglia (2013), os terraços têm sido estudados por duas abordagens: a primeira de evolução geomorfológica, em que o contexto e a distribuição auxiliam na interpretação da sucessão de eventos que implicou a configuração atual de um vale; e a segunda por meio de análises estratigráficas, que permitem a reconstituição de paleoambientes seguindo a interpretação faciológica dos depósitos, conforme proposta de autores como Miall (2006).

Os sedimentos associados a níveis deposicionais podem ser entendidos, portanto, como arquivos fluviais que permitem a reconstituição histórica de antigos sistemas fluviais, o que também auxilia para uma noção de comparação para os efeitos das atividades humanas e a predição de cenários futuros. No Brasil e, em específico, em Minas Gerais, o estudo desses arquivos fluviais tem se tornado mais comum a partir da década de 1990.

2.3 Panorama sobre Arquivos Fluviais de Minas Gerais

Os estudos que têm como foco a interpretação dos arquivos fluviais de Minas Gerais para compreensão do relevo têm ganhado espaço principalmente a partir da década de 1990. O território de Minas Gerais é um limite político-administrativo, mas apresenta similaridades do

Os objetivos desses estudos consistem principalmente em compreender a evolução quaternária do relevo por meio da dinâmica fluvial, incluindo o papel dos condicionantes geológicos e climáticos. O estudo de Barros e Magalhães Júnior (2020a) busca sintetizar outros estudos já realizados que utilizam desses arquivos fluviais, focando sua análise na compilação de trabalhos no Quadrilátero Ferrífero e em vales adjacentes, nas bacias dos rios Doce, Paraopeba e Velhas.

O Quadro 2-1 mostra as principais técnicas utilizadas em estudos de arquivos fluviais, as técnicas complementares utilizadas para atingir os objetivos dos trabalhos, as características dos arquivos fluviais encontrados e as principais chaves de interpretação realizadas em alguns estudos representativos de todas as regiões identificadas anteriormente.

Quadro 2-1– Aspectos técnicos e chaves de interpretação de alguns estudos sobre arquivos fluviais em Minas Gerais

<i>Região</i>	<i>Autores (Área em Estudo)</i>	<i>Técnicas Utilizadas em Depósitos</i>	<i>Outras Técnicas Utilizadas</i>	<i>NDs - Níveis Depositionais e Cronologia</i>	<i>Considerações e Chaves de Interpretação</i>
<i>Alto e Médio rio das Velhas</i>	MAGALHÃES JUNIOR; SAADI, 1994 (Rio das Velhas)	Fotointerpretação para identificação de terraços, perfis estratigráficos síntese ¹ , relações espaciais dos depósitos ² .	Mapeamento de feições de fundo de vale.	Até três níveis de terraço e um nível de planície. Registros de leques aluviais.	Identifica evidências de atividade neotectônica que teria originado os terraços como níveis deposicionais deslocados por falha, irregularidade na cota dos níveis deposicionais e em seu posicionamento no perfil longitudinal. Terraços escalonados como resultado de pulsos de soerguimento e planície embutida no nível mais recente por atenuação do efeito desses pulsos. Interpretação de fácies permite identificar variação de estilo fluvial.
	PINTO, 2009; MAGALHÃES JR. <i>et al</i> , 2019 (Rio da Velhas, ribeirão da Mata e Jequitibá)	Elaboração de perfis estratigráficos síntese. Relações espaciais dos depósitos.	Perfis Longitudinais, Perfis em varredura, Fotointerpretação de feições deposicionais	Cinco níveis de terraço fluvial e nível de planície (NDs em topos entre 115 e 170 ka).	Inversão de relevo notável na região, tendo em vista a presença de diferentes níveis de terraço formando o topo de morros na área. Afluentes atuais do rio das Velhas encaixaram em áreas de paleovale de um grande rio da região, de maior extensão que os rios principais da área. NDs em várias cotas, indicando atividade neotectônica pós-deposicional. Possível paleovale do rio das Velhas ocupado por afluentes.

¹ A elaboração desses perfis exige o levantamento de diversas características do nível deposicional, tais quais textura do material, cor, organização, tipo de contato entre camadas, geometria, espessura, substrato, tipos de estruturas primárias. De forma complementar, elementos como arredondamento e imbricação de seixos.

² Definições como terraços isolados/pareados e tipologia quanto a contato: escalonados, encaixados ou embutidos.

<i>Alto Velhas, Doce e Paraopeba (Quadrilátero Ferrífero)</i>	BARROS; MAGALHÃES JÚNIOR, 2020a ³ (Afluentes rio das Velhas, Paraopeba e Doce)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Compilação de diversos estudos de arquivos fluviais realizados no Quadrilátero Ferrífero, buscando uma visão holística de fases de formação de terraços.	Pelo menos sete fases de evolução do relevo, deixando diversos níveis deposicionais descaracterizados, terraços e planície (idades de 140 ka até atual)	Sugere que pulsos de soerguimento permitiram a formação de níveis deposicionais escalonados até o limite Pleistoceno-Holoceno. Identifica concreções de óxidos de ferro como matriz de seixos de depósitos até 26 ka, que seriam consequência de climas mais secos. A planície atual, embutida em terraço mais antigo, seria afetada por alterações hidrossedimentológicas resultantes da ação antrópica na região.
	LOPES <i>et al.</i> ; 2020 LOPES <i>et al.</i> ; 2022 (Bacias do Paraopeba, Velhas e Doce)	Perfis estratigráficos síntese, datação (LOE), estudo de proveniência sedimentar (U-Pb),		Leques Aluviais (15 a 9 ka)	Interpreta cascalheiras como evidências de leques. Os leques aluviais provavelmente foram formados em período seco inicial. Sua descaracterização morfológica ocorreu posteriormente (Holoceno) em clima úmido, mas alguns ainda guardam a forma preservada. Os depósitos fluviais recentes seriam resultado do retrabalhamento de detritos dos leques.
<i>Médio Rio Doce</i>	MELLO, 1997 (rib. Mombaça e Turvo, rio Doce)	Perfis estratigráficos síntese (compreensões morfo e aloestratigráficas), relações espaciais dos depósitos, levantamentos geofísicos (GPR)	Análise estrutural (Projeção estereográfica de planos de falhas e juntas), elaboração de perfis em varredura e longitudinais	Ao menos dois terraços e planície, além de paleocanais e leques aluviais.	Utiliza de diversas técnicas em diferentes tipos de sedimentos e comprova a influência neotectônica, não apenas climática, na instauração do sistema de lagos do médio Rio Doce. Integra as análises de arquivos fluviais com sedimentos lacustre e de vertente, promovendo uma análise estratigráfica, mas também estrutural.

³ Este estudo compila diversos outros realizados no Quadrilátero Ferrífero desde a década de 1990, fornecendo uma interpretação integrada dos trabalhos

<i>Bacia do rio Paraopeba</i>	CARVALHO, 2014 (Rio Paraopeba, bacias do rio Vermelho, ribs. Lajes, Ouro, Cova D'anta, Abóboras, Pardo, Águas Claras, Macacos)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Mapeamento Geomorfológico, Índices Morfométricos (Índices de Assimetria, RDE, Sinuosidade, Hierarquia Fluvial, Relação de Relevô, Densidade de Drenagem), Perfis Longitudinais	Um nível deposicional antigo descaracterizado, um terraço (datas entre 17 e 2 ka) e uma planície (variando nas bacias analisadas)	Identifica pelo menos dois eventos de sedimentação regional, tendo em vista a presença de nível deposicional em diversos afluentes, apresentando maior capacidade que a atual pela presença de seixos. Evento de sedimentação seguido por evento de incisão e erosão, comandado por soerguimentos e incisões do rio Paraopeba. Controle da propagação de energia para entalhe fluvial por rupturas de declive, formadas por diques e veios. Datação gerou resultados questionáveis em comparação com evidências geomorfológicas.
<i>Vale do rio Pará</i>	OLIVEIRA, 2019 (Vales do Pará e Paraopeba)	Perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Mapeamento Geomorfológico, Índices Morfométricos (Assimetria, RDE, Chi), Perfis Longitudinais, Anomalias de Drenagem	Cinco NDs no vale do rio Paraopeba e três NDs no vale do rio Pará	Sugere a ocorrência de pulsos de soerguimento na formação dos níveis deposicionais e <i>knickpoints</i> nos vales e afluentes do Pará e Paraopeba. Os pulsos apresentam resultados diversos nas duas bacias, variando conforme condições fisiográficas.
<i>Espinhaço Meridional</i>	CARVALHO, 2019 ⁴ CARVALHO; MAGALHÃES JÚNIOR, 2022 (Rio Paraúna e afluentes)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Mapeamento Geomorfológico, Índices Morfométricos (Índices de Assimetria, RDE, Sinuosidade, Hierarquia Fluvial,	Três ou quatro ND descaracterizados (27 a 0,2 ka), um ou dois níveis de terraço e planície	Ganha destaque a importância das variações litoestruturais, principalmente na formação de <i>knickpoints</i> e linhas de fraqueza. Identifica a importância da variável climática: em climas secos, matacões e blocos seriam mobilizados para os fundos de vale, permanecendo lá durante um novo clima úmido. Identifica que, nos últimos 500 anos, atividades minerárias

⁴ Este estudo levanta estudos de arquivos fluviais anteriormente realizados na Depressão de Gouveia e no rio Paraúna, considerando as constatações dos demais.

			Relação de Relevô, Densidade de Drenagem), Perfis Longitudinais		têm alterado a dinâmica hidrossedimentar e permitido o embutimento das planícies.
<i>Afluentes do rio Paraíba do Sul</i>	OLIVEIRA, 2012 (Bacia do Rio Pomba)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Mapeamento de feições de fundo de vale via imagens de satélite. Levantamento de cenários paleoclimáticos.	Até 3 NDs antigos descaracterizados, um terraço e uma planície (27 a 1,5 ka)	NDs escalonados e encaixados, sugerindo pulsos de soerguimento. Basculamentos registrados em NDs antigos, provando tectônica recente. Identifica variações nos terraços em segmentos do curso d'água, sendo mais presentes no trecho superior. A ausência nos trechos inferiores se dá pela migração atual do canal que provavelmente apagou registros antigos. Capturas fluviais associadas ao recuo das bacias costeiras em relação a bacias continentais.
<i>Afluentes do Paranaíba</i>	MOREIRA; PEREZ FILHO, 2019 (Rio Uberabinha)	Análise granulométrica e datação (LOE)	Perfil Topográfico de detalhe transversal ao vale	Um nível de terraço fluvial (datado de 4,1 ka em um vale e 1,85 ka em outro) e uma planície	Sugere formação de terraço por pulsos climáticos holocênicos.
<i>Afluentes do alto e Médio rio Grande</i>	MAGALHÃES JR.; TRINDADE, 2005 (Rio do Cervo)	Análises Granulométricas, Matéria Orgânica e Difração de Raio-X (Argilas)	Utilização de cartas topográficas e imagens de satélite para correlação de aspectos morfológicos, padrões fluviais e direções da rede de drenagem	Três níveis de terraço fluvial e uma planície	Formação dos terraços escalonados relacionada a pulsos de soerguimento. Formação de Hemi-Grabens gera a acumulação de matéria orgânica nas várzeas. Deformações tectônicas pós-deposicionais afetam geometria e distribuição dos depósitos. Sugere estabilidade climática. Relação com registros sísmicos recentes.

	OSIS; OLVEIRA, 2008 (Afluentes do rio Sapucaí)	Caracterização paleoambiental por identificação de fácies	Fatores de Assimetria de Drenagem, geração de Perfis Longitudinais para verificar anomalias	Leques aluviais	Os leques aluviais da área seriam resultado de condições paleoclimáticas secas e pulsos neotectônicos no final do Quaternário.
	REZENDE, 2018 (rio Grande e afluentes)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese	Perfis e seções topográficas, mapeamento geomorfológico, mensuração do entalhamento fluvial,	Níveis diversos entre 40 e 6 ka	Os arquivos fluviais foram visualizados de forma sintética. Identifica fases secas de entulhamento seguidas de fases úmidas de incisão. Aponta variações nas taxas de incisão relacionadas à resposta das diferentes bacias aos eventos neotectônicos de nucleação de grabens e pulsos de soergimento.
<i>Afluentes do rio Paracatu</i>	BRAGANÇA, 2022 (Afluente do rio Paracatu)	Datação (LOE), perfis estratigráficos síntese, relações espaciais dos depósitos.	Índices morfométricos, mapeamento geomorfológico perfis longitudinais, identificação de anomalias de drenagem	Dois níveis de terraço e planície (76 a 1 ka), além de leques aluviais	Identifica que a rede de drenagem se aproveita de um complexo sistema de fraturas característico do limite cráton-orógeno. Evidências de controle neotectônico e estrutural em anomalias de drenagem e índices morfométricos. Sugere a formação de um sistema de grabens no Quaternário, condicionando a migração do canal, o abandono de planícies e a formação de leques aluviais.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os arquivos fluviais encontrados nos estudos em Minas Gerais podem ser caracterizados como de níveis deposicionais descaracterizados, terraços e planícies. Como esperado, os níveis deposicionais descaracterizados ocorrem primordialmente em média ou alta vertente, sendo que, em alguns casos, ocorrem em topos de morro (PINTO, 2009; MAGALHÃES JR. *et al.*, 2019). É comum que ocorram um ou dois níveis de terraço, principalmente escalonados ou encaixados, concentrados no fundo de vale, assim como a ocorrência de planícies atuais e níveis de terraço recentes embutidas em níveis de terraços mais antigos (BARROS; MAGALHÃES JR., 2020a). Os estudos de Lopes *et al.* (2020; 2022) têm buscado apresentar também a presença e importância dos registros de leques aluviais, especialmente no Quadrilátero Ferrífero.

O trabalho de campo se apresenta como etapa fundamental nos estudos de arquivos fluviais, pois estes apresentam, muitas vezes, pequena dimensão, não sendo possível observá-los em imagens de satélite ou nos modelos digitais de elevação de menor precisão. Ademais, é comum a caracterização dos níveis deposicionais em três aspectos: descrição estratigráfica, posicionamento espacial relativo e reconstituição cronológica. O recorte espacial utilizado para esses estudos é, em variadas escalas, a bacia hidrográfica.

A identificação do posicionamento relativo de depósitos em relação aos demais permite a compreensão de processos de evolução geomorfológica, identificando, por exemplo, a distribuição longitudinal, a ocorrência de níveis pareados ou isolados e o escalonamento ou embutimento destes níveis. A reconstituição cronológica ocorre tanto por meio de datações relativas, correlacionando depósitos em diversos locais da bacia, quanto por meio de datações absolutas, que utilizam, sobretudo, da técnica de Luminescência Óptica Estimada (BARROS, 2012; OLIVEIRA, 2012; BARROS, 2015; CARVALHO, 2019; MOREIRA; REZENDE, 2018; PEREZ-FILHO, 2019; BRAGANÇA, 2022; LOPEZ, 2022), a ser discutida adiante.

De forma complementar, outras técnicas costumam ser utilizadas para atingir o objetivo de compreender os ritmos da dinâmica fluvial e o seu papel na evolução do relevo. O uso de SIG e a confecção de perfis longitudinais é muito utilizada, sendo incrementada com a plotagem dos pontos de níveis deposicionais georreferenciados, possibilitando a visualização da distribuição destes níveis em uma bacia (OLIVEIRA, 2012; CARVALHO, 2019). Outra funcionalidade associada ao SIG é a identificação de feições anômalas de drenagem, como drenagens superimpostas/transversas e registros morfológicos de capturas fluviais (OLIVEIRA, 2012; REZENDE, 2018; CARVALHO,

2019; BRAGANÇA, 2022). O mapeamento em detalhe de feições de fundo de vale (MAGALHÃES JR.; SAADI, 1994; MOREIRA; PEREZ FILHO, 2019) também foi muito utilizado, pois permite a correlação entre formas e processos atuantes.

As principais interpretações para a formação e caracterização dos arquivos fluviais envolvem fatores humanos, climáticos, estruturais e tectônicos, refletindo as proposições globais. Os fatores humanos são abordados no que tange ao embutimento de planícies fluviais em níveis mais antigos por conta da redução da vazão dos rios ou da grande carga de sedimentos fornecida aos cursos d'água, reduzindo sua energia para erosão e favorecendo o embutimento, como apontado por Barros e Magalhães Júnior (2020a), Carvalho (2019) e Mello (1997). Essa gênese humana é comprovada também pela presença de plástico e objetos metálicos nas planícies fluviais. Os autores supracitados identificam esses aspectos nas bacias dos rios das Velhas e Doce, mas é provável que esse fenômeno ocorra de forma generalizada em diversas bacias, tendo em vista a dimensão atual da alteração antrópica.

Os aspectos climáticos abordados carecem, em alguns casos, de evidências. Moreira e Perez-Filho (2019) sugerem a formação do terraço por mudanças climáticas recentes, mas não apresentam evidências para tal na bacia do rio Paranaíba. Osis e Oliveira (2008) citam que a presença de blocos nos depósitos antigos evidenciaria um clima antigo mais seco, que induziria menor cobertura vegetal. Talvez, as evidências mais claras da atuação climática nas características dos depósitos seja a presença de níveis fluviais encouraçados por óxidos de ferro, encontrados sobretudo no Quadrilátero Ferrífero (COTA, 2019; BARROS; MAGALHÃES JR., 2020a), que indicariam condições climáticas mais secas, as quais ocasionariam o entulhamento do fundo de vale por sedimentos de vertente e a variação do nível freático, implicando o endurecimento desse material depositado. Carvalho (2019) identifica que os blocos e matacões no rio Paraúna seriam disponibilizados pela ocorrência de climas mais secos, implicando a constituição do leito fluvial de materiais grossos. Rezende (2018) sugere que o entulhamento dos vales ocorreria em períodos secos, seguidos pela incisão em períodos úmidos.

As condicionantes neotectônicas parecem receber maior peso na origem e nas características dos arquivos fluviais pesquisados em Minas Gerais, sendo chave nas compreensões tecidas na maior parte dos estudos analisados. As evidências mais nítidas nos arquivos fluviais encontrados consistem em falhamentos e deformações nos próprios depósitos, como encontrados por Magalhães Jr. e Saadi (1994), Mello (1997) e Oliveira

(2012), que denotam movimentos neotectônicos. De toda forma, o escalonamento dos depósitos, por exemplo, geralmente é explicado por *inputs* de energia causados por soerguimento diferencial de blocos, pulsos de soerguimento e basculamento; enquanto o embutimento é comumente explicado por zonas de subsidência (como por movimentos transtensionais) e pelo nucleamento de *grabens* (REZENDE, 2018; BRAGANÇA, 2022). A ocorrência desses eventos pode ter diferentes resultados na paisagem de acordo com a geometria e o tipo de estruturas herdadas e com os litotipos presentes, sendo comum a ocorrência de soleiras geomorfológicas que impedem a propagação de *inputs* de energia para montante, como proposto por Carvalho (2014; 2019). A possibilidade da formação de terraços por ajustes internos do sistema fluvial, conforme explicitado por Schumm (1979) e Summerfield (1991) foi ainda pouco avaliada, sendo difícil verificar evidências em campo desses possíveis arranjos. De forma geral, o principal desafio encontrado é a supressão dos arquivos fluviais por processos erosivos, o que muitas vezes dificulta a correlação de eventos erosivos em vales vizinhos.

Outros estudos buscam reconstituir eventos mais antigos, adentrando o Cenozoico, com destaque para o estudo de Saadi (1991). Esses estudos, no entanto, muitas vezes dependem de depósitos raros e únicos, como das bacias sedimentares de Fonseca (SANT'ANNA, 1997), Gandarela (MAIZATTO, 2001), Gongo Soco (e outras trabalhadas em VARAJÃO *et al.*, 2020), Aiuruoca (SANTOS, 1999), Pratinha (MARQUES, 2021) e a área de ocorrência da Formação São Domingos, na bacia do Jequitinhonha (FERRAZ, 2006). Os estudos destes registros se embasam principalmente na composição sedimentar, sua estratigrafia e possíveis registros fósseis, tendo em vista o apagamento quase completo da forma inicial. A preservação das formas e do material dessas bacias aparentemente tem forte relação com o processo de laterização, que pode gerar o endurecimento dos materiais, tornando-os menos suscetíveis à remoção por erosão, como visto em Sant'anna (1997) e Marques (2021).

2.3.1 Principais técnicas e procedimentos

Como apontado no tópico anterior, os estudos que envolvem arquivos fluviais têm utilizado, para além das técnicas de levantamento e interpretação de depósitos em campo, técnicas de geoprocessamento em SIG, datações e complementações com outras formações superficiais. O presente tópico busca apresentar alguns princípios das técnicas elencadas.

2.3.1.1 Índices Morfométricos e Parâmetros de formas

As análises morfométricas permitem a geração de índices para áreas extensas, de forma a destacar evidências dificilmente visualizadas na escala de campo. Sendo assim, estas análises têm se tornado ferramenta cada vez mais presente nas pesquisas geomorfológicas. Comumente são utilizados Modelos Digitais de Elevação para a obtenção destes índices (SANTOS *et al.*, 2019; CHEREM *et al.*, 2020).


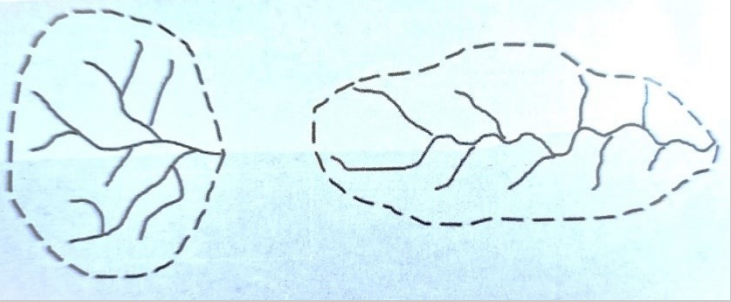
O estudo de Santos *et al.* (2019), Cherem *et al.* (2020) e Firmino *et al.* (2022) compilam importantes indicadores morfométricos que podem auxiliar na compreensão da resposta da rede de drenagem aos condicionantes estruturais e eventos neotectônicos. Dentre os trabalhos levantados no tópico 2.3, os estudos de Osis e Oliveira (2008), Barros (2012), Carvalho (2014), Bertolini (2015), Rezende (2018), Carvalho (2019), Oliveira (2019) e Bragança (2022) são exemplos de estudos que utilizam dessas técnicas.

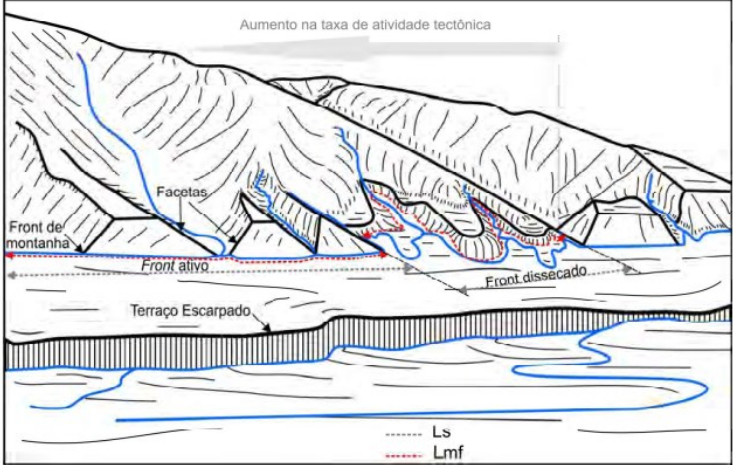
O Quadro 2-2 busca apresentar alguns dos índices utilizados nos trabalhos supracitados, levando em conta sua origem, a forma de obtenção e os resultados esperados.

Quadro 2-2– Índices Morfométricos utilizados nos estudos de Arquivos Fluviais de Minas Gerais.

Índice	Proposta Inicial e estudos que utilizaram	Determinação	Resultados Esperados	Representação
Padrões de Rede de Drenagem	Twidale (2004). Utilizado por Bragança (2022).	Definição Visual	Arranjo espacial da rede de drenagem visto em planta. Pode indicar os principais controles litológicos e estruturais que afetam a configuração da rede de drenagem. Segundo Twidale (2004), eles podem ser divididos em Dendrítico (a), Paralelo (b), Radiais (c), Centrifugais (d), Centrípetos (e), Distributários (f), Angulares (g), em Trelança (h) e Anelar (i).	

Fonte: Twidale (2004)

Densidade de Drenagem (Dd)	<p>Horton (1945)</p> <p>Utilizado por Bertolini (2015), Carvalho (2014; 2019), Bragança (2022).</p>	$Dd=Lt/A$ <p>Sendo Lt o comprimento total de cursos d'água e A a área total da bacia</p>	<p>Quanto maior o valor, mais densa a drenagem. Pode apresentar evidências de controle litoestrutural na capacidade de infiltração/escoamento.</p>	<p style="text-align: center;">DENSIDADES DE DRENAGEM</p> 
Fator de Forma	<p>Utilizado por Bragança (2022).</p>	$Kf=A/L^2$ <p>Sendo A a área da bacia e L o comprimento do canal principal</p>	<p>Valores maiores que 1 indicam bacias mais arredondadas e menores que 1 indicam bacias mais alongadas. Bacias mais “jovens” e tectonicamente ativas tendem a ser mais alongadas. Outros índices (Índice de Circularidade, Alongamento, Coeficiente de Compacidade) também</p>	 <p style="text-align: center;">Fonte: Cherem <i>et al.</i> (2020)</p>

			indicam formas mais alongadas ou circulares.	
Sinuosidade de Frente de Montanha	Utilizado por Bragança (2022).	$S_{MF} = L_{MF} / L_s$ Sendo L_{mf} a extensão do frente de montanha e L_s o comprimento vetorial (caminho de menor distância) do mesmo trecho	Este índice compreende que fronts de montanha associados à movimentação recente de falhas tendem a ter padrão mais retilíneo, enquanto frentes mais dissecadas indicam áreas de atividade tectônica antiga ou ausente. Assim, valores menores de S_{mf} indicam frentes de montanha com atividade tectônica mais recente/ativa, enquanto valores maiores tendem a indicar menor atividade tectônica (frentes mais dissecadas).	 <p>Fonte: Santos <i>et al.</i> (2019)</p>

Integral Hipsométrica

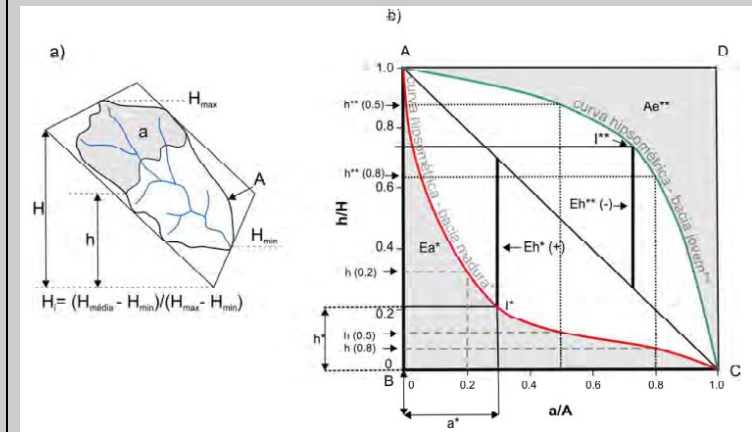
Utilizado por Strahler (1952) e Bragança (2022).

$$H_i = \frac{(H_{MÉDIA} - H_{MIN})}{(H_{MAX} - H_{MIN})}$$

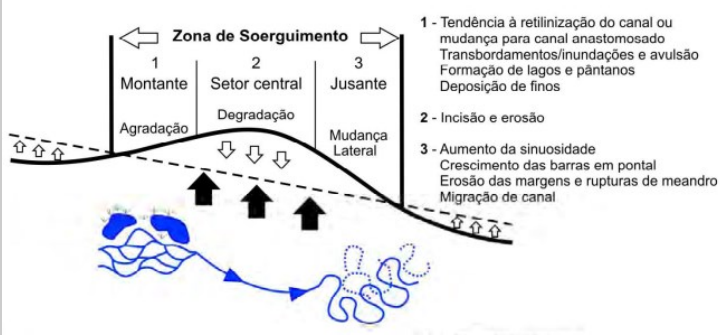
Sendo $H_{média}$ a altitude média da bacia, H_{min} a altitude mínima da bacia e H_{max} a altitude máxima da bacia

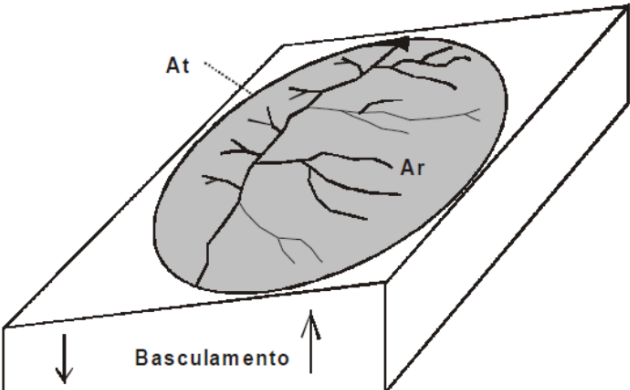
A integral representa a área da bacia ainda suscetível a ser erodida, ou seja, o inverso da massa que já foi removida em uma área. A determinação apresentada é uma simplificação, na qual valores de maiores que 0,5 indicam relevos jovens, valores intermediários indicam relevos mais maduros e valores baixos indicam relevos senis.

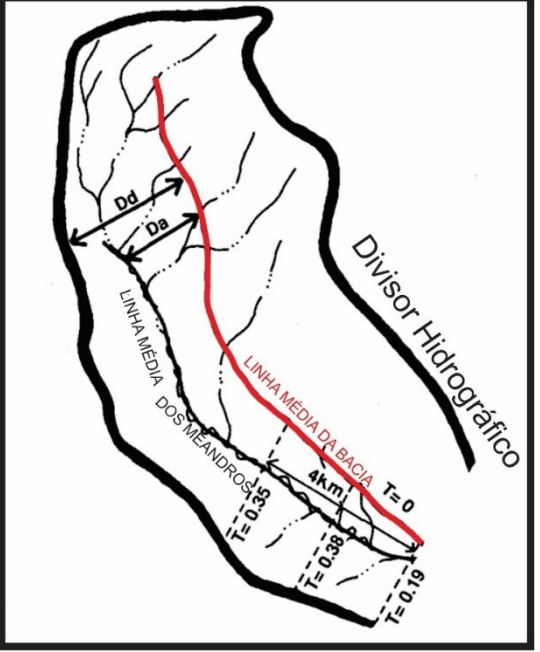
Conceitos de senilidade e juventude de acordo com a concepção davisiana. Pode ser gerada a curva hipsométrica, uma relação entre a razão da área a montante de um trecho e área da bacia pela razão da altitude do ponto mais baixo do



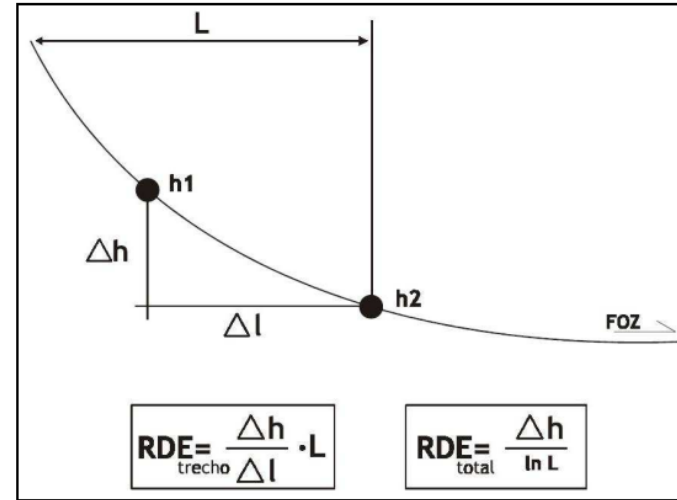
Fonte: Santos *et al.* (2019)

			trecho e altitude máxima da bacia, permitindo uma representação gráfica da integral.	
Razão de Relevo	Schumm (1963) Utilizado por Carvalho (2014; 2019) Bragança (2022).	$Rr = (H_{max} - H_{min}) / L$ Sendo H_{max} - H_{min} a amplitude altimétrica de uma bacia e L a extensão do canal principal	Valores mais elevados indicam tendência para maior energia disponível nos sistemas fluviais para trabalho geomorfológico.	
Índice de Sinuosidade (Is) e padrões fluviais	Schumm (1963) Utilizado por Barros (2012), Carvalho (2014; 2019).	$Is = Lc / Lv$ Sendo Lc a extensão do curso d'água e Lv a distância em linha reta entre o início e	Valores mais elevados indicam cursos d'água mais sinuosos, enquanto valores próximos de 1 indicam cursos mais retilíneos. A variação ao longo do curso d'água pode indicar	 <p>1 - Tendência à retificação do canal ou mudança para canal anastomosado Transbordamentos/inundações e avulsão Formação de lagos e pântanos Deposição de finos</p> <p>2 - Incisão e erosão</p> <p>3 - Aumento da sinuosidade Crescimento das barras em pontal Erosão das margens e rupturas de meandro Migração de canal</p>
				Fonte: Santos <i>et al.</i> (2019)

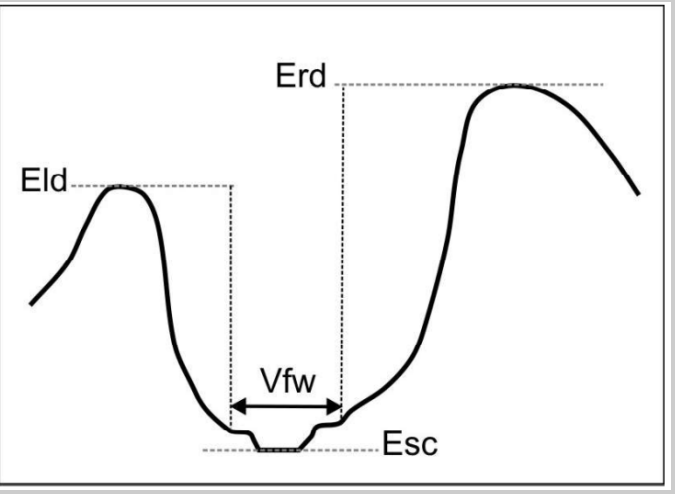
	o fim do curso d'água	áreas de soerguimento ou subsidência.	
Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)	Hare e Gardner (1985) Utilizado por Osis e Oliveira (2008), Carvalho (2019), Bragança (2022).	FABD = $100 \times (Ar/At)$ Sendo Ar a área da margem direita da bacia e At a área total da bacia	<p>Valores próximos a 50 indicam bacias simétricas, valores mais próximos de 0 ou 100 indicam bacias mais assimétricas com deslocamento para a direita ou esquerda, respectivamente.</p> <p>Bacias mais assimétricas podem indicar áreas que sofrem com basculamento.</p>
			 <p>Af = 100 (Ar/At)</p> <p>Fonte: Carvalho (2019), adaptado de Salamuni (2004)</p>

<p>Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)</p>	<p>Cox (1994) Utilizado por Osis e Oliveira (2008), Bertolini (2015), Carvalho (2019), Bragança (2022).</p>	<p>$T = D_a/D_d$, Sendo D_a o valor da distância entre a linha média dos meandros e a linha média da bacia e D_d o valor da distância entre a linha média da bacia e o divisor hidrográfico</p>	<p>Valores próximos a 0 indicam segmentos simétricos em relação aos divisores hidrográficos, enquanto valores mais próximos a 1 indicam segmentos mais assimétricos. Bacias com trechos assimétricos em um mesmo sentido podem indicar a ocorrência de migração lateral preferencial originado por basculamentos tectônicos.</p>		<p>Fonte: Adaptado de Cox (1994)</p>
---	---	--	--	---	--

<p>Índice RDE</p> <p>Seeber e Gornitz (1983). Utilizado por Barros (2012), Bertolini (2015), Carvalho (2014; 2019), Bragança (2022)</p>	<p>RDE=RDEs/RDEt</p> <p>Sendo RDEs o valor do gradiente de um trecho multiplicado pela extensão do trecho até a nascente e RDEt a razão do valor da diferença de altitude nascente-foz pelo logaritmo natural da extensão do curso d'água</p> <p>Identifica trechos com anomalias de primeira ordem (RDE>10) e segunda ordem (10>RDE>2) no perfil longitudinal de drenagem. Essas anomalias podem indicar rupturas de declive por controle estrutural ou tectônico. Indicam variações do perfil longitudinal em comparação com um perfil de equilíbrio "ideal".</p>
---	--



Fonte: Carvalho (2019)

<p>Razão altura e largura do vale (Vf)</p>	<p>Bull (1978) Utilizado por Bragança (2022)</p>	<p>$Vf=2Vfw/[(Eld-Esc)+(Erd-Esc)]$</p> <p>Sendo Vfw o valor do fundo do vale em uma seção transversal do rio, Eld e Erd a altitude dos divisores hidrográficos esquerdo e direito, respectivamente, e Esc a altitude do fundo do vale</p>	<p>Busca demonstrar a relação do fundo de vales com a altura das vertentes, comparando valores de incisão diversos. Baixos valores ($Vf < 1$) indicam vales em V e tendência a soerguimentos recentes, enquanto valores mais elevados indicam vales chatos e sinais de maior quietude tectônica recente.</p>	 <p>Fonte: Santos <i>et al.</i> (2019)</p>
--	--	--	--	---

Índice χ
(Chi)

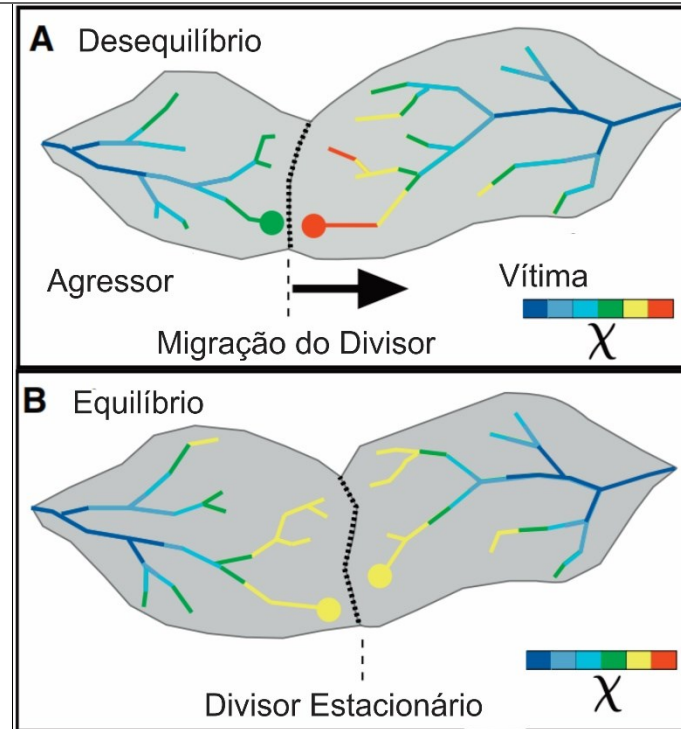
Perron e
Royden (2012)

Utilizado por
Oliveira
(2019)

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')} \right)$$

Identifica divisores
hidrográficos em condição de
equilíbrio e tendências de
rearranjos de drenagem.

Quando os valores de χ são
discrepantes em cursos d'água
de lados opostos de um divisor,
a tendência é que o curso
d'água com menor valor de χ
avance sobre a área com
drenagem de maior valor.



Fonte: Adaptado de Willet *et al.* (2014)

Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado de SANTOS *et al.* (2019).

É muito comum a utilização de perfis topográficos longitudinais de cursos d'água em conjunto com os índices e parâmetros citados acima (BARROS, 2012; OLIVEIRA, 2012; CARVALHO, 2019; MOREIRA; REZENDE, 2018; PEREZ-FILHO, 2019; BRAGANÇA, 2022; LOPEZ, 2022) e perfis de varredura (MELLO (1997), este principalmente em escalas regionais, como na proposta inicial de Meis, Miranda e Ferreira (1982).

2.3.1.2 Datação de sedimentos fluviais

A técnica de datação de materiais sedimentares por LOE tem sido cada vez mais aplicada no Brasil, principalmente a partir da década de 2000 e é atualmente a mais utilizada (BARROS, 2012; OLIVEIRA, 2012; BARROS, 2015; CARVALHO, 2019; MOREIRA; REZENDE, 2018; PEREZ-FILHO, 2019; BRAGANÇA, 2022; LOPEZ, 2022). Esse método tem sido privilegiado por permitir a obtenção da idade de deposição dos sedimentos, apresentando capacidade de datação de amostras de até 2×10^5 anos (RHODES, 2011).

O grande potencial de uso dessa técnica para a datação de depósitos sedimentares recentes se dá pois ela utiliza, em uma analogia, um “cronômetro” zerado pela última vez durante a última exposição solar dos grãos de areia, que representaria o último evento de transporte desse sedimento. A LOE se baseia na propriedade de luminescência dos materiais vítreos e cristalinos, ou seja, após a exposição a uma radiação ionizante inicial, esses materiais tendem a emitir luz em resposta a um estímulo óptico externo secundário (SALLUN, 2007b; RHODES, 2011).

A radiação ionizante inicial pode ser entendida como a radiação por raios cósmicos ou da desintegração de isótopos radioativos, como urânio, tório e potássio presentes naturalmente em baixa concentração no ambiente. Esta radiação é capaz de gerar o aprisionamento de elétrons em defeitos da estrutura cristalina (RHODES, 2011). O estímulo óptico externo, realizado em laboratório, permite a liberação dos elétrons aprisionados, que interagem com a rede cristalina e emitem luminescência. A quantidade de luz emitida, portanto, pode ser relacionada com a idade da última exposição desse cristal a um estímulo externo inicial, como a luz do sol, permitindo assim a datação após o último evento deposicional (RHODES, 2011). O cálculo das idades das amostras é feito de acordo com a Equação 2-1.

Equação 2-1 – Equação para cálculo da Idade por meio da LOE.

$$I = \frac{D_e}{DA_\gamma + DA_\beta + DA_{r.c}}$$

Na qual I corresponde à idade (anos), D_e é a dose equivalente e as variáveis DA correspondem às doses ambientais estimadas por ano relativas às radiações gama, partículas beta e aos raios cósmicos. A dose equivalente corresponde à quantidade de energia absorvida após a deposição, lida após o estímulo óptico em laboratório, enquanto as doses anuais correspondem ao total de contribuição por ano da energia advinda de raios cósmicos, obtida a partir de estimativas geradas da latitude, altitude e profundidade do depósito; e do decaimento radioativo de elementos do ambiente, calculada a partir da concentração dos isótopos na amostra (RHODES, 2011; BARROS; SALGADO, 2020; JAIN *et al.*, 2004).

Apesar do uso cada vez mais comum da técnica, os resultados das datações absolutas via LOE também geram, em alguns casos, resultados incoerentes com as observações de campo, sendo necessário avaliá-los com cautela (BARROS, 2012; OLIVEIRA, 2012; CARVALHO, 2014; 2019). Como apontado por Oliveira *et al.* (2018), “os resultados são complementares às evidências de campo e não devem ser interpretados como fonte única de comprovação da ocorrência de processos geomorfológicos, sobretudo quando há ciência a respeito de possíveis fatores limitantes à aplicação das técnicas” (OLIVEIRA *et al.*, 2018, p. 688)

As datações absolutas realizadas para os estudos em Minas Gerais resultaram em idades de até 170 ka., implicando em um limite temporal da compreensão de eventos passados por meio desses arquivos até o Pleistoceno Superior, o que se dá provavelmente pelo apagamento erosivo de registros anteriores e pelo limite de saturação do sinal de luminescência do quartzo (MAGALHÃES JR. *et al.*, 2019).

De toda forma, é nítido que a dispersão do uso da técnica de datações permitiu a compilação de novas evidências que orientam os estudos para uma compreensão do Quaternário do Sudeste Brasileiro. Os novos dados gerados facilitam a integração de resultados e comparação da sincronicidade de eventos em uma escala regional, como realizado por Barros e Magalhães Júnior (2020a).

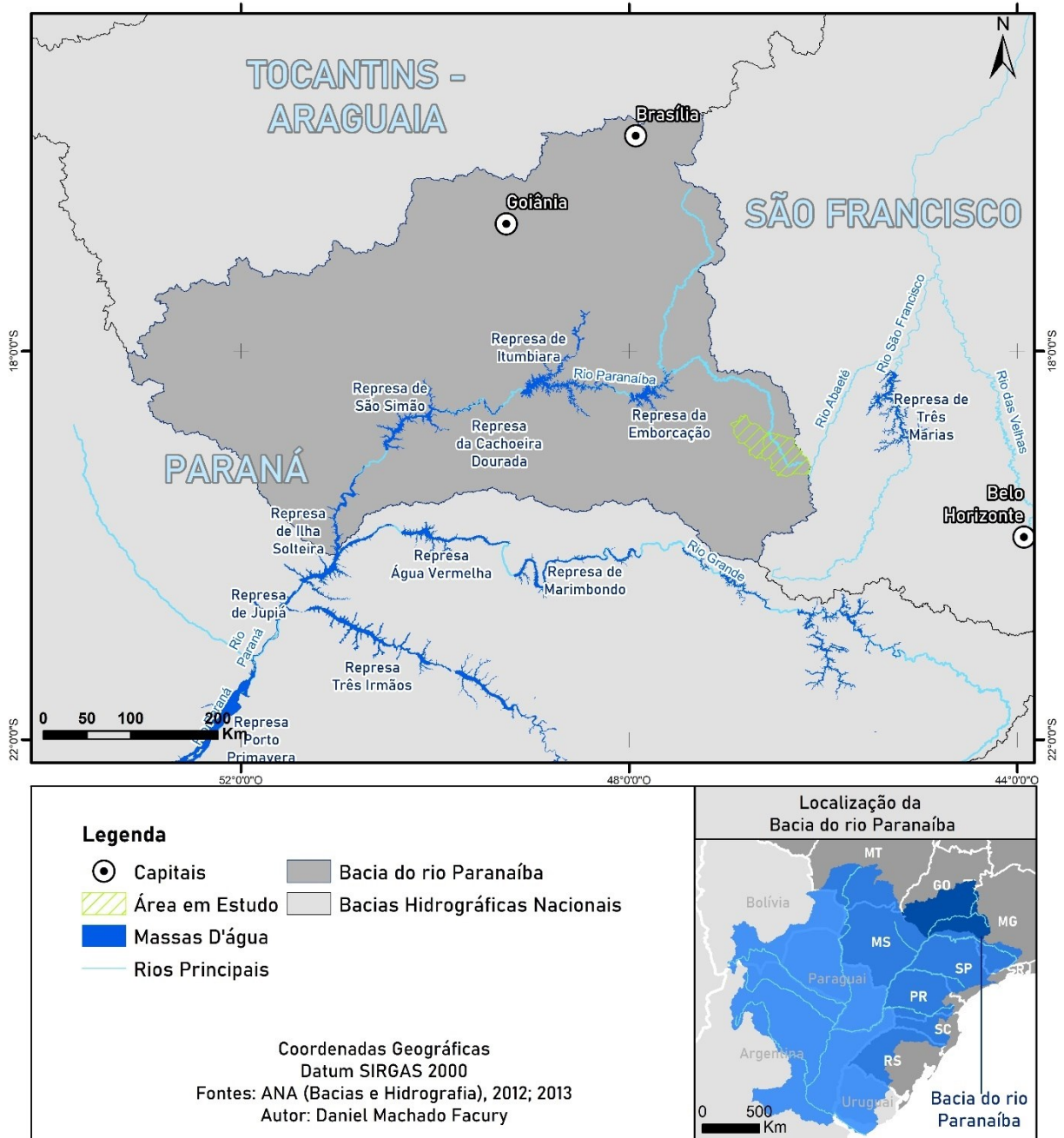
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

3.1 Localização e contexto hidrográfico

A bacia do rio Paranaíba abrange parte dos estados de Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul, além do Distrito Federal, sendo o seu rio principal um formador do rio Paraná, a partir da sua confluência com o rio Grande. As nascentes do rio Paranaíba se localizam na Serra da Mata da Corda, em Minas Gerais, entre os municípios de Rio Paranaíba e Carmo do Paranaíba. A jusante da confluência com o rio São Mateus, vindo do Distrito Federal e Goiás ao norte, o rio Paranaíba se apresenta quase integralmente represado pela construção das usinas hidroelétricas de Emborcação, Itumbiara, Cachoeira Dourada, São Simão e Ilha Solteira. Isso implica na formação de um contínuo ambiente lântico, cujas margens do canal original estão permanentemente inundadas. Assim, a parte lótica do rio Paranaíba se limita ao seu alto trecho, localizado predominantemente no estado de Minas Gerais. Essa configuração pode ser visualizada na Figura 3-1, abaixo.

Figura 3-1 – Contexto Locacional Hidrográfico da bacia do Rio Paranaíba.

Bacia do rio Paranaíba



Fonte: Elaborado pelo autor.

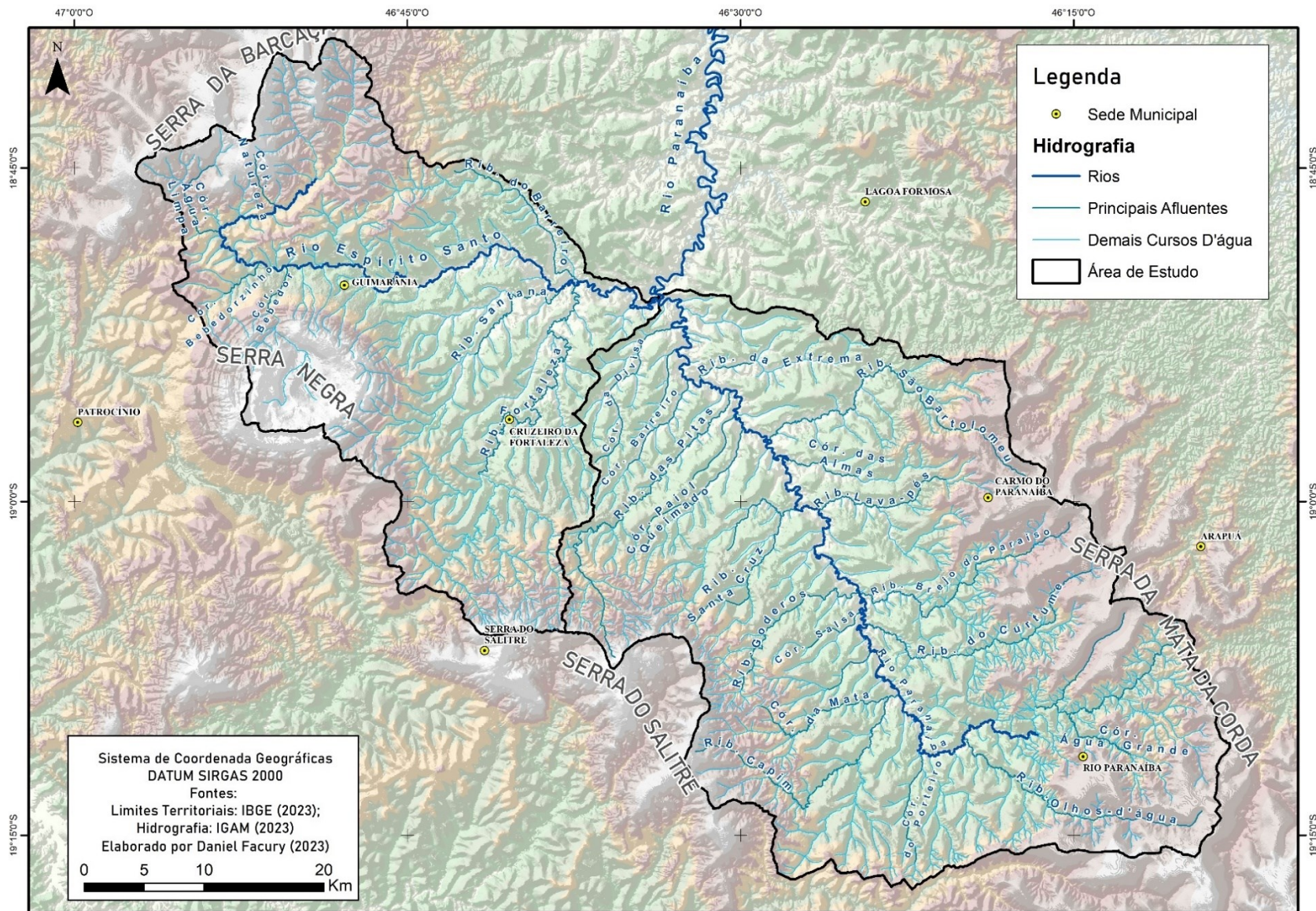
A área de estudos do presente trabalho se restringe à bacia do rio Paranaíba até a sua confluência com o rio Espírito Santo, incluindo a bacia deste último curso d'água. Compreende, assim, as partes mais elevadas da bacia do Alto Rio Paranaíba, interceptando áreas dos municípios de Arapuá, Rio Paranaíba, Carmo do Paranaíba, Patos de Minas, Lagoa Formosa, Cruzeiro da Fortaleza, Serra do Salitre, Patrocínio, Guimarães e Coromandel, que constituem parte das regiões mineiras do Alto Paranaíba e Triângulo Mineiro. As bacias em estudo compreendem

uma área total de pouco mais de 2720 km², sendo cerca de 1015 km² da bacia do rio Espírito Santo e 1705 km² da bacia do rio Paranaíba.

Os principais cursos d'água das bacias em estudo e a localização das sedes municipais pode ser vista na Figura 3-2. O rio Espírito Santo pode ser dividido em três partes: o Alto, localizado entre suas nascentes e a confluência com o córrego Bebedorzinho; o Médio, localizado entre a confluência com o córrego Bebedorzinho e a inflexão deste rio para NE, a jusante de Guimarães; e o Baixo, localizado entre este último ponto de referência e sua confluência com o rio Paranaíba.

O limite leste e sul das bacias que constituem a área de estudos é representado pela Serra da Mata da Corda, constituída por amplas superfícies de Chapadas. O limite oeste é composto pela Serra do Salitre, pela Serra Negra e pela Serra da Barcaça. As toponímias utilizadas são provenientes de cartas topográficas da área, disponibilizadas pelo Exército Brasileiro (2023) e IBGE (2021a).

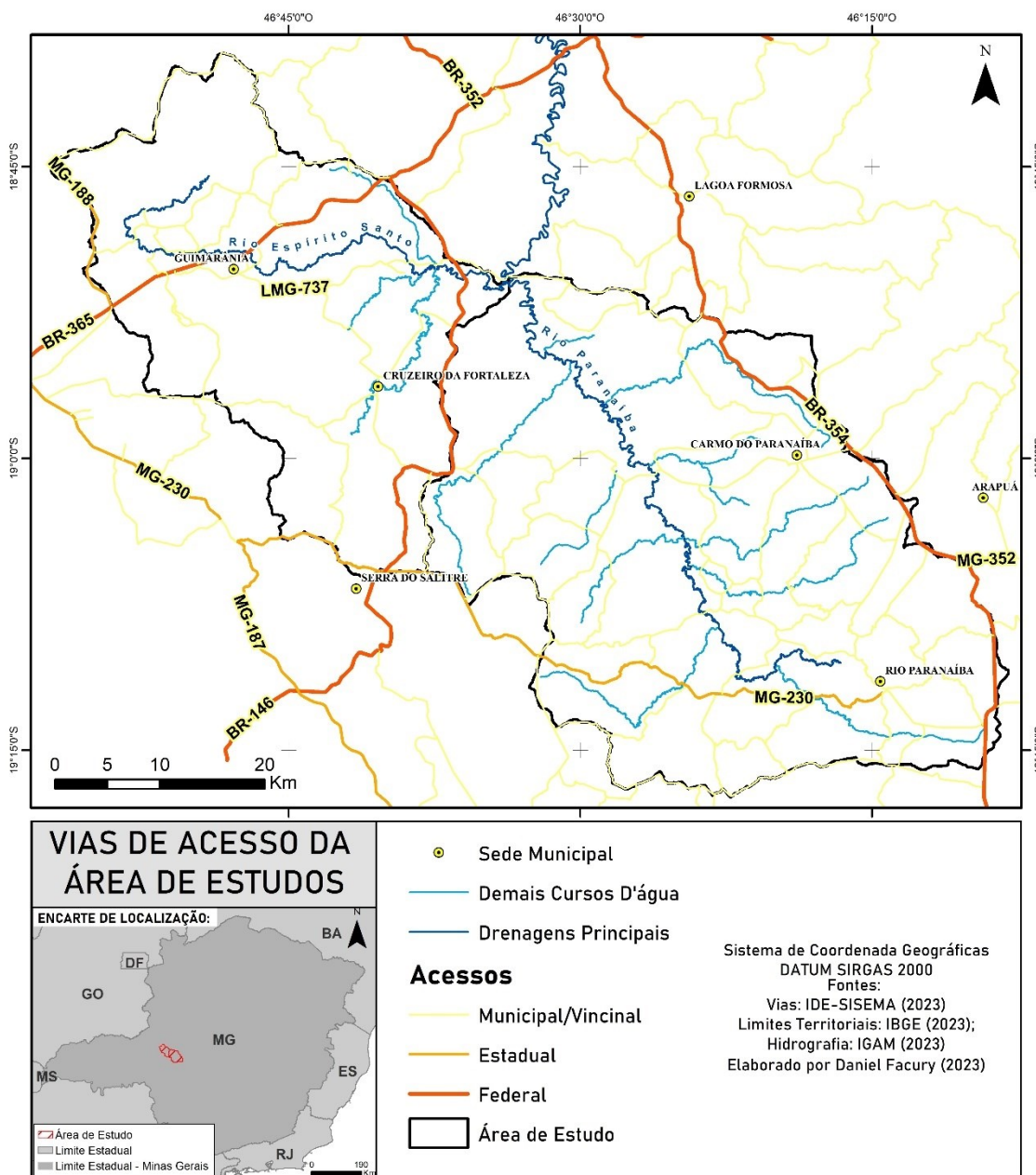
Figura 3-2 – Rede de drenagem da bacia do rio Paranaíba e do Espírito Santo na área de estudos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O acesso à área de estudo se dá pelas rodovias BR-354, que acompanha o divisor hidrográfico leste das bacias em estudo; BR-146, construída sobre o interflúvio entre as bacias do rio Paranaíba e Espírito Santo; BR-365, que atravessa parte da bacia do rio Espírito Santo; MG-230, que atravessa a bacia do rio Paranaíba de forma paralela ao interflúvio sul; e MG-188, localizada no interflúvio norte da bacia do rio Espírito Santo. Tendo em vista que os acessos principais se concentram nos interflúvios das bacias em estudo, foram utilizadas diversas vias vicinais não pavimentadas para acessar os vales estudados. A relação de vias acima apresentada pode ser verificada na Figura 3-3.

Figura 3-3 – Acesso da área de estudos



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 Contexto Geológico

A área em estudo se localiza no limite entre as unidades geotectônicas Cráton do São Francisco e Faixa Móvel Brasília. Essa Faixa Móvel faz parte do Sistema Orogênico Tocantins, formado pelo choque entre os crátons do São Francisco, Paranapanema e Amazônico durante o Neoproterozoico, no ciclo geológico Brasileiro (HASUI, 2012a). Este choque fechou oceanos mesoproterozoicos onde se depositaram sedimentos pelíticos e psamíticos dos grupos Ibiá, Araxá e Canastra, posteriormente metamorfizados.

O choque entre essas grandes estruturas implicou na vergência dessa faixa móvel para leste, em direção ao Cráton do São Francisco, como é demonstrado pela presença de falhas de empurrão e dobras de eixo N-NW (SAADI, 1991). As rochas do embasamento cristalino arqueano do Cráton do São Francisco estão encobertas pelas rochas sedimentares do Grupo Bambuí. Por se localizar na borda do Cráton (Figura 3-4) as rochas deste Grupo se apresentam dobradas e falhadas (HASUI, 2012b). O rio Paranaíba, saindo da área de estudo, se direciona para norte e para oeste, adentrando trechos da Faixa Móvel Brasília e, posteriormente, atravessando a Bacia Sedimentar do Paraná. Dessa forma, o rio principal da bacia em estudo atravessa três grandes unidades geotectônicas brasileiras, sendo afetado por estruturas e comportamentos diversos entre esses compartimentos.

Figura 3-4 – Contexto Geotectônico da bacia do Alto Paranaíba em relação ao Cráton do São Francisco. Área em estudo sinalizada pelo ponto preto.

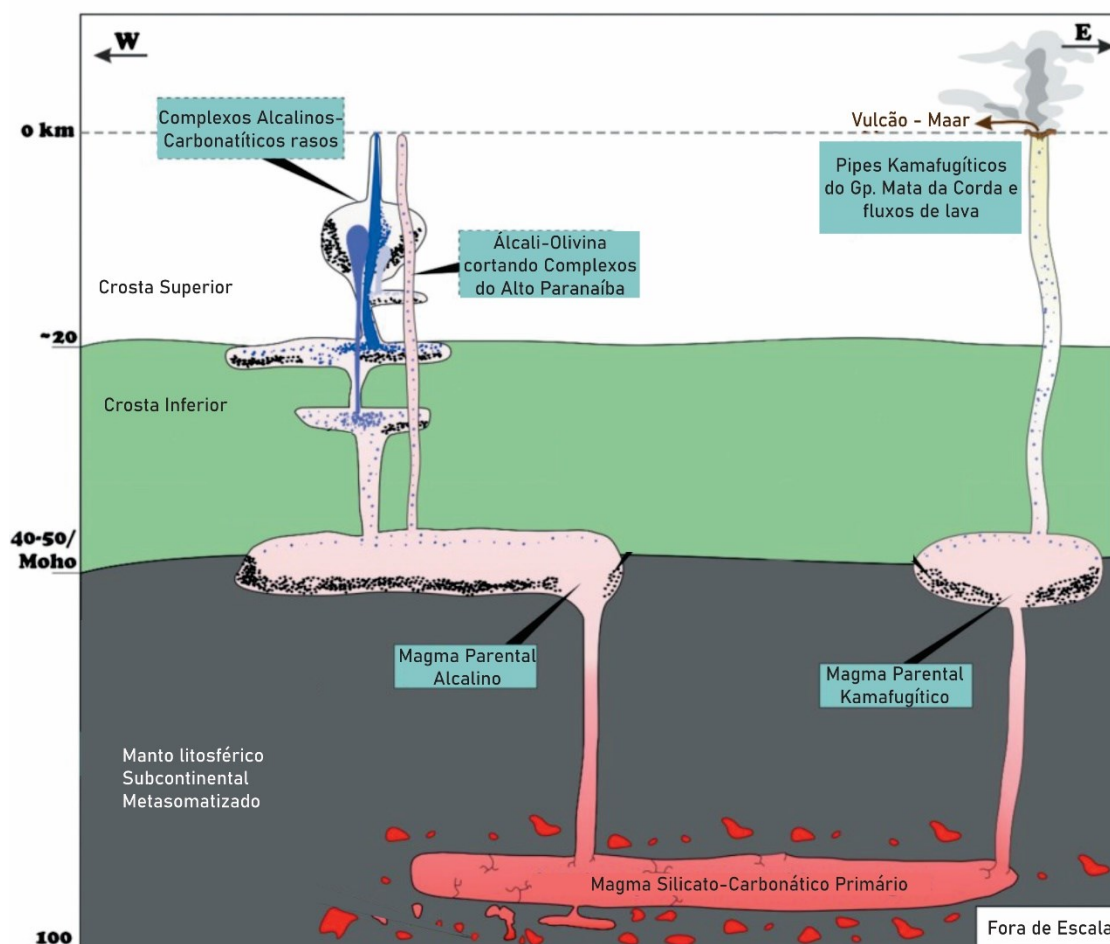


Fonte: HASUI (2012a).

Sobre as unidades litroestratigráficas metassedimentares formadas durante o Brasiliano encontram-se depositadas rochas vulcanossedimentares da Bacia Sanfranciscana, uma bacia sedimentar Cretácea do tipo *sag* (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A formação da Depressão Sanfranciscana se dá de forma mais ou menos sincrônica com as unidades de topo da bacia sedimentar do Paraná, que conta com os derrames basálticos e os arenitos cretáceos. Estas bacias eram separadas por uma grande estrutura positiva, denominada de “Arco do Alto Paranaíba” (HASUI; HARALYI, 1991; SAADI, 1991), que representava um alto regional, aproveitando-se de diversas estruturas preferencialmente orientadas NNW-SSE herdadas do Ciclo Brasiliano e que certamente ocupava trechos da atual bacia do rio Paranaíba. A atividade magmática e a erosão dessa grande estrutura positiva permitiram a deposição das rochas vulcanossedimentares, constituindo os Grupos Areado e Mata da Corda na região (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). A formação do embaciamento que recebeu estes sedimentos está associada à abertura do Atlântico Sul, que teve reflexos importantes nos sistemas transcorrentes do interior continental, o que também é observado nas bacias sedimentares nordestinas do Tucano-Recôncavo e do Araripe (SILVA et al., 2003).

Outro elemento importante para a compreensão do quadro geológico na área é a presença de suítes intrusivas alcalinas do Cretáceo Superior encaixadas nas rochas do Grupo Bambuí há cerca de 80 Ma (MORBIDELLI *et al.*, 1995). Essas suítes intrusivas fazem parte da Província Alcalina Alto Paranaíba e estão alinhadas de acordo com as estruturas NW-SE. Há duas principais teorias para a formação da Província Alcalina do Alto Paranaíba: a primeira sugere que a origem está associada à ação de uma pluma mantélica sob a Placa Sul-Americana, enquanto a segunda sugere que a origem da Província está associada a um rifteamento incipiente durante a abertura do Atlântico Sul (RIBEIRO *et al.*, 2018; RUIZ *et al.*, 2022). Na bacia do Alto rio Paranaíba, encontra-se dois grandes corpos alcalinos (Serra Negra e Salitre), mas outros pequenos núcleos formados pelas intrusões alcalinas são encontrados de forma dispersa na região (MARANGONI; MANTOVANI, 2013). Ruiz *et al.* (2022) sugerem que a formação das intrusões alcalinas apresenta a mesma origem que o magmatismo do Grupo Mata da Corda, tendo em vista a similaridade da composição das rochas em questão e a coincidência cronológica. Um modelo da formação desses corpos pode ser visto na Figura 3-5.

Figura 3-5 – Modelo de formação das intrusões alcalinas (esquerda da figura) e derrames do Grupo Mata da Corda (direita da figura).



Fonte: adaptado de RUIZ *et al.* (2022).

O Cenozoico na região é representado pelas coberturas lateríticas que se desenvolvem no topo de quase todos os interflúvios das bacias em estudo. Braun (1971) aponta que essas coberturas apresentam idade correlata ao desenvolvimento da Superfície Sul-Americana, sendo responsáveis por sustentar os topos elevados na área. Além dessas coberturas, são encontradas também coberturas sedimentares do Neógeno no vale do rio Paranaíba, constituindo o topo de colinas suaves da região (DIAS *et al.*, 2011). Os depósitos aluviais são muito restritos a alguns trechos do rio Paranaíba. A coluna litoestratigráfica da região pode ser visualizada na Quadro 3-1, enquanto a organização geológica espacial pode ser vista na Figura 3-6. As unidades serão descritas posteriormente.

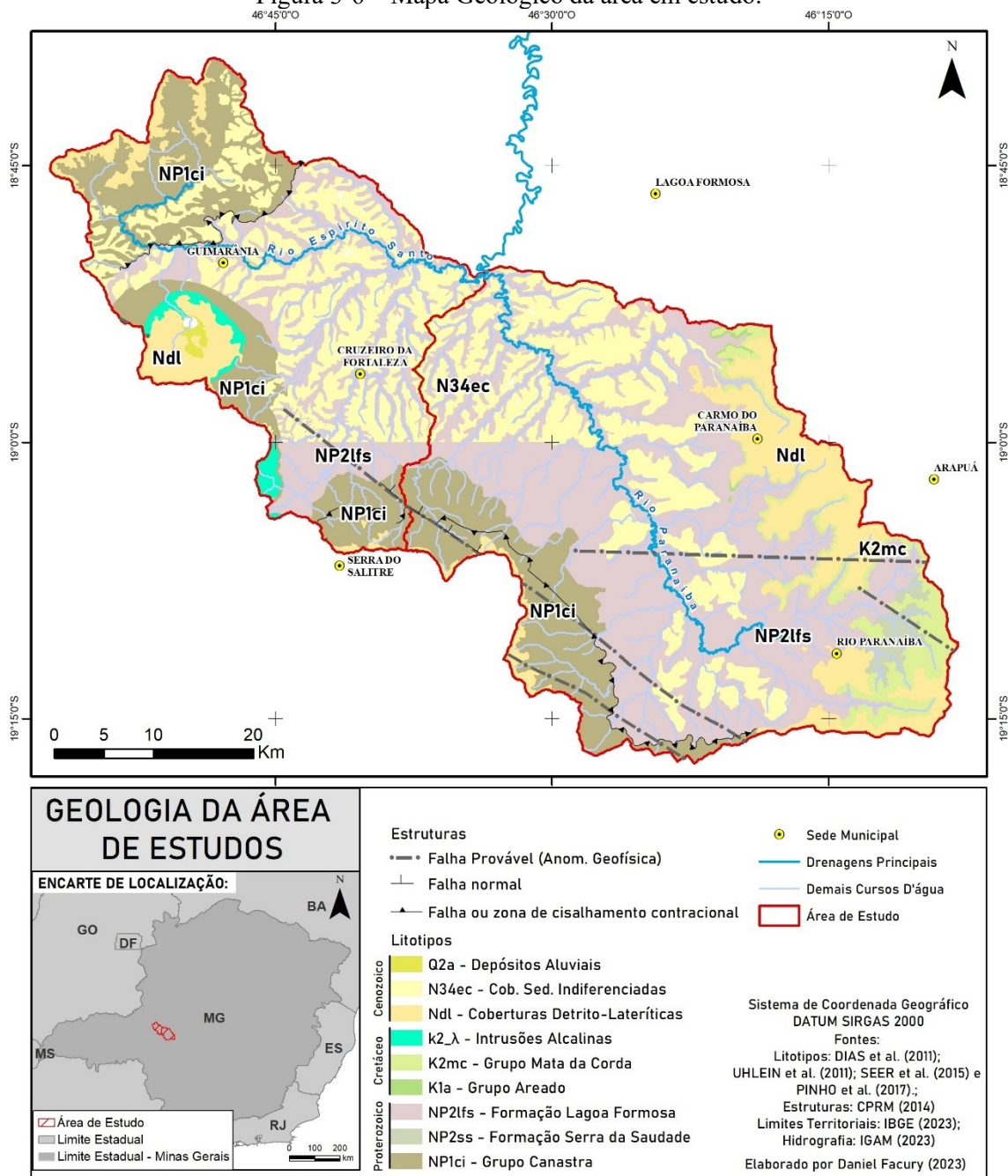
Quadro 3-1– Principais Unidades Geológicas Regionais

Eon	Era	Período	Unidade Geológica	Litotipo
Fanerozoico	Cenozoico	Neógeno	Cobertura Sedimentares Indiferenciadas	Sedimentos arenosos, argilo-arenosos e argilo-siltosos
			Coberturas Detrito-Lateríticas	Depósitos arenosos finos a médios, consolidados a semi-consolidados. Associado a concreções ferruginosas centimétricas até decimétricas (até 5 m)
	Mesozoico	Cretáceo Superior	Grupo Mata da Corda ⁵	Arenitos Conglomeráticos e Arenitos Vulcanoclásticos. Lavas de composição básica associadas a arenitos e conglomerados vulcânicos.
			Complexos Alcalinos	Peridotitos, piroxenitos, dunitos, carbonatitos e bebedouritos.
		Cretáceo Inferior	Grupo Areado Formação Três Barras	Sequência arenosa fluvial e eólica, com seixos de quartzo e arenito
Proterozóico	Neo-Proterozoico	Grupo Bambuí	Formação Serra da Saudade	Siltitos e argilitos cinza-esverdeados. Em alguns locais, argilitos e siltitos verdes (verdetes)
			Formação Lagoa Formosa	Siltitos com intercalações locais de argilitos. Ocorrências de diamictitos de matriz siltica e clastos de silito a arenito fino.
	Meso-Proterozoico	Grupo Canastra ¹		Quartzitos e filitos

Fonte: adaptado de DIAS *et al.* (2011); UHLEIN *et al.* (2011); SEER *et al.* (2015) e PINHO *et al.* (2017).

⁵A área abrange mais de uma Folha Geológica, sendo necessário realizar certa compatibilização tendo em vista que há divergências entre identificação de Formações nas diversas folhas. Dessa forma, para os grupos Canastra, Areado e Mata da Corda, as formações identificadas nas diversas folhas foram simplificadas em Grupos.

Figura 3-6 – Mapa Geológico da área em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

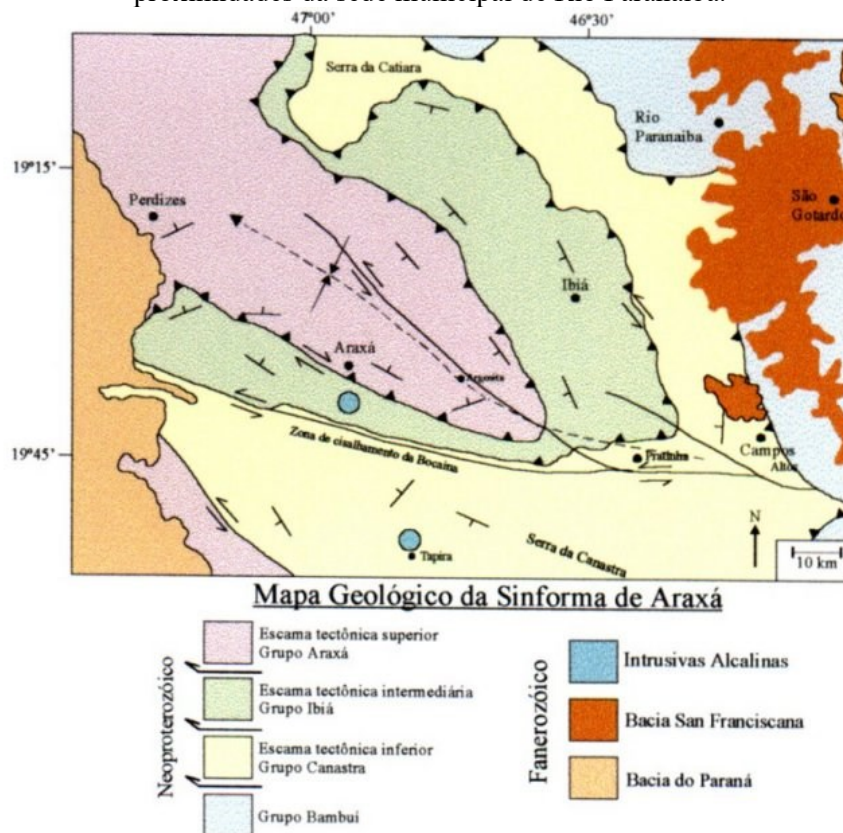
3.2.1 Unidades Litoestratigráficas

3.2.1.1 Grupo Canastra – Mesoproterozoico

O Grupo Canastra é constituído por sedimentos depositados em ambiente raso em contexto de margem continental passiva entre 1.200 e 900 Ma, que foram metamorfizados posteriormente (MARTINS-NETO; ALKMIN, 2001). Durante o Neoproterozoico, este pacote sedimentar foi afetado pelos processos colisionais do Evento Brasiliano entre 650 e 600 Ma, compondo a Faixa Móvel Brasília, gerando graus de metamorfismo crescentes

de leste (Cráton São Francisco) para oeste (HASUI, 2012c). Essa intensa deformação implicou na geração de dobramentos e *nappes* de cavalgamento de oeste para leste, à exemplo do sistema formado pela Sinforma de Araxá, constituída pelos Grupos Canastra, Ibiá e Araxá, afetando a parte sul da bacia do rio Paranaíba (Figura 3-7).

Figura 3-7 – Sinforma de Araxá. Seu flanco norte ocupa a porção sul da bacia do Paranaíba, nas proximidades da sede municipal de Rio Paranaíba.



Fonte: SEER (1999).

O Grupo Canastra é dividido em três unidades: Inferior, Intermediária e Superior, sendo a primeira predominante na área de estudo e formada por filitos e quartzitos micáceos de granulação fina. Esta unidade apresenta contato tectônico de falhas inversas ou transcorrentes com rochas do Grupo Bambuí em sua base (MAGALHÃES, 1989). As rochas do Grupo Canastra ocorrem nos divisores hidrográficos sul e oeste das bacias hidrográficas em estudo.

3.2.1.2 Grupo Bambuí – Neoproterozóico

As rochas mais representativas da área em estudo consistem nas rochas sedimentares do Grupo Bambuí. Estas rochas foram depositadas na Bacia de mesmo nome, cuja origem está associada à formação dos orógenos marginais ao Cráton do São Francisco durante o Brasileiro (HASUI, 2012b). Na área de estudos, o Grupo Bambuí é representado pelas

rochas da Formação Lagoa Formosa e Serra da Saudade, formadas em eventos de transgressões marinhas (FRAGOSO *et al.*, 2011; MARTINS-NETO; ALKMIN, 2001). A idade de deposição é incerta, sugerida entre 630 e 600 Ma por Uhlein *et al.* (2011), datada em 550 Ma por Paula-Santos *et al.* (2015) e datada em torno de 520 Ma por Moreira (2020). Os litotipos destas formações são similares, pois consistem principalmente em siltitos e em diamctitos de clastos sílticos em matriz siltosa. Ocorrem com menor frequência argilitos, arenitos e calcários associados à Formação Lagoa Formosa. A Formação Serra da Saudade apresenta também verdetes (Foto 3-1), siltitos verdes associados à presença de glauconita (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011). Moreira (2020) afirma que a Formação Lagoa Formosa seria uma variação lateral cronocorrelata da Formação Serra da Saudade. Na área de estudos, ocorrem em cotas entre 750 e 950 m e se concentram no vale do rio Paranaíba, ocupando áreas mais rebaixadas do relevo. Sobre essas rochas ocorrem os Grupos Areado e Mata da Corda em discordância erosiva, associados à Bacia Sanfranciscana.

Foto 3-1 –Afloramentos de saprólitos das rochas do Grupo Bambuí na área, associados a feições erosivas. As coberturas rosas são desenvolvidas de siltitos (destacadas pelas linhas rosas), enquanto os afloramentos destacados pelas linhas verdes em último plano correspondem aos verdetes.



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

3.2.1.3 Grupo Areado – Cretáceo Inferior

O Grupo Areado está depositado sobre rochas do Grupo Bambuí, mas cerca de 400 Ma separam estas unidades, caracterizando uma importante descontinuidade erosiva na área. As rochas do Grupo Areado estão distribuídas por toda a Bacia Sanfranciscana, apresentando até 200 m de espessura em seu depocentro. A formação das rochas esteve associada ao embaciamento denominado Depressão de Abaeté ou Sub-Bacia Abaeté durante o Cretáceo Inferior. Neste período, a Bacia Sanfranciscana se ampliou devido a reorganizações tectônicas, implicando em esforços extensivos em zonas de cisalhamento. Estes fatores permitiram a deposição dos arenitos do Grupo Areado por meio de leques aluviais e depósitos de sistemas fluviais entrelaçados, indicando também um clima árido neste período (CAMPOS; DARDENNE, 1997b; SGARBI *et al.*, 2001). Os arenitos predominantemente finos a médios do Grupo Areado são encontrados em faixas estreitas e descontínuas, contidos entre as cotas 985 m e 1.030 m e, por vezes, apresentando estratificações plano-paralelas e cruzadas (DIAS *et al.* 2011). Ocupam a base da bacia Sanfranciscana, mas apresentam exposição muito restrita na bacia em estudo, não ocupando uma área significativa.

3.2.1.4 Grupo Mata da Corda – Cretáceo Superior

O Grupo Mata da Corda apresenta importantes registros do vulcanismo que ocorreu nesta área durante o Cretáceo Superior. Seus depósitos estão em discordância erosiva sobre o Grupo Areado. A causa do vulcanismo Mata da Corda ainda está em discussão, mas é possível que esteja associado a ação de plumas mantélicas sob o continente (SGARBI *et al.*, 2001) ou pelas mesmas anomalias termais do manto profundo responsáveis pela ocorrência das intrusões de rochas alcalinas (RIBEIRO *et al.*, 2016).

O vulcanismo Mata da Corda implicou tanto em derrames magmáticos quanto em depósitos vulcanoclásticos, encontrados de forma intercalada, formando as lavas de composição básica e tufitos característicos da Formação Patos na área em estudo. De acordo com Sgarbi *et al.* (2001), as rochas vulcânicas máficas a ultramáficas desta área caracterizam um raro exemplo de Kamafugitos. O vulcanismo aproveitou as estruturas herdadas de antigos ciclos tectônicos, apresentando direcionamento preferencial NNW-SSE. Ocorreu ainda a deposição da Formação Capacete, relacionada à erosão das próprias formações vulcânicas e deposição proximal - em leques aluviais; e distal, associada a cursos entrelaçados, formando assim os arenitos e conglomerados com contribuição vulcânica que ocorrem na área (DIAS *et al.*, 2011; CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Por

fim, piroclastos também são encontrados na área, constituídos por bombas, lúpilis e cinzas, estas últimas compondo os tufitos do Grupo Mata da Corda (Foto 3-2 e Foto 3-3).

Foto 3-2 – Contato entre Kamafugitos do Grupo Mata da Corda (esverdeado, no topo) e arenitos do Grupo Areado (rosado, na base) em área próxima à bacia em estudos.



Foto: Daniel Machado Facury.

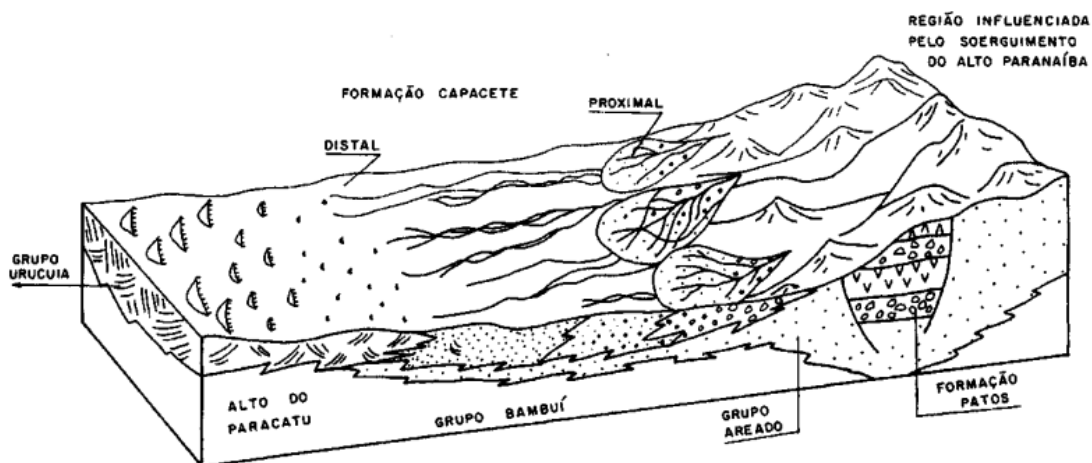
Foto 3-3 – Afloramento de rochas piroclásticas do Grupo Mata da Corda, apresentando camadas de cinzas, lúpilis e bombas.



Foto: Daniel Machado Facury.

Um modelo de deposição destas Formações pode ser visto na Figura 3-8. Atualmente estas rochas ocorrem acima de 1000 m na área estudada, fazendo parte da Serra da Mata da Corda, interflúvio leste da bacia do rio Paranaíba.

Figura 3-8 – Modelo de Deposição da Formação Capacete e Patos – Cretáceo Superior.



Fonte: CAMPOS; DARDENNE (1997b).

Karfunkel (2014) sugere que esses depósitos se estendem até a Serra da Barcaça, o divisor hidrográfico norte da bacia do rio Espírito Santo, onde estão mapeadas apenas as rochas metassedimentares do Grupo Canastra por Pinho *et al.* (2011).

3.2.1.5 Intrusões Alcalinas – Cretáceo Superior

As Intrusões Alcalinas da área em estudo fazem parte da Província Alcalina Alto Paranaíba, que constitui um contínuo entre províncias que passam do Centro-Oeste do Brasil até o litoral do Rio de Janeiro e São Paulo, formando um alinhamento SE-NW. Este alinhamento está associado aos lineamentos formados em três estágios: durante o ciclo tectônico Brasileiro (Meso a Neoproterozoico), a separação Gondwânica no Cretáceo e à passagem de plumas mantélicas (RUIZ *et al.*, 2022). A associação de sua origem a plumas mantélicas é, no entanto, controversa, como exposto por Ribeiro *et al.* (2016), pois os corpos alcalinos em escala regional aparentemente não demonstram decréscimo de idade para leste e apresentaram um período relativamente longo de atividade magmática. Os autores supracitados sugerem a relação das intrusões com anomalias termais regionais no manto profundo, se aproveitando de também profundas descontinuidades crustais. No Alto Paranaíba, essas intrusões são isocrônicas e apresentam material similar aos derrames do Grupo Mata da Corda, o que sugere uma origem comum, como apresentado na Figura 3-5 (RUIZ *et al.*, 2022).

Na área em estudo, a intrusão de maior extensão corresponde ao domo de Serra Negra (Figura 3-9, com cerca de 17 km de diâmetro a quase 1.300 m de altitude), acompanhado pelas intrusões de Salitre, sendo que estas não apresentam formas tão definidas quanto aquela. Outros corpos de menor extensão estão dispersos na área, como o apresentado na Foto 3-4. Esses corpos nem sempre permitem a identificação de afloramentos das rochas alcalinas, mas causaram intensas alterações nas rochas do entorno. Comumente foram alçadas rochas metassedimentares, como quartzitos e filitos do Grupo Canastra, que sustentam a forma dômica da intrusão em Serra Negra (CASSETI, 1977).

Foto 3-4 – Provável domo de Intrusão Alcalina nas cabeceiras do rio Paranaíba.

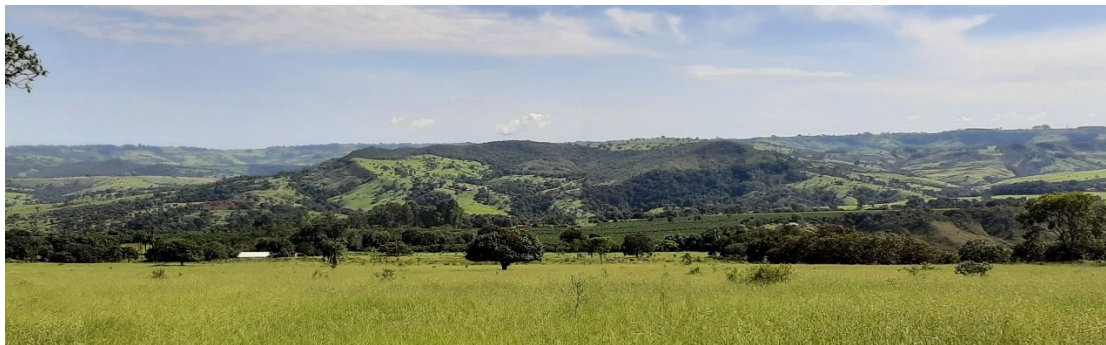
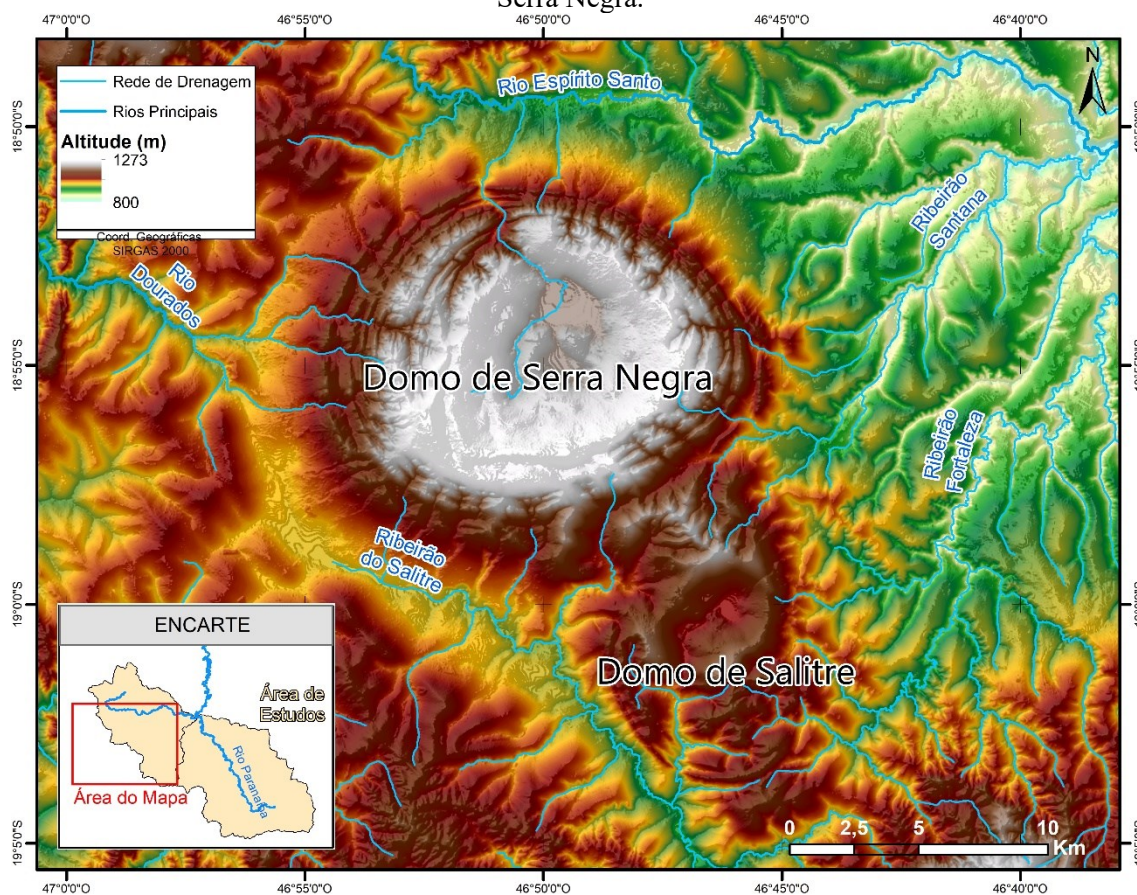


Foto: Daniel Machado Facury.

Figura 3-9 – Complexo Alcalino afetando o padrão de drenagem e o modelado do domo de Serra Negra.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os litotipos que compõem as intrusões alcalinas consistem principalmente em dunitos, bebedouritos e carbonatitos. Essas intrusões abrigam também diques de kimberlitos que podem ser diamantíferos, tendo possível associação genética com os diamantes nos alúvios dos principais rios do entorno, especialmente Abaeté e Paranaíba (RUIZ *et al.*, 2022). Os afloramentos das rochas dessas intrusões são raros, pois a superfície se encontra coberta por um espesso manto laterítico. No caso da intrusão de Serra Negra,

esta é circundada por anéis de quartzito e filito do Grupo Canastra, no qual se encaixou (MORAES; SEER, 2018).

3.2.1.6 Coberturas Detrito-Lateríticas – Neógeno

Esta Unidade ocupa os divisores hidrográficos do setor leste, sul e oeste das bacias em estudo, estruturando as principais superfícies de cimeira. Estas coberturas podem ser descritas como

(...) uma couraça laterítica ferruginosa, e/ou um solo arenoso vermelho intenso, formado pela alteração da última. Nesse contexto, incluem-se areias, cascalhos angulosos e material siltico-argiloso, em geral inconsistente, mas em certos locais parcial a totalmente lateritizado. Comumente se associam a tais depósitos concreções ferruginosas centimétricas até decimétricas, em diversos locais formando horizontes de laterita potentes com até 5 m de espessura. Essas coberturas possuem, caracteristicamente, forte controle altimétrico, desenvolvendo-se entre 1.150 e 1.200 m. (DIAS *et al.* 2011, p. 652).

Essas coberturas formam, portanto, couraças endurecidas que estruturam as bordas das chapadas da região, como apresentado nas Foto 3-5 a Foto 3-7. Essas coberturas foram foco do estudo de Marques (2021). A autora identifica que os perfis lateríticos da área são desenvolvidos principalmente das rochas magmáticas do Grupo Mata da Corda, formando um pacote de até 4 m de espessura de crostas endurecidas sotoposto a um pacote de até 1 m de pisólitos, inseridos em uma matriz de goethita, quartzo e caulinita. Os pisólitos são compostos por um *core* de goethita e hematita enquanto o córtex é composto por caulinita e goethita.

As amostras de pisólitos foram datadas pelo método (U-Th)/He, resultando em idades de 25 a 21 Ma. no *core* e 13 a 9 Ma. no córtex, localizando a formação dos pisólitos no Mioceno. No entanto, de acordo com a autora

It must be pointed out that the core age may be an average age of the hematite and goethite, with hematite being possibly much older than goethite. Assuming that the goethite has the same age in the core as in the cortex and knowing the Hm/(Hm+Gt) ratio, the pure hematite average age would be ~41 Ma (MARQUES, 2021, p. 77).

Assim, a autora posiciona a formação das lateritas no Eoceno. A idade do córtex (Mioceno) representaria um período de importante dismantelamento das lateritas formadas, o que se relaciona com processos de dissolução-precipitação da goethita e formação do próprio córtex.

Foto 3-5 – Couraça ferruginosa em borda de chapada, Serra da Mata da Corda.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 3-6 – Couraça ferruginosa na Serra Negra.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 3-7 – Nódulo em couraça ferruginosa.



Foto: Daniel Machado Facury.

Vale complementar que essas coberturas são formadas tanto sobre rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda quanto sobre rochas proterozóicas do Grupo Canastra e sobre os Complexos Alcalinos de Serra Negra e Salitre, mas estes ainda não foram foco de estudos específicos.

3.2.1.7 Cobertura Sedimentares Indiferenciadas – Neógeno

As Coberturas eluvionares, coluvionares e aluvionares são apresentadas de forma indiferenciadas nos levantamentos geológicos e se concentram no vale do rio Paranaíba, recobrimo as rochas do Grupo Bambuí em discordância erosiva. São compostas principalmente por sedimentos arenosos, argilo-arenosos e argilo-siltosos, formando áreas planas a suavemente onduladas (DIAS *et al.*, 2011).

Foto 3-8 – Cobertura Sedimentar Indiferenciada identificada em campo, com linha de cascalho em meio a material argiloso.



Foto: Daniel Machado Facury.

Estas coberturas foram identificadas por Carmos e Dardenne (1997b) como “Formação Chapadão”. Ladeira e Brito (1968) foram os primeiros a propor a unidade “Arenito Chapadão”, que se refere às formações areno-argilosas ferruginosas que recobrem os chapadões do oeste de Minas Gerais. O significado, no entanto, foi alterado na proposta de Campos e Dardenne (1997b). Estes autores propõem a ocorrência da Formação

Chapadão, que seria composta por materiais arenosos eluviais, coluviais e aluviais formados a partir da degradação das coberturas fanerozoicas depositadas anteriormente e localizadas nas áreas de depressões. No entanto, essa Formação não aparece nos mapeamentos consultados para a área em estudo e tampouco foi discutida em detalhe até então pela literatura.

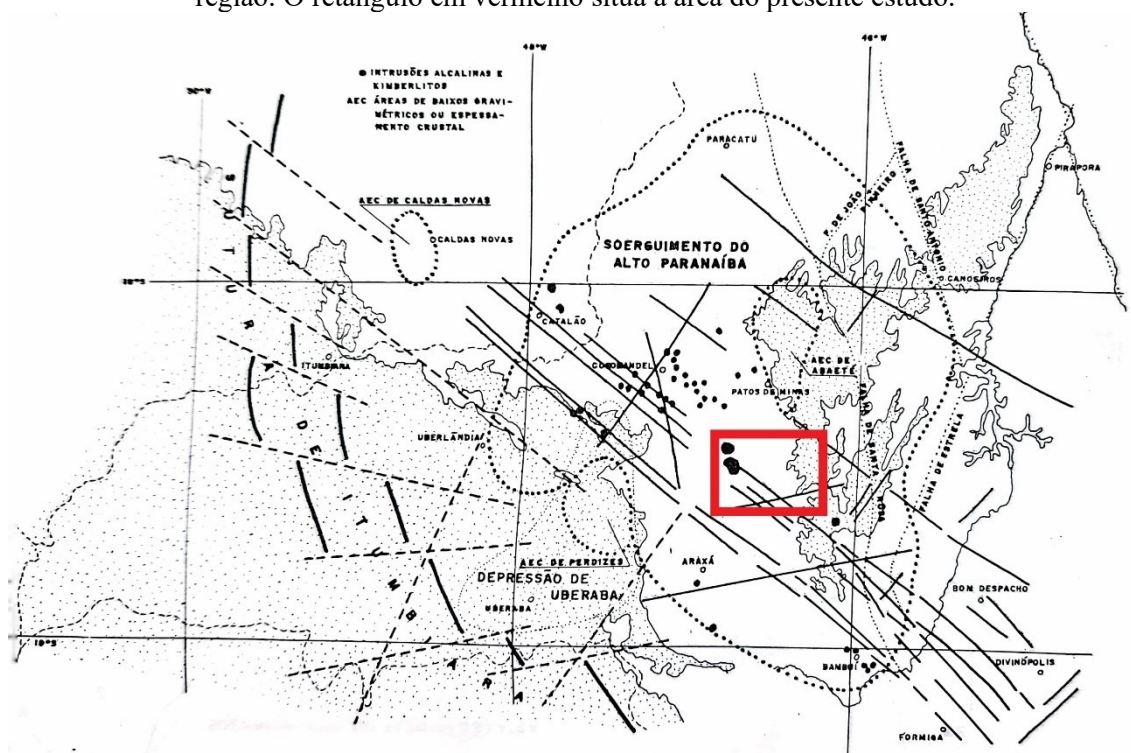
3.2.2 Aspectos Estruturais

As estruturas de escala regional que influenciam a área em estudos correspondem ao 1) conjunto de lineamentos de direção aproximada SE-NW, denominado Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (SAADI, 1993); 2) ao Arco do Alto Paranaíba; 3) à Falha Transcorrente de Serra da Saudade (SAADI, 1991) ou Falha de Estrela (HASUI; HARALYI, 1991), com direção aproximada SSW-NNE; 4) às Falhas de Empurrão de direção aproximada N-S e vergência para leste, com rochas do Grupo Canastra projetadas sobre o Grupo Bambuí (MAGALHÃES, 1989).

A Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (SAADI, 1993) corresponde a uma série de lineamentos paralelos de direção aproximada WNW-ESE identificáveis por meio de magnetometria, nomeado também de Lineamento do Azimute 125° (ROCHA, 2013). São megaestruturas que atravessam do sul de Minas Gerais até pelo menos o setor ocidental de Goiás e condicionam a distribuição das intrusões alcalinas (inclusive Serra Negra e Salitre, na área em estudo) e dos kimberlitos. Sua ocorrência está apresentada na Figura 3-10.

O Arco do Alto Paranaíba, ou Soerguimento do Alto Paranaíba, é uma feição tectônica positiva ativa desde o Proterozóico, quando atuou como um alto estrutural influenciando a deposição dos grupos Canastra e Ibiá. Representa um alto do embasamento causado provavelmente por aquecimento mantélico que implicou em um megadomeamento, sem grandes estruturas rúpteis (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Sua área de influência está apontada na Figura 3-10, apresentando um eixo central de direção aproximada NNW-SSE (KARFUNKEL *et al.*, 2014). Essa área representou, durante o Cretáceo, importante divisor entre a bacia sedimentar Sanfranciscana, a leste, e a bacia sedimentar do Paraná, a oeste (HASUI; HARALYI, 1991). Atualmente, o divisor entre as bacias hidrográficas do São Francisco e Paraná apresenta direção semelhante, mas está deslocado para leste, sobre as coberturas do Grupo Mata da Corda. Saadi (1991) sugere que este seria um eixo de soerguimento mais recente na região.

Figura 3-10 – Arco/Soerguimento do Alto Paranaíba e principais discontinuidades crustais na região. O retângulo em vermelho situa a área do presente estudo.



Fonte: HASUI; HARALYI (1991).

Outro importante conjunto de falhas na região é representado pela Falha de Estrela/Serra da Saudade e outras falhas paralelas, de direção predominante NNE-SSW. Esta falha condiciona o direcionamento da escarpa da Serra da Saudade até Três Marias, a partir daí, o rio São Francisco se aloja nessa falha até a região de Pirapora (setor direito da Figura 3-10). Os rios Abaeté, Indaiá e Borrachudo correm paralelamente na direção dessas falhas, assim como se distribuem boa parte das rochas do Grupo Mata da Corda. Isso indica alta relação desse sistema de falhas com os eventos cretáceos de formação da Bacia Sanfranciscana e com a evolução da drenagem durante o Cenozoico, como será discutido adiante. Hasui e Haralyi (1991) descrevem ainda a ocorrência de discontinuidades menores de direção ENE-WNW, cortando as falhas supracitadas.

Algumas falhas de empurrão de direção N-S e vergência aproximada E ocorrem no contato entre rochas do Grupo Canastra e da bacia do Bambuí, demonstrando uma fase compressiva da Faixa Brasília em direção ao Cráton do São Francisco durante o brasiliano na região (MAGALHÃES, 1989). Esse fator afeta também as dobras das formações Serra da Saudade e Lagoa Formosa na bacia do Paranaíba, apresentando eixo N-S e assimetria com caimento para leste. Quanto mais próximo ao contato com o Grupo Canastra,

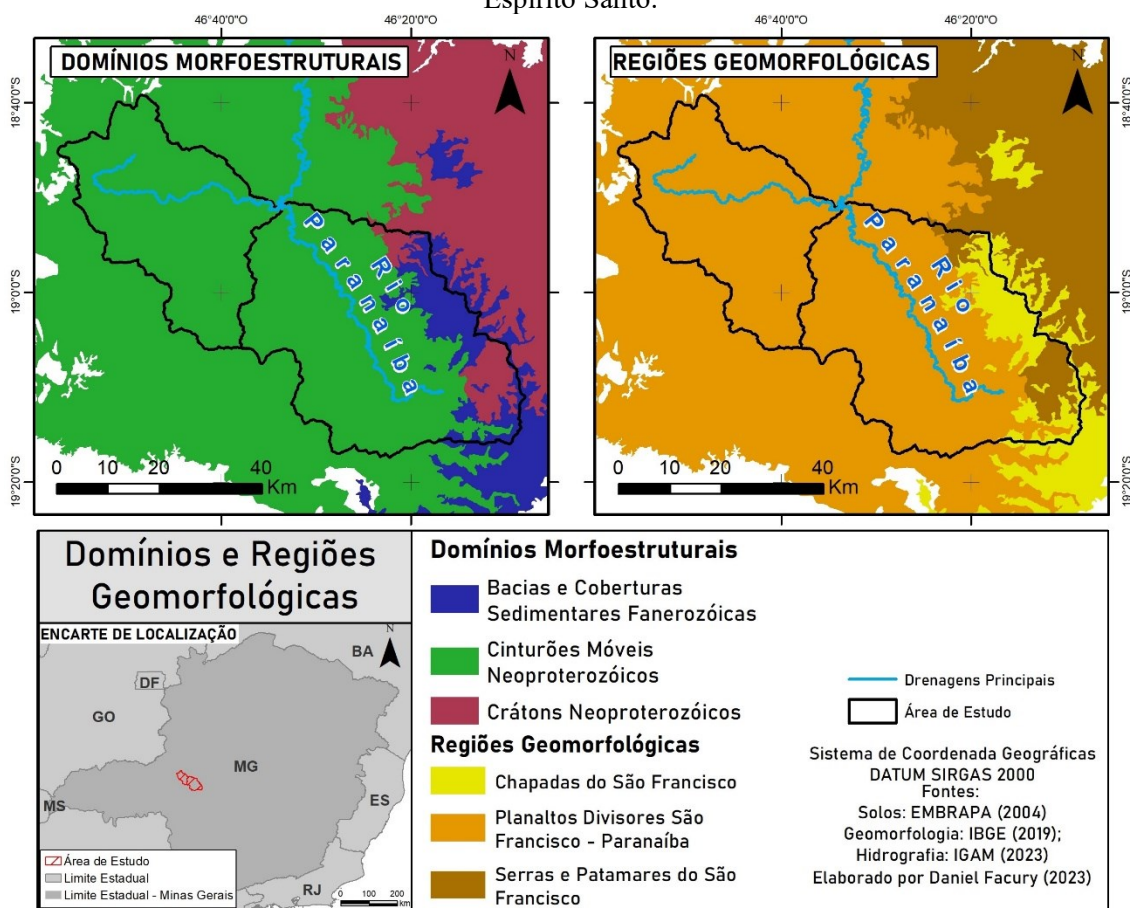
menores são as dobras, apresentando maior abertura e comprimento para leste (DIAS *et al.*, 2011).

Nas proximidades da área de estudos e em escala de maior detalhe, Uhlein *et al.* (2011) identificam lineamentos de direção preferencial WNW-ESE e NW-SE, indicando a influência do lineamento do Azimute 125° na região. Os corpos de Serra Negra e Salitre representam domos estruturais, sendo que as rochas encaixadas apresentam mergulho centrífugo em relação a eles (SEER *et al.*, 2015).

3.3 Domínios e Regiões Geomorfológicas

As bacias em estudo se localizam no contato entre três domínios morfoestruturais e regiões geomorfológicas de acordo com IBGE (2019), cuja distribuição pode ser vista na Figura 3-11.

Figura 3-11 – Domínios Morfoestruturais e Regiões Geomorfológicas das bacias do Paranaíba e Espírito Santo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os domínios morfoestruturais consistem em:

A) Crátons Neoproterozoicos: restrito a pequenas manchas na parte leste das bacias. Conceitualmente, representam planaltos residuais desenvolvidos sobre metamorfitos e granitoides. No setor definido como este domínio, no entanto, não foram mapeadas rochas desses tipos, mas apenas coberturas sedimentares Proterozoicas que as recobrem;

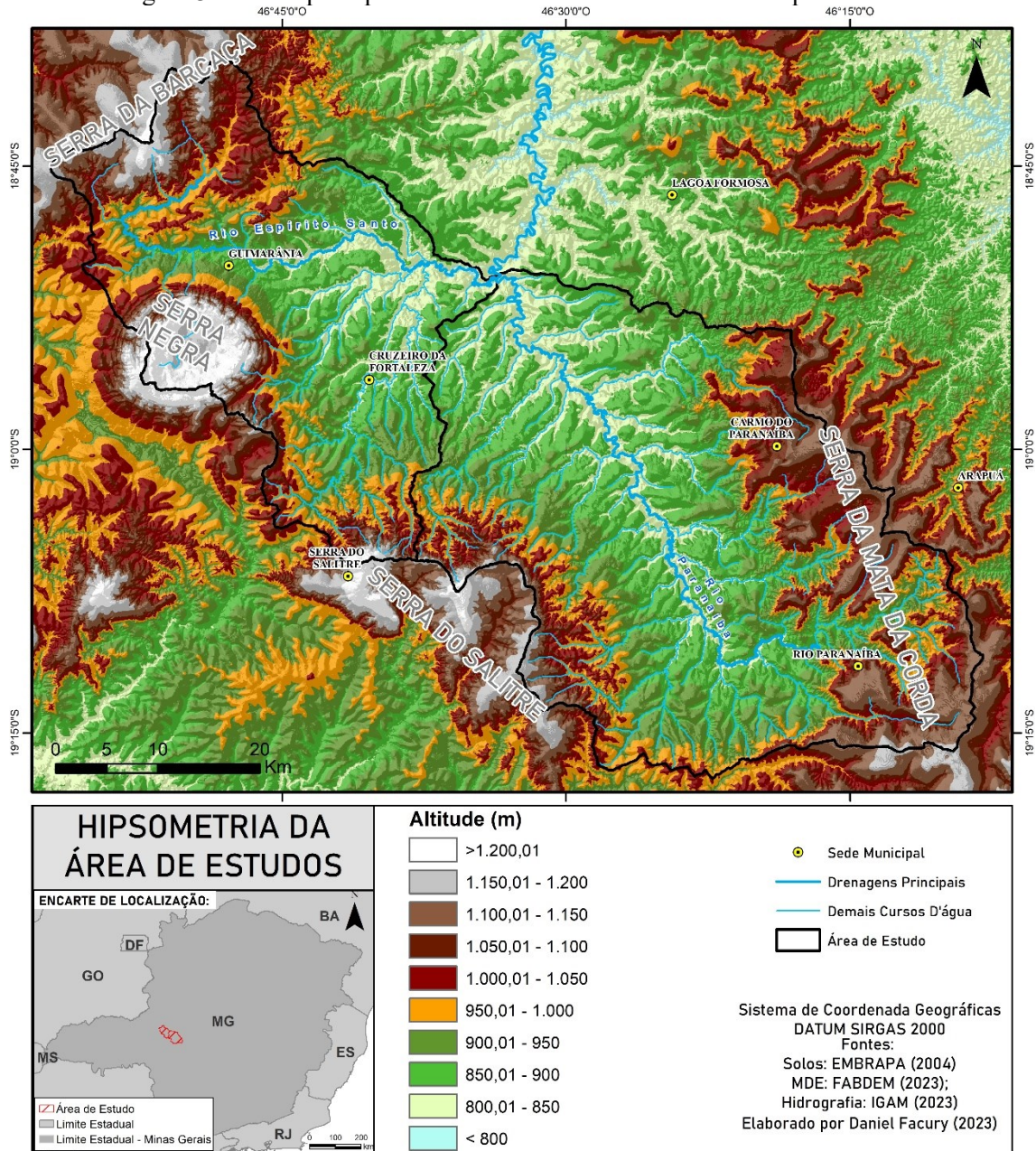
B) Cinturões Móveis Neoproterozoicos: corresponde à faixa oeste e central das bacias em estudo, representado por terrenos dobrados e falhados, sejam modelados em planaltos ou depressões interplanálticas;

C) Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas: representada pela Serra da Mata da Corda, a leste, que constitui um planalto desenvolvido sobre rochas vulcanossedimentares cretáceas da bacia Sanfranciscana.

Na área de estudos, as regiões geomorfológicas ocupam as mesmas áreas que os domínios morfoestruturais citados acima, sendo as Chapadas do São Francisco associadas às Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas; os Cinturões Neoproterozoicos associados ao Planalto Divisores São Francisco/Paranaíba; e a área de Cráton Neoproterozoico relacionada aos Patamares do São Francisco.

De forma geral, as Chapadas do São Francisco e Patamares do São Francisco ocupam a borda leste da área em estudo, ocorrendo nas áreas de superfícies planas com lateritas desenvolvidas do Grupo Mata da Corda variando de 1.100 a 1.200 m. A região geomorfológica “Planalto Divisores São Francisco/Paranaíba” corresponde localmente à depressão interplanáltica do rio Paranaíba, que consiste em áreas de topos planos e vertentes suaves, em cotas de 900 a 700 m. Ocorre também em áreas mais elevadas que compreendem a Serra do Salitre, Serra Negra e Serra da Barcaça, sustentadas principalmente pelos quartzitos do Grupo Canastra, atingindo cotas de até 1.300 metros. O mapa hipsométrico da região pode ser visto na Figura 3-12.

Figura 3-12 – Mapa Hipsométrico das bacias do Paranaíba e Espírito Santo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As unidades geomorfológicas, que representam o terceiro nível taxonômico, serão compartimentadas no presente estudo e apresentadas posteriormente.

3.4 Evolução Geomorfológica Cenozoica Regional

O final do Cretáceo na região do Alto rio Paranaíba foi marcado por um importante divisor hidrográfico continental, representado pelo Arco do Alto Paranaíba e das intrusões

magmáticas. Isso é reforçado pela presença dos Grupos Areado e Mata da Corda, da Bacia Sanfranciscana, restrita a leste do Alto Paranaíba; e pela presença dos Grupos São Bento e Bauru apenas a oeste, na Bacia do Paraná. A condição de grande divisor nacional dessa região, estendendo-se ao Planalto Central, se mantém até os dias de hoje, pois atualmente separa as bacias hidrográficas dos rios São Francisco, Paraná e Amazonas (RIBEIRO *et al.*, 2018).

As amplas superfícies de cimeira planas atualmente presentes na região foram alvo de diversos estudos desde a metade do século XX, sendo interpretadas como testemunhos de superfícies de aplainamento do Cenozoico. Os trabalhos de Valadão (1998) e Saadi (1991) tecem importantes considerações sobre atividade neotectônica na região, que certamente apresenta grande influência na evolução do modelado do Alto Paranaíba. Merecem destaque as chapadas desenvolvidas sobre rochas do Grupo Mata da Corda e as Intrusões Alcalinas, em específico na suíte de Serra Negra, em Patrocínio. Essas feições foram destacadas inicialmente por King (1956), identificando-as como remanescentes da Superfície Gondwana. Se assim fosse, a superfície seria mais antiga do que as rochas nas quais está esculpida, o que gera uma inconsistência que fora foco de Braun (1971), que buscou corrigi-la. Assim, este autor sugeriu que:

I - A descontinuidade erosiva entre os Grupos Areado e Mata da Corda correspondem a uma Superfície Erosiva, com idade entre o Cretáceo Inferior e Superior, inumada sob as rochas do Grupo Mata da Corda. Perdoncini (2003) sugere a mesma situação para as rochas do Grupo Bauru em discordância sobre as rochas da Formação Serra Geral, em São Paulo e no Triângulo Mineiro, afirmando que ela se refere à Superfície Pós-Gondwana;

II - A deposição do Grupo Mata da Corda no Cretáceo Superior seria seguida por um extenso evento de aplainamento que formou a Superfície Sul-Americana, cortando as intrusões alcalinas de Serra Negra e os depósitos do Grupo Mata da Corda. Braun (1971) afirma que é provável que as intrusões alcalinas formassem os raros acidentes mais elevados nessa grande área aplainada. As atuais superfícies ainda planas seriam fósseis, protegidas por extensas couraças lateríticas, mantendo a morfologia local. Marques (2021) datou uma crosta ferruginosa desenvolvida de rochas do Grupo Mata da Corda no Alto Paranaíba, usando o método (Urânio-Tório)/Hélio. A datação resultou na idade de 25 Ma, mas a autora sugeriu que essa idade pode ser resultado da mistura entre a Hematita, formada inicialmente, e a Goethita, formada

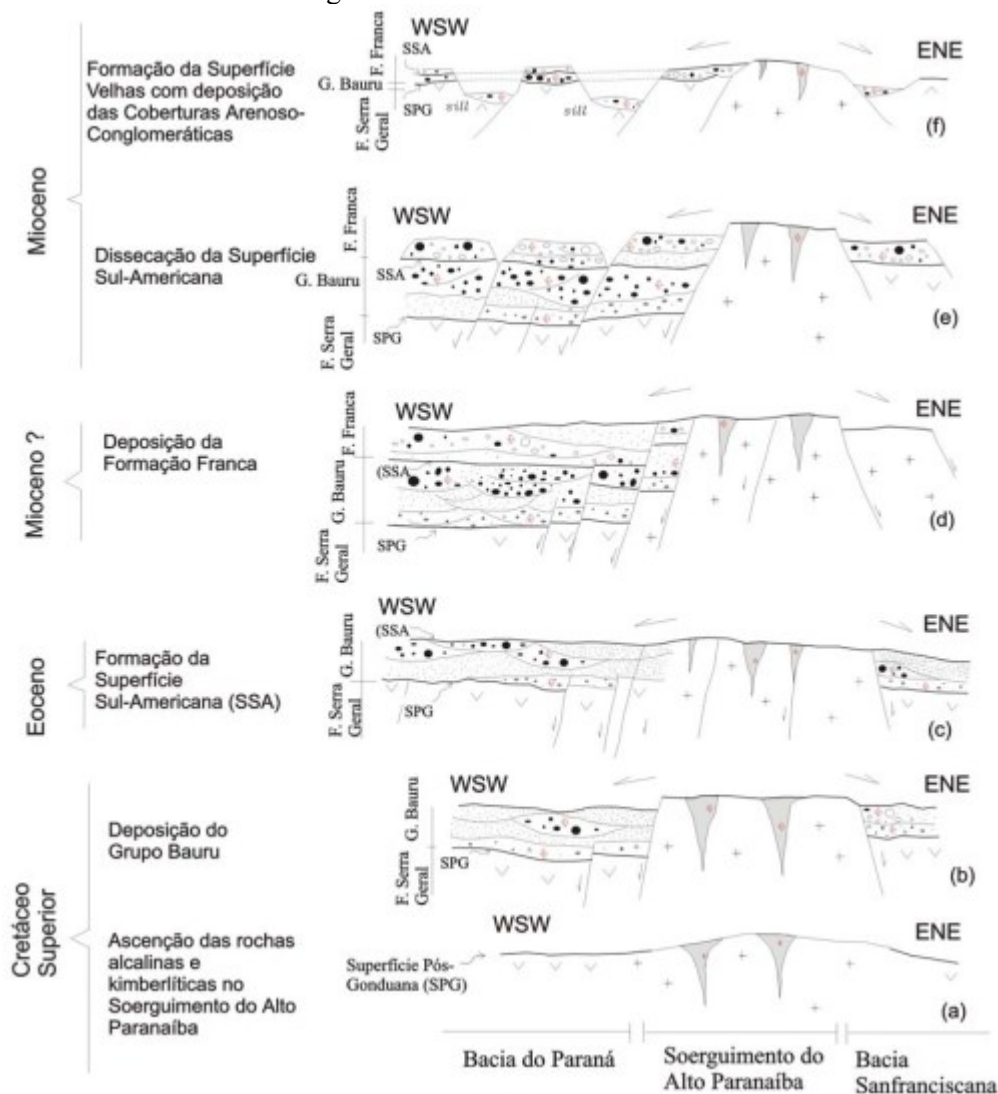
posteriormente. Assim, a formação da Hematita poderia alcançar cerca de 41 Ma, o que, segundo a autora, estaria de acordo com a formação da Superfície Sul-Americana.

Após o estabelecimento da Superfície Sul-Americana na área, Saadi (1991) e Valadão (1998) indicam a importância da reativação tectônica de antigas estruturas que soergueram a região do Alto Paranaíba a partir do Mioceno. Esse período foi sugerido por Valadão (1998) por conta do grande aporte sedimentar nas bacias costeiras em todo o mundo. Isso indicaria um soerguimento e erosão continental, condicionados por um período de intensa compressão leste-oeste, que, se aproveitando das estruturas com direções diversas, apresentam resultados também diversos na evolução do modelado.

Saadi (1991) aponta que a falha da Serra da Saudade (ou de Estrela segundo Hasui e Haralyi, 1991), com direção aproximada SSW-NNE e localizada a leste da área em estudo, teve um papel essencial no soerguimento do “bloco do Alto Paranaíba”. O maior rejeito de falha se encontraria na latitude da Serra da Canastra, apresentando decréscimo para NNE, até não deixar mais registros morfológicos na latitude de Pirapora. Isso implicaria um basculamento generalizado do bloco do Alto Paranaíba, que abrangeria desde a Serra da Canastra até a parte mais setentrional da Serra da Mata da Corda, para NNW. Esse soerguimento permitiria a incisão da rede de drenagem que recortara a Superfície Sul-Americana, aproveitando-se de estruturas antigas de direção predominante N50W e outras de direção NE, recortando a superfície em chapadas de menor extensão, basculadas para NE e NW.

Valadão (1998) identifica esse período como de soerguimento do Arco do Alto Paranaíba, sendo este o de maior magnitude entre as zonas no entorno do cráton do São Francisco, alcançando até 500 m na falha de Serra da Saudade. Esse evento teria promovido um *input* de energia na rede de drenagem, o que permitiria a incisão e retração das escarpas, tendo como consequência a formação da Superfície Sul-Americana I. Esta Superfície relaciona-se à Superfície Velhas proposta por King (1956) e retomada por Braun (1971). É possível que durante este ciclo erosivo tenha sido formada a Depressão do rio Paranaíba na área em estudo, entulhada por Coberturas Sedimentares. Estas coberturas, portanto, teriam formação muito similar às coberturas areno-conglomeráticas proposta por Perdoncini (2003) para a evolução da bacia de Bauru no Cenozoico, como apresentado na Figura 3-13. A formação da superfície Velhas teria se estendido até o limite Plio-pleistocênico.

Figura 3-13 – Modelo de Evolução da Bacia de Bauru. No Cretáceo Superior, destaca-se a deposição do Grupo Bauru sobre a Superfície Pós-Gondwana esculpida na Formação Serra Geral, seguida pela Formação da Superfície Sul-Americana. Durante o Mioceno, essa Superfície é degradada, dando lugar às coberturas areno-conglomeráticas no pediplano resultado do Ciclo erosivo Velhas. A área apresentada neste modelo é separada da área do presente trabalho pelo Soerguimento/Arco do Alto Paranaíba.



Fonte: PERDONCINI, 2003.

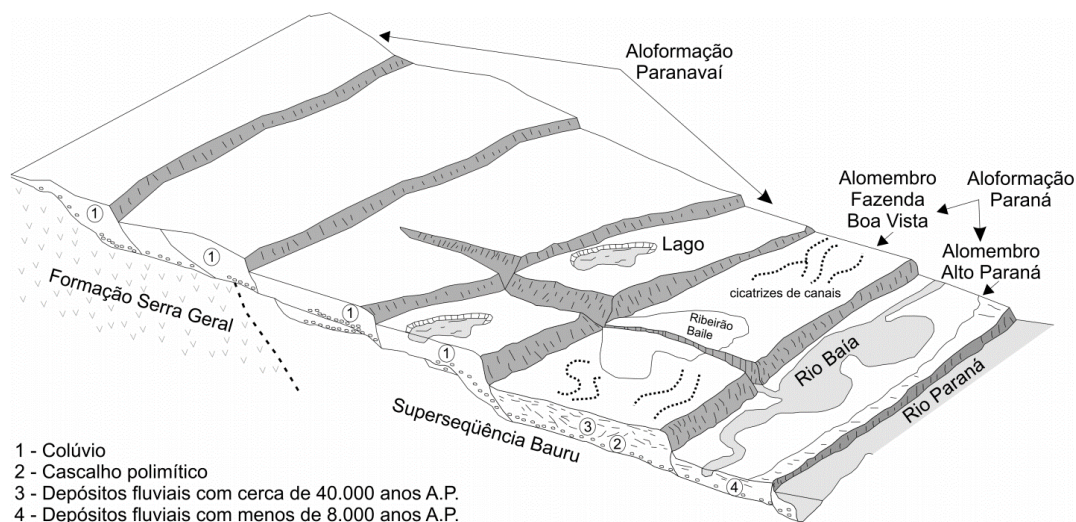
Essas hipóteses são corroboradas pelos estudos de Stevaux (1993) e Sallun *et al.* (2007a), que sugerem que o rio Paraná evoluiu para o interior do Brasil a partir de soerguimentos locais que forneceram energia para incisão fluvial na Superfície Sul-Americana até a formação de um novo pediplano no limite Plioceno-Pleistoceno, que envolveria o rio Paraná e seus principais afluentes. Após a deposição dessas coberturas que representariam o Ciclo Velhas, a incisão da rede de drenagem atual seria parte do Ciclo Paraguaçu, o

mais recente e ainda em andamento ciclo erosivo no território brasileiro ao longo do Quaternário.

Como já apontado anteriormente, o vale do rio Paranaíba na área em estudo apresenta Coberturas Sedimentares Indiferenciadas constituindo as vertentes da depressão, em cotas altimétricas inferiores a 900 m. Essas coberturas se estendem ao longo de quase toda a bacia do rio Paranaíba e ocupam trechos consideráveis do Alto Rio Paraná, após a confluência Paranaíba-Grande, tendo a sua ocorrência interrompida sobretudo em trechos de gargantas epigênicas. As coberturas citadas acima seriam, pelo menos, pós-Miocênicas, pois foram depositadas após a abertura das depressões dos principais rios em estudo. Sallun *et al.* (2007a) realizam um trabalho de sistematização dessas coberturas cenozoicas no Alto Rio Paraná, a jusante da área em estudo, utilizando uma abordagem aloestratigráfica, buscando formalizar o Alogrupo Alto Paraná.

O Alogrupo Alto Rio Paraná é composto pelas aloformações Paranavaí e Paraná, sendo a primeira de origem coluvial, com idades de 1 Ma até o início do Holoceno; enquanto a segunda apresentaria origem aluvial, representando os níveis de terraço e planície do rio Paraná analisados anteriormente por Stevaux (1993). Esta última englobaria quatro alomembros, sendo um correspondente ao terraço do rio Paraná e os outros três referentes às planícies do rio Paraná e de seus principais afluentes. A Figura 3-14 apresenta um modelo dos diversos níveis de colúvios arenosos e cascalhentos da Aloformação Paranavaí depositados sobre as formações Serra Geral e Bauru. A Aloformação Paraná conta, neste esquema, com o Alomembro Fazenda Boa Vista (terraço datado de 30 – 40 ka), embutido nos colúvios, e Alomembro Alto Paraná, a atual planície do rio Paraná, que entalha e abandona seu terraço a partir de 8 ka. A causa desse entalhamento seria de ordem tectônica. Stevaux (1993) cita, também, a importância de basculamentos para a constituição do atual rio Paraná, afetando os níveis batimétricos de seu leito, a erosão das margens e o tipo do canal.

Figura 3-14 – Modelo morfoaloestratigráfico da bacia do Alto rio Paraná.



Fonte: SALLUN *et al.* (2007a).

As coberturas sedimentares cenozoicas do rio Paranaíba foram alvo de poucos estudos, o que se estende aos levantamentos de níveis deposicionais fluviais nessa área. Barbosa *et al.* (1970) apontam a ocorrência de terraços ferruginosos no curso d'água que drena o domo de Serra Negra:

(...) diversos níveis de terraços em canga se observam na bacia do ribeirão Bebedouro, em Serra Negra. Às fontes minerais (...) brotam na base do terraço mais baixo, que é um aluvião grosso de topo a 1-2 metros acima das correntes locais (confluência do Bebedouro com o córrego Taquara). (...). O segundo terraço fica a 970 m e nele está o Parque Hotel de Serra Negra. A canga desse terraço, nos arredores do hotel e à montante da fonte "sulfurosa" contém abundantes fragmentos de quartzito, dunito (...). Águas acima do Bebedouro (...), há outro terraço a 1090 m, no topo da cachoeira da usina outro a 1120 m, e finalmente o alto do Chapadão de Ferro a 1200-1220 m. O córrego Taquara (...) foi o transportador dos fragmentos de quartzito para o aluvião mais abaixo. Nos outros níveis de canga não se encontra mais o quartzito. (BARBOSA *et al.*, 1970, p. 40)

Posteriormente, também estudando o entorno do domo de Serra Negra, Caseti (1977) cita que

Na barranca do rio Espírito Santo percebe-se o embutimento de terraços, onde materiais colúvio-aluviais (espessura de pouco mais de 50 centímetros) se assentam sobre seixos sub-ovalados de diâmetro variado. Este mesmo fenômeno é evidenciado no leito do formador esquerdo do córrego Estiva, onde colúvios pedogenizados, de espessura superior a 80 centímetros, recobrem seixos trabalhos por rolamentos ou saltação. (CASSETI, 1977, p. 28)

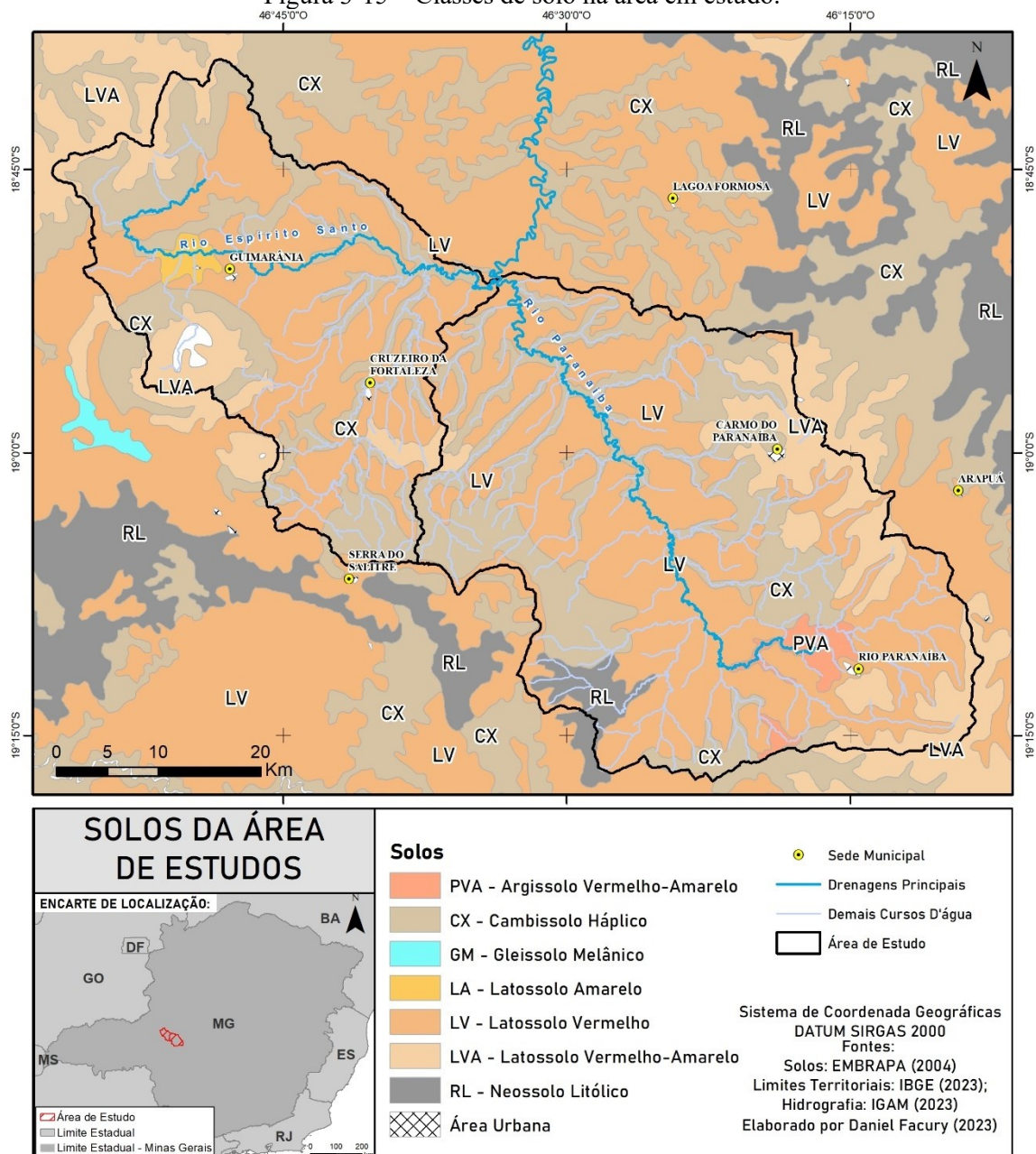
Os níveis deposicionais na área não eram o objeto de estudo dos autores, sendo assim, não foram tecidas maiores considerações sobre os níveis de terraço da área, cuja origem

foi atribuída às variações climáticas pleistocênicas. Barbosa *et al.* (1970) citam ainda a ocorrência de extensos aluviões a partir da confluência do rio Paranaíba com o córrego Três Barras, a jusante de Patos de Minas e das bacias em estudo.

3.5 Solos

O Levantamento de Solos do Alto Paranaíba (EMBRAPA, 2004) permitiu a identificação de seis classes de solo na área de estudos: Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico. A distribuição desses solos na área em estudo pode ser vista na Figura 3-15.

Figura 3-15 – Classes de solo na área em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A ocorrência dessas classes e suas principais características serão descritas individualmente:

1) Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA): esses latossolos ocorrem nas superfícies de cimeira, cobrindo tanto as extensas chapadas que ocupam o divisor hidrográfico leste da área em estudo, associadas às coberturas lateríticas sobre o Grupo da Mata da Corda, quanto a superfície somital do domo de Serra Negra. São solos profundos, bem drenados, nos quais predomina a gibbsita e subordinamente goethita, que permite a coloração mais amarelada desses solos (CARMO, 1977). A presença de óxidos e hidróxidos de ferro e

alumínio revela o avançado estágio intempérico, caracterizando solos muito antigos. Nas bordas da chapada estão expostas couraças ferruginosas (Cangas);

2) Latossolo Vermelho (LV): ocorrem em dois contextos: nos vales que entrecortam as chapadas da borda leste da bacia em estudo e na superfície ondulada que forma a depressão atual do rio Paranaíba, especialmente nas áreas planas e suavemente onduladas. A ocorrência nos vales que cortam as chapadas está relacionada à ocorrência das rochas vulcanossedimentares do Grupo Mata da Corda. Os principais minerais que ocorrem nesse contexto são a hematita e a caulinita (CARMO, 1977). Nos locais de topo plano a suavizado na depressão, os Latossolos Vermelhos são também muito argilosos, sendo a coloração vermelha advinda das coberturas sedimentares indiferenciadas provenientes da degradação e recuo dos planaltos do entorno. Predominam hematita e gibbsita nesses solos, ocorrendo também maghemita identificável pela atração magnética (SOUZA, 2017);

3) Latossolo Amarelo (LA): ocorre em pequena mancha isolada localizada no entorno do rio Espírito Santo, em trecho que apresenta vale amplo e entulhado, o que pode dificultar a drenagem no local e favorecer a formação de goethita em detrimento de hematita, permitindo a coloração amarelada;

4) Argissolo Vermelho-Amarelo (PVa): ocorre em uma mancha no entorno das drenagens que formam o rio Paranaíba na parte sul da área em estudo;

5) Cambissolo Háplico (Cx): ocorre em dois contextos principais: nas encostas íngremes que ligam a Serra da Mata da Corda, Serra Negra e da Serra do Salitre à depressão do rio Paranaíba e em vertentes íngremes desenvolvidas na margem norte dos afluentes do rio Paranaíba. No primeiro contexto, provavelmente estão associados às maiores declividades que promovem recorrente remoção de material, impedindo o desenvolvimento de solos mais profundos. No segundo contexto, ocorrem nas vertentes íngremes de afluentes do rio Paranaíba desenvolvidas sobre os siltitos do Grupo Bambuí, promovendo solos pobres e muito suscetíveis aos processos erosivos, com ocorrência principal de quartzo, ilita e caulinita (SOUZA, 2017);

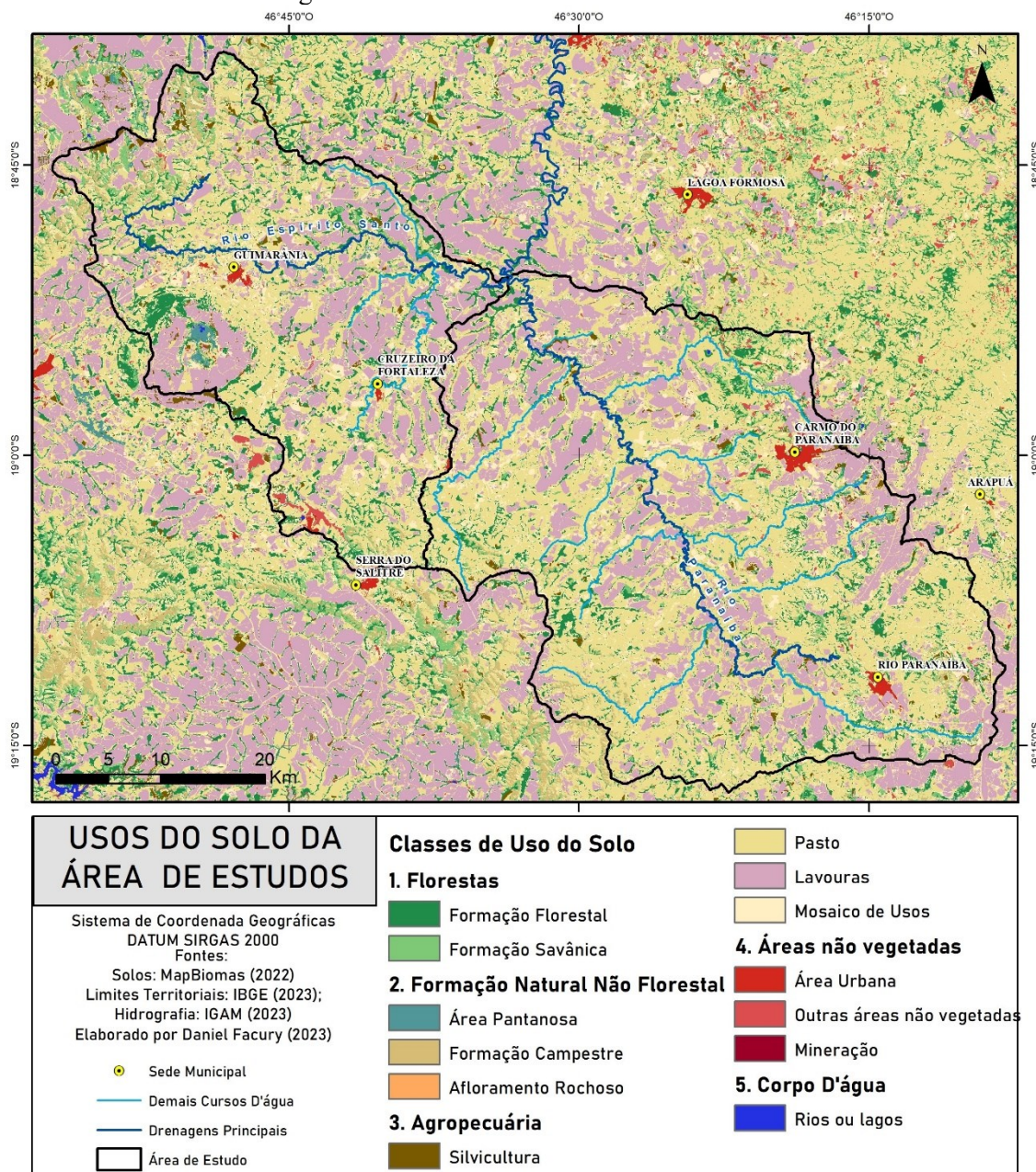
6) Neossolo Litólico (Rl): ocorrem em trechos da Serra do Salitre, provavelmente associados à ocorrência de quartzitos do Grupo Canastra, mais resistentes aos processos de intemperismo e que formam escarpas de maior declividade, promovendo a rápida remoção dos materiais gerados, formando solos rasos sobre a rocha.

3.6 Usos do Solo

A Figura 3-16 apresenta os usos do solo área de estudos segundo o mapeamento do MapBiomas (2022). Nota-se a predominância de usos associados à agropecuária, sendo que as lavouras ocorrem principalmente nas áreas de menor declividade, como no topo das Chapadas, enquanto as áreas de pasto se concentram em vertentes mais declivosas. As áreas de formação florestal ou formação savânica apresentam-se em formas de pequenas manchas entremeadas no mosaico de lavouras e pastos. A vegetação original da região é caracterizada pela ocorrência de diversas fitofisionomias de Cerrado, variando de cerradão a cerrado *strictu sensu* entrecortados por matas de galeria de acordo com as condições edáficas. Uma pequena mancha de área pantanosa se concentra no topo de Serra Negra. As principais áreas urbanas correspondem às áreas das sedes municipais inseridas na área de estudos, como Guimarães, Cruzeiro da Fortaleza, Carmo do Paranaíba e Rio Paranaíba.

De forma geral, os usos apresentados não implicam em mudanças de grande magnitude na morfologia da área em estudo. A exceção disso é a ocorrência de uma área de mineração nas cabeceiras do ribeirão Fortaleza, a noroeste da área urbana de Serra do Salitre, que promoveu o barramento de cursos d'água e a abertura da cava da mina. Essas ações provocaram intensas alterações nas características das vertentes e dos cursos d'água nesse setor.

Figura 3-16 – Uso do solo na área em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.7 Aspectos Climáticos e Vegetacionais

3.7.1 Variações pretéritas

A América do Sul passou por uma verdadeira revolução climática no limite Mesozoico-Cenozoico. Isso porque a quebra de Gondwana e a formação do Oceano Atlântico no Cretáceo permitiu a formação de novas massas de ar que tiveram importância na umidificação de um terreno que havia passado por dezenas de milhões de anos de aridez. Durante o Paleoceno e Oligoceno ocorreram as temperaturas mais elevadas do Cenozoico global, o que se relaciona também com períodos mais úmidos. A partir disso, na América

do Sul, a diversificação de mamíferos pastejadores e evidências palinológicas indicam um constante aumento da aridez, o que é marcado pela ocorrência de glaciações no Oligoceno e Mioceno. O Mioceno foi marcado também por um período de ótimo climático, mas a temperatura voltou a cair, o que é indicado pela expansão das coberturas de gelo na Antártica (ORTIZ-JAUREGUIZAR; CLADERA, 2006).

O Plioceno e Pleistoceno são marcados pela formação do istmo do Panamá, que alterou a dinâmica global de circulação de correntes marítimas (ORTIZ-JAUREGUIZAR; CLADERA, 2006). Diversas glaciações foram registradas a partir destes períodos, indicando importante relação com os ciclos de Milankovitch (OLIVEIRA *et al.*, 2017).

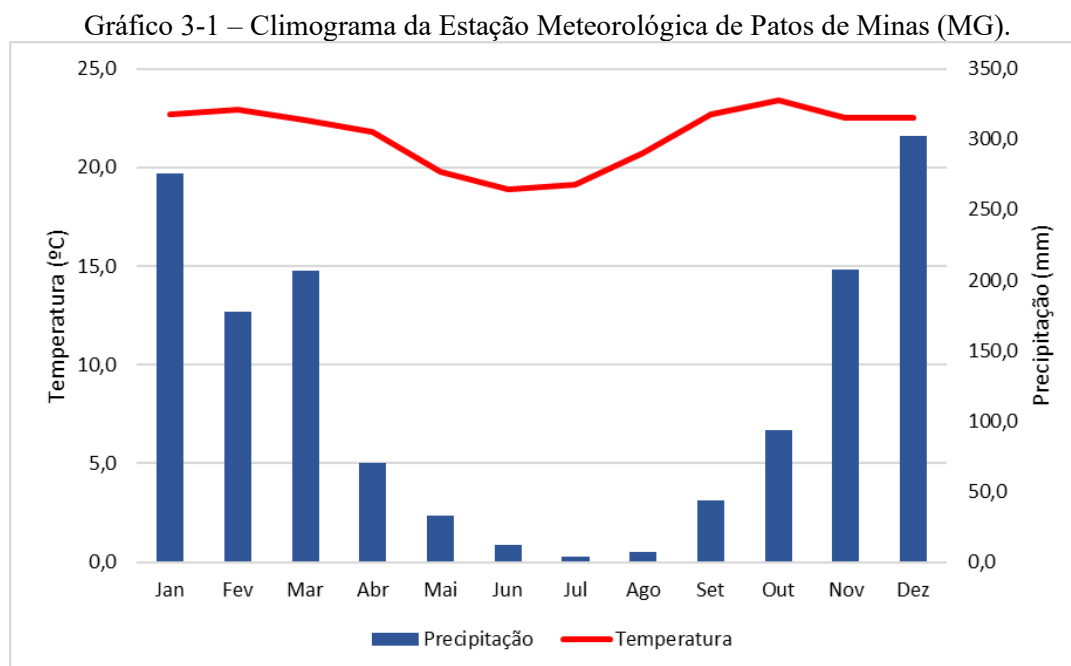
O final do Pleistoceno e o Holoceno são épocas muito marcadas pela grande oscilação climática. A bacia do rio Paranaíba foi, durante a década de 1990, alvo de estudos paleoclimáticos por conta das turfeiras acumuladas no interior dos domos de Serra Negra e Salitre. Os estudos de Ledru (1993) e Ledru *et al.* (1996) buscaram elucidar as mudanças climáticas quaternárias do Brasil central por meio dos depósitos citados acima, inseridos na área de estudos. Ledru *et al.* (1996) propõem:

- 1) Até 50 ka: clima predominantemente seco e frio, com predominância de pólen de gramíneas. As espécies aquáticas variavam entre algas e halófitas, predominantes de uma lagoa de profundidade rasa e de grande variação de nível d'água respectivamente;
- 2) Entre 50 e 33 ka: aumento da umidade, evidenciado pelo aumento das florestas semidecíduas. Predominância de algas e espécies aquáticas;
- 3) Entre ~30 e 17 ka: *gap* de sedimentação;
- 4) Após 17 ka: rápidas mudanças climáticas, caracterizadas por aumento da sazonalidade anual. Aumento de umidade considerável entre 13 e 10 ka, marcado pela ocorrência de floresta semidecidual. A presença de plantas aquáticas ou algas é, no entanto, rara, indicando formação predominante de uma área brejosa.

3.7.2 Condições atuais

De acordo com as Normais Climatológicas de 1991-2020 (INMET, 2022) para a estação Patos de Minas, localizada a pouco mais de 20 km das bacias focos deste estudo, a precipitação pluviométrica média anual é de cerca de 1.430 mm, enquanto a temperatura média é de 21,6°C. O clima da região é marcado por duas estações bem definidas: uma

estação chuvosa e quente entre novembro e março, que concentra 80% da precipitação pluviométrica anual; e uma estação seca e fria, entre maio e agosto. Os meses de abril e outubro são característicos pela transição entre as estações. A distribuição anual dessas variáveis pode ser vista no Gráfico 3-1.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados de INMET (2022).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A pesquisa exige a compreensão de que as formas e materiais guardam marcas da evolução do relevo e que a paisagem atualmente encontrada apresenta diversas heranças de eventos antigos. Os processos que materializam os fluxos de energia e permitem a transferência de matéria podem ser inferidos a partir da compreensão dos tipos, distribuição e características das formas e materiais presentes. O presente estudo utilizou procedimentos de gabinete e de campo para compreender os elementos supracitados, os quais são indicados abaixo e detalhados nas seções seguintes.

Os procedimentos de gabinete consistem em:

- 1- Revisão de literatura, sobre a produção científica relacionada às compreensões geomorfológicas já tecidas sobre o Alto rio Paranaíba;
- 2- Elaboração de material cartográfico: representação de dados espaciais de aspectos como geologia, declividade, solos, hipsometria, entre outros. Elaboração da compartimentação geomorfológica da área;
- 3- Aplicação de Índices Morfométricos: diversos índices podem sugerir padrões no relevo que resultam da ação da rede de drenagem condicionada por aspectos tectônicos, estruturais ou climáticos. Foram levantados os principais índices em utilização no tópico 2.3.1, mas também consultadas as compilações de Santos *et al.* (2019) e Firmino *et al.* (2022);
- 4- Mapeamento de Feições Geomórficas de Detalhe: analisada em conjunto com os índices morfométricos, o mapeamento das feições de detalhe pode indicar condições ambientais pretéritas e atuais associadas à atuação da rede de drenagem.
- 5- Mapeamento de Lineamentos: permitiu identificar as direções e áreas de concentração predominantes, podendo indicar controles estruturais para a evolução da drenagem

O material cartográfico foi trabalhado nos *softwares* de Sistema de Informação Geográfica *ArcGIS*, versão 10.8, e *QuantumGIS*, versão 3.22.14. Gráficos e outros dados sem matriz espacial foram trabalhados e produzidos utilizando o *Microsoft Excel*. As ilustrações foram elaboradas no *software* de desenho *Inkscape*.

Após a identificação de padrões e elementos de interesse na escala da bacia hidrográfica, foi realizada a identificação e caracterização em campo das formações superficiais, buscando:

1- Levantar e caracterizar os níveis deposicionais fluviais antigos e atuais, de forma a compreender a dinâmica fluvial ao longo do Quaternário na região;

2- Relacionar as variações das formações superficiais com os processos de evolução do relevo nas bacias em estudo.

Estes procedimentos serão detalhados adiante. A coleta de amostras durante as atividades de campo permitiu a realização dos procedimentos de laboratório para datação de sedimentos fluviais pela técnica de Luminescência Opticamente Estimulada, definindo importantes marcos temporais para os eventos analisados.

4.1 Bases de dados utilizadas

A elaboração de mapas sobre elementos como hipsometria, declividade, solos, litoestruturas, rede de drenagem e bacias hidrográficas representou um passo inicial de compilação de dados já existentes sobre a área. A sobreposição desses dados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica permitiu uma comparação inicial e relação entre esses elementos, possibilitando a identificação de padrões de formas de relevo, rochas e solos. As bases de dados utilizadas podem ser vistas na Quadro 4-1.

Quadro 4-1– Bases de Dados Utilizadas por Temática

Temática	Escala ou Resolução	Base de Dados
Hipsometria, Declividade, Bacias Hidrográficas	1 Arc-sec	Extraídos a partir de FABDEM -Forest and Building Removed Copernicus DEM (HAWKER <i>et al.</i> , 2022).
Geologia	1:100.000	Folha Patos de Minas – Serviço Geológico do Brasil (PINHO <i>et al.</i> , 2010) Folhas São Gotardo, Carmo do Paranaíba e Ibiá – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (DIAS <i>et al.</i> , 2011; UHLEIN <i>et al.</i> , 2011; SEER <i>et al.</i> , 2015)
Geomorfologia	1:250.000	Mapa de Geomorfologia do Brasil (IBGE, 2021b).
Solos	1:250.000	Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos da Região

		do Alto Paranaíba, Minas Gerais (EMBRAPA, 2004)
Usos do Solo	1:100.000	MapBiomias – Coleção Beta 10 m – 2022 (MAPBIOMAS, 2023).

Fonte: Elaborado pelo autor.

Como apontado, a área em estudo ocupa quatro folhas geológicas, cada qual elaborada por equipes diversas. Dessa forma, principalmente nos limites entre as folhas, foram encontradas inconsistências nos limites das unidades geológicas, além da classificação diferir de acordo com a hierarquia litoestratigráfica. Por exemplo: a folha de São Gotardo apresenta o Grupo Mata da Corda indiviso, enquanto a folha Carmo do Paranaíba separa as Formações Capacete e Patos. As Formações do Grupo Canastra também apresentam incompatibilidade entre as folhas. Sendo assim, optou-se por agregar as unidades ao nível de Grupo para o mapeamento geológico da bacia em estudo.

Em alguns casos, foi necessária a utilização de imagens de satélite ópticas e/ou infravermelhas. Para isso, utilizou-se as imagens dos satélites *PlanetScope*, com 3 m de resolução com as bandas do vermelho, verde, azul e infravermelho próximo (PLANET, 2023). As imagens foram obtidas por meio da plataforma *Planet Explorer*. O acesso gratuito às imagens foi permitido por meio do *Education and Research Program* da *Planet*. Em alguns casos, utilizou-se imagens disponibilizadas pelo *Google Earth* de maio/20221, junho/2023 e outubro/2023 para a área em estudo.

Foram utilizadas imagens com pouca cobertura de nuvens durante a estação chuvosa (janeiro/2022) e durante a transição chuva/seca (abril/2023), usadas a depender da intenção de cada análise. A lista completa de imagens utilizadas está disponibilizada no Apêndice A.

4.2 Compartimentação Geomorfológica

Foi realizada a compartimentação geomorfológica da área no terceiro nível da proposta metodológica elaborada pelo IBGE (2009), em detalhamento compatível com a escala 1:50.000. Este nível busca identificar as Unidades de Relevô, sendo definido como “arranjo de formas altimétrica e fisionomicamente semelhantes em seus diversos tipos de materiais”, apresentando conotação morfogenética e exaltando condicionantes litoestruturais, agrupando modelados diferenciados dos demais compartimentos. As unidades foram diferenciadas conforme as classes de depressões, planícies, chapadas, patamares, planaltos e serras, seguindo as definições do IBGE (2009).

Posteriormente, foi realizada uma subdivisão da compartimentação inicial, levando em consideração principalmente variações morfológicas e de materiais internas de cada Unidade determinada anteriormente. Buscou-se exaltar as diferenças de dissecação, declividade e formações superficiais encontradas em cada Unidade. Denominou-se esta subdivisão como Subunidades Geomorfológicas.

As unidades e subunidades geomorfológicas, portanto, foram diferenciadas por meio de dados de hipsometria, declividade (calculada a partir da ferramenta *Slope*, do ArcGIS, e classificada segundo EMBRAPA, 2005), densidade de drenagem, padrões de rede de drenagem e litotipos, cujas fontes de dados foram citadas no tópico anterior. Ademais, foram caracterizadas pelas formas de vertente, utilizando-se a base de dados TOPODATA (BRASIL, 2008).

Os padrões de rede de drenagem foram identificados de forma visual por meio da drenagem seguindo a proposta de Twidale (2004) extraída do MDE citado anteriormente. A densidade de drenagem foi calculada utilizando-se a razão do comprimento total da drenagem por área. Os valores encontrados na área são considerados baixos segundo as sugestões de Villela e Mattos (1975) *apud* Cherem *et al.* (2020), sendo os valores reclassificados como Alta (>1), Média (<1 e $>0,5$) e Baixa ($<0,5$), de forma a segregar os resultados encontrados na área.

De forma complementar, foram utilizados perfis topográficos transversais na bacia em estudo, de maneira a facilitar a identificação e individualização das Unidades em estudo. Os perfis topográficos foram gerados no *software* QGIS, utilizando a ferramenta *Profile Tool*, do *plugin* homônimo, e o FABDEM. Os litotipos foram inseridos posteriormente, utilizando a base de geologia apresentada no tópico anterior. Os contatos entre unidades litológicas foram adaptados de perfis geológicos elaborados por Casseti (1977), Magalhães (1989) e Uhlein *et al.* (2011).

Os tipos de solo da área também apresentam importante indicador das condições de erosão/estabilidade de uma área, sendo utilizado o mapeamento da EMBRAPA (2004) na delimitação das Unidades e Subunidades Geomorfológicas.

Esse conjunto de dados foi posteriormente trabalhado em Sistema de Informação Geográfica, sendo os compartimentos delimitados de maneira manual para a extensão de bacia hidrográfica.

O procedimento de mapeamento em gabinete permitiu a geração de um mapa de unidades preliminar, que veio a ser refinado e revisado a partir das atividades de campo. A partir dos campos, foi possível ajustar os limites e validar a proposta inicial, permitindo maior entendimento de formas-processos-materiais em cada compartimento.

4.3 Padrões Espaciais de Drenagem e Índices Morfométricos

No presente estudo foram avaliadas anomalias fluviais, possíveis marcas de rearranjos de drenagem e ocorrência de drenagens transversas ou discordantes, além de identificadas áreas de possíveis superimposições, conforme compilação de Firmino *et al.* (2022). Ademais, foram aplicados os índices Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD), Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), Índice Relação Declividade Extensão e Índice de Sinuosidade, levantados por Santos *et al.* (2019) e Cherem *et al.* (2020).

Todos esses procedimentos foram realizados utilizando o Modelo Digital de Elevação (MDE) FABDEM (Forest and Building Removed Copernicus DEM) que, de acordo com o estudo de Bielski (2023), está entre os melhores MDEs globais disponíveis atualmente. Ele apresenta resolução de 1 arco-segundo, ou seja, aproximadamente 30 metros. Este Modelo se diferencia dos demais exatamente por apresentar um pós-processamento de remoção de florestas e edificações do Copernicus DEM, sendo assim mais adequado para a realização de estudos com a rede de drenagem.

As bacias e sub-bacias estudadas foram delimitadas a partir do FABDEM, por meio do *software* QGIS, utilizando-se do plugin *WhiteBox Tools*. A delimitação passou pelas seguintes ferramentas: *Breach Depressions*, *D8Pointer*, *D8 FlowAccumulation*, *Extract Streams*, *Snap Pour Point* (que utiliza também uma camada vetorial pontual dos exutórios, definidos manualmente) e *Watershed*.

4.3.1 Evidências de Anomalias Fluviais

A identificação desses elementos na área em estudo foi realizada de forma visual a partir do MDE (hipsometria e declividade dele derivados), de imagens ópticas e da comparação com os padrões da rede de drenagem anteriormente delimitados. Buscou-se por elementos como presença de trechos retilíneos em áreas de cursos sinuosos ou meandranes, a ocorrência de meandros isolados e comprimidos, a presença de curvas anômalas ou cotovelos de drenagem, a presença de *wind gaps* (vales secos) ou desproporcionais em relação ao curso d'água e divisores rebaixados. Estas evidências morfológicas apontam para possíveis trechos de controle estrutural ou tectônico (BARROS; MAGALHÃES, 2020b; SANTOS *et al.*; 2019; FIRMINO *et al.*; 2022).

Para a identificação de divisores rebaixados, foram traçadas as linhas dos interflúvios utilizando-se o *plugin WhiteBox Tools*, no QGIS, seguindo os passos:

- 1) “Inversão” do MDE (Multiplicação do MDE por -1 na Calculadora Raster), de forma a transformar as linhas de cumeada em áreas mais fundas. Esta etapa teve como finalidade permitir a extração das linhas de cumeada por um processo similar à extração da drenagem;
- 2) Extração da rede de drenagem no MDE invertido, resultando na definição de linhas de cumeadas, utilizando as ferramentas: *D8Pointer*, *D8 FlowAccumulation*, *Extract Streams* e *RasterStreamsToVector*;
- 3) Elaboração do perfil topográfico utilizando o *plugin Profile Tool*.

4.3.2 Perfis Longitudinais

Os perfis longitudinais ao longo dos cursos d’água foram gerados a partir do FABDEM pelos seguintes procedimentos:

- 1) Definição da rede de drenagem no *software* QGIS, utilizando-se a o *plugin WhiteBox Tools* e as seguintes ferramentas, respectivamente: *Breach Depressions*, *D8Pointer*, *D8 FlowAccumulation* (utilizando-se um limiar de canalização de 1200 *pixel*), *ExtractStreams*, *TributaryIdentifier* e *Dissolver* (usando o campo de identificador de cada curso d’água);
- 2) Seleção dos rios Paranaíba e Espírito Santo e seus tributários diretos de ordem 3 ou superior;
- 3) Extração das junções da rede de drenagem gerada a partir da ferramenta “*Extrair Vértices*”, gerando um arquivo vetorial de pontos;
- 4) Definição da altitude de cada ponto a partir do FABDEM;
- 5) Exportação da tabela de atributos para o *Microsoft Excel*, contendo a altitude e as distâncias da foz de cada ponto de junção de cada drenagem em questão;
- 6) Elaboração de gráfico de dispersão linear com os valores de altitude e distância;
- 7) Inserção da linha de melhor ajuste (HENRIQUES; VALADÃO, 2017), do valor do gradiente médio (variação de altitude dividido pela distância da nascente à foz), e dos pontos com anomalias de primeira e segunda ordem, geradas a partir do Índice de Relação Declividade-Extensão, descrito adiante;

8) Ajustes e ilustrações finais no *Inkscape*, no qual foi inserido o dado sobre a litologia a partir da base levantada na etapa anterior.

4.3.3 Relação Declividade-Extensão

O RDE foi aplicado para os mesmos cursos d'água dos quais foram extraídos os perfis longitudinais descritos no tópico anterior. Ou seja, foram utilizados os rios Paranaíba e Espírito Santo e seus afluentes de terceira ordem ou superior. Para sua elaboração, utilizou-se um *software-plugin* do *ArcGIS* denominado *Knickpoint Finder*, desenvolvido e aplicado por Queiroz *et al.* (2015). Este software utiliza como dado de entrada um MDE e gera como resultado um arquivo vetorial de pontos com o valor de RDE, definindo anomalias de primeira ($RDEs/RDEt > 10$) e segunda ($10 < RDEs/RDEt < 2$) ordem. Foram utilizados como parâmetros numéricos os seguintes valores: escala do trabalho de 1:50.000 e equidistância de 10 m. Os resultados foram representados em conjunto com os perfis longitudinais elaborados na etapa anterior, o que permite a contextualização da anomalia e a definição de possíveis hipóteses para a formação de *knickpoints* nos locais definidos.

4.3.4 Índice de Sinuosidade e Padrão Fluvial

A elaboração do Índice de Sinuosidade subsidiou a definição dos padrões de canal na área. Magalhães Júnior *et al.* (2020) apontam que os principais padrões fluviais são meandrante, anastomosado e entrelaçado. Em uma avaliação prévia, notou-se a predominância do padrão meandrante na área de estudos, apresentando variações de sinuosidade. Dessa forma, optou-se por separar os padrões de canal utilizando-se a proposta de Santos *et al.* (2019) que, citando Schumm (1963), define uma classificação apenas de acordo com a sinuosidade do canal, estipulando as seguintes classes: 1 – retilíneo; 1,01 a 1,49 – transicional; 1,5 – regular; 1,51 a 2 – irregular e > 2 – tortuoso.

Para a aplicação desse índice utilizou-se o software QGIS, seguindo os procedimentos:

- 1) Vetorização manual do rio Paranaíba e rio Espírito Santo a partir da visualização em imagem de satélite *Google Earth* (de junho/2022), de forma a delimitar todos os meandros de cada curso d'água;
- 2) Recorte manual do vetor dos cursos d'água em trechos delimitados por mudanças bruscas de direção;

3) Cálculo da distância vetorial e da distância em linha reta entre o início e o fim de cada trecho;

4) Cálculo do Índice de Sinuosidade (divisão do valor vetorial pelo valor em linha reta) e representação seguindo as classes apresentadas acima.

4.3.5 Índices de Assimetria de Bacia

No presente estudo, o Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD), segundo o estudo de Hare e Gardner (1985); e o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), como em Cox (1994), foram aplicados para os afluentes do rio Paranaíba e Espírito Santo. Devido ao grande número sub-bacias analisadas, ao extenso trabalho e tempo de execução destes índices de forma manual e à ausência de procedimentos para extração automática destes índices, foi necessária a elaboração de modelos para a sua geração. Os modelos para a geração automática desses índices foram elaborados utilizando o “Modelador Gráfico” do QGIS versão 3.22.14 e requerem o *plugin Geometric Attributes*. As ferramentas utilizadas e o fluxograma do modelo estão disponibilizados nos Apêndices B e C.

As principais etapas para elaboração do FSTT foram:

1) Preparação das bases de entrada do modelo: bacias hidrográficas, rede de drenagem pouco suavizada e rede de drenagem muito suavizada. Foi utilizada a ferramenta de “Suavização”, que teve como objetivo, no primeiro caso, eliminar meandros e traçar uma linha central (COX, 1994) e, no segundo caso, definir uma linha geral de direção da drenagem em cada bacia hidrográfica;

2) Aplicação do modelo gerado. O modelo fornece como resultado: a linha central da bacia, os pontos médios ao longo da linha central da bacia (equidistantes em 500 metros), uma linha transversal entre cada ponto médio e o divisor gráfico (equivalente ao vetor D_d); e uma linha transversal entre cada ponto médio e a rede hidrográfica (equivalente ao vetor D_a), na mesma direção da linha (D_d) gerada anteriormente. Os pontos ao longo da linha média apresentam, na tabela de atributos, os valores do índice FSTT e o azimute da linha transversal à linha central da bacia;

3) Representação em mapa e por meio de gráficos polares, gerados a partir do *Excel*. Os valores foram agrupados conforme escala utilizada por Santos (2016). Os gráficos polares permitem a representação dos valores e do sentido de deslocamento, além de um vetor médio (IBANEZ; RICCOMINI, 2011).

As bases de dados de entrada para o modelo de elaboração do FABD são apenas bacias hidrográficas e a rede de drenagem. O resultado consiste em um arquivo vetorial da bacia da margem direita e da bacia hidrográfica completa com o valor de assimetria, variando de 0 a 100. Para a representação cartográfica, os valores foram agrupados conforme a escala de valores proposta por Pérez-Peña *et al.* (2010).

4.4 Mapeamento de Lineamentos

Esse procedimento buscou complementar as discontinuidades estruturais já estudadas em contexto regional para a área de estudo, que serão apresentadas no tópico 3.1. Esta etapa foi realizada conforme o proposto por Bragança (2022), que consiste principalmente de cinco etapas: seleção de MDEs e imagens ópticas, realce das direções de luz e sombra, identificação e vetorização manual dos lineamentos e comparação dos resultados da literatura. A vetorização foi realizada no QGIS com o FABDEM, variando a angulação da luz em intervalos de 45°. O resultado permitiu a identificação de direções predominantes desses lineamentos e sua distribuição nas áreas em estudo. Foi gerado um gráfico de roseta com esses valores a partir do plugin “*Histogram of Line Direction Segments*” do QGIS.

4.5 Mapeamento de feições geomórficas de detalhe

As feições geomórficas de detalhe consistem em feições de pequena extensão espacial que resultam de processos recentes, tais como meandros abandonados e focos erosivos. Podem ser relacionadas com as formas de relevo simbolizadas ou formas da quinta ordem de grandeza na taxonomia do relevo proposta pelo IBGE (2009). Foi levantada uma forma de relevo simbolizadas utilizando-se a nomenclatura proposta pelo IBGE (2009): meandros abandonados. Esta foi a feição de maior relevância encontradas em prospecção inicial em campo e em imagens de satélite, sendo alvo de um estudo sistemático.

O mapeamento dessas feições foi realizado por meio da identificação ótica em imagens de satélite e vetorização em ambiente de Sistema de Informação Geográfica. Os meandros abandonados foram mapeados com base em imagens *PlanetScope* e Google Earth. Buscou-se por trechos com vegetação diversa do entorno e feições com formato de ferradura ou características de canais, indicando a sua presença. Foram utilizadas as imagens *PlanetScope* da estação chuvosa imediatamente após eventos de chuvas, quando alguns meandros abandonados estavam preenchidos por água. Isso facilitou o seu mapeamento, principalmente com a utilização da banda do Infravermelho.

Após a detecção dos meandros abandonados e vetorização em SIG em forma pontual, aplicou-se a ferramenta Densidade de Kernel do *ArcGIS* para identificar os trechos que concentram a maior parte destas feições. Foram realizados testes para aplicação da ferramenta na área e, a partir deles, definiu-se os seguintes critérios da ferramenta: 5000 m de raio de busca, células de 100 m e método planar.

4.6 Formações Superficiais

As formações superficiais podem ser entendidas como os materiais que recobrem a superfície cuja origem está relacionada com intemperismo das rochas e remoção, transporte e deposição ao longo das vertentes e fundos de vale (QUEIROZ NETO, 2001). Buscou-se compreender principalmente as formações de origem aluvial, mas também se levou em conta padrões de organização de outras coberturas.

4.6.1 Levantamento e Caracterização de Níveis Depositionais Fluviais

Os níveis deposicionais fluviais antigos na bacia do Paranaíba apresentam extensão reduzida, sendo difícil sua visualização utilizando imagens de satélite ou MDE. Os mapeamentos geológicos (PINHO *et al.*, 2010; DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011; SEER *et al.*, 2015) da área não apresentam detalhamento dos depósitos fluviais. A base de dados espaciais de “Afloramentos”, do Serviço Geológico do Brasil (SGB, 2023), apresenta pontos georreferenciados de possíveis depósitos fluviais, os descrevendo como cascalheiras, areias fluviais, seixos e outros termos. Esta base foi utilizada para selecionar alguns pontos a serem visitados em campo.

De toda forma, a principal forma de prospecção desses níveis foi a realização de atividades de campo, utilizando-se da malha viária local para a busca de locais mais propensos à ocorrência desses níveis. Estes níveis podem ser visualizados principalmente por meio de cortes de estradas, barrancos e encostas nas margens fluviais. Foram realizadas três campanhas de campo: a primeira entre os dias 08 e 10/06/2023; a segunda entre 16 e 18/09/2023 e a terceira entre 18 e 21/12/2023. Percorreu-se cerca de 120 km por dia nestas campanhas.

A malha viária na área em estudo se mostrou também um dificultador para o estudo sistemático dos níveis deposicionais fluviais, apresentando baixa densidade e com traçado que atravessa os rios principais em alguns pontos, mas raramente os acompanha paralelamente, o que reduz a capacidade de prospecção em campo.

De toda forma, buscou-se por indícios da ocorrência de níveis deposicionais, como formas de terraços e ocorrência de cascalheiras em exposições de perfil. A prospecção também contou com auxílio da população local, que indicou locais de extração de cascalho para uso em manutenção de vias. Os perfis encontrados foram descritos quanto ao tipo do nível deposicional (escalonado, encaixado ou embutido), seu contexto transversal (pareado ou isolado, cota em relação ao nível do curso d'água) e longitudinal (distribuição ao longo dos cursos d'água principais) em relação ao vale, espessura do depósito, granulometria, organização e contato das fácies sedimentares e as estruturas verificadas. Esses dados foram registrados em *check-list* proposta anteriormente por Barros e Magalhães Júnior (2020b), na qual também foi registrado um rascunho em planta e em perfil do contexto do nível deposicional, as coordenadas geográficas e um perfil estratigráfico. Os depósitos foram fotografados, utilizando-se de um martelo de 27 cm de comprimento e uma enxadinha de 60 cm de comprimento como escala.

Após a compilação desses dados, os pontos georreferenciados foram plotados em Sistema de Informação Geográfica, o que permitiu a visualização da distribuição dos perfis avaliados em campo e a compreensão de padrões espaciais de ocorrência. Ademais, foi realizado um perfil-síntese estratigráfico para cada nível deposicional, que não necessariamente indica um perfil real, mas uma sobreposição dos dados dos diversos perfis analisados, permitindo a interpretação contínua entre os dados. A escala de Wentworth (WINGE, 2018) foi utilizada para a nomenclatura das granulometrias, apresentada na Tabela 4-1.

Tabela 4-1 – Escala granulométrica de Wentworth

Classe Sedimento Clástico	Tamanho (mm)
Argila	<0,004
Silte	>0,004 e <0,064
Areia	>0,064 e <2
Grânulo/Cascalho	>2 e <4
Seixo	>4 e <64
Bloco/Calhau	>64 e <256
Matacão	>256

Fonte: Adaptado de WINGE, 2018

Os procedimentos metodológicos acima citados foram utilizados em diversos estudos que buscaram levantar os níveis deposicionais de uma região, sobretudo aqueles discutidos no tópico 2.3.

4.6.2 Cronologia dos depósitos fluviais – Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

Durante as campanhas de campo, foram selecionados alguns depósitos de interesse para coleta com a finalidade da datação por Luminescência Opticamente Estimulada. Ao todo, foram coletadas seis amostras (Tabela 4-2), sendo três na bacia do rio Espírito Santo e três na bacia do rio Paranaíba. A coleta foi realizada, sempre que possível, logo acima da fácies de cascalho/seixos encontrada no depósito. O ponto PNB08 foi coletado imediatamente a jusante da área em estudo. Apesar de se localizar fora da área, sua relevância para o estudo implicou na utilização desta amostra.

Tabela 4-2 – Informações de pontos de coleta de amostras

Ponto	Data	Coordenadas (SIRGAS2000)		Altitude (m)	Profundidade da coleta (cm)
		Latitude	Longitude		
PNB01	09/06/2023	-18,998165	-46,529998	865	110
PNB02	09/06/2023	-18,994383	-46,566367	858	90
PNB03	10/06/2023	-18,811939	-46,881786	905	120
PNB04	10/06/2023	-18,823838	-46,832531	878	120
PNB06	17/09/2023	-18,976223	-46,696445	898	60
PNB08	18/12/2023	-18,739298	-46,522892	822	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

Foram tomados os devidos cuidados durante a coleta das amostras, descritos por Sallun (2007b) e Côrrea (2007): amostragem em perfis com menores indícios de pedogênese e bioturbação, coleta em profundidade superior a 0,5 m, utilizando-se de tubo opaco (PVC ou aço inox) inserido horizontalmente no perfil por percussão. Após a coleta, o tubo foi fechado nas extremidades e coberto por um saco escuro, de forma a evitar o contato dos sedimentos coletados com a luz do sol.

A leitura da luminescência foi realizada no laboratório da Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA., em Mogi Mirim (SP) por meio da técnica LOE/SAR (*Single-Aliquote-Regenerative-Doses*) (MURRAY; WINTLE, 2000), que processa alíquotas de 3 mg para determinar a Dose Equivalente para construção de curva de calibração, sendo considerada mais precisa do que as demais técnicas anteriores (CARVALHO, 2019). Foi realizada a medição de 15 alíquotas para cada amostra para a construção da curva de calibração. Foram utilizadas

apenas amostras que tiveram resultados adequados nos testes de reciclagem (<5%) e recuperação (<10% De) (MURRAY; WINTLE, 2000). A taxa de dose anuais de radiação gama e beta foram calculadas pelo Laboratório supracitado pela determinação dos radioisótopos (Tório, Urânio e Potássio) a partir do método de espectroscopia γ , enquanto as taxas de radiação cósmica foram estimadas com as equações de Prescott e Hutton (1994).

4.6.3 Formações superficiais de encostas e topos

Recentemente, as coberturas pedológicas têm sido muito utilizadas como indicadoras dos processos morfogenéticos. Bertolini (2015), por exemplo, relaciona a variação das classes pedológicas em compartimentos do relevo na bacia do Alto rio Piranga com as condições de desequilíbrio causadas por movimentos neotectônicos e pela evolução da rede de drenagem no local.

A caracterização dessas formações no presente estudo foi realizada a partir de dados de outros trabalhos já elaborados na região com relação à essa temática, em especial aos solos, como Carmo (1977), Rolim Neto (2002), EMBRAPA (2004), e Souza (2017). De forma complementar, foram utilizadas observações realizadas nas campanhas de campo do presente estudo. Buscou-se, portanto, relacionar dados de granulometria, mineralogia e outras características dos solos da área em estudo já levantados nos trabalhos supracitados, integrando-os às análises realizadas nas outras etapas.

Ao longo do desenvolvimento do trabalho, notou-se a importância das lateritas para a evolução geomorfológica recente da área. Estas, portanto, receberam importante atenção nessa etapa. O conceito de lateritas é diverso, amplo e passa por discussões históricas, sumarizadas, por exemplo, no trabalho de Maignien (1966). No presente estudo, utilizou-se o conceito de Augustin *et al.* (2014), sintetizado a partir da discussão de diversas abordagens genéticas, químicas-mineralógicas e morfológicas das lateritas:

formações ricas em ferro e alumínio, formadas pela atuação de intensos processos de intemperismo químicos e físicos, em resposta às novas condições de temperatura (T) e pressão (P), diferentes daquelas da formação original da rocha. Esta definição inclui, portanto, aquelas formações resultantes da acumulação relativa do ferro (Fe_2O_3) e/ou alumínio (Al_2O_3), com a consequente perda de sílica (SiO_2) e de bases (Ca, Mg, K, Na), e das resultantes da acumulação absoluta, ou seja, pelo aporte de óxidos de ferro (Fe_2O_3) e/ou alumínio (Al_2O_3), de lateritas primárias e secundárias (AUGUSTIN *et al.*, 2014, p. 254)

Foram diferenciadas em uma tipologia genética, sobretudo de indicativos de sua origem autóctone (acumulação relativa) ou alóctone (acumulação absoluta), contribuição sedimentar/detrítica em sua formação e suas possíveis associações com a evolução geomorfológica. Importante ressaltar que foram realizadas observações iniciais de campo, se tratando de uma abordagem superficial destas formações na área de estudo, mas que, por conta da sua distribuição e importância na interpretação do relevo na área, foram imprescindíveis para as discussões tecidas.

Adiante, os Capítulos 5 e 6 apresentarão os resultados encontrados para as análises morfológicas e de formações superficiais. O Capítulo 7 sintetiza os resultados, elabora compreensões e as discute com outras conclusões da literatura científica.

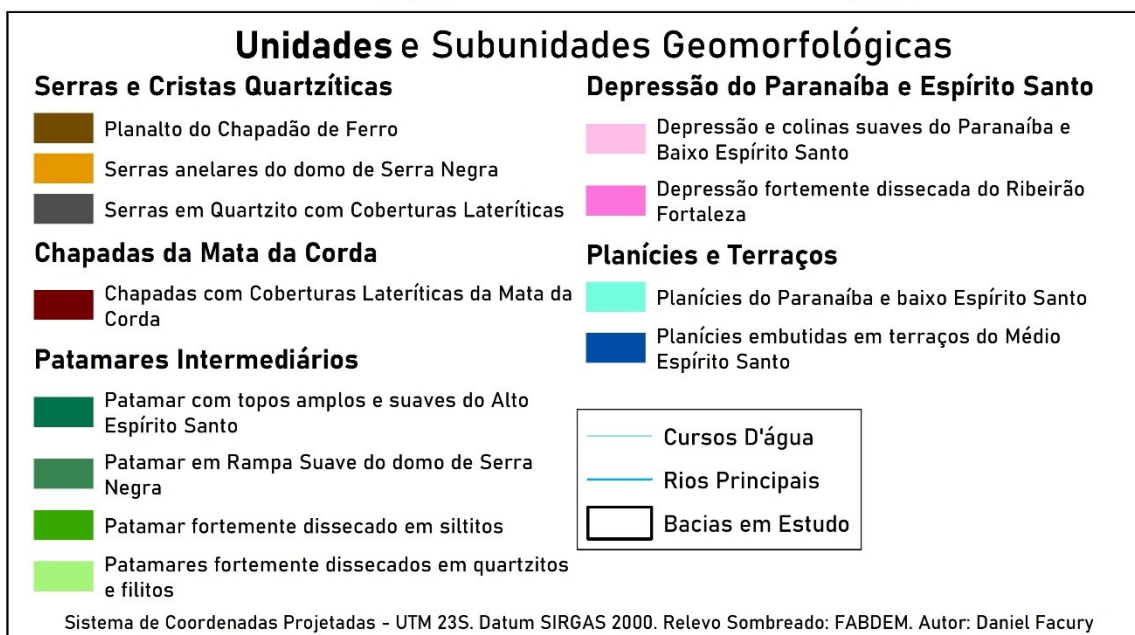
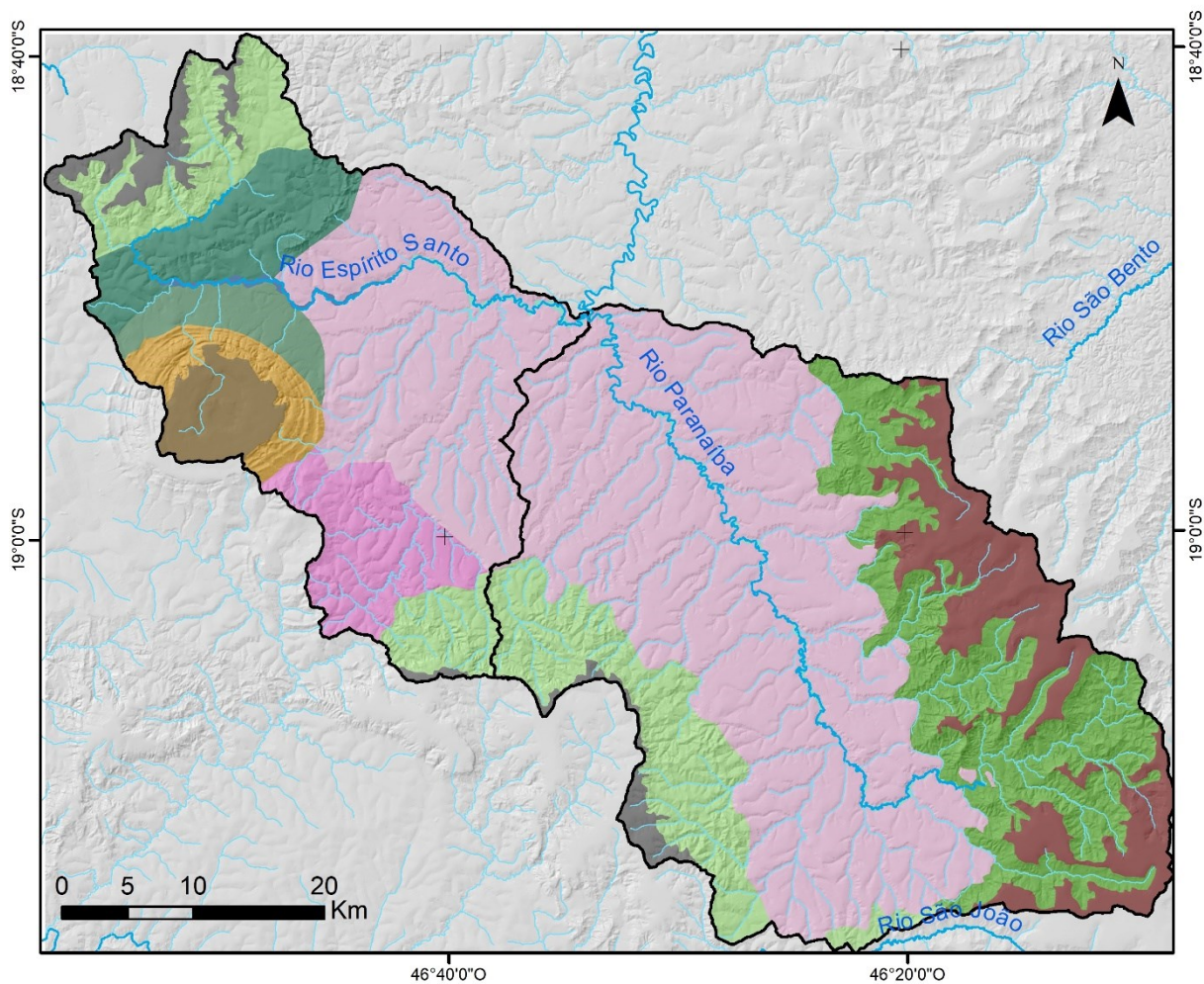
5 RESULTADOS DAS ANÁLISES MORFOLÓGICAS

O presente capítulo busca apresentar as principais características e relações encontradas nas formas de relevo da área em estudo. Serão tecidas algumas considerações iniciais sobre os prováveis significados geomorfológicos, mas as discussões e entrelaçamentos das evidências serão realizadas no capítulo 7.

5.1 As Unidades Geomorfológicas

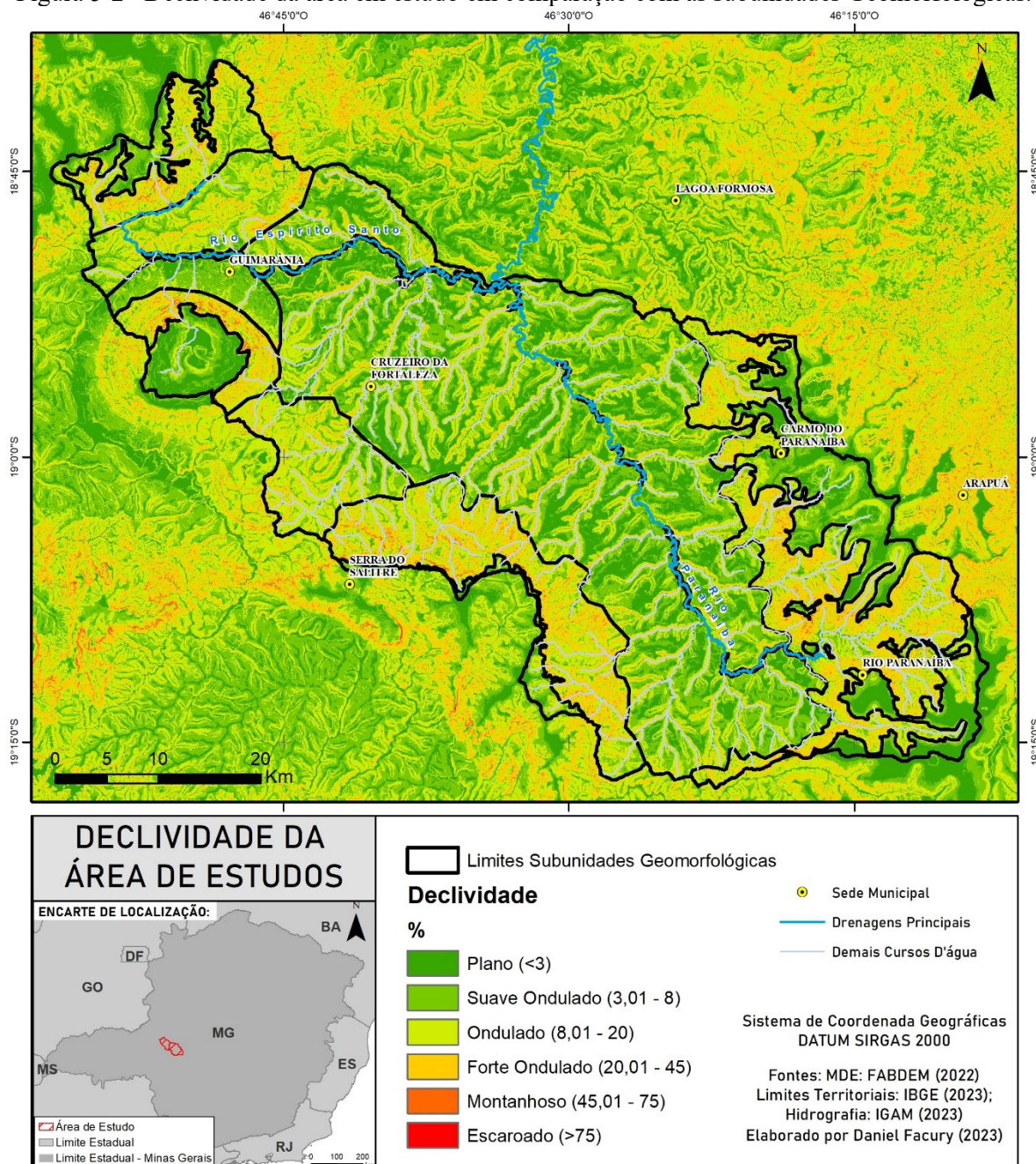
O relevo na área em estudo foi compartimentado em unidades e subunidades geomorfológicas. Foram identificadas cinco unidades, desmembradas em doze subunidades, apresentadas na Figura 5-1. O mapa de declividades que auxiliou na definição das unidades e subunidades geomorfológicas está apresentado na Figura 5-2.

Figura 5-1 – Unidades e Subunidades Geomorfológicas das bacias em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 5-2 –Declividade da área em estudo em comparação com as subunidades Geomorfológicas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.1 Chapadas da Mata da Corda

As Chapadas da Mata da Corda ocupam a borda leste da bacia do rio Paranaíba e contêm uma única subunidade indivisa, tendo em vista a homogeneidade desta unidade. Representa o divisor hidrográfico regional, separando as bacias do Paranaíba (Paraná) e Abaeté (São Francisco)

5.1.1.1 Chapadas com Coberturas Lateríticas da Mata da Corda

Ocorrem em cotas entre 1.050 e 1.150 metros de altitude, apresentando uma superfície ampla e de declividade muito suave (Foto 5-2 e Foto 5-3). As Chapadas apresentam caimento de cerca

de 0,06% para NNW, como já apontado por Saadi (1991). A densidade de drenagem na área é baixa (0,19), o que está associado à alta permeabilidade das coberturas das chapadas, além da baixa declividade. As linhas de drenagem apresentam padrão subparalelo e provavelmente se aproveitam de fraturas no substrato. Os topos são planos e as vertentes apresentam declividade muito suave, com formas divergente-retilínea.

As bordas das chapadas são marcadas por mantos lateríticos ferruginosos, que formam couraças contínuas de até 5 metros de espessura, desenvolvidas sobre as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda. Estas couraças constituem cornijas (Foto 5-1), onde ocorrem quebras na topografia no contato com as unidades adjacentes. Sobre as couraças desenvolvem-se Latossolos Vermelho-Amarelos comumente utilizados para agricultura intensiva. A idade de formação dos nódulos ferruginosos que constituem a couraça foi estimada em 41 Ma (MARQUES, 2021). Estas chapadas abrigam diversas nascentes de afluentes da margem direita do rio Paranaíba, funcionando como um reservatório de água na região.

Foto 5-1 – Couraça ferruginosa formando cornija na borda da chapada.

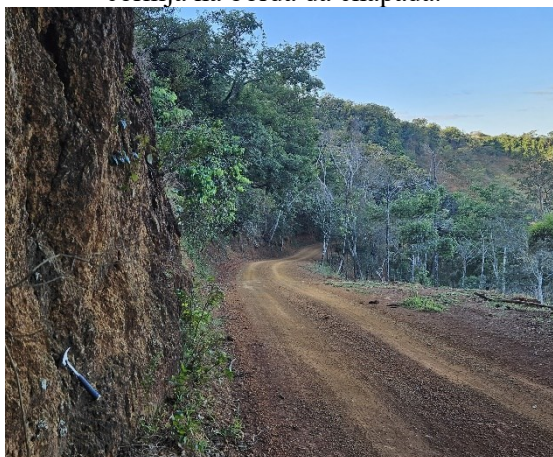


Foto: Daniel Machado Facury

Foto 5-2 – Topo plano da Chapada.



Foto: Catharina de Oliveira Maia.

Foto 5-3 – Vista de parte da Chapada, onde se localiza a cidade do Rio Paranaíba (A) e de um morro testemunho (B). Em C, ocorre a subunidade Patamar Fortemente Dissecado em Siltitos



Foto: Daniel Machado Facury

5.1.2 Serras e Cristas Quartzíticas

Esta unidade estrutura o divisor hidrográfico oeste das bacias em estudo e é composta por três subunidades, associadas principalmente às rochas do Grupo Canastra.

5.1.2.1 Planalto do Chapadão de Ferro

O topo do domo de Serra Negra consiste em uma ampla superfície com declividades muito baixas. Apresenta cotas altimétricas entre 1.280 e 1.200 m. A curvatura vertical das vertentes é predominantemente retilínea, enquanto a curvatura horizontal apresenta grande variação. Esta superfície é popularmente conhecida como “Chapadão de Ferro”, mas não pode ser enquadrada como Chapada de acordo com a classificação do IBGE, pois é formada por rochas ígneas intrusivas.

Nela ocorrem Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos desenvolvidos sobre uma cobertura laterítica. As lateritas dessa área são provavelmente autóctones, associadas à degradação das rochas da intrusão alcalina. A densidade de drenagem é baixa (0,28) nessa área e a rede de drenagem apresenta um padrão centrípeto, concentrando os fluxos em uma lagoa natural presente no centro do domo (Foto 5-4). Casseti (1977) sugere que processos de dissolução nas rochas alcalino-carbonáticas da intrusão de Serra Negra foram responsáveis pela formação desta lagoa. Este autor relata, ainda, a presença de turfeiras em suas margens. A lagoa drena para o Córrego do Bebedor, afluente do rio Espírito Santo, localizado a norte com direção W-E.

Foto 5-4 – Topo do domo de Serra Negra, com solo avermelhado. Ao fundo, observa-se o espelho d'água da lagoa localizada na área central.



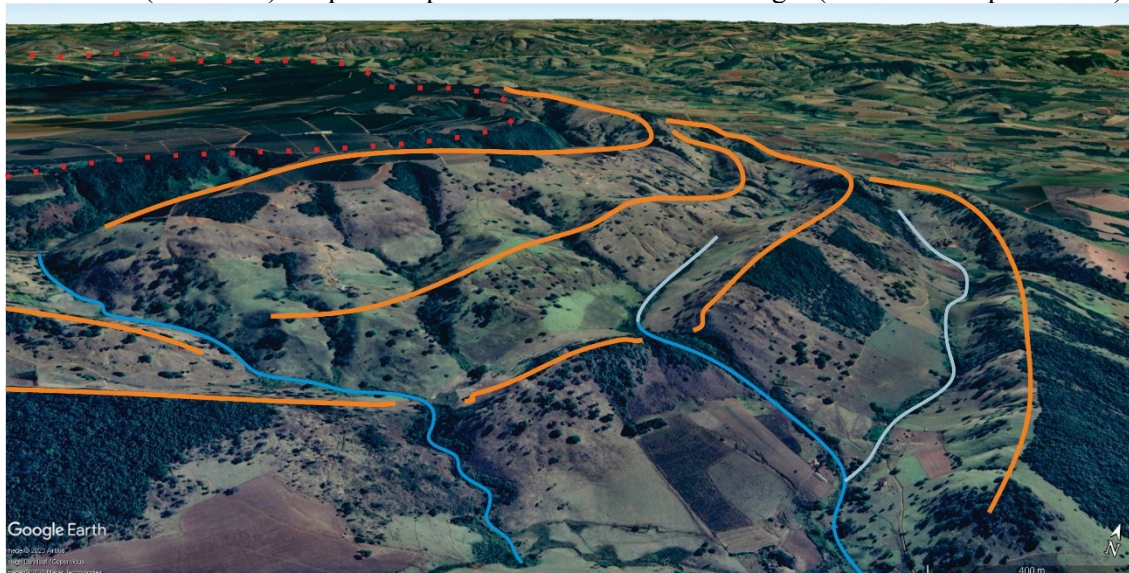
Foto: Daniel Machado Facury

5.1.2.2 Serras Anelares do domo de Serra Negra

A periferia dômica é marcada por uma série de cristas anelares no entorno da intrusão. Estas cristas são formadas por quartzitos do Grupo Canastra e auxiliam na preservação da morfologia dômica da área. Sua origem está nas deformações causadas pela própria intrusão alcalina, que arqueou as rochas do Grupo Canastra do entorno, implicando em rochas mergulhadas de forma centrífuga. As cristas variam de 1.200 a 1.050 m de altitude, que decresce à medida que se afasta do centro do Domo. Predominam vertentes divergente-convexas.

A densidade de drenagem neste trecho é alta (1,14), apresentando altíssimo controle estrutural, tendo em vista o padrão centrífugo-anelar. A rede de drenagem se aproveita das camadas de filito, paralelas às cristas quartzíticas, formando os cursos d'água ortoclinais na área. Os cursos cataclinais, que atravessam as cristas em fraquezas estruturais, formam *water gaps* e modelam facetas trapezoidais nas cristas quartzíticas (Figura 5-3)(CASSETI, 1977). Vertentes muito dissecadas e escarpas são formadas nessa área, especialmente no setor norte, drenado pelo córrego Bebedor, afluente do rio Espírito Santo.

Figura 5-3 – Cristas anelares (representadas em laranja), cursos d'água cataclinais (em azul escuro) e ortoclinais (azul claro) e topo da superfície do domo de Serra Negra (em vermelho pontilhado).



Fonte: Elaborado pelo autor com Imagem *Google Earth*.

5.1.2.3 Serras em Quartzitos com Cobertura Laterítica

Correspondem a pequenas porções de topos planos a suavemente ondulados da Serra do Salitre e da Serra da Barça que ocorrem na parte oeste da bacia do rio Paranaíba e noroeste da bacia do rio Espírito Santo. Estas áreas são desenvolvidas sobre os quartzitos e filitos do Grupo Canastra, onde ocorrem Latossolos Vermelhos e couraças endurecidas. Os topos alcançam até 1.250 metros em ambas as serras. A densidade de drenagem é baixa (0,24).

5.1.3 Patamares Intermediários

Os Patamares representam unidades de relevo em cotas intermediárias entre as Serras e Chapadas e as áreas de Depressão e Planície. Foram identificadas quatro subunidades de Patamares diferenciadas pelos materiais superficiais, declividade e cotas altimétricas.

5.1.3.1 Patamar Fortemente Dissecado em Siltitos

Esta subunidade se concentra na parte leste da bacia do rio Paranaíba, entre a Depressão em colinas suaves do Paranaíba e baixo Espírito Santo e as Chapadas Lateríticas da Mata da Corda, ocupando cotas entre 1.050 e 850 m. Apresenta declividade elevada com relevo fortemente dissecado, vertentes predominantemente divergentes-convexas nos terços médio e superior e a mais alta densidade de drenagem de todos os compartimentos (1,55), sendo que a rede de drenagem apresenta um padrão dendrítico (Foto 5-5). Predominam solos rasos, como Cambissolos, nesta área, além de trechos onde aflora o saprólito dos siltitos das formações Lagoa Formosa e Serra da Saudade, esta última nas cabeceiras do rio Paranaíba.

Foto 5-5 – Subunidade de Patamares Fortemente Dissecados em Siltitos (B), apresentando transição com as Chapadas da Mata da Corda (A), mais elevadas no entorno.



Foto: Daniel Machado Facury

5.1.3.2 Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos

Esta subunidade corresponde aos trechos entre as Serras Quartzíticas com Superfície Laterítica com a Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Espírito Santo e com o Patamar do Alto Espírito Santo. O primeiro caso ocorre nas imediações da Serra do Salitre, na parte central e sul da área em estudo. O segundo ocorre na parte noroeste das bacias, entre a Serra da Barça e o rio Espírito Santo.

Apresenta alta densidade de drenagem (1,35) e um padrão dendrítico, sendo atravessada, de sul para norte, pelo rib. Capim, cór. Da Mata, rib. Goderos, rib. Santa Cruz, cór. Santa Fé, cór. Paiol Queimado, rib. das Pitas, rib. Fortaleza, cór. Água Limpa e cór. Cachoeira. Apresenta relevo fortemente ondulado a montanhoso (Foto 5-6), vertentes divergente-convexas nos terços médio e superior, altas declividades, vales profundos em relação aos interflúvios e solos rasos, como Neossolos Regolíticos e Cambissolos.

Foto 5-6 – Subunidade de Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos, nas proximidades da Serra do Salitre.

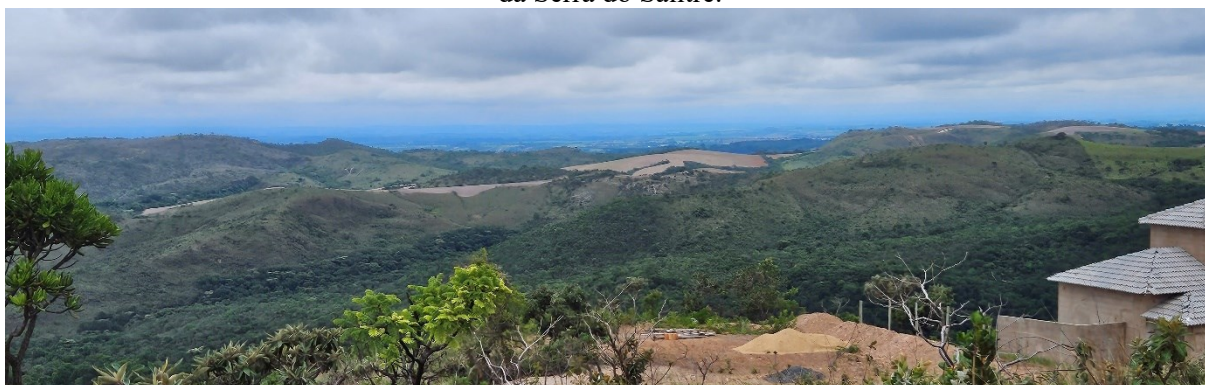


Foto: Daniel Machado Facury

5.1.3.3 Patamar com topos amplos e suaves do Alto Espírito Santo

Consiste em um Patamar de transição entre o Patamar Fortemente Dissecado em Quartzito e Filito e a Depressão em Colinas Amplas do Paranaíba e Baixo Espírito Santo (Foto 5-7 e Foto 5-8). Localiza-se em uma faixa altimétrica mais rebaixada em comparação com a outra subunidade de Patamar citada acima. A principal diferença, no entanto, é a ocorrência de vertentes divergentes-retilíneas de topos suaves e alongados, nos quais ocorrem Latossolos Vermelhos. A densidade de drenagem é similar aos demais Patamares, apresentando também padrão dendrítico da rede de drenagem.

Foto 5-7 – Transição do Patamar do Alto Espírito Santo (esquerda da foto) para a Depressão vizinha (direita da foto).



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 5-8 – Ravina em topo de morro do Patamar do Alto Espírito Santo. Nota-se as colinas de topo amplo e suave ao fundo.



Foto: Daniel Machado Facury

5.1.3.4 Patamar em Rampa Suave do Domo de Serra Negra

Esta subunidade circunda o domo de Serra Negra em quase toda a sua extensão, com exceção dos setores leste e sudeste do domo, onde o avanço da drenagem da sub-bacia do ribeirão Fortaleza dissecou a rampa e alterou a morfologia da área. A origem da rampa está associada a processos de coluvionamento, com materiais provenientes do domo de Serra Negra (CASSETI, 1977), ligando as áreas de Serras Anelares do Domo e da Planície do Médio Espírito Santo (Foto 5-9). Apresenta uma declividade constante e suave, em vertentes retilíneas, com cotas entre 1.000 e 900 metros. Desenvolvem-se Latossolos Vermelhos sobre os sedimentos que compõem esta área, o que permite o desenvolvimento de atividades agrícolas. O padrão da drenagem segue o que é observado nas Serras Anelares do Domo, sendo anelar centrífuga. É atravessada pelo córrego do Bebedorzinho, do Bebedor e por pequenos afluentes da margem direita do rio Espírito Santo, constituindo uma densidade de drenagem média (0,88).

Foto 5-9 – Patamar em Rampa (B) entre as Serras Anelares do Domo de Serra Negra (C) e a Planície do Médio rio Espírito Santo (A).



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

5.1.4 Depressão do Paranaíba e Espírito Santo

As depressões representam áreas rebaixadas em relação ao entorno, onde predominam processos erosivos. A Unidade Depressão do Paranaíba e Espírito Santo subdivide-se em duas subunidades: a Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo e a Depressão Dissecada do ribeirão Fortaleza.

5.1.4.1 Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo

Esta subunidade é a mais representativa da área em estudo, sendo que todos os cursos d'água em estudo a atravessam. Ocorre em altitudes entre 800 e 950 metros. Ela é modelada principalmente nos siltitos da Formação Lagoa Formosa, sendo comum a exposição do saprólito dessas rochas em áreas de processos erosivos acelerados. A densidade de drenagem é média (0,88) e o padrão da rede de drenagem se aproxima de paralelo, podendo ser classificado como subparalelo, apresentando ENE-WSW como direção preferencial das drenagens afluentes do rio Paranaíba. Após a confluência com o rio Espírito Santo, as direções de drenagem de afluentes passam a aproximadamente E-W. O rio Paranaíba corre, nesta área, para NNW, formando confluências perpendiculares.

De modo geral, apresenta colinas muito amplas e suaves, com topos planos a suavemente inclinados (Foto 5-10) e vertentes divergentes-retilíneas nos terços médio e superior. Nessas áreas, ocorrem Latossolos Vermelhos, que são muito utilizados na produção agrícola. Nos trechos de maior incisão da rede de drenagem, a declividade se eleva, sendo comum a exposição

do saprólito dos siltitos e a ocorrência de solos rasos, como Cambissolos Háplicos e Neossolos Regolíticos.

Foto 5-10 – Colinas Amplas e Suaves na Depressão do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. Em primeiro plano (A), nota-se a ocorrência de solos amarelados associados aos siltitos. Ao fundo (B), nota-se uma colina ampla com solos mais avermelhados utilizados para cultivo.



Foto: Daniel Machado Facury

5.1.4.2 Depressão Fortemente Dissecada do ribeirão Fortaleza

Esta subunidade ocorre na parte alta da bacia do ribeirão Fortaleza, modelada em siltitos do Grupo Lagoa Formosa e rochas metassedimentares do Grupo Canastra. Diferencia-se da subunidade anterior pois, apesar de apresentar topos também planos e suaves, apresenta maior nível de dissecção, revelado pela maior declividade ao longo das vertentes e profundidade das drenagens (Foto 5-11), além da predominância de vertentes divergentes-convexas nos terços médio e superior. A densidade de drenagem é também mais elevada, classificada como Alta (1,17). O padrão da rede de drenagem é também subparalelo para os afluentes do ribeirão Fortaleza, mas de direção aproximada NW-SE. Nas áreas mais elevadas predomina o padrão dendrítico.

A altitude neste compartimento varia de 850 a 1.000 metros. Esta Depressão se localiza entre os domos de Serra Negra/Salitre e a Serra do Salitre, sendo possível que a ocorrência dessas grandes estruturas afete o padrão de dissecção e de direção da drenagem na área.

Foto 5-11 – Subunidade Depressão Fortemente Dissecada do rib. Fortaleza (B) entre Serra Negra (A) e os Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos (C).

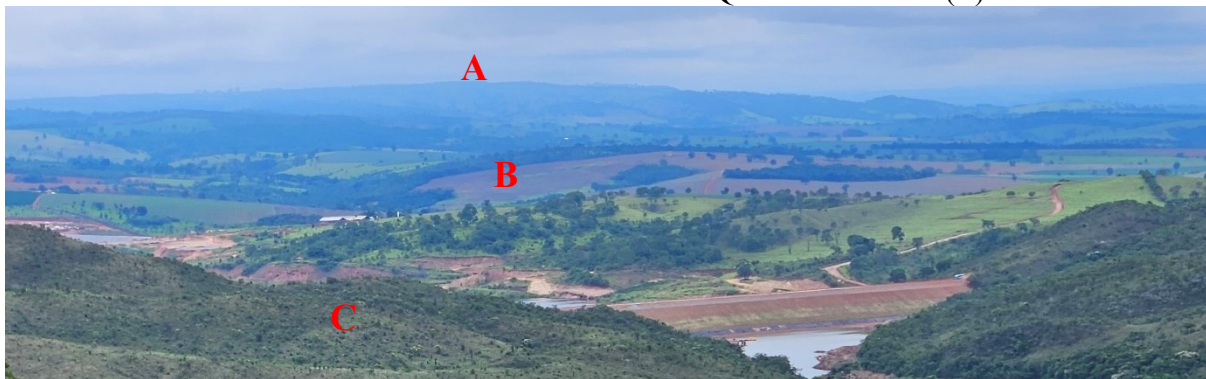


Foto: Daniel Machado Facury

5.1.5 Planícies e Terraços

As Planícies e Terraços representam formas suavizadas associadas à dinâmica de erosão/deposição fluvial atual ou pretérita. As áreas mapeáveis ocorrem apenas nos rios Espírito Santo e Paranaíba, mas ocorrem planícies e terraços observáveis em escala de campo em diversos afluentes desses rios. Os depósitos fluviais e a organização de planícies e terraços nos rios principais e em seus afluentes serão aprofundadas posteriormente.

5.1.5.1 Planícies do Paranaíba e Baixo Espírito Santo

Estas Planícies ocorrem entremeadas na subunidade Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. As planícies do rio Paranaíba ocorrem de forma descontínua, sendo seccionadas por trechos em que o rio se encontra encaixado e não apresenta planície. A largura das planícies nesta área é bem restrita, apresentando entre 200 e 300 m de extensão (Foto 5-12). As planícies são constituídas principalmente por material fino; silte no rio Paranaíba e areia fina no baixo Espírito Santo. Por vezes ocorrem lagoas marginais e meandros abandonados nas áreas de planície, que aparecem de forma mais contínua no baixo Espírito Santo.

Foto 5-12 – Planície do rio Paranaíba.



Foto: Daniel Machado Facury

5.1.5.2 Planícies Embutidas em Terraços do Médio Espírito Santo

As planícies do Médio Espírito Santo apresentam características muito diversas daquelas do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo. Encontram-se, de forma geral, embutidas em terraços antigos. Estes terraços apresentam, em sua base, seixos, calhaus e matacões que, por vezes, formam o leito do rio Espírito Santo, permitindo a ocorrência de corredeiras (Foto 5-13). As áreas de planícies e terraços chegam a mais de 500 metros de largura neste trecho. O desnível entre essas formas é muito suave, sendo possível diferenciá-las apenas em campo.

Foto 5-13 – Planície (A), leito com calhaus e matacões formando corredeiras (B) e terraços do Médio Espírito Santo (C).

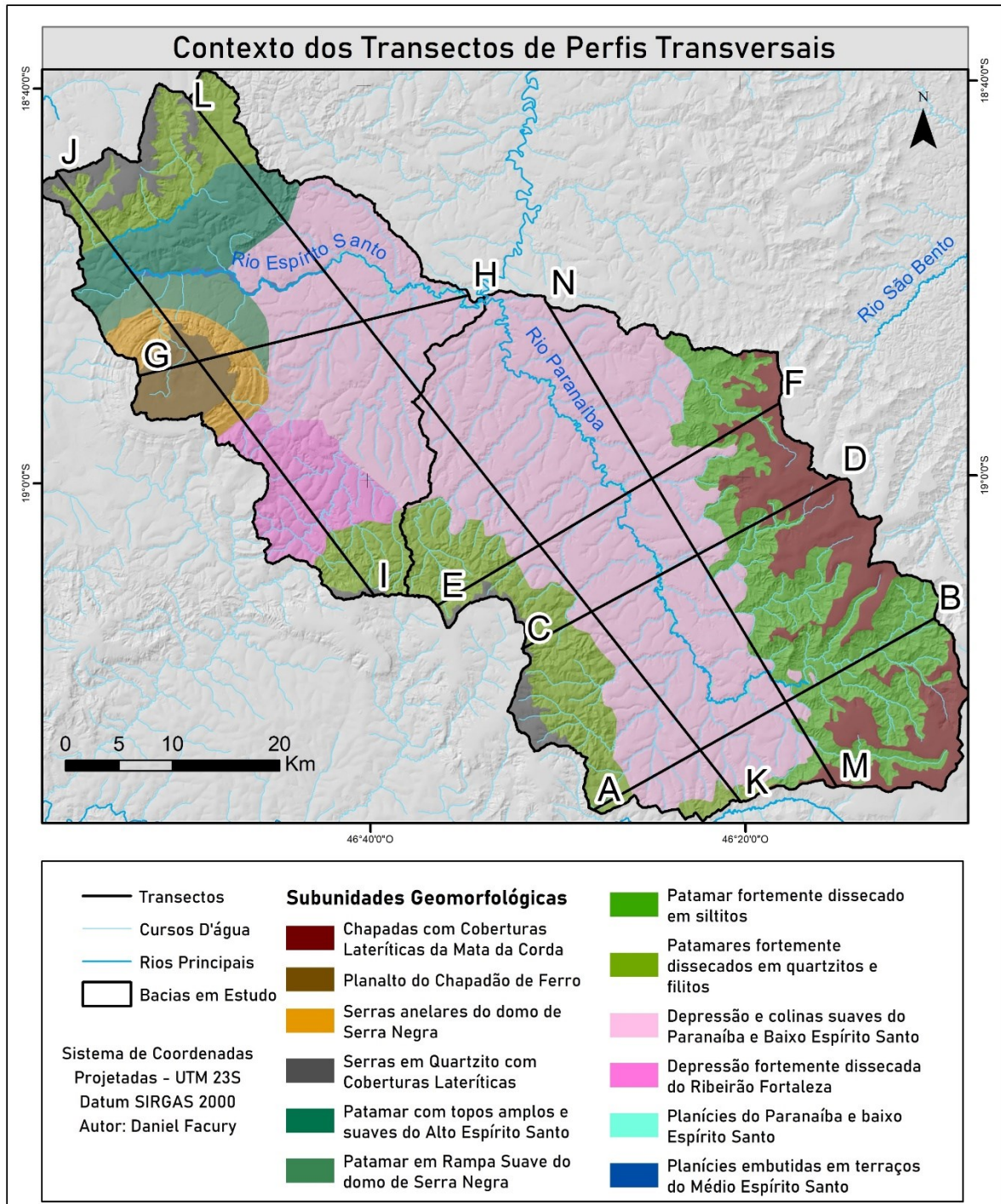


Foto: Daniel Machado Facury

5.1.6 Síntese e Arranjos Espaciais das Subunidades Geomorfológicas

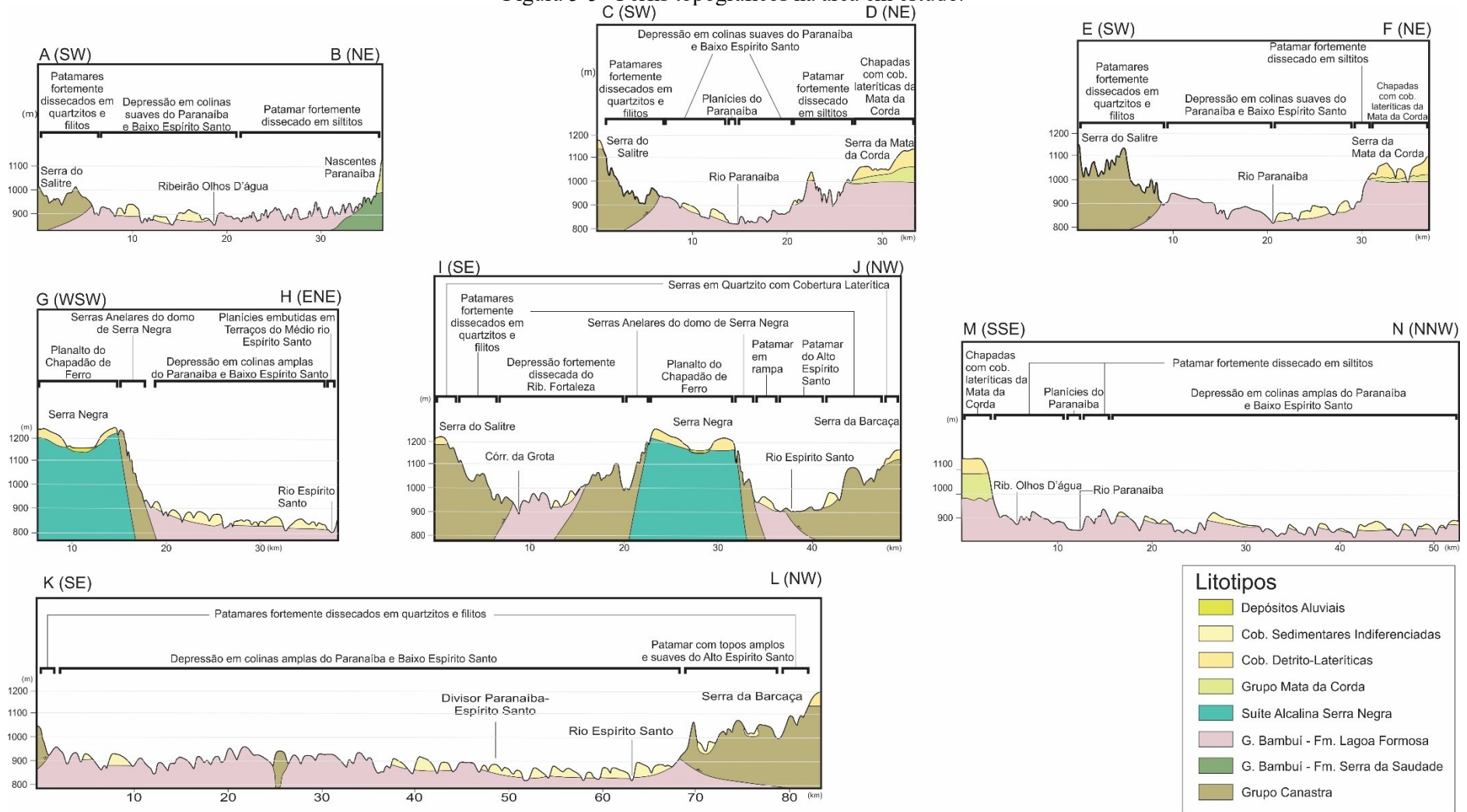
A Figura 5-5 contém perfis topográficos ortogonais e paralelos à rede de drenagem que representam o arranjo espacial entre as subunidades geomorfológicas e suas características de altimetria e declividade. A Figura 5-4 mostra os transectos utilizados para geração destes perfis.

Figura 5-4 –Transectos dos perfis topográficos elaborados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 5-5 – Perfis topográficos na área em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os perfis AB, CD e EF são transectos ortogonais ao rio Paranaíba, com direção SW-NE. A subunidade Serras em Quartzitos com Cobertura Laterítica, que estaria localizada na borda SW das bacias, apresenta extensão muito restrita e não pôde ser representada nos perfis. A subunidade Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos aparece a seguir, sendo a transição entre a faixa serrana, a W e a Depressão, a E. Fica nítida a alta rugosidade do terreno, com diversos trechos entrecortados por pequenas drenagens. Isso se repete na área de Patamar Fortemente Dissecado em Siltitos, a W da Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. Esta Subunidade apresenta topos amplos e suaves, com menor rugosidade se comparado com os patamares vizinhos. Identifica-se a ocorrência de Coberturas Sedimentares Indiferenciadas nesta área, recobrando os siltitos da Fm. Lagoa Formosa. Na borda NE, ocorrem as Chapadas com Coberturas Lateríticas da Mata da Corda, com superfície muito plana associada às lateritas e com poucos cursos d'água.

O perfil GH representa um trecho entre o Domo de Serra Negra e a foz do rio Espírito Santo. Fica nítida a baixa densidade de drenagem no Planalto do Chapadão de Ferro, onde os fluxos se concentram em uma lagoa no topo, conhecida como Lagoa do Chapadão, com gênese provavelmente associada a processos de dissolução. As Serras Anelares do domo de Serra Negra circundam todo o topo do domo, estando associada à diversidade de resistência à erosão das camadas de quartzitos e filitos do Grupo Canastra. Na área mais baixa, ocorre a subunidade Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo, que apresenta certa homogeneidade em toda sua extensão.

O perfil IJ se estende entre a Serra do Salitre e a Serra da Barçaça, atravessando a Serra Negra. O perfil se inicia na Serra do Salitre, na subunidade Serras em Quartzitos com Cobertura Laterítica, indicando o topo plano a cerca de 1.200 m, seguindo pelos Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos e atravessando a Depressão Fortemente Dissecada do ribeirão Fortaleza. Fica nítida a diferença entre esta e a outra subunidade de depressão, tendo em vista a maior quantidade de drenagens e a posição em cotas mais elevadas. Padrão similar ao perfil GH é encontrado na área do domo de Serra Negra: as Serras Anelares circundando o Patamar do Domo. Depois, o perfil volta a atravessar a subunidade Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos, no domínio do Grupo Canastra e finaliza no topo da Serra da Barçaça, retornando à subunidade Serras Quartzíticas com Superfície Laterítica.

O perfil KL atravessa a bacia do Paranaíba paralelamente ao rio principal, cortando diversas drenagens e demonstrando novamente os topos amplos e a menor concentração de drenagens, principalmente na área com Coberturas Sedimentares Indiferenciadas recobrando os siltitos da Fm. Lagoa Formosa em cotas inferiores a 900 m. Depois, atravessa a bacia do rio Espírito Santo de forma perpendicular ao rio principal. Acima da cota de 950 m, ocorre a subunidade Patamar com topos amplos e suaves do Alto Espírito Santo. Ocorrem também drenagens encaixadas, mas separadas por topos planos onde se desenvolvem solos mais profundos. O perfil é finalizado na Serra da Barcaça, com novo topo plano associado à subunidade Serras em Quartzitos com Cobertura Laterítica.

Por fim, o perfil NO atravessa a bacia do rio Paranaíba de forma paralela ao rio principal, seguindo à direita deste rio. Inicia-se na Chapada com Coberturas Lateríticas da Mata da Corda, em topos planos a mais de 1.100 m de altitude e sustentados por coberturas lateríticas. Ao entrar na Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo, os topos ocorrem em cotas em torno de 900 m, decrescendo para jusante. Observa-se inicialmente, um padrão nas colinas: a vertente virada para norte geralmente apresenta declividades suaves, enquanto a vertente virada para sul tem declividades mais abruptas. Esta assimetria entre as vertentes será tratada com mais detalhes adiante.

O Quadro 5-1 sintetiza as principais características de cada subunidade geomorfológica.

Quadro 5-1 – Quadro Síntese das características das subunidades geomorfológicas.

Unidade	Subunidade	Intervalo Altimétrico	Declividade Dominante	Densidade de drenagem	Litologia	Principal classe de Solo
Chapadas da Mata da Corda	Chapadas com Coberturas Lateríticas da Mata da Corda	1000 – 1200 m	Plano	Baixa	Grupo Mata da Corda	Latossolos Vermelho- Amarelos
Serras e Cristas Quartzíticas	Planalto do Chapadão de Ferro	1150 - 1270 m	Plano	Baixa	Cob. Lateríticas	Latossolos Vermelho- Amarelos
	Serras Anelares do Domo de Serra Negra	1050 – 1200 m	Forte Ondulado	Alta	Grupo Canastra	Cambissolos Háplicos
	Serras em Quartzitos com Cobertura Laterítica	1050 – 1250 m	Plano	Baixa	Cob. Lateríticas	Latossolos Vermelhos
Patamares Intermediários	Patamar Fortemente Dissecado em Siltitos	850 – 1050 m	Forte Ondulado	Alta	Siltitos - Grupo Bambuí	Cambissolos Háplicos
	Patamares Fortemente Dissecados em Quartzitos e Filitos	950 – 1050 m	Forte Ondulado	Alta	Grupo Canastra	Cambissolos Háplicos
	Patamar com topos amplos do Alto Espírito Santo	900 – 1100 m	Suave Ondulado	Média	Grupo Canastra	Latossolos Vermelhos

	Patamar em Rampa Suave do Domo de Serra Negra	900 – 1000 m	Suave Ondulado	Média	Grupo Bambuí	Latosolos Vermelhos
Depressão do Paranaíba e Espírito Santo	Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo	800 – 950 m	Suave Ondulado	Média	Cob. Sedimentares Indiferenciadas	Latosolos Vermelhos
	Depressão Fortemente Dissecada do Ribeirão Fortaleza	850 – 1000 m	Ondulado	Alta	Grupo Bambuí	Latosolos Vermelhos
Planícies e Terraços	Planícies do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo	790 - 850 m	Plano	-	Grupo Bambuí	Cambissolo Háplico*
	Planícies Embutidas em terraços do Médio Espírito Santo	810 - 900 m	Plano	-	Grupo Canastra	Latosolo Amarelo*

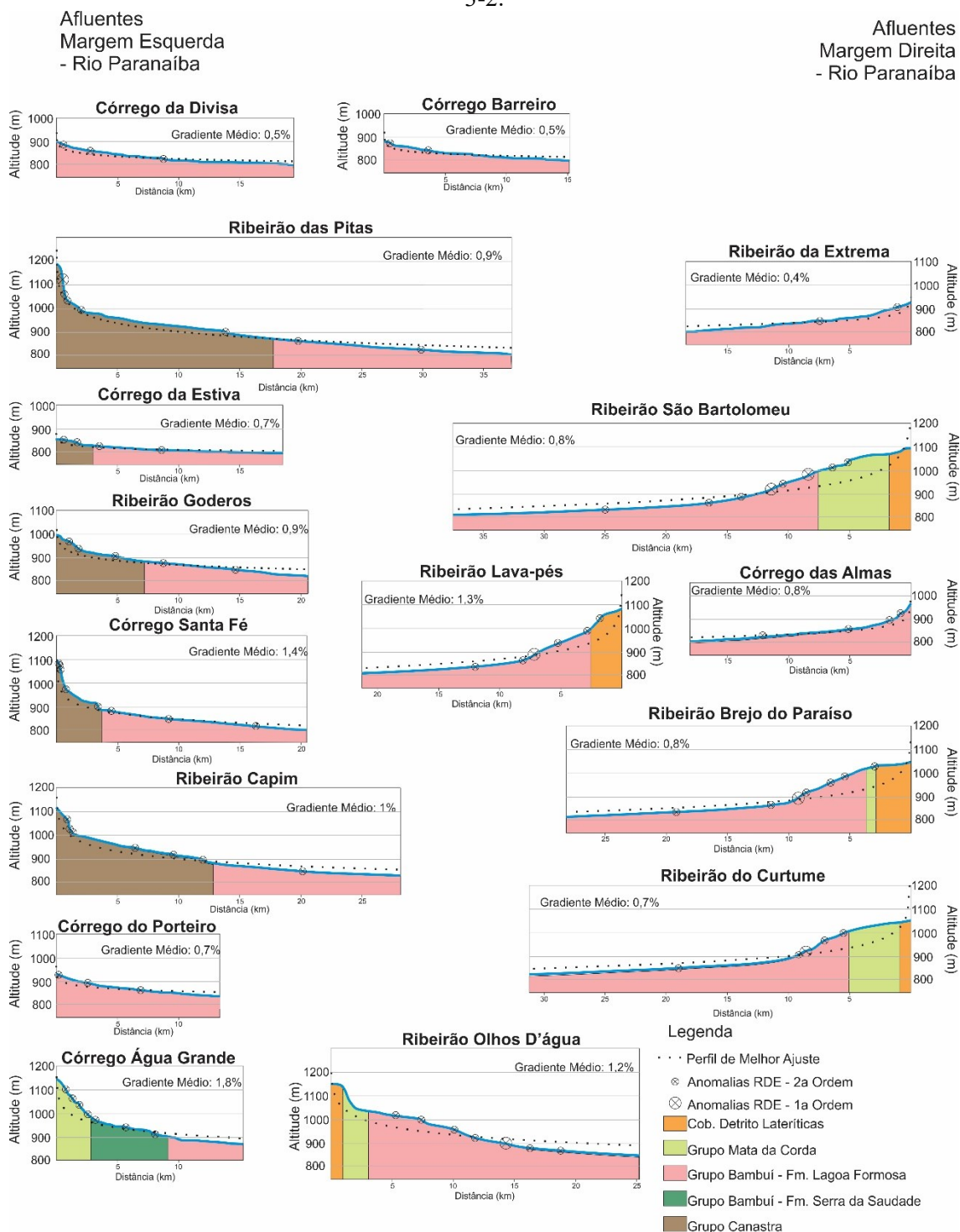
*A escala de mapeamento utilizada no estudo da EMBRAPA (2004) não permite a identificação da variação dos solos em ambientes nas áreas de planícies e terraços, que, por vezes, apresentam acumulação de matéria orgânica e/ou estratos sedimentares, o que indicaria a predominância de classes de solos diversos daqueles aqui representados.

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.2 Gradiente dos cursos fluviais e indicativos geológicos e geomorfológicos

Os gradientes puderam ser analisados a partir de perfis longitudinais elaborados para os principais rios e afluentes das bacias em estudo. Os perfis longitudinais dos afluentes do rio Paranaíba são apresentados na Figura 5-6.

Figura 5-6 – Perfis longitudinais dos afluentes do rio Paranaíba na área de estudos. Os perfis com nascentes no lado esquerdo da figura representam tributários da margem esquerda do rio Espírito Santo, enquanto afluentes com as nascentes no lado direito representam tributários da margem direita. Os afluentes estão organizados de jusante para montante do topo para a base da figura. Exagero vertical de 20 vezes. A localização dos cursos d'água foi apresentada na Figura 3-2.



Os afluentes da margem direita do rio Paranaíba drenam áreas da Unidade Geomorfológica Chapada da Mata da Corda, atravessando, portanto, formações

vulcânicas do Grupo Mata da Corda capeadas por uma espessa cobertura detrito-laterítica. Este é o caso dos ribeirões São Bartolomeu, Lava Pés, Brejo do Paraíso e Curtume. É comum que os cursos d'água, ao atravessar essas coberturas, apresentem uma forma convexa no seu perfil longitudinal. Este trecho geralmente se localiza acima da curva de melhor ajuste, o que sugere certo desequilíbrio dessa área com uma condição ideal hipotética.

Os afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba correm, nas áreas mais elevadas, sobre as rochas metassedimentares do Grupo Canastra. Este trecho geralmente apresenta cursos d'água com grandes declividades, marcados por *knickpoints* (anomalias no RDE), geralmente associados à variação litológica entre filitos, mais friáveis, e quartzitos, mais resistentes. Essa variação é responsável pela formação de cachoeiras e quedas d'água (Foto 5-14).

Foto 5-14 – Cachoeira no Ribeirão das Pitas, associados à variação litológica do Grupo Canastra.



Foto: Bruno Jôsimar (2022), acessada via Google Maps.

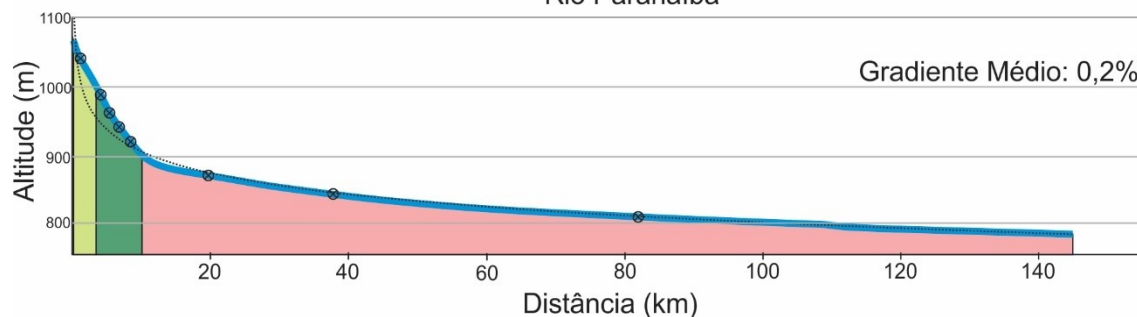
Em ambas as margens, alguns afluentes correm integralmente sobre os siltitos do Grupo Bambuí, como no caso dos córregos da Divisa, do Barreiro, do Porteiro, Extrema e das Almas. Estes cursos d'água apresentam perfis com baixo gradiente médio em comparação com os demais, o que está associado à homogeneidade litológica.

Quase todos os perfis apresentam comportamento similar em relação à curva de melhor ajuste: trechos mais elevados apresentam perfis acima dessa curva, enquanto trechos mais

baixos apresentam perfil mais baixo em relação à curva. Isso pode estar relacionado a reajustes da rede de drenagem a um novo nível de base, mas que não se propagou até a parte mais elevada das drenagens. É comum a ocorrência de *knickpoints* entre esses dois padrões de comportamento entre o perfil longitudinal e a curva de melhor ajuste, o que reforça a hipótese da propagação de um novo nível de base para montante.

O perfil longitudinal do rio Paranaíba apresenta maior proximidade com a linha de melhor ajuste e baixo gradiente médio, indicando um curso d'água mais ajustado ao próprio nível de base. Atravessa litologias mais friáveis, como as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda e siltitos do Grupo Bambuí. Ocorrem algumas anomalias de segunda ordem associadas ao RDE, concentradas principalmente na área de cabeceiras, mas não representam grandes rupturas de declive.

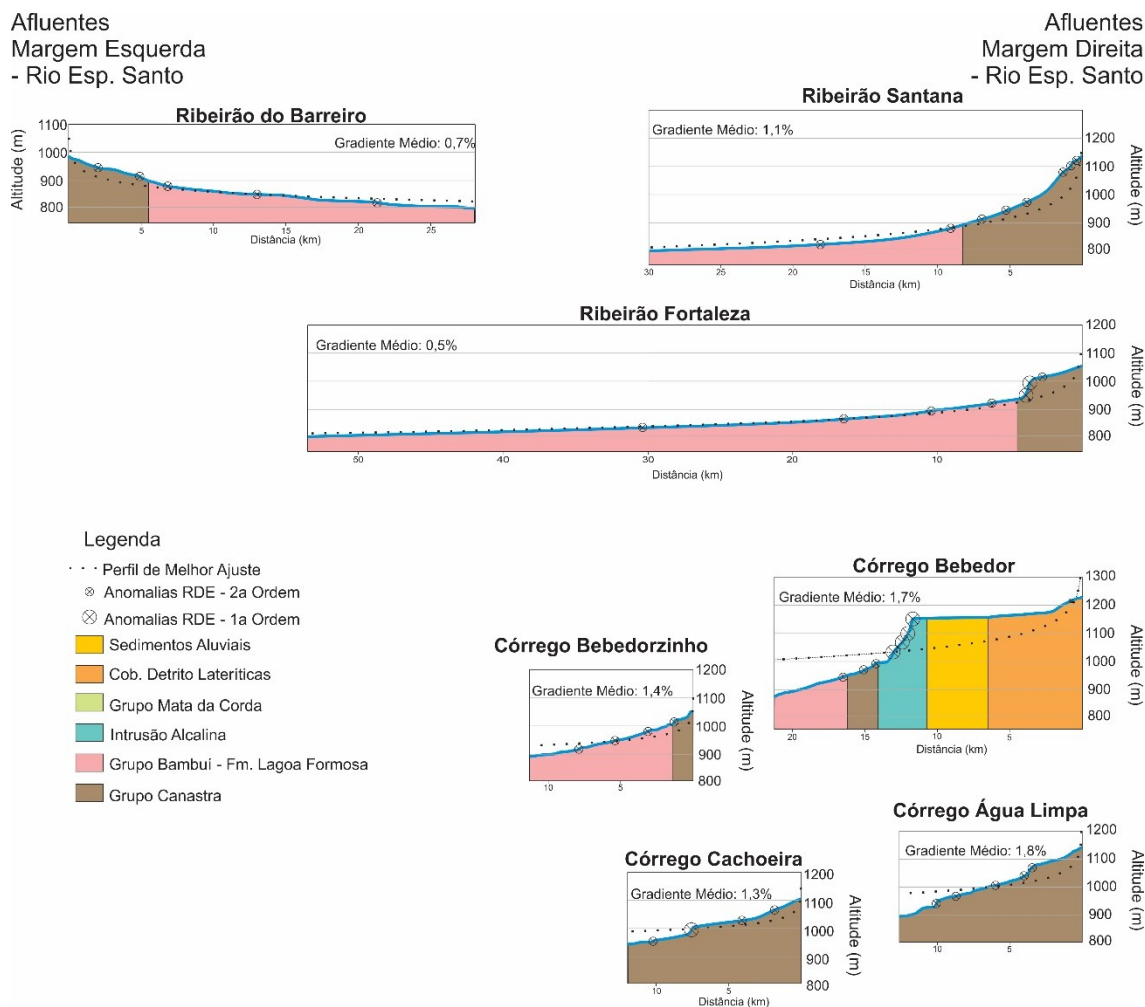
Figura 5-7 – Perfil longitudinal do rio Paranaíba. Geologia conforme a legenda da Figura 5-6.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 5-8 apresenta os perfis longitudinais dos afluentes do rio Espírito Santo.

Figura 5-8 – Perfis longitudinais dos afluentes do rio Espírito Santo. Os perfis com nascente no lado esquerdo representam tributários da margem esquerda do rio Espírito Santo, enquanto afluentes com as nascentes no lado direito representam tributários da margem direita. Os afluentes estão organizados de jusante para montante do topo para a base da figura. Exagero vertical de 20 vezes. A localização dos cursos d'água foi apresentada na Figura 3-2.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os afluentes do rio Espírito Santo apresentam perfis longitudinais com comportamento semelhante ao observado nos afluentes do Paranaíba. As principais diferenças são: 1 – a ausência das rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda; 2 – a presença do domo de Serra Negra e rochas intrusivas associadas.

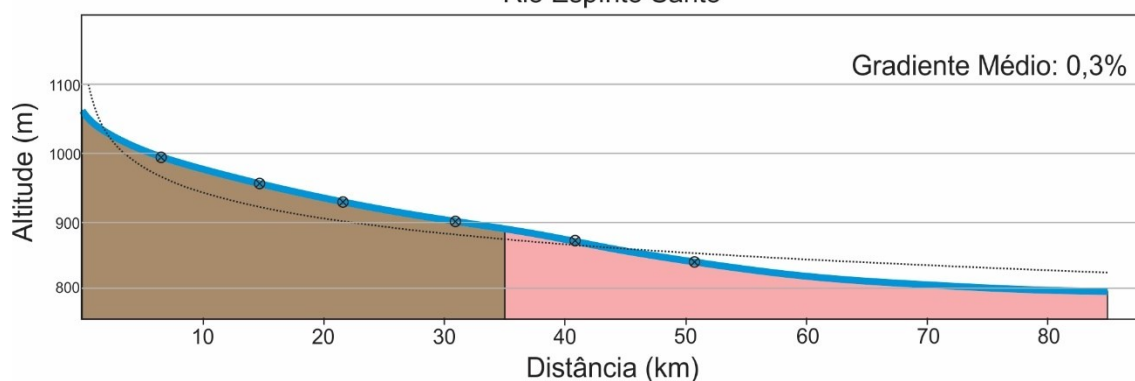
O segundo fator é ressaltado principalmente no córrego do Bebedor. Este córrego drena o interior do domo de Serra Negra, apresentando uma área lacustre no topo. Ele apresenta o maior gradiente médio de todos os córregos em estudo, além de importantes *knickpoints* ao longo do seu trecho de maior declividade, onde atravessa as rochas da intrusão alcalina.

Os demais cursos d'água são marcados pela presença do Grupo Canastra, no qual são modeladas importantes rupturas de declive associadas à variação litológica, formando cachoeiras na área.

A relação entre a curva de melhor ajuste e os perfis longitudinais segue o mesmo padrão visualizado para os afluentes do rio Paranaíba. O ribeirão Fortaleza, mais extenso afluente do rio Espírito Santo, apresenta um perfil muito próximo do perfil de equilíbrio, indicando melhor ajuste ao nível de base regional. Isso é alterado nas áreas de cabeceira, onde a mudança litológica para os quartzitos e filitos do Grupo Canastra afeta o perfil longitudinal desse curso d'água.

O perfil longitudinal do rio Espírito Santo (Figura 5-9) apresenta certa regularidade. Nota-se, no trecho em que corre sobre o Grupo Canastra, um grande trecho retilíneo acima da curva de melhor ajuste, enquanto o setor mais a jusante está abaixo. O primeiro trecho concentra algumas pequenas anomalias identificáveis a partir do RDE, provavelmente associadas às corredeiras presentes no leito. Um par convexo-côncavo ocorre na transição entre esses padrões.

Figura 5-9 – Perfil longitudinal do rio Espírito Santo. Geologia conforme a legenda da Figura 5-8.

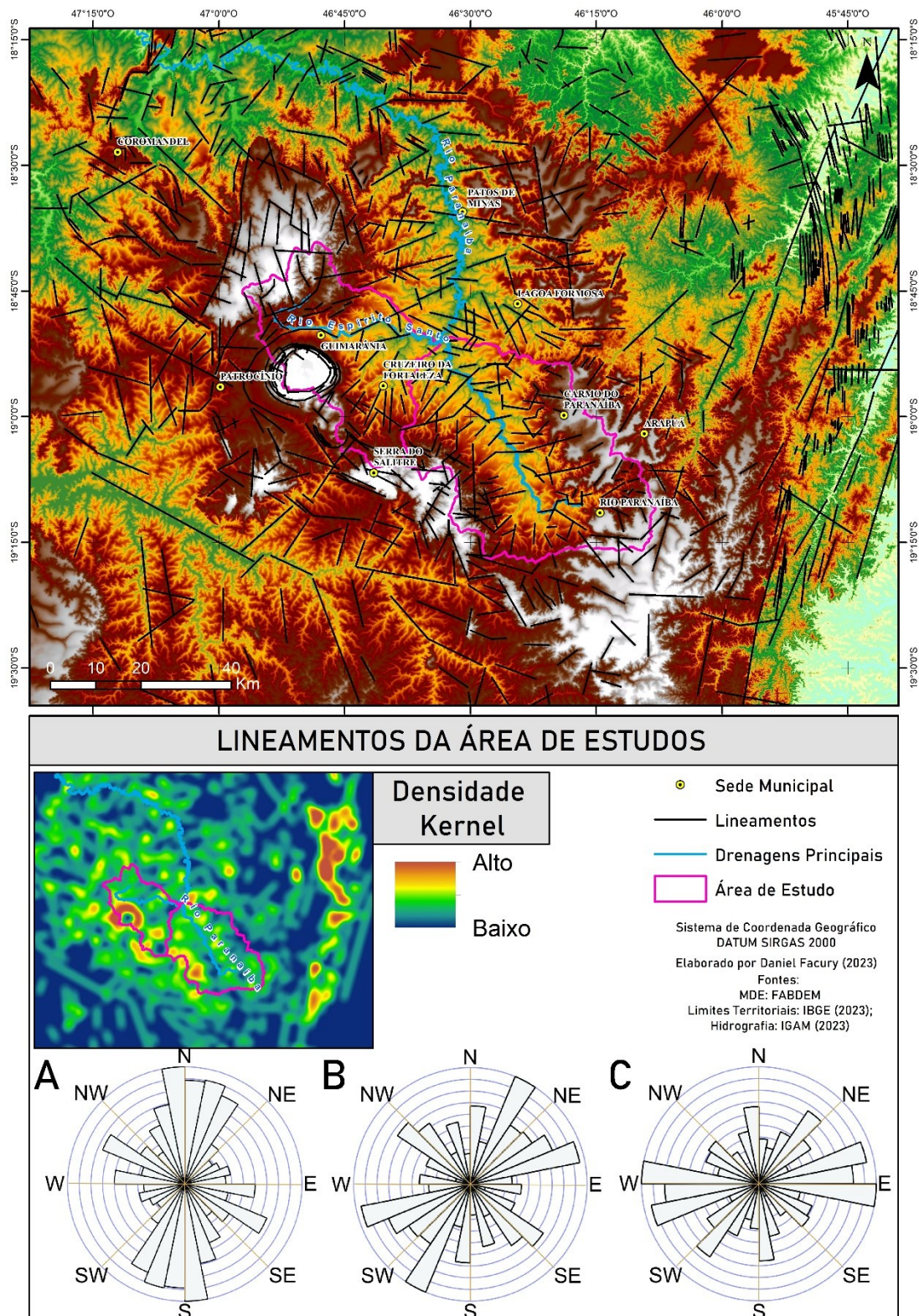


Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3 Lineamentos Estruturais

A Figura 5-10 apresenta os lineamentos de feições naturais, principalmente das drenagens e cristas. Estes lineamentos provavelmente apresentam grande correlação com as fraturas e falhas nas rochas da área, apresentando significado estrutural importante.

Figura 5-10 – Lineamentos da área de estudos. A – Diagrama de roseta dos lineamentos de toda a área do mapa. B – Diagrama de roseta dos lineamentos da bacia do rio Espírito Santo; C – Diagrama de roseta dos lineamentos da bacia do rio Paranaíba.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota-se, de um ponto de vista geral, a predominância de lineamentos de direção NNW-SSE e NNE-SSW. Estas direções estão associadas principalmente às falhas de empurrão

e fraturas formadas durante a orogênese Brasileira, quando a Faixa Móvel Brasília foi empurrada sobre o Cráton do São Francisco (ALKMIN; MARTINS-NETO, 2001). Essas direções ocorrem nas áreas de rochas do Grupo Canastra, como na Serra do Salitre e da Barçaça, mas principalmente em áreas onde aflora o Grupo Bambuí a leste das bacias em estudo, com destaque para os vales dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá, como é notável no mapa de densidade. Esses rios correm em sentido NNE, mas atravessam diversas estruturas NNW-SSE, o que demonstra uma malha de fraturas na área.

Nota-se, subordinadamente, a presença de estruturas WNW-ESSE. Estas estão associadas à Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (SAADI, 1993) ou Lineamento do Azimute 125° (ROCHA, 2013). Este Lineamento se relaciona a um conjunto de fraturas provavelmente preenchidos por rochas magmáticas, pois é possível observá-lo nos dados magnetométricos (ROCHA, 2013). Afeta a ocorrência das grandes intrusões alcalinas cretáceas, mas também rochas antigas, como as que estruturam a Serra do Salitre.

As bacias do Paranaíba e Espírito Santo apresentam comportamento diferente daquele observado para a região. Nota-se também a relevância das estruturas NNW-SSE, associadas à dinâmica tectônica brasileira, mas o principal conjunto de lineamentos apresenta direção em torno de W-E, condicionando principalmente a drenagem subparalela existente na Depressão do Paranaíba. Esses lineamentos não são muito destacados na literatura, mas alguns são representados por Hasui e Haralyi (1991). Campos e Dardenne (1997a) sugerem que a ocorrência de lineamentos em direções próximas no vale do rio Paranaíba pode estar associada ao evento cretáceo de abertura do Oceano Atlântico. Esses lineamentos seriam resultantes da refração das falhas transformantes da litosfera oceânica ao adentrar a litosfera continental, alterando a direção de formação inicial. O setor leste da bacia do rio Paranaíba apresenta baixa densidade de lineamentos, provavelmente por conta da ampla superfície plana da área que não permite a visualização de estruturas.

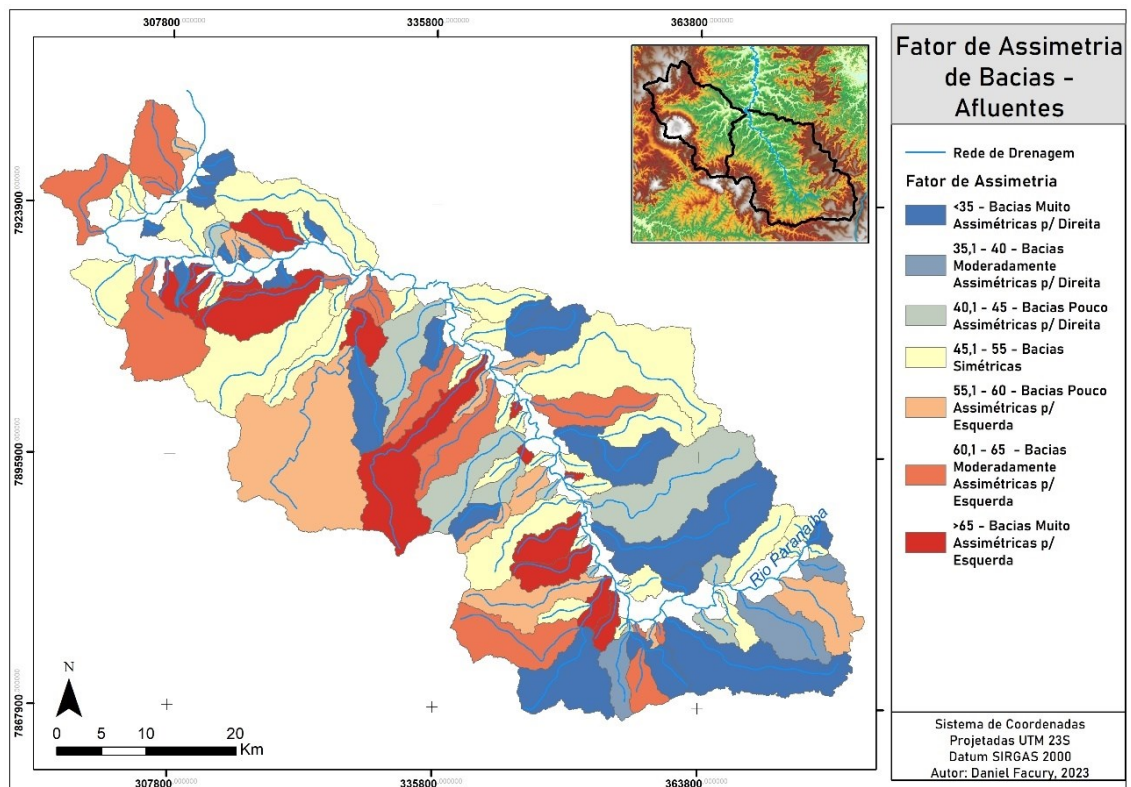
No setor sudoeste da área de estudo, nota-se o condicionamento da Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (ou Lineamento do Azimute 125°), sobre a drenagem na Depressão Fortemente Dissecada do ribeirão Fortaleza e parte dos Patamares Fortemente Dissecados em Quartzito e Filito, nas proximidades da Serra do Salitre. Na área ocorrem direções predominantes aproximadas de NW-SE. Essas estruturas afetam, sobretudo, a diferença de direções na bacia do rio Espírito Santo.

Os lineamentos na bacia do rio Espírito Santo são também afetados pelo domo de Serra Negra, cuja periferia apresenta uma das maiores concentrações de lineamentos da região. O domo apresenta estruturas circulares, condicionando as cristas e a drenagem da subunidade geomorfológica Serras Anelares do Domo de Serra Negra. Isso está associado ao arqueamento das rochas do Grupo Canastra causado pela intrusão de magma durante o Cretáceo. Casseti (1977) indica também a ocorrência de falhas perpendiculares a estes anéis condicionando a ocorrência dos cursos d'água cataclinais.

5.4 Assimetria de bacias de drenagem

A Figura 5-11 mostra os valores do FABD para as bacias de drenagem de afluentes do Paranaíba e Espírito Santo. Esta primeira aproximação indica que os afluentes da margem direita do rio Paranaíba apresentam, geralmente, maior propensão à assimetria para a margem direita, ou seja, o curso d'água está mais próximo da margem norte nestes casos. Para os afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e da bacia do rio Espírito Santo, nota-se a predominância de assimetrias para a margem esquerda, indicando que o curso d'água também está mais próximo da margem norte nesses casos, especialmente nas áreas de Depressão, onde os cursos d'água apresentam padrão subparalelo.

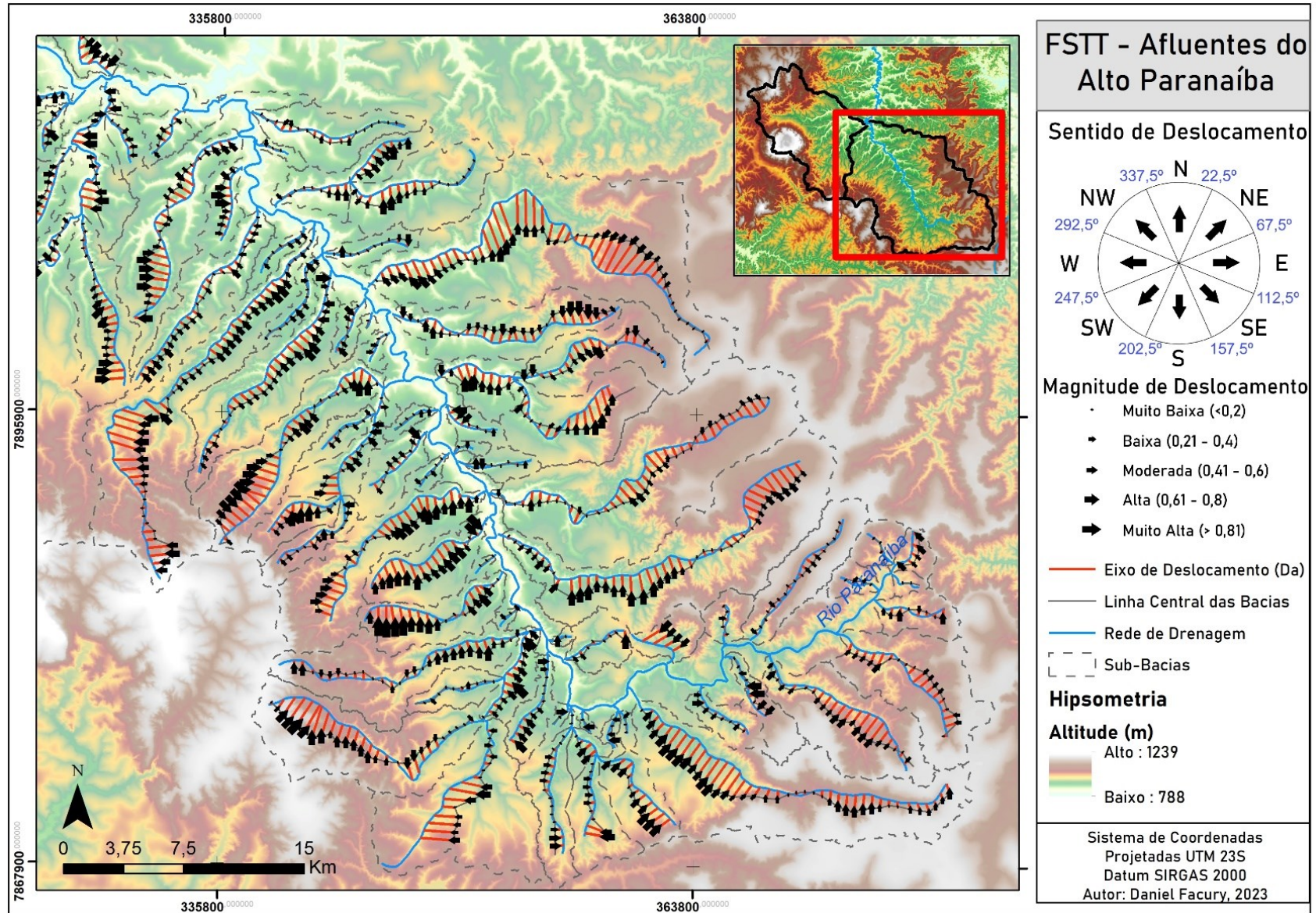
Figura 5-11 – Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem dos afluentes do rio Paranaíba e Espírito Santo



Fonte: Elaborado pelo autor.

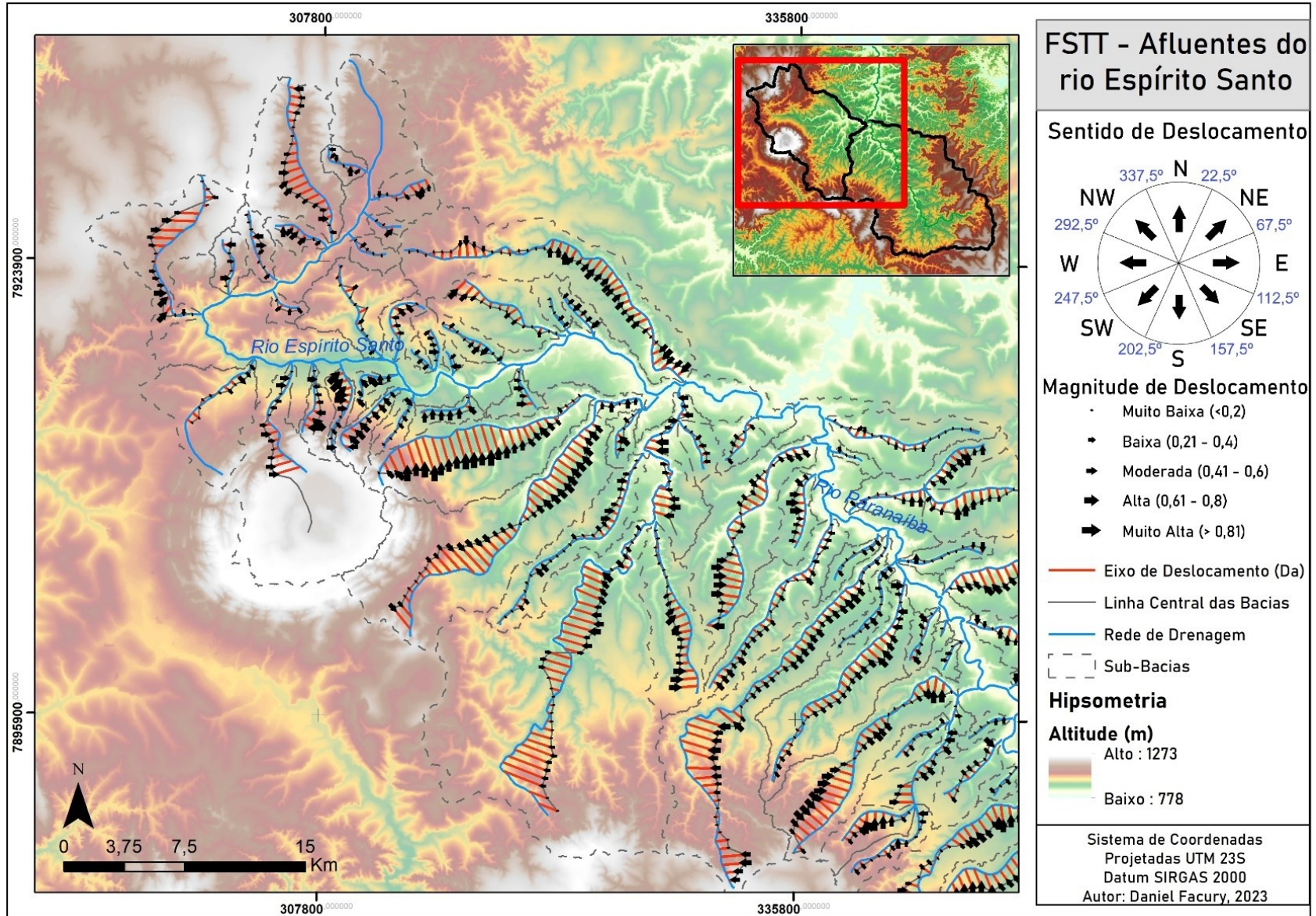
A Figura 5-12 e a Figura 5-13 indicam os valores do FSTT aplicado para os afluentes dessas bacias. Essas figuras indicam, com maior detalhe, os segmentos fluviais com maior e menor magnitude de assimetria e o sentido de deslocamento principal.

Figura 5-12 – Fator de Simetria Topográfica Transversal dos afluentes do rio Paranaíba.



Fonte: Elaborado pelo autor.

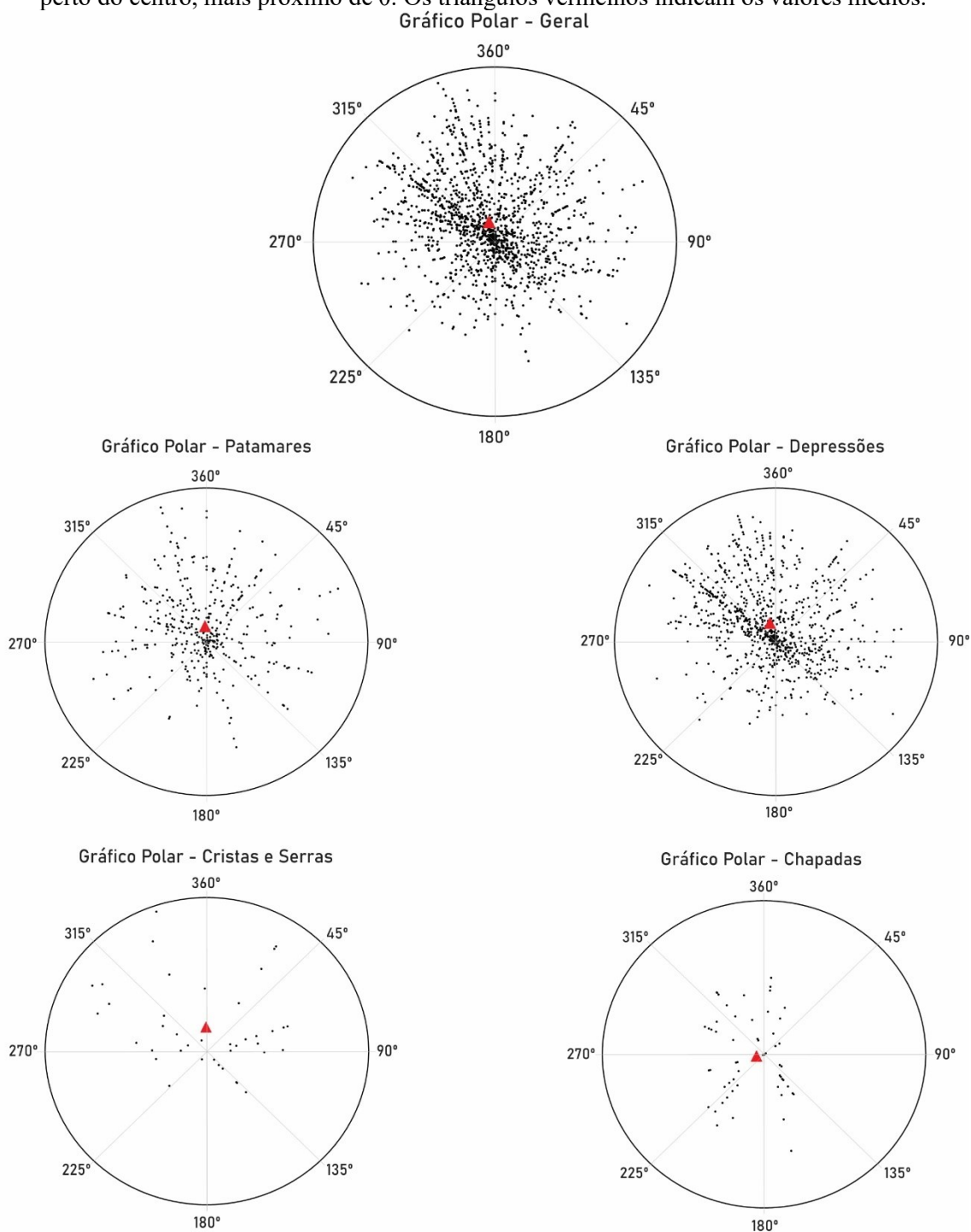
Figura 5-13 – Fator de Simetria Topográfica Transversal dos afluentes do rio Espírito Santo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os gráficos apresentados na Figura 5-14 compilam os resultados do FSTT de acordo com as Unidades Geomorfológicas apresentadas anteriormente.

Figura 5-14 – Gráficos polares indicando o sentido e a magnitude da assimetria. Cada ponto preto indica uma medida em pontos equidistantes em 500 metros na linha central da bacia. Quanto mais próximo das bordas do círculo, maior a magnitude de assimetria, quanto mais perto do centro, mais próximo de 0. Os triângulos vermelhos indicam os valores médios.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota-se, para todos os pontos analisados, um sentido de assimetria preferencial para NNW, sendo que as maiores magnitudes ocorrem também nesta direção. Ao analisar as Unidades Geomorfológicas, verifica-se maior dispersão de dados para valores da unidade Serras e Cristas Quartzíticas, mas com uma tendência para norte. A Unidade Chapadas da Mata da Corda abrange valores de menor magnitude, com sentido predominante oeste, mas com média próxima a zero. Esta Unidade apresenta área de baixa densidade de drenagem, com cursos d'água espaçados. Os Patamares Intermediários e a Depressão do Paranaíba e Espírito Santo concentram a maioria absoluta de registros e apresentam comportamentos similares: sentido principal de deslocamento NNW, com valores médios baixos. A Unidade de Depressão apresenta valores mais elevados de magnitude, indicando maior deslocamento nesse trecho.

Essa assimetria preferencial para NNW reflete-se, em campo, em uma diferença notável em vertentes opostas de cada vale: as vertentes voltadas para S/SSE são declivosas, têm solos rasos e focos erosivos associados à exposição do saprólito do siltito; enquanto as vertentes voltadas para N/NNW formam colinas suaves e apresentam solos profundos. Isso é visualizado em diversos afluentes do rio Paranaíba na área de Depressão, que apresenta drenagens com padrão subparalelo de direção preferencial ENE-WSW.

Foto 5-15 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo. A linha vermelha representa uma vertente curta e declivososa, visando sul. A linha amarela segue uma vertente ampla e suave, com visada para norte. A linha fina azul representa a linha de drenagem. Este padrão se repete sucessivamente.

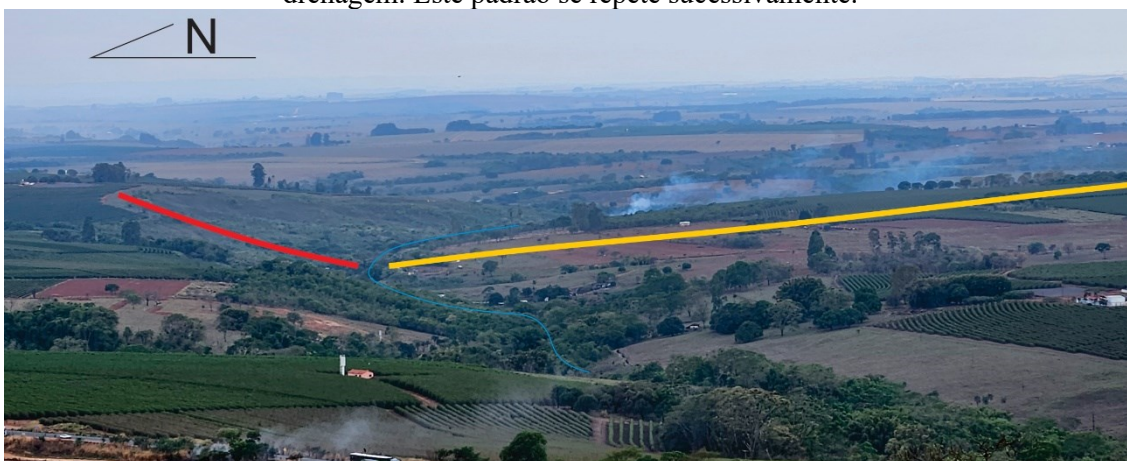


Foto: Daniel Machado Facury

Foto 5-16 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo. Vista de uma vertente ampla e suave, utilizada para agricultura, para uma vertente declivosa e dissecada, utilizada como pastagem.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 5-17 – Assimetria nas vertentes na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo vista em campo. A linha vermelha representa uma vertente curta e declivosa, visando sul, com focos erosivos. A linha amarela segue uma vertente ampla e suave, com visada para norte. A linha fina azul representa a linha de drenagem.

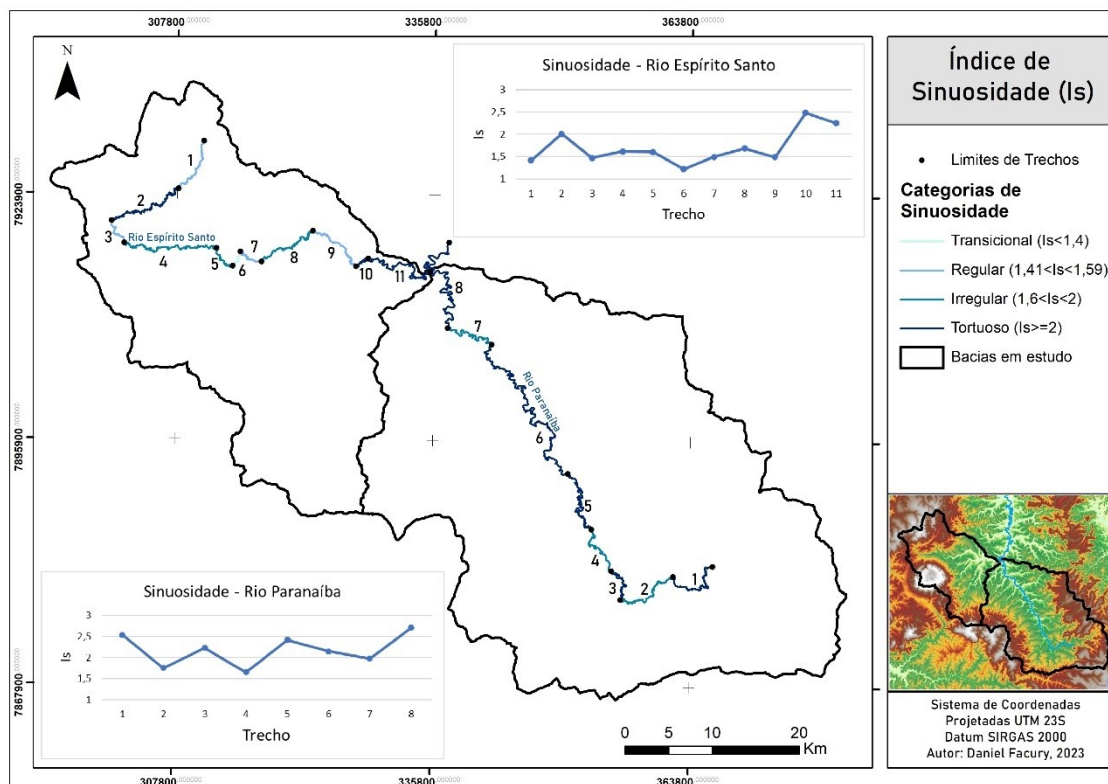


Foto: Daniel Machado Facury

5.5 Sinuosidade dos rios principais

A Figura 5-15 demonstra a variação do Índice de Sinuosidade ao longo de trechos diversos dos rios Paranaíba e Espírito Santo. Nota-se que o rio Paranaíba apresenta, de forma geral, valores mais elevados de sinuosidade ao longo de todo o canal, variando entre Irregular e Tortuoso. O rio Espírito Santo, por sua vez, apresenta variações, com trechos classificados como Regular e Irregular, com variações em torno do valor de 1,5. Nos trechos 10 e 11, localizados na porção mais baixa desse rio e nas proximidades do rio Paranaíba, nota-se um padrão tortuoso.

Figura 5-15 – Índice de Sinuosidade dos rios Paranaíba e Espírito Santo na área em estudo.

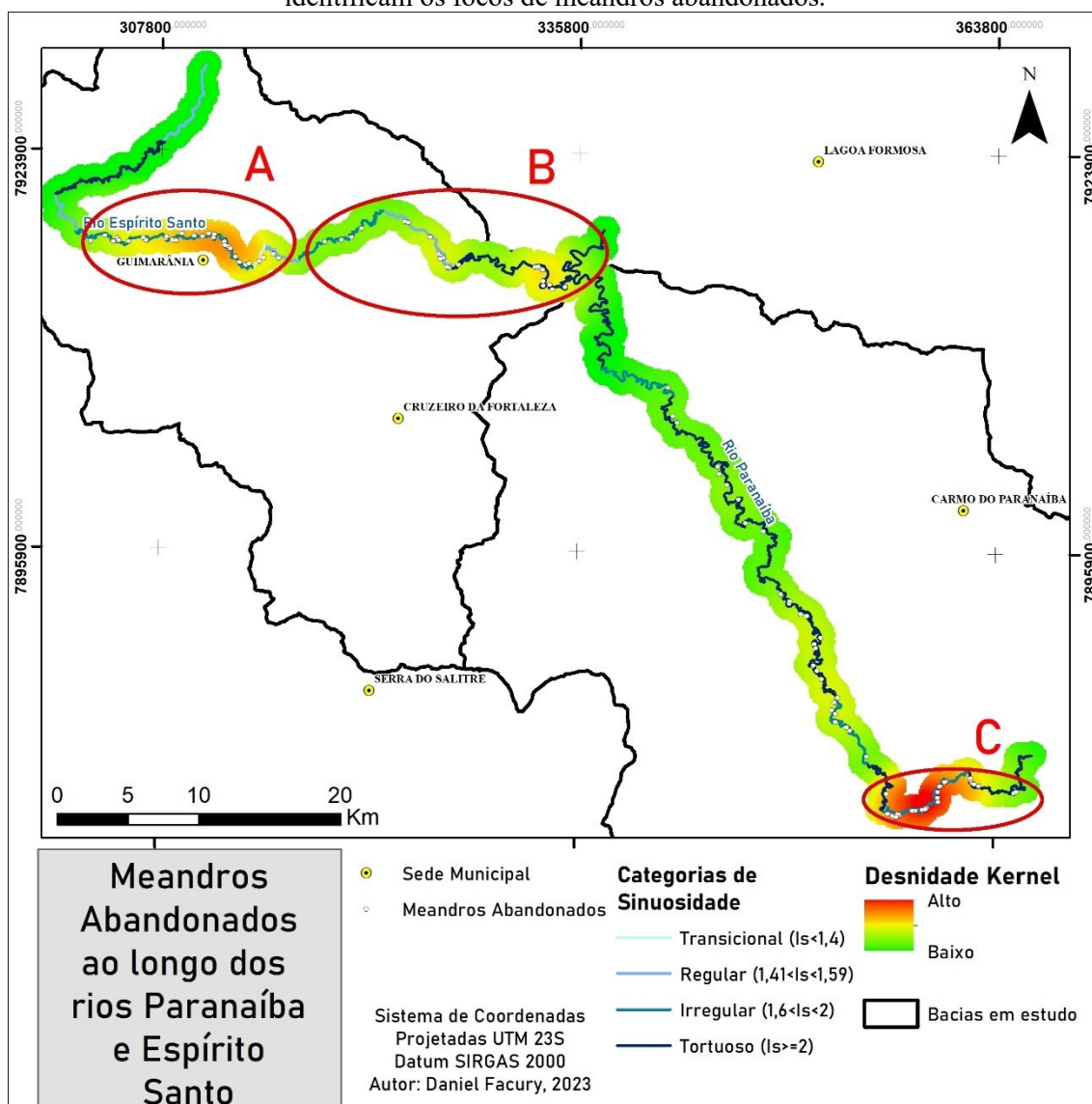


Fonte: Elaborado pelo autor.

5.6 Feições geomórficas

As feições geomórficas avaliadas consistiram em meandros abandonados dos rios Paranaíba e Espírito Santo. Os meandros abandonados visualizáveis a partir de imagens ópticas ocorrem apenas ao longo dos rios Paranaíba e Espírito Santo. Foram identificadas 114 feições desse tipo nas bacias em estudo e sua distribuição é apresentada na Figura 5-19. Nota-se a ocorrência de três focos principais de meandros abandonados: no Médio rio Espírito Santo (identificado por A na figura), a norte da sede municipal de Guimarães; no Baixo rio Espírito Santo (B), nas proximidades da confluência com o rio Paranaíba; e em um trecho do rio Paranaíba (C).

Figura 5-16 – Meandros Abandonados ao longo dos rios principais. Os círculos vermelhos identificam os focos de meandros abandonados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O primeiro foco de meandros abandonados (A) apresenta 30 feições localizadas no extenso fundo de vale do rio Espírito Santo, associado à subunidade Geomorfológica de Planícies Embutidas em Terraços do Médio Espírito Santo. Os meandros distribuem-se igualmente em ambas as margens do curso d'água (15 em cada margem), indicando importante migração lateral do curso d'água nesse trecho, caracterizado por um leito de seixos e matacões de quartzito e quartzo. É possível que a ocorrência destes sedimentos grossos esteja impedindo a incisão fluvial, favorecendo a migração lateral no trecho.

Figura 5-17 – Meandro Abandonado no Foco A. Localiza-se a norte do curso d'água principal, em trecho de planícies e terraços amplos. A linha azul representa o rio Espírito Santo, enquanto o contorno branco representa o meandro abandonado.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de imagem *Google Earth*.

O segundo foco (B), localizado no Baixo Espírito Santo, concentra 24 meandros. Encontra-se na subunidade Geomorfológica Planícies do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. Nesse trecho, o rio Espírito Santo tem direção preferencial W-E a WNW-ESE e os meandros abandonados concentram-se, em grande maioria, na margem sul do curso d'água. Foram identificadas 21 feições na margem direita, predominantemente a sul, contra apenas três na margem esquerda, predominantemente a norte do curso d'água. Este fator pode indicar uma migração lateral preferencial para N (com variações de NW a NE), o que se assemelha aos resultados encontrados para as assimetrias da rede de drenagem.

Esse elemento de migração lateral preferencial para N pode ser observado também no último foco de meandros abandonados (C), que concentra 29 feições nas partes mais altas do rio Paranaíba. Nota-se que, no segmento com direção preferencial ENE-WSW, os meandros abandonados também se concentram na margem sul do rio (23 feições), indicando migração recente preferencial para N (NW a NE; Figura 5-18 e Foto 5-18).

Figura 5-18 – Meandros Abandonados no Foco C. Nota-se a predominância na margem sul do rio Paranaíba (representado em linha azul). Meandros abandonados representados pelo contorno branco.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de Imagem *Google Earth*.

Foto 5-18 – Meandro abandonado do rio Paranaíba visto de campo, evidenciado por uma área rebaixada (contorno azul) contínua na planície de inundação.



Foto: Daniel Machado Facury.

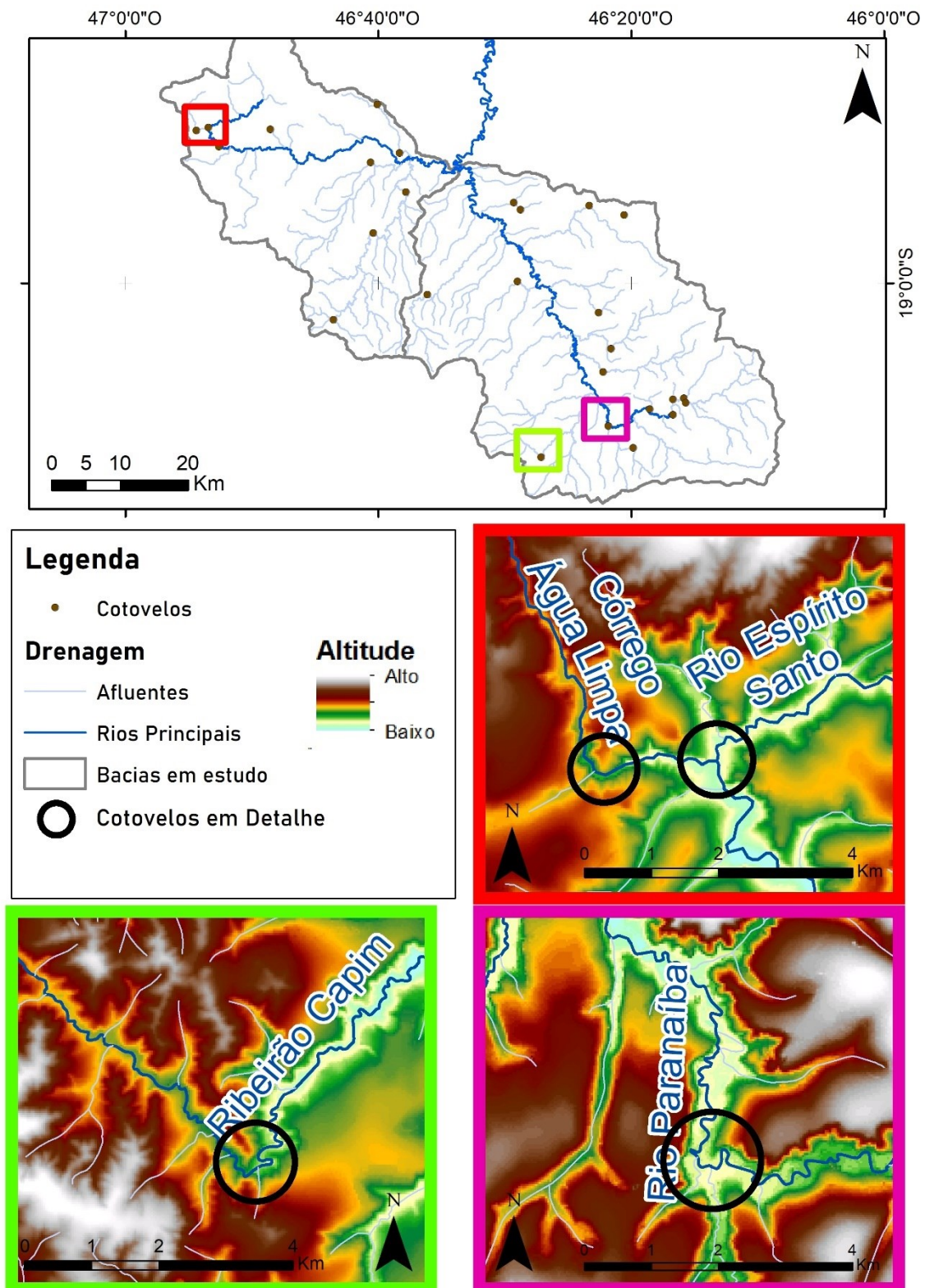
A partir do cotovelo de drenagem do rio Paranaíba, que será apresentado adiante, onde ele sofre uma inflexão para NNW, foram identificados 31 meandros. Destes, 18 se localizam na margem direita, enquanto 13 estão na margem esquerda, indicando uma distribuição mais igualitária de meandros em ambas as margens.

5.7 Anomalias de drenagem

As principais anomalias de drenagem encontradas na área consistem em cotovelos de drenagem e divisores rebaixados. Ao todo foram encontrados 27 cotovelos, sendo a maior parte deles associada a mudanças de direção abruptas para NW-SE (8 casos) e ENE-WSW (7 casos). Neste último caso, as mudanças de direção estão relacionadas à transição da drenagem entre as unidades de relevo Patamares Intermediários e Depressão do Paranaíba e Espírito Santo, enquanto as mudanças para NW-SE ocorrem predominantemente no interior da Depressão. De fato, os cursos d'água na área da Depressão apresentam padrão subparalelo com direção predominante ENE-WSW.

Alguns casos específicos chamam atenção pelo contexto e pelo arranjo com anomalias de divisores rebaixados, que serão apresentados adiante. Os cotovelos no Alto rio Espírito Santo/Córrego Água Limpa e rio Paranaíba/Ribeirão Capim (Figura 5-19) parecem apresentar evidências de rearranjos de drenagem.

Figura 5-19 – Principais cotovelos de drenagem na área. Os círculos pretos destacam as inflexões/trechos de mudança de direção abrupta.

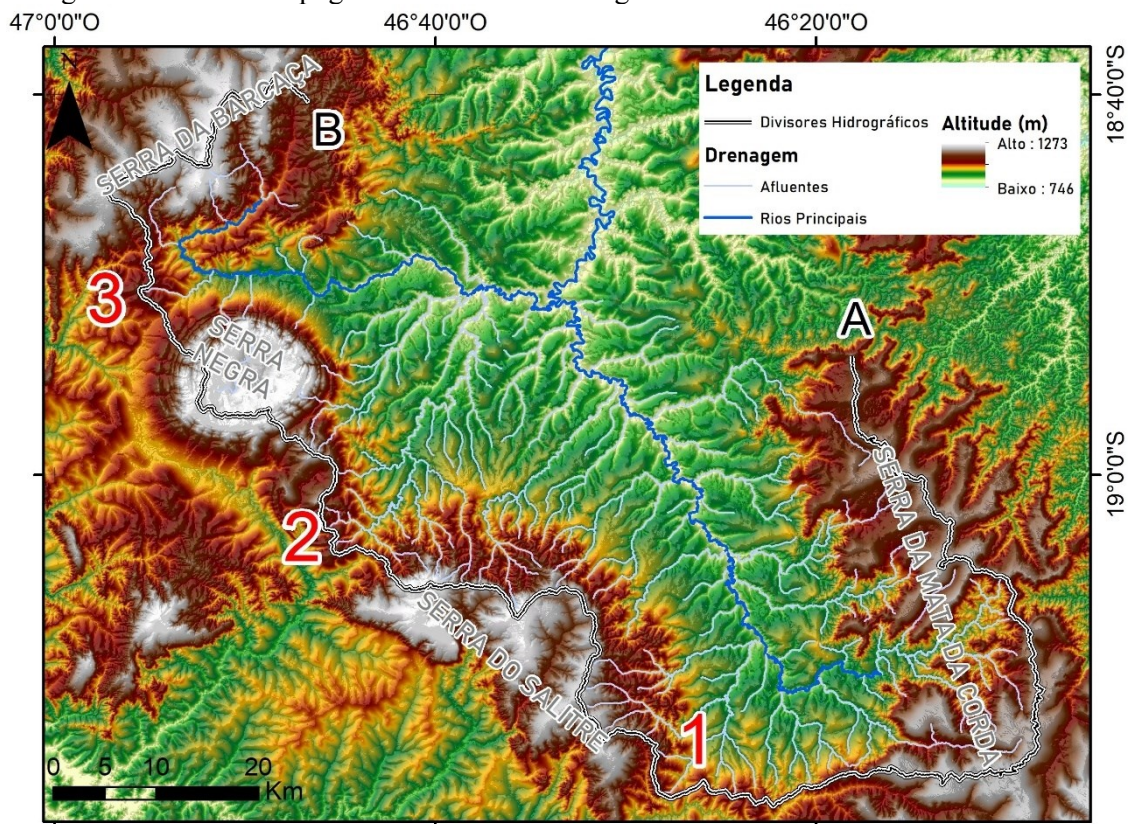


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 5-20 apresenta um perfil topográfico gerado ao longo do principal interflúvio das bacias em estudo. Chama atenção a ocorrência de três setores com divisores

rebaixados localizados entre as serras da região: o primeiro entre a Serra da Mata da Corda e a Serra do Salitre (identificado como 1 na Figura), o segundo entre a Serra do Salitre e a Serra Negra (2) e o terceiro entre a Serra Negra e Serra da Barcaça (3). Estes trechos apresentam, em seu interior, segmentos mais baixos bem definidos.

Figura 5-20 – Perfil topográfico elaborado ao longo dos interflúvios das bacias em estudo.



Perfil Topográfico - Divisores Hidrográficos



Fonte: Elaborado pelo autor.

O divisor entre a Serra da Mata da Corda e Serra do Salitre apresenta sua menor altitude nas proximidades da Serra do Salitre, na cota de 990 metros, dividindo a bacia do rio Paranaíba e São João. Este trecho se encontra nas proximidades dos cotovelos do rio Paranaíba e ribeirão Capim. A Figura acima demonstra, também, o caimento da superfície da Serra da Mata da Corda na direção NNW.

Outro trecho rebaixado do divisor ocorre entre a Serra do Salitre e a Serra Negra. O ponto mais baixo deste divisor ocorre entre as cabeceiras do ribeirão Fortaleza (localmente denominado Córrego do Sabão), afluente do rio Paranaíba, e do córrego da Usina, afluente do rio Quebra Anzol. Esse divisor rebaixado provavelmente está associado ao recuo das cabeceiras dos dois lados do interflúvio, que seguem a mesma direção em sentidos opostos e provavelmente são condicionados por uma estrutura SW-NE, discriminada no tópico 5.2.

O divisor rebaixado entre a Serra Negra e a Serra da Barça apresenta dois pontos mais baixos em destaque que atingem a cota de cerca de 980 metros. O ponto localizado mais próximo à Serra da Barça está relacionado ao trecho de cotovelos fluviais no Alto rio Espírito Santo. Ao traçar uma linha perpendicular ao ponto mais baixo do divisor na área entre o rio Espírito Santo e o córrego Feio, nota-se uma área plana, ou uma concavidade alongada em direção ENE-WSW (como no transecto AB da Figura 5-21). Esta feição se assemelha a um fundo de vale. A sua direção é a mesma do rio Espírito Santo, a leste, e do córrego Feio, a oeste, este último já em uma bacia vizinha não inserida na área de estudos. O rio Espírito Santo, a leste, sofre uma importante inflexão de WSW para SE, enquanto o Córrego Feio, a oeste, tem sentido WSW. Em campo, foi possível notar que este divisor rebaixado abriga uma área úmida, com solos encharcados e orgânicos.

Foto 5-19 – Divisor rebaixado, mostrando área plana. Semelhança com um fundo de vale.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 5-20 – Acumulação orgânica no divisor rebaixado.

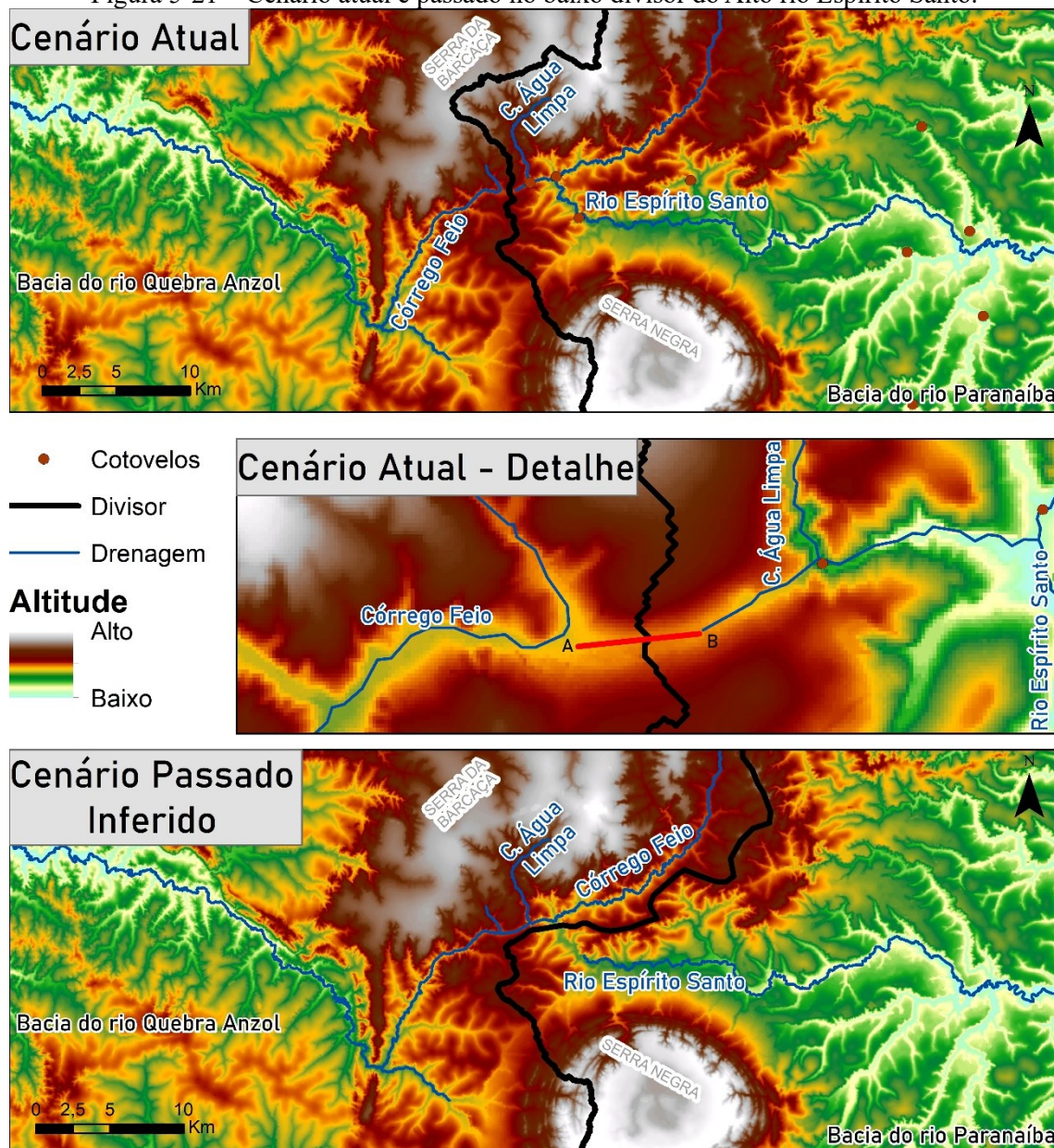


Foto: Daniel Machado Facury.

Esses elementos indicam a ocorrência de um importante rearranjo de drenagem da área, sendo este divisor rebaixado possivelmente parte de uma paleodrenagem do córrego Feio. O rio Espírito Santo, então, deve ter passado por um episódio de recuo nas cabeceiras, capturando a paleodrenagem do córrego Feio neste trecho. Nesse sentido, o cotovelo do

córrego Água Limpa representou, no passado, a confluência entre este córrego e a paleodrenagem do córrego Feio. A Figura 5-21 representa esta possibilidade. Atualmente, o rio Espírito Santo corre em uma cota cerca de 80 m abaixo desse divisor rebaixado, indicando grande incisão posterior.

Figura 5-21 – Cenário atual e passado no baixo divisor do Alto rio Espírito Santo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.8 Síntese do Capítulo

As principais informações que podem ser identificadas a partir dos resultados das análises apresentados neste capítulo consistem em:

- A área em estudo foi dividida em 5 Unidades Geomorfológicas, compartmentadas em 12 subunidades;
- As áreas mais elevadas, Chapadas e Serras, estão associadas principalmente a coberturas lateríticas desenvolvidas sobre diversas rochas resultando em superfícies amplas e planas. As faixas intermediárias são dominadas por Patamares modelados em filitos, siltitos e quartzitos, apresentando maior declividade. As Depressões apresentam topos amplos e suaves, sendo entremeadas por Planícies dos rios Espírito Santo e Paranaíba;
- Os principais lineamentos da área de estudo apresentam direção ENE-WSW e condicionam o padrão subparalelo da drenagem na área da Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. A direção NNW-SSE, mais comum no contexto regional, afeta principalmente as áreas serranas das bacias em estudo. A direção NW-SE, associada à Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (Lineamento do Azimute 125°) afeta as drenagens principalmente na Depressão Fortemente Dissecada do Ribeirão Fortaleza. O domo de Serra Negra afeta o padrão anelar de cristas e drenagens na área;
- As análises de assimetria de drenagem e a ocorrência de meandros abandonados concentrados em uma margem preferencial indicam que a drenagem, sobretudo na área da Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo, tende a estar deslocada para NNW. Isso é observado também para o caimento das Chapadas da Mata da Corda. Esses fatores parecem indicar a ocorrência de basculamentos com sentido NNW afetando a morfologia da área. Isso já foi observado para o topo das Chapadas por Saadi (1991);
- O rio Paranaíba apresenta um padrão meandrante encaixado com direção principal NNW. No entanto, os seus segmentos não apresentam esta direção principal, o que indica que esta direção é resultado de diversas direções estruturais;
- Dois possíveis processos de rearranjo de drenagem são evidenciados na área pela distribuição de cotovelos de drenagem e divisores rebaixados. O rearranjo com evidências mais robustas consiste na captura fluvial do rio Espírito Santo, que provavelmente capturou parte da drenagem do Córrego Feio, o qual pertencia a uma bacia vizinha;
- Os perfis longitudinais demonstram um padrão quando comparados à curva de melhor ajuste: os trechos mais elevados se apresentam acima desta curva,

enquanto os trechos mais rebaixados estão abaixo da curva. É comum que estes trechos sejam separados por rupturas de declive. Esses fatores indicam drenagens que ainda estão se ajustando a mudanças de nível de base;

- No caso do rio Paranaíba, os afluentes da margem direita drenam as rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda; enquanto a maioria dos afluentes da margem esquerda tem as suas nascentes nas rochas do Grupo Canastra. Isso implica em contextos diversos das áreas fontes dos sedimentos que serão discutidos no próximo capítulo.

6 CARACTERÍSTICAS E SISTEMATIZAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

Este capítulo tem como objetivo apresentar, descrever e sistematizar as formações superficiais na área de estudo. As implicações e as compreensões destas formações para a evolução geomorfológica da área serão discutidas no capítulo seguinte.

6.1 As Coberturas Sedimentares Indiferenciadas/Diversas

O tópico 3.2.1.7 apresentou as Coberturas Sedimentares Indiferenciadas, nomenclatura utilizada nos mapeamentos geológicos (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011) para se referir a coberturas colúvio-aluviais que ocorrem sobretudo no terço médio e superior das vertentes em toda a Depressão do Paranaíba. Esta unidade apresenta grande distribuição espacial na Unidade Geomorfológica Depressão do rio Paranaíba e Espírito Santo (apresentado no tópico 5.1.6) e abrange materiais de natureza diversa.

No presente estudo, foram encontradas cascalheiras sobretudo na zona denominada “Afluentes da Margem Esquerda do Paranaíba e Baixo Espírito Santo” (Figura 6-1). Elas se concentram nos vales dos ribeirões Capim, Santa Cruz, das Pitas e Santana e córregos Santa Fé e Paiol Queimado. As cascalheiras constituem depósitos sedimentares compostos por seixos de quartzo e quartzito autossustentados subangulosos a subarredondados, com grânulos dispersos (Foto 6-3), apresentando entre 50 e 220 cm de espessura. Elas são encontradas diretamente em contato abrupto e ondulado sobre o saprólito dos pelitos do Grupo Bambuí que estruturam a Depressão do Paranaíba e Espírito Santo (Foto 6-1 e Foto 6-2). A cascalheira encontrada no ribeirão das Pitas aparenta ser o mais completo, localizado a cerca de 50 m acima do leito atual do curso principal.

Foto 6-1 – Contato abrupto e irregular entre a cascalheira (A) e o saprólito de siltito (B) no vale do ribeirão das Pitas.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-2 – Contato entre a cascalheira (A) e o saprólito de pelitos (B) no vale do ribeirão Capim.

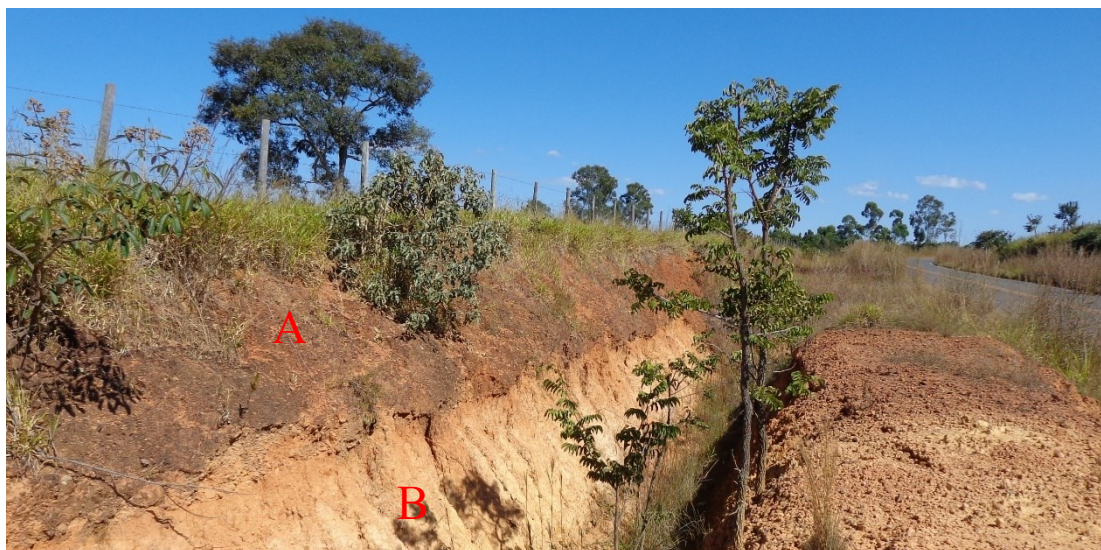


Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-3 – Detalhe na cascalheira no vale do ribeirão das Pitás. Presença de fragmentos de quartzo.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-4 – Seixos dispersos em material pedogeneizado sobre cascalheira, destacado pelo círculo branco.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-5 –Sedimentos no ribeirão das Pitas. A parte superior do perfil demonstra avançada pedogênese de possíveis sedimentos silto-argilosos.



Foto: Daniel Machado Facury

As cascalheiras são recobertas, em muitos casos, por Latossolos Vermelhos com mais de 2 m de espessura, como apontado no mapeamento de EMBRAPA (2004). Em campo, foram encontrados seixos angulosos e subangulosos de quartzo dispersos nos horizontes superficiais do solo, o que indica a origem sedimentar deste depósito (Foto 6-4). Estas possíveis camadas de sedimentos finos, no entanto, não apresentam outras estruturas sedimentares.

É possível que estes solos sejam desenvolvidos a partir dos materiais finos depositados sobre as cascalheiras, assim a atuação da pedogênese transformou as possíveis características sedimentares destes materiais (Foto 6-5). A presença de solos dessa espessura sobre essas cascalheiras também sugere uma idade antiga para estes depósitos, extrapolando o Quaternário.

No sopé de Serra Negra e da Serra do Salitre são encontrados calhaus e matacões de quartzo e quartzito, provavelmente associados à movimentos de massa (Foto 6-6).

Foto 6-6 – Depósitos de calhaus e matacões coluvionares de quartzo e quartzito sobre a o saprólito do Grupo Bambuí nas proximidades de Serra Negra, sugerindo um depósito proximal de leques aluviais.



Foto: Daniel Machado Facury.

Estes sedimentos foram referidos nos mapeamentos geológicos da área como do Neógeno (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011). As diversas cascalheiras só puderam ser identificadas em vales de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e no Baixo Espírito Santo, o que provavelmente está relacionado à diferença litológica das cabeceiras de afluentes das duas margens.

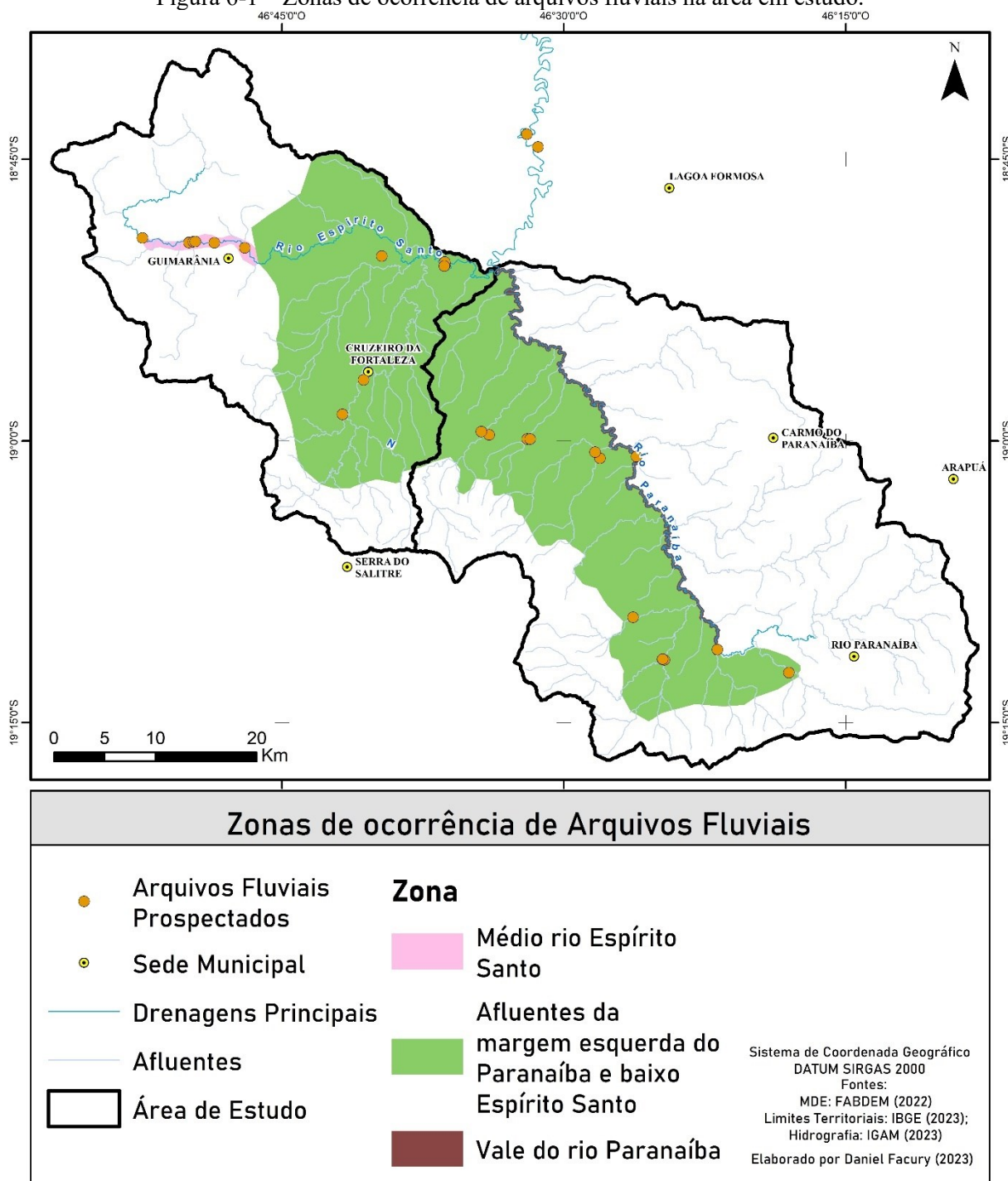
Este conjunto de dados indica que estes sedimentos são provenientes de diversos ambientes deposicionais, como de leques aluviais e resultantes de movimentos de massa. A ocorrência de sedimentos associados à diferentes ambientes deposicionais e a relevância dos processos intempéricos, sobretudo da laterização (a ser mais discutida no tópico 6.3) levou à denominação deste conjunto de depósitos de “Coberturas Sedimentares Diversas” (CSD) no presente estudo. Esta denominação se difere do termo “Coberturas Sedimentares Indiferenciadas” (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011) em dois pontos: 1 – o termo “Indiferenciadas” está relacionado à capacidade de diferenciar durante o processo de mapeamento, o que não é o foco do presente estudo; 2 – a unidade “Coberturas Sedimentares Indiferenciadas” (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011) possivelmente também abrange possíveis níveis deposicionais fluviais antigos, que serão organizados e discutidos no presente trabalho em maior detalhe adiante.

6.2 Os arquivos fluviais

As bacias em estudo não são marcadas por extensos depósitos fluviais e estes depósitos apresentam fácies, de forma geral, pouco diversas. Este fator sugere, de forma geral, o poder erosivo recente da drenagem na bacia que tem apagado possíveis registros sedimentares mais antigos. Atualmente, as áreas de deposição fluvial são bem restritas, alcançando sua maior magnitude no médio rio Espírito Santo, onde a extensão de depósitos fluviais alcança mais de 500 m de largura. Nos afluentes dos rios principais, no entanto, as planícies não costumam passar de algumas dezenas de metros. O rio Paranaíba apresenta também planícies restritas, raramente ultrapassando 300 m de largura.

Os níveis deposicionais encontrados foram organizados quanto a suas características internas, como a textura, estruturas, organização das fácies; e externas, como a distribuição, organização e posição relativa. Dessa forma, foram identificados arquivos fluviais antigos em três contextos diversos: nos afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e baixo Espírito Santo, no vale do rio Paranaíba e no Médio Espírito Santo. As zonas de ocorrência dos arquivos fluviais na área de estudo podem ser vistas na Figura 6-1.

Figura 6-1 – Zonas de ocorrência de arquivos fluviais na área em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota-se a ausência de níveis deposicionais antigos identificáveis nos afluentes da margem direita do rio Paranaíba. Como apresentado no tópico 5.2, estes afluentes nascem na Serra da Mata da Corda, formada por rochas vulcanossedimentares do Grupo Mata da Corda encobertas por espessos mantos lateríticos. Este fator faz com que a área fonte de sedimentos desses cursos d'água seja predominante de rochas friáveis, como os tufitos. Dessa forma, é esperado que a área não apresente arquivos fluviais, tendo em vista a ausência de cascalheiras que permitem a

identificação destes níveis e de fatores que pudessem levar à retenção de finos, como soleiras geomorfológicas. É provável que registros de antigos níveis tenham sido destruídos por sua maior friabilidade ou não possam ser distinguidos de outras formações superficiais, tendo em vista a predominância de sedimentos finos sem estruturas marcadas e a forte homogeneização das formações superficiais em razão da pedogênese intensa neste contexto tropical.

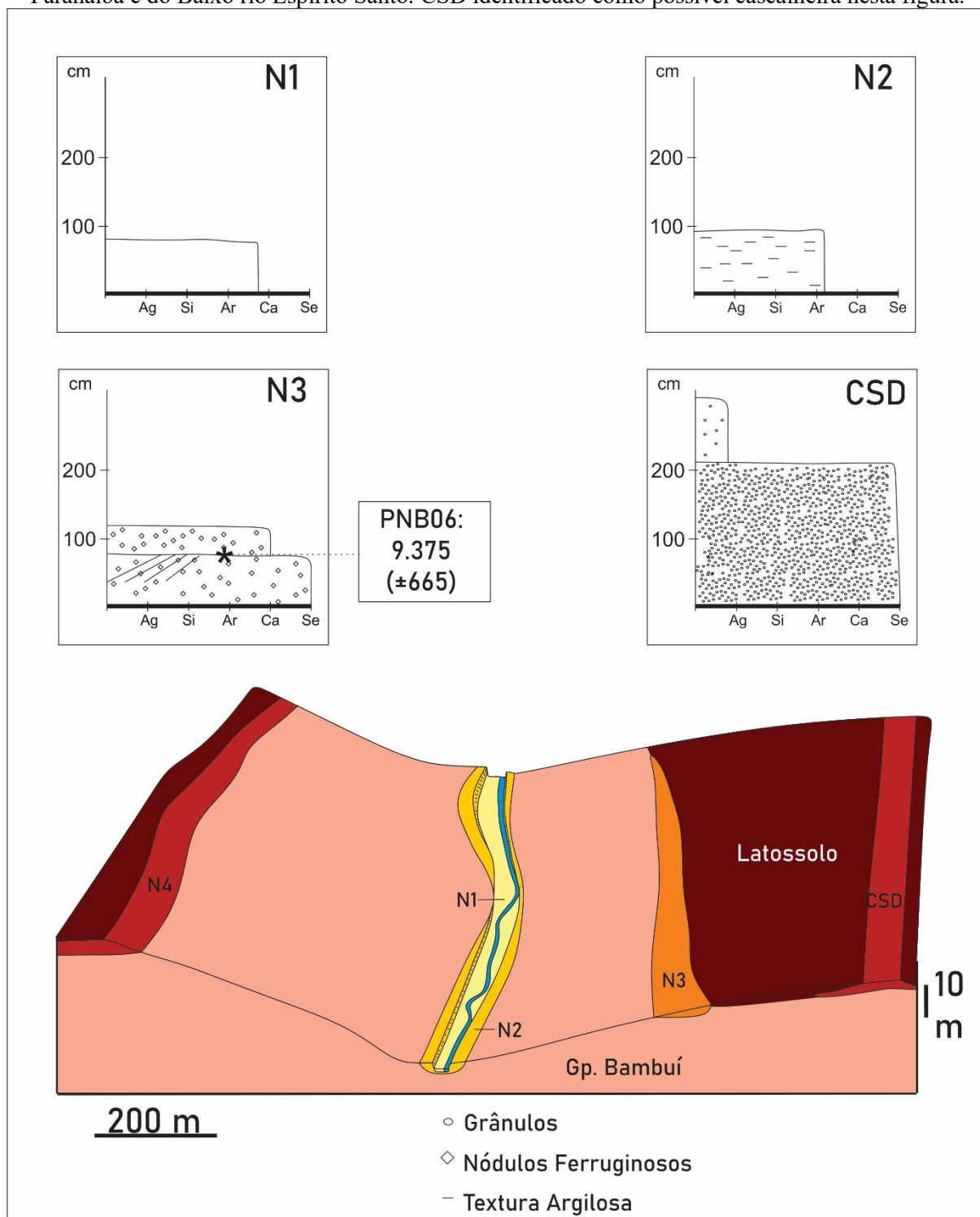
Nas áreas mais elevadas que circundam a Depressão do Paranaíba e Espírito Santo, o grande poder erosivo dos cursos d'água não permitiu a preservação dos possíveis níveis deposicionais antigos, não sendo encontrados acima da cota de 950 m.

6.2.1 Níveis Depositionais (NDs) em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e do Baixo rio Espírito Santo

A Figura 6-2 apresenta uma síntese dos três níveis deposicionais (N1 a N3, sendo N1 a planície de inundação) e das Coberturas Sedimentares Diversas (CSD), que apresentam distribuição espacial muito semelhante, encontrados na zona em questão. Essa figura consiste em uma representação sintética, mas são raros os casos em que todos os NDs e Coberturas representados possam ser vistos em apenas um vale. O vale do ribeirão Capim representa o exemplo mais completo, pois apresenta sedimentos identificáveis de cada um dos sedimentos representados. Nos demais casos, os vales dos outros cursos d'água costumam abrigar pelo menos dois níveis deposicionais, como apresentado:

- N1 (Planície): ocorre em trechos de todos os cursos d'água, com certa variação nos materiais aqui representados;
- N2: ribeirão Capim, córrego da Mata, baixo rio Espírito Santo;
- N3: ribeirão Capim, ribeirão Fortaleza, baixo rio Espírito Santo.

Figura 6-2 – Representação dos níveis deposicionais de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e do Baixo rio Espírito Santo. CSD identificado como possível cascalheira nesta figura.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os níveis deposicionais N3 e N2 são encontrados escalonados entre si, indicando processos de incisão fluvial entre estes eventos deposicionais. O N3 foi datado via LOE no ribeirão Fortaleza, apresentando idade de 9.375 ± 665 anos A.P. e está escalonado em relação às cascalheiras da

CSD. Ele ocorre em meia vertente e, no caso do ribeirão Capim, associa-se a um terraço fluvial ainda preservado (Foto 6-7).

Foto 6-7 – Terraço fluvial associado ao depósito N3 no ribeirão Capim. Superfície plana (*tread* ou *berm*) representada em A e encosta (*riser*) de ligação entre o terraço e o fundo de vale representada em B. O curso d'água se localiza na parte esquerda da foto.



Foto: Google Street View

A fácies basal é composta por seixos de quartzo e quartzito subarredondados a subangulosos, além da presença de nódulos ferruginosos (Foto 6-9 a Foto 6-11) de tamanho cascalho a seixo autossustentados, sendo este um importante fator de diferenciação do N3 em relação aos depósitos de cascalheiras das Coberturas Sedimentares Diversas. Esta fácies apresenta espessura de cerca de 80 cm. Em um depósito do ribeirão Fortaleza, foi possível identificar estruturas isoladas de estratificação cruzada (Foto 6-8), mas a ausência de outros registros dificulta a reconstrução de ambientes antigos. A fácies superior é composta por cascalhos de quartzo, quartzito e nódulos ferruginosos subangulosos, sem organização aparente.

O N3 está depositado diretamente sobre o saprólito dos siltitos do Grupo Bambuí. Nos casos avaliados, o N3 foi encontrado de forma isolada em apenas uma margem do curso d'água. Para o ribeirão Capim, com registro sedimentar mais completo, o N3 se localiza a cerca de 20 m acima do curso d'água atual. No ribeirão Fortaleza e no baixo rio Espírito Santo, encontra-se apenas na margem esquerda.

Foto 6-8 – N3 no ribeirão Fortaleza. Presença de estratificação cruzada (destacada pela linha preta fina) em seixos no lado esquerdo da enxadinha. Divisão entre fácies na linha pontilhada. É possível que a fácies superior apresente contribuição coluvial.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-9 – N3 no rio Espírito Santo, localizado em sua margem esquerda. Nota-se certa mistura no tamanho dos clastos de quartzo, quartzito e em nódulos ferruginosos. O depósito tem sido utilizado como empréstimo de material para utilização em vias.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-10 – N3 no ribeirão Capim, com cerca de 60 cm de espessura. Associa-se a um nível de terraço ainda preservado.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-11 – Nódulo Ferruginoso do N3, apresentado córtex e núcleo diferenciados.



Foto: Daniel Machado Facury.

O N2 está escalonado em relação ao N3. Localiza-se no fundo de vale e apresenta uma fácies de areia fina, maciça, com espessura pouco inferior a 1 m. O N1 está embutido no N2 (Foto 6-12) e apresenta geralmente areia de granulação mais grossa. Sua origem possivelmente está associada ao aumento recente da carga sedimentar nos cursos d'águas, o que deve estar associado às alterações humanas na área e aos diversos focos erosivos encontrados na área em estudo. Em alguns lugares, nota-se um possível abandono da planície de inundação (transformando-a em N2) e formação de uma planície mais recente e embutida (N1), sendo que a origem da diferenciação desses depósitos está muito relacionada. Este fator pode ser observado no baixo rio Espírito Santo, onde sedimentos de textura mais grossa estão depositados embutidos em sedimentos mais finos (Foto 6-13). O abandono do ambiente de deposição superior tende a formar terraços na área, enquanto as planícies ficam confinadas em seu interior. A base da planície só pôde ser observada no córrego da Mata (Foto 6-14), sendo formada por uma fácies de seixos e grânulos de quartzo e quartzito subarredondados a subangulosos.

Foto 6-12 – N2 associado a Terraço (A) e N1 à Planície Embutida (B) no córrego da Mata.



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

Foto 6-13 – Contato lateral evidenciando a diferença textural entre os sedimentos do nível N2 (A, areia fina com argila) e N1 embutido (B, areia grossa) no Baixo rio Espírito Santo.



Foto: Daniel Machado Facury.

Apesar da ausência de clastos arredondados, a bacia em estudo localiza-se muito próxima à área fonte dos sedimentos, sendo assim, é esperado que os sedimentos não tenham sido transportados o suficiente para uma suavização mais completa de suas arestas. Os sedimentos subarredondados a subangulosos são encontrados, inclusive, em leitos fluviais atuais (Foto 6-14).

Foto 6-14 – Sedimentos subarredondados a subangulosos recentes na base da planície do córrego da Mata.



Foto: Daniel Machado Facury.

6.2.2 Níveis Depositionais (NDs) no vale do rio Paranaíba

Apesar de ser o maior curso d'água na área de estudos, foram encontrados apenas dois depósitos ao longo do vale do rio Paranaíba, sendo ambos em sua margem direita. O primeiro se localiza no cotovelo do rio Paranaíba, em seu alto trecho, enquanto o segundo se localiza pouco a jusante do limite da área de estudos. A pobreza em depósitos sedimentares ao longo do principal rio da área em estudo dificulta a diferenciação de níveis deposicionais nesse trecho, o que é acentuado pela baixa diversidade de fácies. Os depósitos foram diferenciados entre N3, N2 e N1, mas o N3 e N2 não foram encontrados no mesmo trecho do vale. É possível também que se trate de um mesmo nível com características locais diferenciadas a serem discutidas adiante.

O depósito localizado a jusante da área de estudos foi nomeado N3. Este depósito está localizado a cerca de 30 m acima do leito atual do rio Paranaíba, escalonado em relação ao nível de deposição atual, e a 350 m de distância lateral, em sua margem direita (conforme ilustrado

na Figura 6-3). O depósito é exposto por uma área de lavra para material utilizado na manutenção de estradas. Esta área se entende por mais de 200 m ao longo de uma estrada vicinal da área.

O N3 é composto por três fácies em granodrecrescência ascendente, sugerindo um padrão fluvial meandrante. A fácies basal, de cerca de 90 cm de espessura, é marcada pela presença de seixos de quartzito e quartzo subangulosos a subarredondados, autossustentados, com cascalhos e nódulos ferruginosos dispersos (Foto 6-15 e Foto 6-16). A fácies intermediária é marcada por cascalhos subangulosos de quartzo e quartzito, autossustentados e com alguns seixos e nódulos ferruginosos dispersos (Foto 6-16). Apresenta cerca de 1 m de espessura. A fácies superior é marcada por sedimentos argilo-arenosos com cascalhos dispersos e apresenta cerca de 1 m de espessura. O N3 foi datado em 8.215 ± 475 anos.

Figura 6-3 – Ilustração do N3 encontrado logo a jusante da área de estudos e perfil estratigráfico.

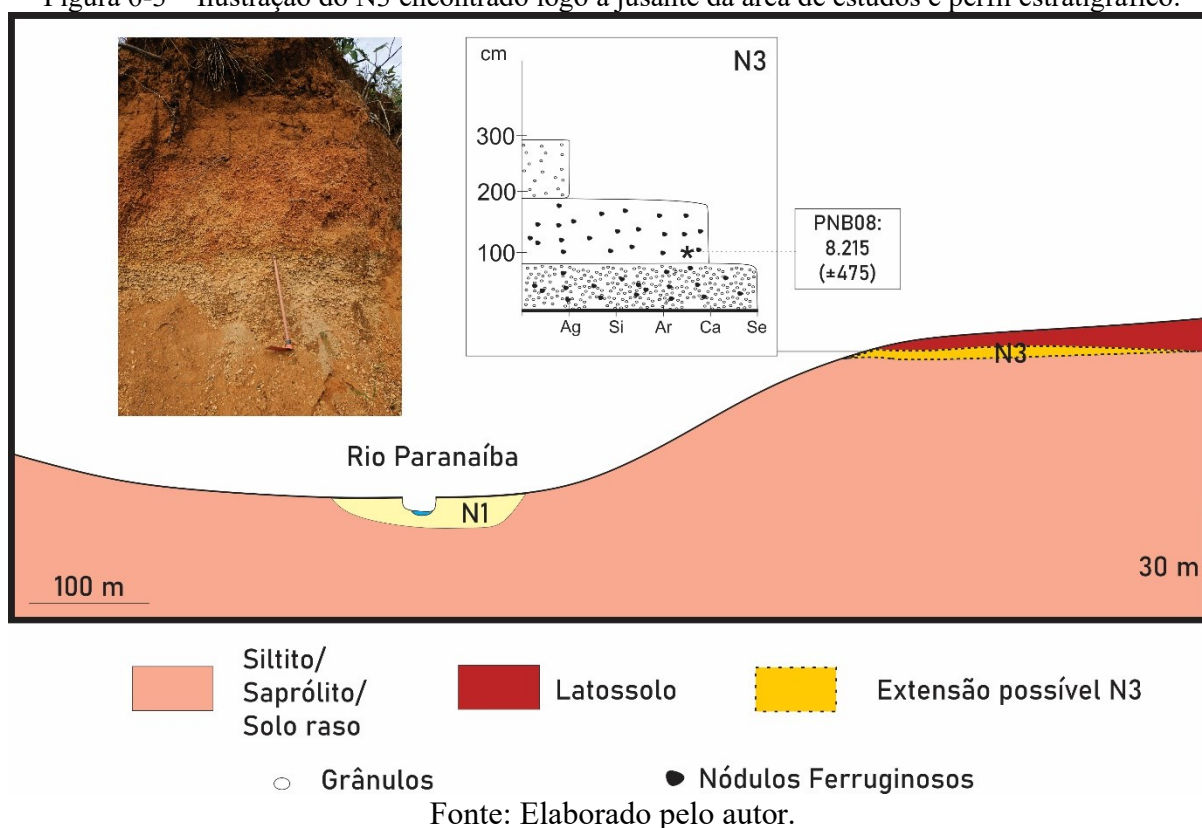


Foto 6-15 – Nódulos ferruginosos encontrados no N3.



Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-16 – Detalhe da fácies intermediária do N3.

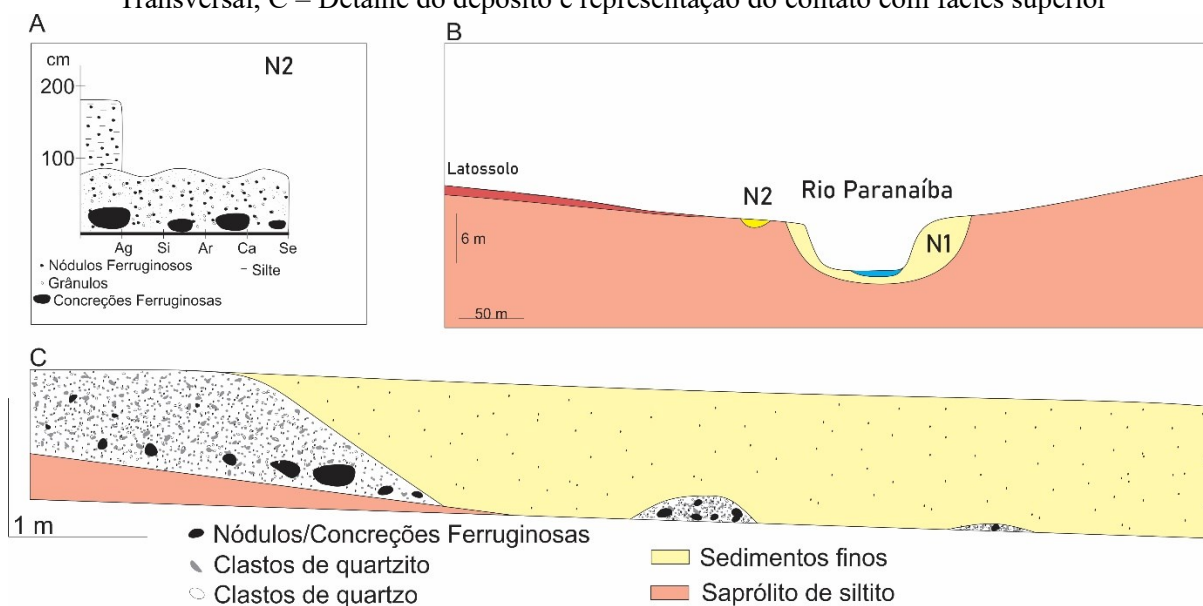


Foto: Daniel Machado Facury.

O depósito localizado no cotovelo do rio Paranaíba foi nomeado N2. Está localizado a cerca de 10 m acima e 50 m ao lado do leito atual do rio Paranaíba. Ele é visível em um corte de estrada com cerca de 15 m de exposição, não apresentando forma correlacionável. A origem fluvial desse depósito pode ser confirmada pela presença de clastos de quartzo e quartzito, mesmo estando na margem direita do rio Paranaíba. Neste trecho, os afluentes e as vertentes da margem direita do rio Paranaíba drenam apenas as rochas vulcanossedimentares do Grupo Mata da Corda, onde são raros os veios de quartzo e inexistem quartzitos. Dessa forma, a origem do depósito com quartzo e quartzito na margem direita deve estar relacionada ao transporte fluvial de sedimentos do Grupo Canastra por afluentes da margem esquerda para o rio Paranaíba.

O N2, representado por apenas um depósito com duas fácies. (Figura 6-4 e Foto 6-17). A fácies basal contém seixos de quartzo, quartzito e nódulos ferruginosos, dispostos sem organização. Além dos nódulos, concreções ferruginosas de tamanho seixo a matacão ocorrem englobando os próprios nódulos e clastos de quartzo, concentrando-se principalmente na parte inferior dessa fácies (Foto 6-18 e Foto 6-19). Essas concreções sugerem uma concentração de ferro pós-deposição, envolvendo os clastos presentes no ambiente deposicional. Essa fácies apresenta um padrão ondulado no contato com o material sobrejacente ao longo dos quase 10 m do corte de estrada onde ocorre a sua exposição, o que indica uma possível deformação pós-deposicional. A rocha intemperizada é visível sob essa fácies basal, indicando ser um nível escalonado em relação ao nível de planície atual do rio Paranaíba. Uma fácies superior de sedimento argilo-siltoso pode ser reconhecida acima, sem apresentar estruturas, com nódulos ferruginosos dispersos.

Figura 6-4 – Ilustração do N2 encontrado no alto rio Paranaíba. A – Perfil Estratigráfico, B – Perfil Transversal, C – Detalhe do depósito e representação do contato com fácies superior



Fonte: Elaborado pelo autor.

Foto 6-17 – Trecho da exposição do N2, ilustrado na parte esquerda da Figura 6-4 C.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-18 – Detalhe de concreção ferruginosa com nódulos ferruginosos (em verde) e fragmentos de quartzo (em branco)

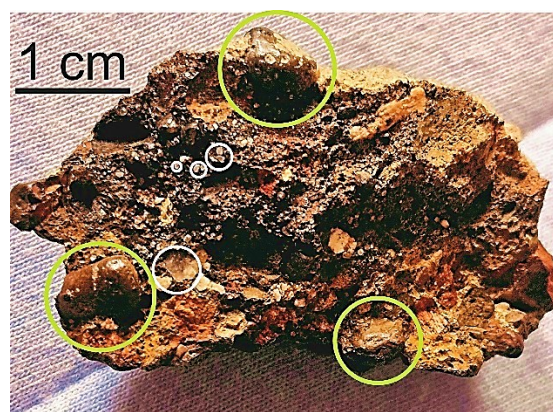


Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-19 – Detalhe dos sedimentos presentes no N2. Nota-se, no cabo do martelo, uma grande concreção ferruginosa. Nódulos no tamanho calhau e seixo ocorrem ao lado de fragmentos de quartzo e quartzito.



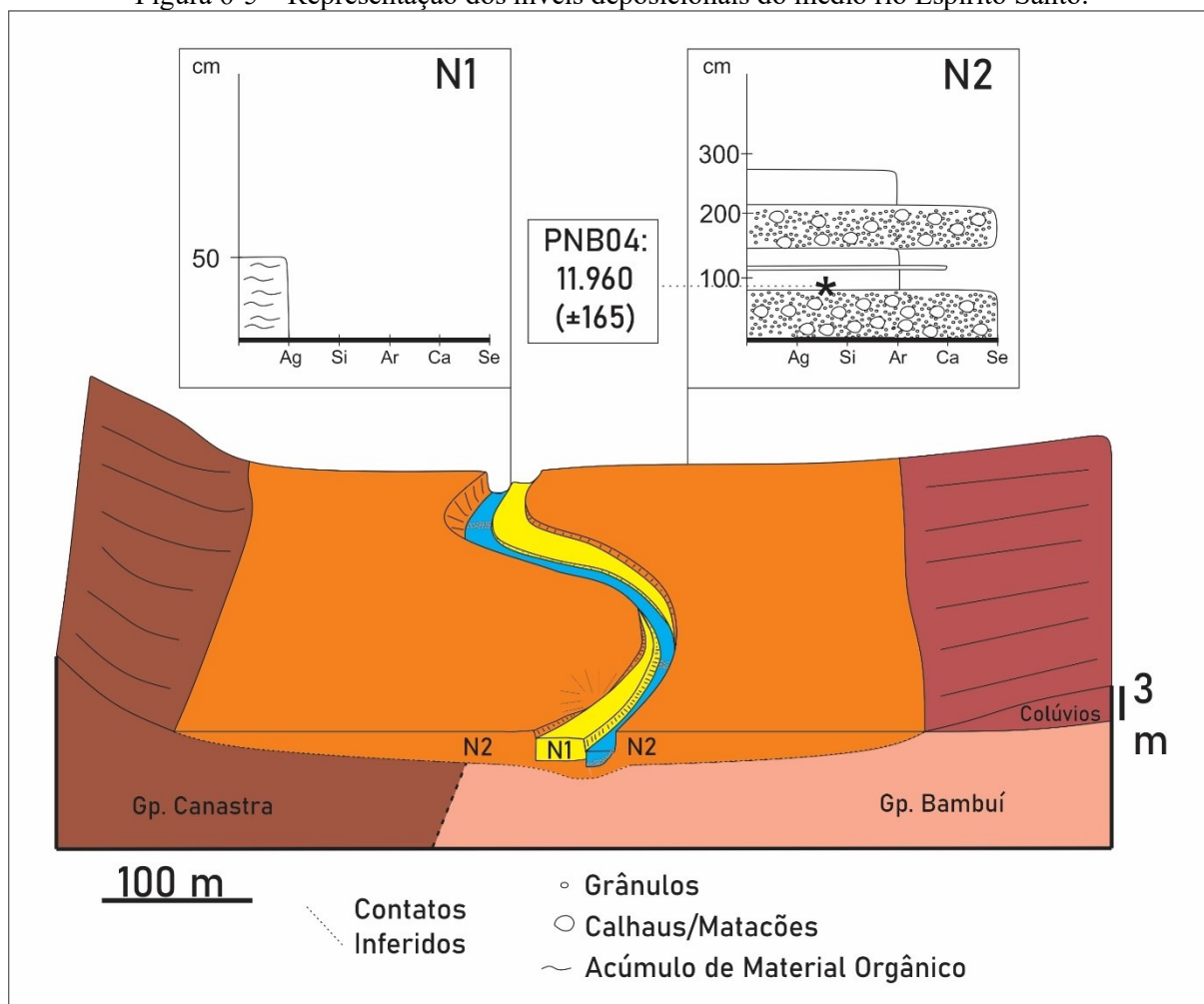
Foto: Daniel Machado Facury

As planícies atuais do rio Paranaíba na área de estudo (N1) consistem em sedimentos finos, com predominância de silte e argila. Não foram encontradas estruturas sedimentares, tampouco a fácies basal do nível atual. Os sedimentos atuais apresentam até 300 m de extensão lateral, raramente ultrapassando este limiar. São encontrados pacotes de até 6 m de espessura de sedimentos aluviais atuais de textura muito homogênea.

6.2.3 Níveis Depositionais (NDs) ao longo do Médio rio Espírito Santo

Nesta área foram encontrados dois níveis deposicionais fluviais: o N2, associado a um extenso terraço do rio Espírito Santo; e o N1, associado à sedimentação atual. A configuração destes níveis na área está representada na Figura 6-5.

Figura 6-5 – Representação dos níveis deposicionais do médio rio Espírito Santo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O N2 se localiza no fundo de vale, constituindo o registro sedimentar associado ao extenso terraço do rio Espírito Santo na área (Foto 6-20). Este terraço forma uma suave continuação da rampa de colúvios proveniente de Serra Negra (CASSETI, 1977). O N2 apresenta quatro fácies, sendo uma intercalação entre fácies de seixos e de areia fina (Foto 6-21). As fácies de seixos são muito similares, apresentando seixos subarredondados autossustentados, com matacões e calhaus dispostos aleatoriamente (Foto 6-21 e Foto 6-22). Os materiais destas fácies estão aglutinados, provavelmente por uma concreção ferruginosa discreta (Foto 6-23). Cada fácies encontrada apresenta até 80 cm de espessura cada. As fácies arenosas não apresentam estrutura e são marcadas pela presença de areia fina. Ocorre uma delgada fácies cascalhenta no interior da fácies arenosa inferior. Uma amostra para LOE foi coletada na fácies arenosa sobre a fácies basal de seixos, indicando idade pleistocênica (11.960 ± 165 anos A.P.).

Foto 6-20 – Trecho onde a margem erosiva do rio Espírito Santo escava o N2 (A). Ocorrem calhaus e matacões no leito, formando corredeiras (B). Nota-se a ocorrência de área de planície (P) com variação topográfica sutil em relação ao terraço (T).

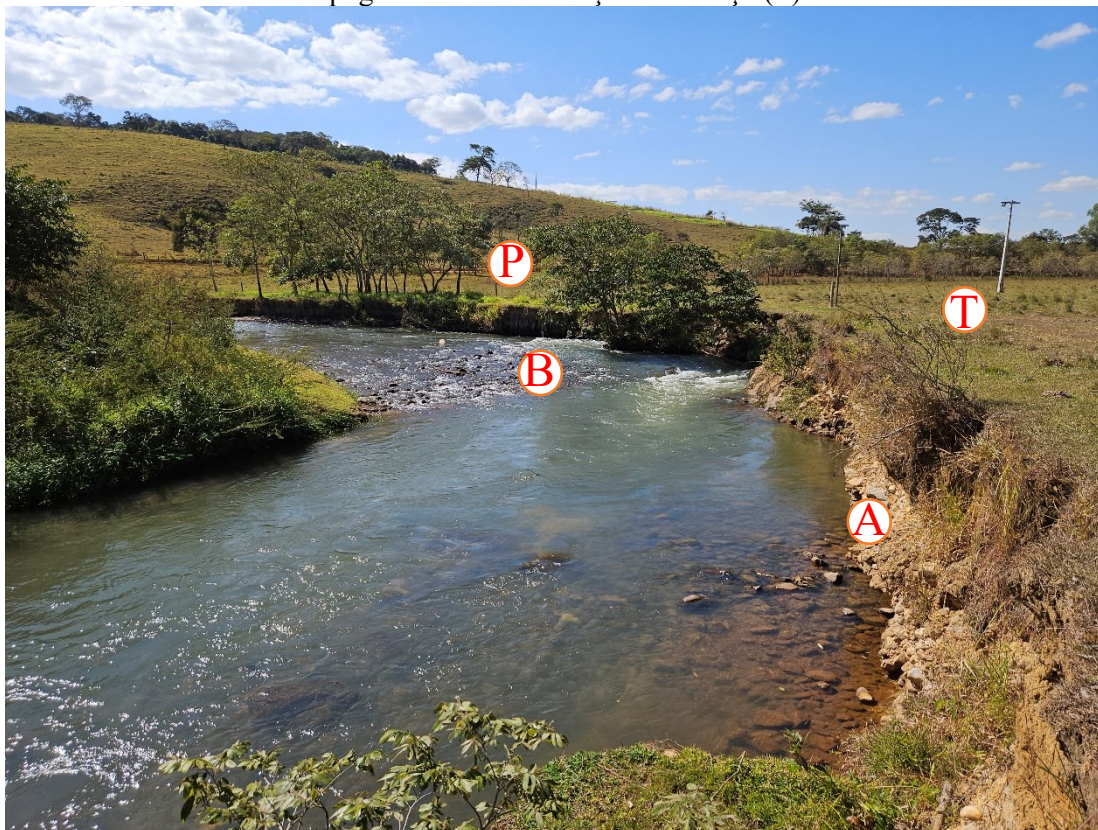


Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-21 – Intercalação de fácies arenosas (A) e rudáceas (B) no N2 do Médio rio Espírito Santo, em contato abrupto e regular. X representa fácies onde foi coletada amostra para LOE.

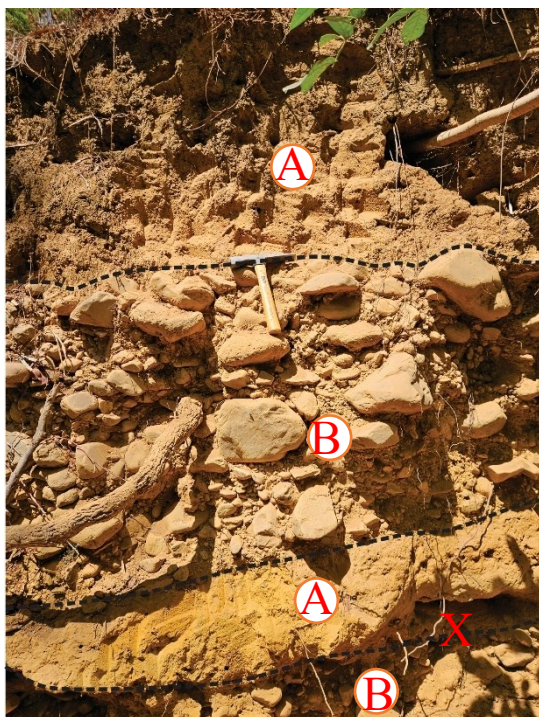


Foto: Daniel Machado Facury.

Foto 6-22 – Variação no tamanho de sedimentos que compõem o N2.



Foto: Daniel Machado Facury.

Os seixos e matacões do N2 muitas vezes se acumulam no leito fluvial, provocando a ocorrência de corredeiras e, em alguns casos, formando ilhas (Foto 6-24). Este fator indica que, no passado, essa área experimentou ambientes com grande energia capazes de mobilizar esse material, que atualmente está imóvel no leito.

Foto 6-23 – Seixos, calhaus e matacões concrecionados.



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

Foto 6-24 – Ilha formada por estabilização de seixos, calhaus e matacões do N2.

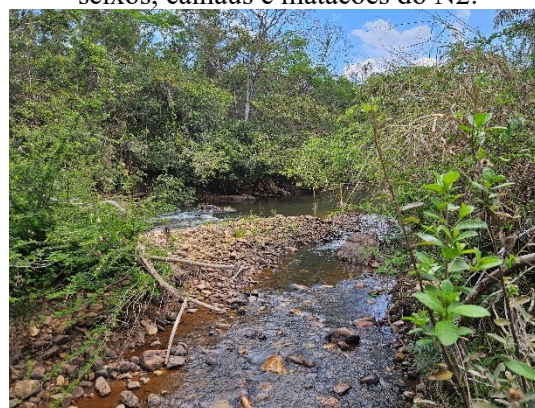


Foto: Daniel Machado Facury.

O N1 corresponde aos depósitos da planície atual do médio rio Espírito Santo. É constituída por uma fácies de argila, com cor escura nos primeiros 30 cm, o que indica a acumulação de matéria orgânica nessa área. A coloração fica mais clara em direção à superfície, o que indica que a acumulação de matéria orgânica se dá por conta da saturação de água mais frequente na base dessa fácies. De forma geral, a planície na área apresenta desnível suave em relação ao terraço.

Foto 6-25 – Planície em margem erosiva do rio Espírito Santo.

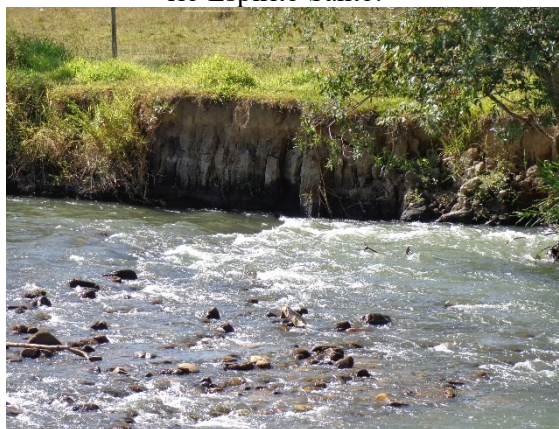


Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

Foto 6-26 – Detalhe do depósito fluvial argiloso e com acumulação orgânica.



Foto: Daniel Machado Facury.

Vale ressaltar, ainda, a ocorrência de uma planície composta apenas de uma fácies arenosa maciça, com cerca de 2 m de espessura, localizada no Alto rio Espírito Santo, logo a montante do seu trecho médio. Apresenta grande quantidade de raízes. Foi realizada a coleta para análise LOE, em ponto denominado PNB03, resultando em idade de 1.540 ± 135 anos.

Foto 6-27 – Depósito arenoso de planície. Traço ao lado de um lápis com cerca de 15 cm de comprimento.

Foto 6-28 – Contexto do depósito. A planície ocorre apenas na margem direita, enquanto o rio atravessa rochas do grupo Canastra em sua margem esquerda.



Foto: Daniel Machado Facury.



Foto: Daniel Machado Facury.

6.2.4 Idades dos níveis deposicionais fluviais

Foram coletadas amostras para datação via LOE em seis depósitos diferentes, sendo três na bacia do rio Paranaíba e três na bacia do rio Espírito Santo. As idades das amostras podem ser visualizadas no Quadro 6-1.

Quadro 6-1– Resultados das datações via LOE

Ponto	Zona de arquivos fluviais	ND	Curso D'água	Idade (anos A.P.)	Dispersão
PNB01	Depósitos em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Esp. Santo	Deg. CSD*	Cór. Paiol	1.900 ±	23±5
			Queimado	165	%
PNB02	Depósitos em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Esp. Santo	Deg. CSD*	Ribeirão das Pitas	435 ± 35	18±4 %
PNB03	Depósitos ao longo do Médio rio Espírito Santo	N1	Rio Espírito Santo	1.540 ± 135	21±4 %
PNB04	Depósitos ao longo do Médio rio Espírito Santo	N2	Rio Espírito Santo	11.960 ± 720	10±2 %
PNB06	Depósitos em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Esp. Santo	N3	Ribeirão Fortaleza	9.375 ± 665	16±4 %

PNB08	Depósitos no vale do rio Paranaíba	N3	Rio Paranaíba	8.215 ± 475	8±2%
--------------	------------------------------------	----	---------------	-------------	------

*Depósito resultado da degradação de depósitos CSD. Após as coletas e análise integrada dos resultados, notou-se que é provável que os pontos de coleta PNB01 e 02 sejam materiais retrabalhados dos depósitos CSD. Esta possibilidade será discutida no tópico 7.

Fonte: Elaborado pelo autor.

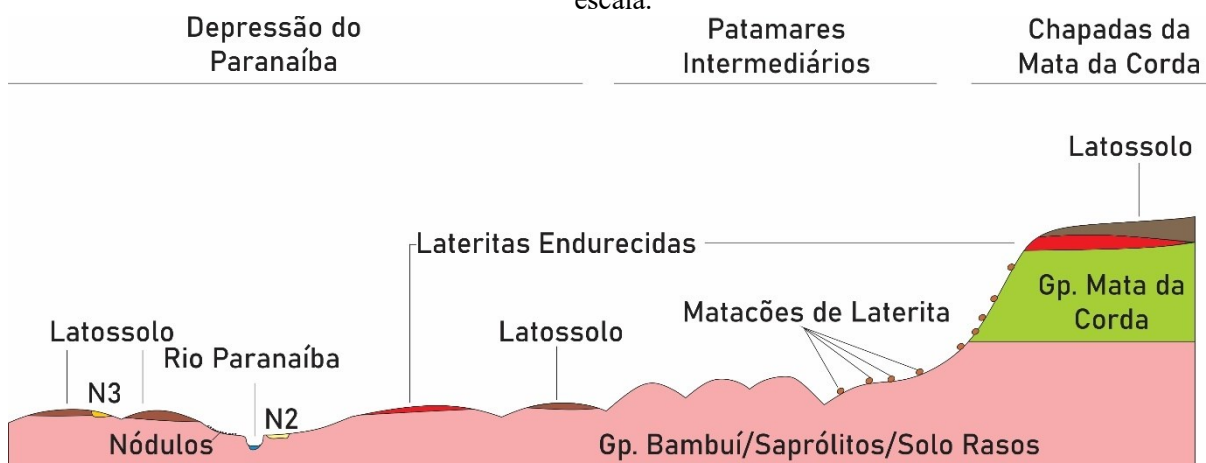
Os valores de dispersão das amostras não ultrapassaram 25%, o que indica que os grãos estiveram expostos à luz solar por tempo suficiente para o fotoesvaziamento pré-soterramento e que não há fortes indícios de mistura de grãos de diversas idades (SAWAKUCHI *et al.*, 2016; LOPES *et al.*, 2023). Os menores valores foram obtidos para PNB04 e PNB08 (10 e 8% respectivamente), indicando maior acurácia das idades dos grãos avaliados nestas amostras, mesmo sendo as mais antigas. As demais amostras tiveram valores em torno de 20%.

6.3 Notas sobre lateritas e solos

6.3.1 As gerações de lateritas

As lateritas ocupam uma extensa área nas bacias em estudo, apresentando características diversas que auxiliam na compreensão da evolução geomorfológica regional. A Figura 6-6 representa as diferentes lateritas presentes na área em estudo, concentradas principalmente nas Chapadas da Mata da Corda e na Depressão do rio Paranaíba.

Figura 6-6 – Representação da ocorrência de lateritas em diversos contextos geomorfológicos. Sem escala.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As lateritas que capeiam o topo da Chapada da Mata da Corda foram identificadas nos mapeamentos geomorfológicos realizados na área (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011), denominadas Coberturas Detrito-Lateríticas. Apesar do nome, há poucos indícios de uma contribuição detrítica para estas coberturas, já que não são encontrados clastos de rochas

cimentados por óxidos de ferro, como no caso da Chapada da Canga (Catas Altas-MG), ou da Serra de Carajás (PA) (CARMO; KAMINO, 2015; 2017). As lateritas nessa área ocorrem em forma de couraças endurecidas (regionalmente chapadas de tapiocanga ou canga) de espessura de até 5 m com coloração variando entre amarelo, marrom e vermelho, muitas vezes apresentando pisólitos aglutinados em uma matriz de óxidos de ferro e alumínio, como apresentado por Marques (2021) em uma região vizinha. No caso estudado por Marques (2021), o núcleo dos pisólitos é formado de hematita e goethita, enquanto o córtex é formado por goethita e caulinita. Este núcleo teria idade eocênica segundo a autora. As couraças endurecidas formam verdadeiras cornijas no entorno da Chapada a 1.100 m de altitude, sendo que a altitude decresce conforme a superfície da Chapada decresce.

Foto 6-29 – Couraça ferruginosa espessa.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-30 – Fragmento de couraça com pisólitos.



Foto: Daniel Machado Facury

Sobre as couraças endurecidas ocorrem Latossolos Vermelho-Amarelos (EMBRAPA, 2004), caracterizados pela grande proporção de gibbsita (MARQUES, 2021), o que indica um processo intempérico muito atuante, capaz de remover inclusive parte dos óxidos de ferro.

Abaixo da cornija ocorrem vertentes íngremes, nas quais encontra-se comumente blocos e matações de couraças, provavelmente desprendidas das cornijas acima (Foto 6-31 e Foto 6-32). Esses colúvios foram encontrados somente nas cabeceiras do rio Paranaíba, não sendo possível encontrá-los em outras posições no entorno da Chapada. Isso sugere que a ocorrência desses

blocos pode estar relacionada a um recuo recente das cabeceiras na área, promovendo instabilização e posterior degradação das cornijas na área.

Foto 6-31 – Matacões de canga em vertentes.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-32 – Cornija degradada e blocos soltos, nas cabeceiras do rio Paranaíba.



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros

Na unidade de relevo Patamares Intermediários não são encontradas lateritas além dos matacões citados. Elas voltam a se fazer presentes na Depressão do rio Paranaíba e Espírito Santo, em especial em topos de morros inseridos na bacia do rio Paranaíba. Um perfil localizado à direita do rio Paranaíba merece especial atenção, pois trata-se de outra área com couraças endurecidas, de espessura de cerca de 1 m. Este perfil ainda não foi referenciado na literatura e ocupa um topo plano a cerca de 870 m de altitude. Assim como nas lateritas endurecidas do topo da Chapada da Mata da Corda, não são encontrados clastos que indiquem uma contribuição sedimentar para essa laterita. Encontra-se, por outro lado, pisólitos associados à essa couraça. No entorno desse perfil ocorrem fragmentos de diversos tamanhos dessa couraça, deixando matacões e calhaus isolados em meio a uma matriz de nódulos ferruginosos de tamanho seixo a cascalho. Este fator sugere a degradação da couraça. Diversas marcas de raízes e da atuação de térmitas são encontradas nos fragmentos, o que indica a importância biológica em sua degradação. Atualmente a couraça tem sido desmontada para lavra e utilização em estradas, deixando-a em fragmentos.

Foto 6-33 – Couraça ferruginosa na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-34 – Matacão de canga com raiz (branca), indicando importância de intemperismo biológico.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-35 – Nódulos ferruginosos espalhados pela área.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-36 – Detalhe de fragmentos das couraças ferruginosas da área. Na amostra da esquerda, notar as marcas de degradação possivelmente associada à atuação biológica. Na imagem da direita, possível formação de nódulos.



Foto: Daniel Machado Facury

Diversos topos de morro na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo são marcados pela presença de Latossolo Vermelho, principalmente em áreas de topos planos. É possível que a formação destes solos esteja associada à degradação de couraças.

Em posições topográficas inferiores ocorrem níveis deposicionais fluviais, como o N3 dos depósitos em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba. Estes depósitos são marcados pela presença de nódulos ferruginosos entre os seixos de quartzo e quartzito, dispersos aleatoriamente. Uma possível origem destes nódulos ferruginosos associa-se à destruição das lateritas da área, que forneceria nódulos para os níveis deposicionais.

O N2 encontrado no vale do rio Paranaíba também apresenta nódulos ferruginosos. No entanto, apresenta também concreções ferruginosas que aglutinam tanto nódulos ferruginosos quanto grânulos e seixos de quartzo e quartzito. Isso sugere uma variação do nível freático associado ao N2 após (e/ou durante) a deposição dos sedimentos na área. Esta seria, de fato, uma laterita com contribuição detrítica na bacia em estudos.

Foto 6-37 – Nódulo isolado encontrado no N3 dos depósitos em afluentes da margem esquerda do Paranaíba.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 6-38 – Concreção envolvendo nódulos e quartzo no N2 do vale do rio Paranaíba.

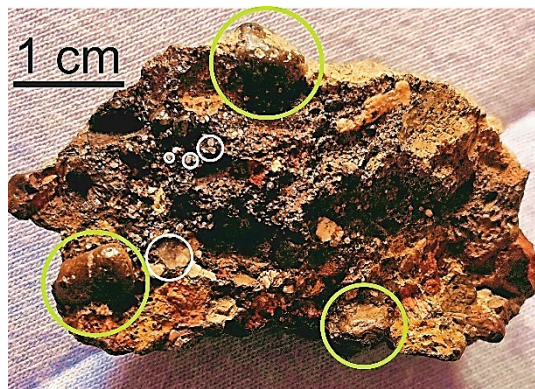


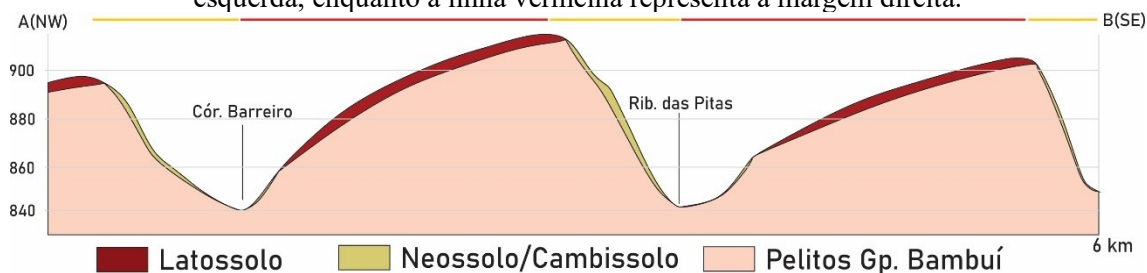
Foto: Daniel Machado Facury

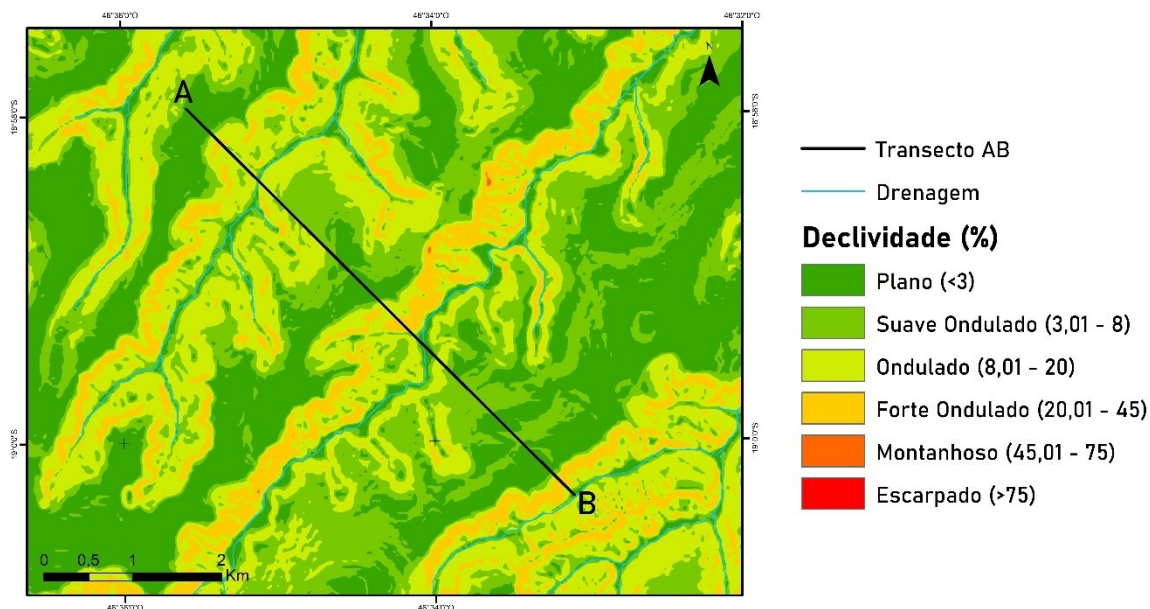
6.3.2 Padrão de variação de solos em vertentes na Depressão do Paranaíba

Como já apresentado no tópico 5.4, as vertentes na Unidade de Relevo Depressão do Paranaíba e Espírito Santo apresentam assimetria marcada com deslocamento principal da drenagem na direção NNW. Esta assimetria apresenta reflexos também nos tipos de solo encontrados nas vertentes da Depressão, em especial da subunidade de relevo Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo.

O deslocamento da drenagem para NW e NNW associa-se a um padrão de variação de declividade nas vertentes: as vertentes voltadas para SSE/SE são curtas e declivosas, enquanto as vertentes com caimento para NNW/NW são longas e de declividade muito suave. Esta configuração afeta os tipos de solo na área, sendo que no primeiro caso ocorrem solos rasos, em especial Neossolos e Cambissolos, enquanto no segundo ocorrem solos profundos e desenvolvidos. Esta organização pode ser visualizada no esquema apresentado na Figura 6-7, em exemplo de vertentes de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba.

Figura 6-7 – Organização de solos na subunidade de relevo Depressão em Colinas Suaves do Paranaíba e Baixo Espírito Santo. A linha amarela acima do perfil mostra a extensão da margem esquerda, enquanto a linha vermelha representa a margem direita.





Fonte: Elaborado pelo autor.

A ocorrência de Neossolo/Cambissolo e, por vezes, a exposição do saprólito de pelitos do Grupo Bambuí favorecem a ocorrência de processos erosivos tanto lineares quanto laminares (Foto 6-39 e Foto 6-40). A relação entre a exposição dos pelitos e a ocorrência de processos erosivos nessa região já fora observada por Rassi *et al.* (2017) e Souza (2017), mas o padrão de distribuição de acordo com a variação das vertentes se mostra um novo elemento de discussão.

Foto 6-39 – Ravinas formadas em área de solos rasos.



Foto: Luiz Fernando de Paula Barros.

Foto 6-40 – *Demoiselle* causada pela presença de um artefato antrópico, indicando a perda de cerca de 20 cm de solo na área.



Foto: Daniel Machado Facury.

Segundo Souza (2017) os Cambissolos da área são rasos, apresentam baixa estabilidade de agregados e alta proporção de silte, o que favorece a ocorrência dos processos erosivos. Os valores do índice Ki e a ocorrência de ilita e caulinita indicam solos jovens, de baixo desenvolvimento. Os Latossolos, por outro lado, são profundos (mais de 2 m de solum), muito

argilosos, pouco férteis e com grande concentração de Al^{3+} , o que indica o avançado estado de desenvolvimento deste solo (EMBRAPA, 2004).

6.4 Síntese do Capítulo

Este capítulo buscou identificar, caracterizar e sistematizar as formações superficiais encontradas na área em estudo. Os principais elementos apontados consistem em:

- Inicialmente, foi definido o conjunto de depósitos de naturezas diversas denominado “Coberturas Sedimentares Diversas” (CSD), relacionado parcialmente com as Coberturas Sedimentares Indiferenciadas dos mapeamentos geológicos prévios. Apresentam como principais características cascalheiras com desnível de cerca de 50 m em relação ao nível de base atual. As cascalheiras apresentam seixos de quartzo e quartzito, provavelmente estando associado a processos de deposição mais antigos (pré-Quaternários). Ocorrem também outros depósitos menos representativos e já bastante pedogeneizados. Ocorrem sedimentos característicos de ambiente de leques aluviais e de movimentos de massa diversos;
- Foi possível distinguir três contextos diversos em relação à ocorrência de arquivos fluviais: o vale do rio Paranaíba, o médio rio Espírito Santo e os afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e do baixo Espírito Santo. Os afluentes da margem direita do rio Paranaíba drenam rochas mais friáveis, o que deve ter impedido a formação de cascalheiras de níveis deposicionais antigos. Ademais, depósitos fluviais lamosos isolados são de difícil identificação/diferenciação em campo, especialmente em ambientes de alta energia em contexto tropical;
- O vale do rio Paranaíba é marcado por dois níveis deposicionais fluviais antigos, além da planície atual. O N3, mais antigo, foi datado em 8.215 ± 475 anos A.P. Estes depósitos são marcados pela ocorrência de seixos de quartzo e quartzito, além de nódulos ferruginosos;
- Os afluentes da margem esquerda do Paranaíba e do baixo rio Espírito Santo são marcados por até dois níveis deposicionais antigos, N3 escalonado em relação ao N2 e o N1 embutido no N2. O N3 apresenta seixos de quartzo e quartzito, além de nódulos ferruginosos, estando a algumas dezenas de metros acima do leito atual. Um depósito associado a este nível foi datado no ribeirão Fortaleza, com idade de 9.375 ± 665 anos A.P. O N2 e o N1 constituem o fundo de vale, sendo marcados por fácies arenosas. Outras duas cascalheiras que poderiam estar associadas ao N3 foram datadas, mas as

idades recentes (1.900 e 435 anos A.P) e observações de campo posteriores indicam se tratar de colúvios retrabalhados dos alúvios mais antigos;

- O médio rio Espírito Santo é marcado pelo N2 associado a um extenso terraço, sendo composto por fácies de matações, calhaus e seixos intercalados com fácies arenosas. Este depósito foi datado em cerca de 11.960 anos A.P. A planície atual é argilosa e contém indícios de acumulação orgânica. Um trecho de planície um pouco a montante desta área foi datado em 1.540 anos A.P;
- As lateritas cobrem extensa área das bacias em estudo. Propõe-se a ocorrência de duas gerações de formação de couraças lateríticas: uma associada ao topo das Chapadas da Mata da Corda, enquanto outra ocupa o topo dos morros na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo. Nódulos ferruginosos e concreções podem ser encontrados nos diversos contextos de arquivos fluviais;
- A assimetria de drenagem observada no capítulo anterior também implica em variações nas características das vertentes e nos tipos de solos na Depressão do Paranaíba e Espírito Santo. Latossolos ocorrem nas vertentes amplas e suaves voltadas para N/NW, enquanto Cambissolos e Neossolos ocorrem nas vertentes curtas e declivosas voltadas para S/SE, provocando a concentração de focos erosivos nestas últimas.

7 A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NEOCENOZOICA DO ALTO RIO PARANAÍBA

Este capítulo está organizado em três subtítulos. O primeiro apresenta os principais eventos erosivos e sedimentares encontrados no Alto Paranaíba a partir das evidências apresentadas nos capítulos 5 e 6, além de apresentar uma discussão específica sobre alguns materiais e as datações absolutas. O segundo tópico busca reunir as possíveis condicionantes para esta evolução, organizando argumentos já apresentados no tópico 7.1 e em discussões anteriores. O último tópico se trata de uma breve síntese dos eventos apresentados no Capítulo.

7.1 Eventos erosivos/sedimentares

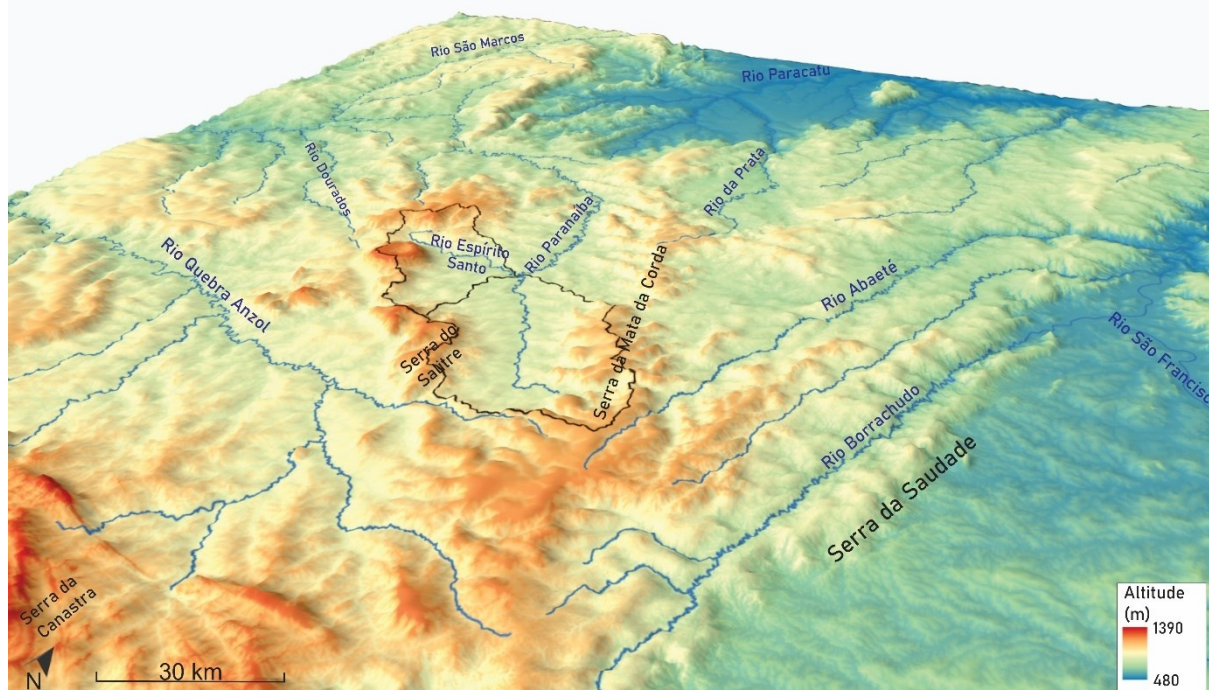
Como apresentado no tópico 3.4, diversos autores sugerem que o início do Cenozoico no Alto Paranaíba foi marcado pelo estabelecimento de uma ampla superfície de aplainamento, sendo associada principalmente à Superfície Sul-Americana (KING, 1956; BRAUN, 1971; SAADI, 1991; VALADÃO, 1998; MARQUES, 2021). Esta superfície provavelmente afetou toda a área de estudos do presente trabalho. É provável que sua formação tenha se dado ao longo do Cretáceo Superior (pós-deposição do Grupo Mata da Corda, ~80 Ma.) e do Paleoceno em clima árido (VARAJÃO, 2022), truncando, na área, rochas dos Grupos Canastra, Mata da Corda, Areado e as intrusões alcalinas.

Após a formação da superfície aplainada, o aumento da umidade durante o Eoceno implicou em condições ambientais favoráveis à formação de espessos perfis lateríticos (VARAJÃO, 2022). Estes foram essenciais para a preservação da superfície-fóssil que atualmente constitui as Chapadas da Mata da Corda na região em estudo. A idade de 41 Ma estimada por Marques (2021) para as lateritas da região é condizente com este modelo de evolução para o Paleógeno.

De acordo com o modelo clássico de evolução das superfícies de aplainamento de King (1956), a superfície Velhas corresponde ao resultado do ciclo erosivo que atuou sobre a Superfície Sul-Americana. A idade da degradação da superfície paleogênica na área de estudos, no entanto, é incerta. Saadi (1991) e Valadão (1998) indicam importante fase de soerguimento no Alto Paranaíba durante o Mioceno, elevando esta área em cerca de 500 m em relação à depressão do São Francisco, a leste. Esse soerguimento teria aproveitado as estruturas NNE-SSW, conhecidas como a falha de Serra da Saudade (SAADI, 1991) ou de Estrela (HASUI; HARALYI, 1991). A Figura 7-1 apresenta os reflexos atuais associados à esta ativação de falha. Varajão (2022), em revisão mais recente, identifica a ocorrência de Patamares de idade Oligocênica e Miocênica

nas bacias atlânticas do Brasil oriental, correlacionáveis a saprólitos e lateritas com idades próximas.

Figura 7-1 – Escarpa da Serra da Saudade com direção NNE-SSW, com estruturas que controlam também os rios Abaeté, Indaiá, Borrachudo e o próprio rio São Francisco. Esta seria uma escarpa de linha de falha associada à evolução da escarpa de falha miocênica da Serra da Saudade. A área do presente estudo é destacada no contorno preto. Modelo tridimensional elaborado a partir do FABDEM.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No entanto, os estudos supracitados tecem considerações principalmente acerca dos efeitos desse pulso na evolução da Depressão do São Francisco e nas superfícies de aplainamento a ele associados. No presente estudo não foram encontrados indícios de uma paleodrenagem do rio Paranaíba para o rio São Francisco, sendo necessário avaliar os aspectos evolutivos do sistema fluvial do rio Paraná para compreender a abertura dessa área.

Marques (2021) indica que o córtex de nódulos ferruginosos em pisólitos, formados em momento de alteração das condições ambientais e provável soerguimento/erosão, apresentam idade miocênica na região do Alto Paranaíba. A mesma autora identifica a ocorrência da bacia sedimentar de Pratinha, localizada na bacia hidrográfica do rio Quebra Anzol, afluente do rio Paranaíba, com idade neogênica, talvez pliocênica. Stevaux (1993) indica, ainda, a provável idade pliocênica para o desenvolvimento do vale atual do rio Paraná e a formação de seus afluentes a partir do soerguimento da Serra de Maracaju, no Mato Grosso do Sul. Dessa forma, é possível que a degradação da Superfície Sul-Americana na área em estudo tenha ocorrido entre o final do Mioceno e o Plioceno, levando à abertura da Depressão do rio Paranaíba. Esta

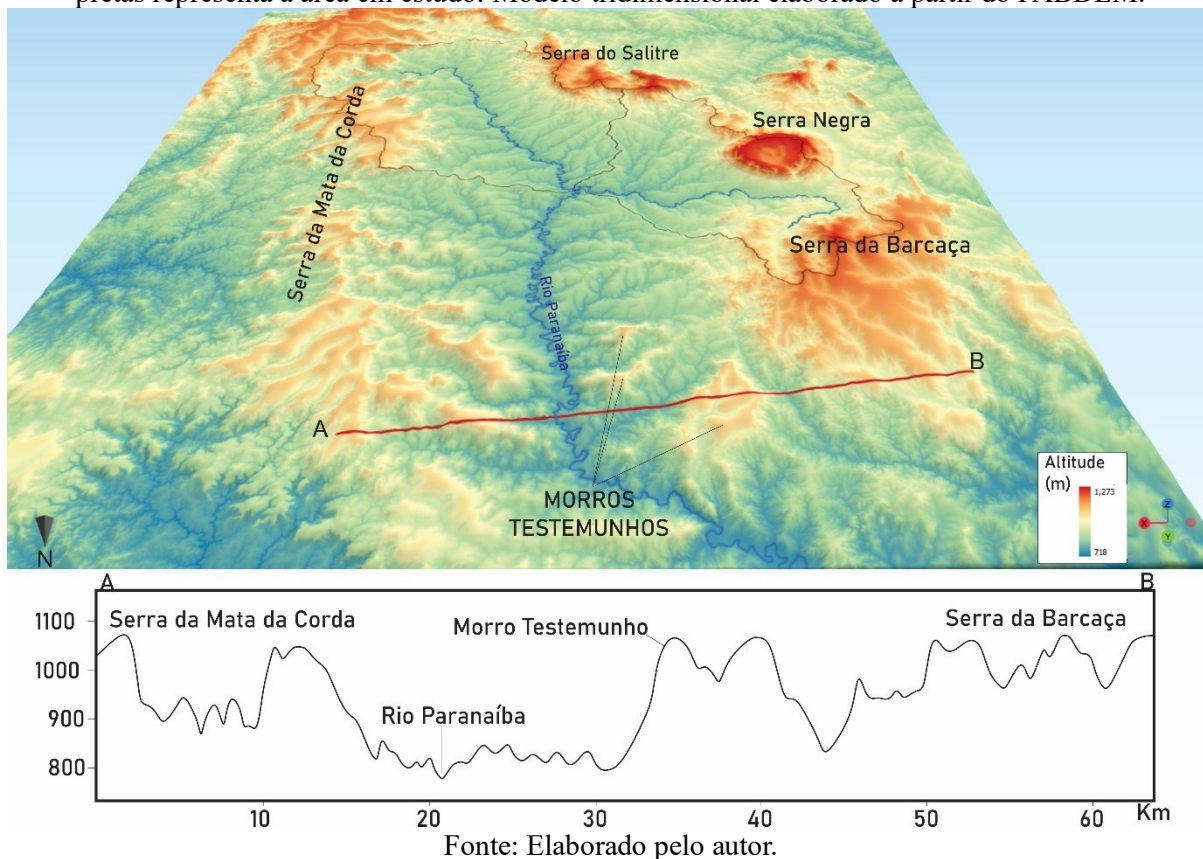
idade também é sugerida por Bartorelli (2005), apesar de listar certa divergência nas idades entre diversos autores.

A compreensão da Depressão do rio Paranaíba como resultado de um evento de aplainamento é também sustentada pelos amplos topos planos modelados nos pelitos das formações Lagoa Formosa e Serra da Saudade. Estes pelitos apresentam, na área em estudo, dobras e mergulhos variados associados à proximidade com a Faixa Móvel Brasília (MAGALHÃES, 1989). Estas dobras são fechadas a isoclinais e com mergulhos subverticais (DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011). Apesar disso, não há controle estrutural claro associado ao mergulho das camadas na morfologia da área, tendo em vista que a superfície plana trunca as estruturas de forma indistinta.

O pedimento resultante do aplainamento apresenta uma cobertura detrítica, reconhecida nos mapeamentos geológicos como Coberturas Sedimentares Indiferenciadas ou Coberturas Colúvio-Eluvionares (SGARBI *et al.*, 2001; DIAS *et al.*, 2011; UHLEIN *et al.*, 2011; PINHO *et al.*, 2017). No presente estudo, partes destas Coberturas foram reunidas em Coberturas Sedimentares Diversas (CSD). É provável que o conjunto de depósitos CSD, encontrado sobretudo em afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo, tenha origem na abertura dessa depressão, durante o Mioceno Superior - Plioceno. As espessas fácies de seixos subangulosos de quartzo e quartzito provenientes sobretudo da Serra do Salitre e Serra Negra devem estar associados à retração das escarpas e deposição associada à ocorrência de coluvionamento e de leques aluviais.

Alguns morros testemunhos ocorrem na depressão do rio Paranaíba logo a jusante da área em estudos, nas proximidades da Serra da Barcaça, que demarcam o divisor noroeste da bacia em estudos (Figura 7-2). Estes morros apresentam a mesma litologia encontrada na Serra da Mata da Corda, o limite leste da área de estudos. Dessa forma, reforça-se a hipótese de que toda a área correspondesse a uma superfície com cotas altimétricas mais ou menos homogêneas. A ocorrência de vertentes íngremes limitando esses morros sugere que, de fato, o recuo lateral de escarpas se mostra o principal modelo de evolução das vertentes (KING, 1953) para a abertura da Depressão do rio Paranaíba.

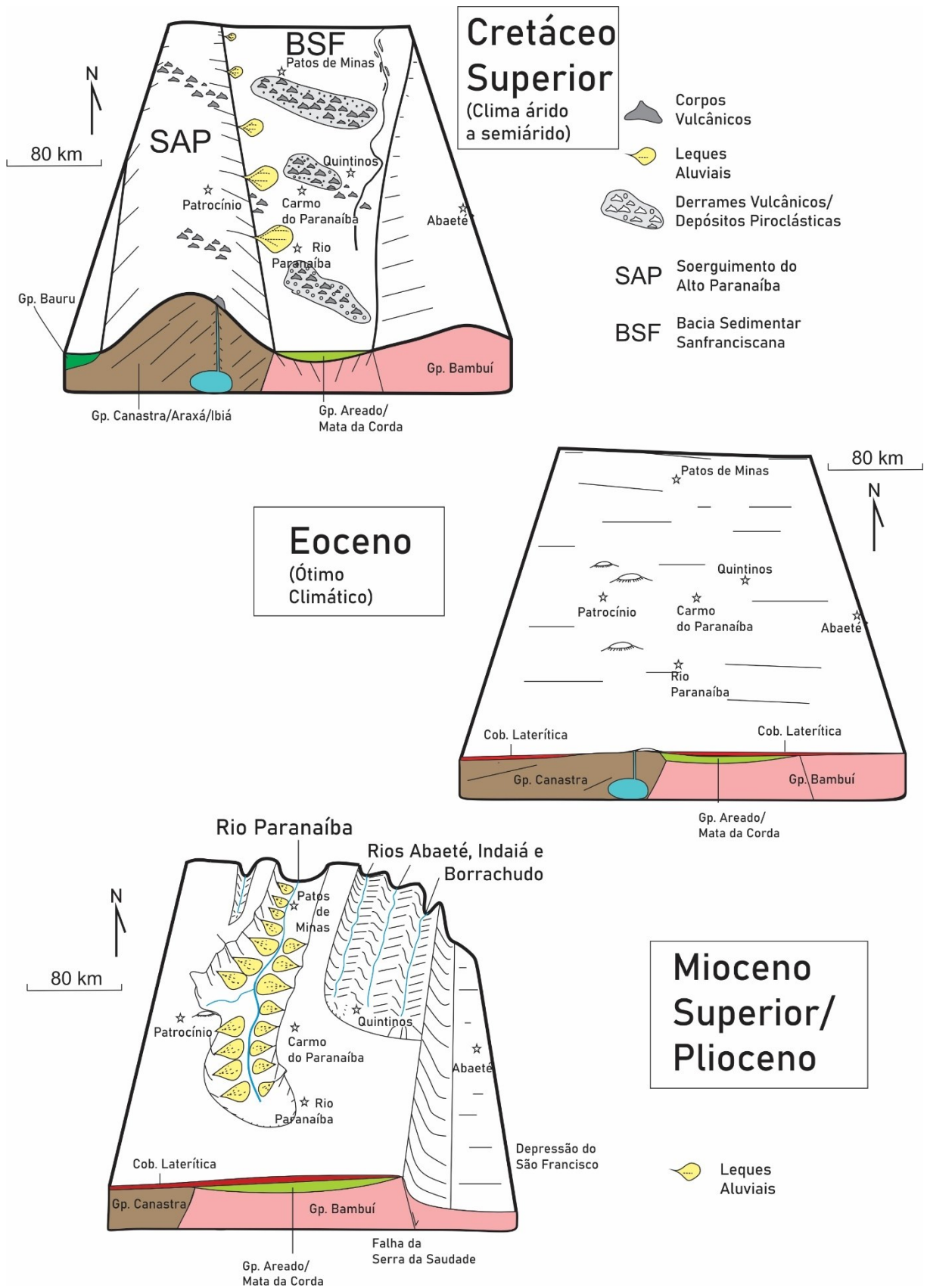
Figura 7-2 – Morros testemunhos encontrados na Depressão do rio Paranaíba. A linha vermelha AB representa o transecto utilizado para a elaboração do perfil topográfico abaixo. O polígono com linhas pretas representa a área em estudo. Modelo tridimensional elaborado a partir do FABDEM.



Monteiro *et al.* (2014) apontam a importância das couças ferruginosas como uma “armadura” contra a erosão, tendo em vista a capacidade de ciclagem de óxidos de ferro por meio da repetitiva degradação e reprecipitação de ferro destes materiais, as tornando resilientes na paisagem. Os processos de *backwearing*, no entanto, são capazes de destruir um perfil a partir do saprólito subjacente, enfraquecendo mecanicamente a sustentação das couças ferruginosas e tornando-as mais suscetíveis aos processos erosivos e dos movimentos gravitacionais de massa. O contexto da área de estudos pode ser interpretado como análogo àquele encontrado no Quadrilátero Ferrífero. Neste caso, Salgado *et al.* (2007) mensuraram baixas taxas de erosão nos quartzitos e itabiritos que sustentam os topos dessa área, mas encontram valores elevados em rochas encontradas em baixa e meia vertente. Isso facilita a evolução de vertentes por *backwearing*, em processo similar ao descrito acima. Martins (2018) também já havia proposto o recuo lateral das escarpas como o modelo de evolução das vertentes na área em estudo. Os processos de *downwearing* mais relevantes talvez estejam associados à redução de massa e volume ocasionados pela atuação dos processos intempéricos para formação das couças ferruginosas. Monteiro *et al.* (2014) sugerem que, para a formação de 1 m de couça ferruginosa, é necessário um pacote de espessura de 10 a 50 m de material de origem,

dependendo das características litológicas. A Figura 7-3 representa as mudanças ocorridas na área de estudo a partir do Cretáceo Superior, momento da deposição do Grupo Mata da Corda, passando pelo Eoceno, quando da formação da couraça ferruginosa a partir da superfície de aplainamento elaborada no Paleoceno; e o Mioceno Superior/Plioceno, quando deve ter ocorrido o desmantelamento daquela superfície aplainada por conta de eventos de soerguimento tectônico mais antigos (Mioceno Médio).

Figura 7-3 – Representação de etapas da evolução do relevo na área de estudos entre o Cretáceo e o Plioceno.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Após a formação do pediplano na atual Depressão do rio Paranaíba, um intenso processo intempérico atuou nas coberturas detríticas, que o recobriu, e nos pelitos do Grupo Bambuí na área. Isso é evidenciado pela ocorrência da couraça laterítica com cerca de 1 m de espessura encontrada nessa área (apresentada no tópico 6.3.1). A ocorrência desta couraça e dos espessos latossolos da área em estudo, ricos em óxidos de ferro e alumínio (EMBRAPA, 2004), indicam uma longa e/ou intensa exposição da superfície a processos intempéricos, em condições morfológicas e climáticas ideais para o processo de laterização, como a flutuação do nível freático em área de baixa declividade (MACHADO, 2018). A formação da cobertura laterítica deve ter ocorrido logo após a abertura da Depressão do rio Paranaíba, ou seja, no Plioceno/Pleistoceno Inferior. Essa idade corresponde ao período de formação de outras couraças ferruginosas no Brasil, em especial no Quadrilátero Ferrífero (LEONARDI, 2014; MONTEIRO *et al.*, 2014).

Essa couraça ferruginosa, no entanto, não apresenta evidências macroscópicas de contribuição sedimentar, como fragmentos de quartzo no tamanho areia ou grânulo. Isto sugere duas situações: as couraças foram formadas em áreas do pedimento que não foram recobertas por sedimentos de leques aluviais; ou foram formadas em sub-superfície, diretamente das rochas pelíticas do Grupo Bambuí que foram recobertas pelos leques aluviais.

Após a formação dessa nova superfície laterizada, que atualmente ainda é preservada parcialmente nos topos de colinas amplos e suaves da Depressão do Paranaíba e Espírito Santo, a região passa por alguns eventos de incisão fluvial. É possível que outras áreas com couraças ferruginosas, além das que foram encontradas no presente estudo, existissem na Depressão do rio Paranaíba, formando uma ampla superfície. Parte destas couraças podem já ter sido dismanteladas pela mudança no nível freático e atuação de intemperismo biológico, em especial da atividade de térmitas e de raízes, similar ao encontrado por Oliveira (2011) em bauxitas. Algumas couraças se mantêm no topo das vertentes, indicando importante inversão do relevo na Depressão do Paranaíba e Baixo Espírito Santo.

O primeiro processo de incisão fluvial relaciona-se com a ocorrência do depósito N3 nos afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo, mas também no N3 do vale do rio Paranaíba, escalonado em relação às coberturas detríticas do pediplano da Depressão do Paranaíba. O N3, nestes casos, tem como importante diferenciação dos depósitos CSD a ocorrência de nódulos ferruginosos (além da presença de seixos mais arredondados no primeiro), que devem ter sido formados a partir da degradação das couraças ferruginosas formadas no Plio-Pleistoceno. Esta degradação está associada provavelmente à mudança do

nível freático e à atuação de elementos biológicos, como apresentado no tópico 6.3.1. Os clastos de quartzo e quartzito são provenientes dos afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba, que drenam áreas do Grupo Canastra, mas também podem ser provenientes do desmonte das CSD. A ausência de depósitos identificáveis na margem direita do rio Paranaíba associa-se respectivamente à ocorrência de rochas pelíticas e vulcanossedimentares dos Grupos Bambuí e Mata da Corda, mais friáveis. Por ocorrer após a formação das couraças lateríticas que atualmente constituem os topos da Depressão do Paranaíba e Espírito Santo, o N3 deve estar relacionado a dinâmicas mais recentes. As datações em depósitos do N3 nos dois contextos apresentados resultaram em idades do estágio Gronelandês (Holoceno Inferior). A similaridade nas idades indica a sincronia dos eventos de formação destes níveis superficiais, mas as idades tão recentes para depósitos localizados cerca de 30 m acima do leito atual deixam dúvidas. O período de incisão deve ter se iniciado anteriormente, no Pleistoceno Superior. Importante ressaltar o paralelismo das drenagens atuais, associados às estruturas NNE-SSW da área.

É provável que esse evento recente de incisão fluvial também tenha afetado o recuo das cabeceiras na área, especialmente na unidade de relevo de Patamares Intermediários, sobretudo na área de cabeceiras do rio Paranaíba (Foto 7-1). Esta área é a única em que foram encontrados matações de couraças ferruginosas dispersos em alta e média vertente, como apresentado no tópico 6.3.1. A instabilização das couraças na área parece estar relacionada à remoção de sua base, causando solapamento, mas é possível também que o recuo das cabeceiras afete a circulação hídrica em sub-superfície, alterando a dinâmica de formação/destruição das couraças. Ademais, essa área é marcada por solos rasos e afloramentos de saprólito de siltito, indicando que não foram afetadas pelos leques aluviais e que não houve condições de formação de solos mais profundos, sendo mais recentes.

Foto 7-1 – Cabeceiras do Paranaíba, na unidade de relevo Patamares Intermediários (A), contornada pelas Chapadas da Mata da Corda (B).

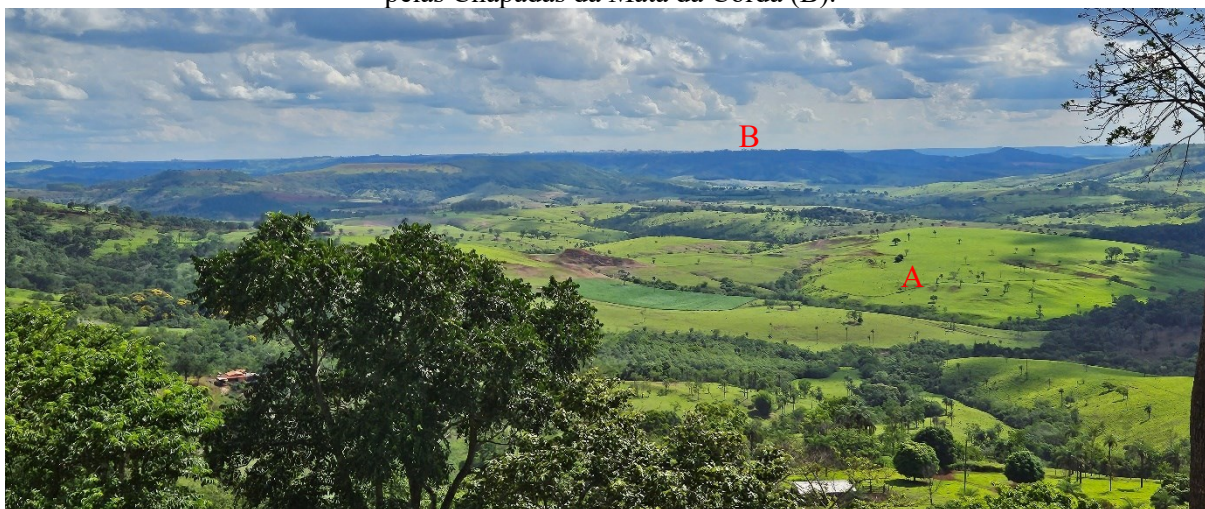


Foto: Daniel Machado Facury.

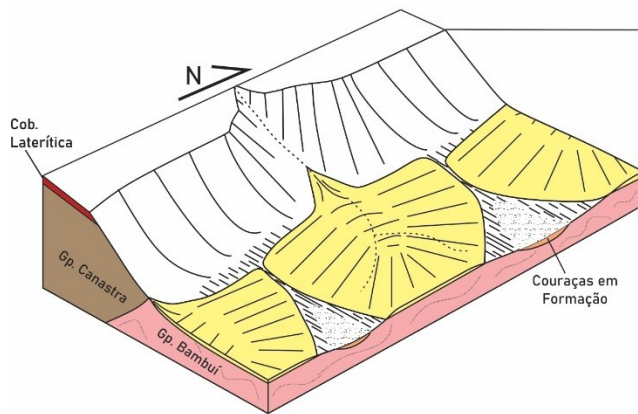
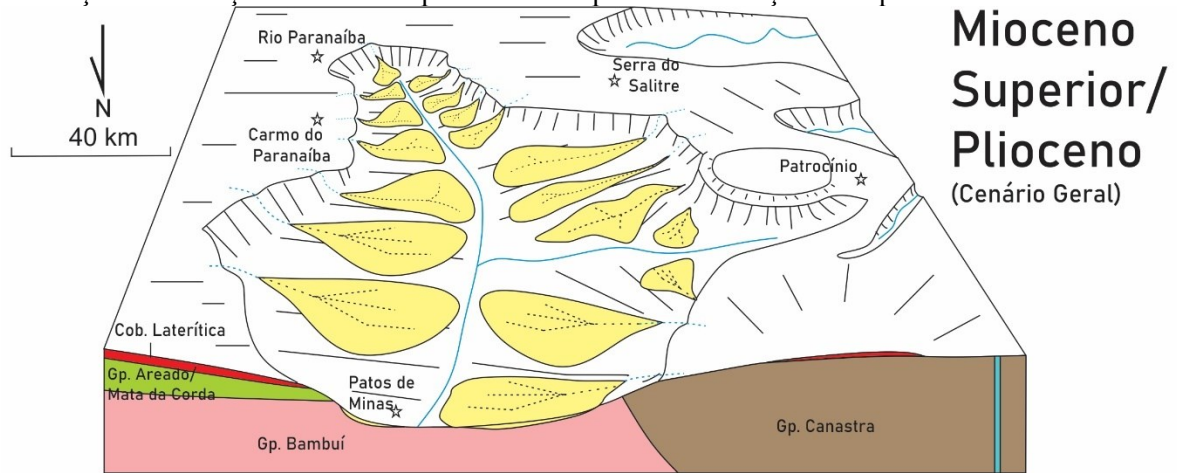
Um segundo evento de incisão fluvial promoveu a formação do atual fundo de vale do rio Paranaíba e de seus afluentes, formando o N2 do rio Paranaíba e de tributários. O fundo de vale atual apresenta como característica marcante a assimetria das vertentes, sendo que as vertentes voltadas para N/NW são curtas, declivosas e apresentam solos rasos, enquanto as vertentes voltadas para S/SE são longas e suaves, com formação de solos profundos. O perfil longitudinal regular do rio Paranaíba, sem *knickpoints* relevantes, permite pensar que os diversos afluentes passaram por processo de incisão fluvial com um nível de base semelhante. Isso reflete também na semelhança dos perfis longitudinais dos afluentes e na probabilidade de ocorrência dos mesmos processos erosivos/sedimentares recentes. É provável que os afluentes do Paranaíba ainda estejam em adaptação a este evento de incisão fluvial, tendo em vista a ocorrência de *knickpoints* relevantes, inclusive com anomalias de primeira ordem segundo os resultados RDE (item 5.2). Isso fica claro pelas posições similares destas rupturas de declive ao longo de seus perfis longitudinais, mesmo nos casos em que não há variação litológica.

A assimetria das vertentes supracitada sugere que a nova incisão fluvial que causou a formação do fundo de vale atual foi controlada sobretudo por um evento de basculamento tectônico de sentido N/NW. Esta direção de basculamento também é visível no divisor leste da área em estudo, formado pelas Chapadas da Mata da Corda, como apresentado no tópico 5.7. A ocorrência de topos de chapadas basculados na área já havia sido relatada por Saadi (1991), mas não foi encontrada por Martins (2018) ao estudar as drenagens que cortam as chapadas da região. Os dados recolhidos no presente trabalho, no entanto, sugerem que esses basculamentos

apresentam grande importância no desenvolvimento recente dos vales, na variação dos solos da área, na distribuição de processos erosivos, nos diferentes usos da terra na área e, portanto, na paisagem regional.

A ocorrência de meandros abandonados preferencialmente em uma margem dos principais cursos d'água na área de estudos (tópico 5.6) sugere que esse processo de basculamento atua de forma contínua, influenciando também a dinâmica fluvial recente na área de estudos. A ocorrência de basculamentos na região já fora identificada também por Andrade e Chaves (2009), afetando o aporte de sedimentos do rio Douradinho, afluente do Paranaíba em área mais a jusante, o que reforça a hipótese de movimento contínuo. A Figura 7-4 representa as etapas de evolução do relevo relatadas acima.

Figura 7-4 – Representação de etapas da evolução do relevo na área de estudos após o Plioceno. Formação de couraças em área não/pouco afetada pela sedimentação de leques no Pleistoceno Inferior.

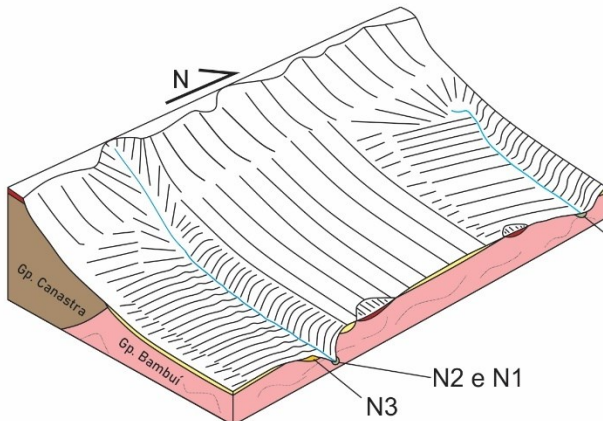
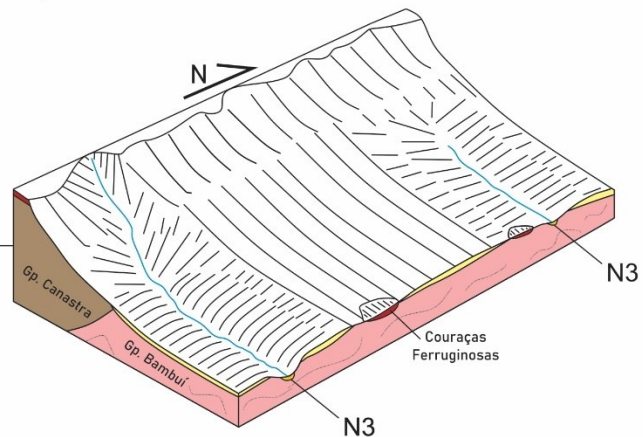


Plioceno/Pleistoceno Inferior

- 1) Deposição de sedimentos sobre o pedimento, formando as Coberturas Sedimentares Diversas (CSD)
- 2) Início da formação das couraças ferruginosas

Pleistoceno Superior/ Gronelandês

- 1) Laterização dos materiais dos Depósitos CSD concluída
- 2) Couraças Ferruginosas formadas na Depressão
- 3) Incisão Fluvial e formação do N3



Holoceno

- 1) Novo evento de incisão fluvial, formando o fundo de vale atual (N2).
- 2) Marcada assimetria de drenagem.
- 3) Posteriormente, embutimento da planície em alguns vales, diferenciando N2 e N1

Fonte: Elaborado pelo autor.

A influência neotectônica na região também está registrada no depósito fluvial N2 do rio Paranaíba. Este depósito é representado por um único afloramento na margem direita do rio

Paranaíba, em um cotovelo deste rio que promove uma mudança de sentido de W para NNW. A formação do depósito em questão provavelmente tem idade similar à encontrada para o N2 de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba, como descrito acima. A fácies basal deste depósito apresenta um contato em ondulações fechadas com a fácies de sedimentos finos acima e com o saprólito abaixo, o que sugere uma deformação dúctil do depósito. Dobras ou feições de deformação dúctil em depósitos quaternários são apresentadas em contexto de tectônica ativa (DIAS; CABRAL, 2002; BABAR *et al.*, 2012), mas também são encontradas no Brasil, como no Grupo Barreiras (SANTOS *et al.*, 2013; SOUZA, 2018),

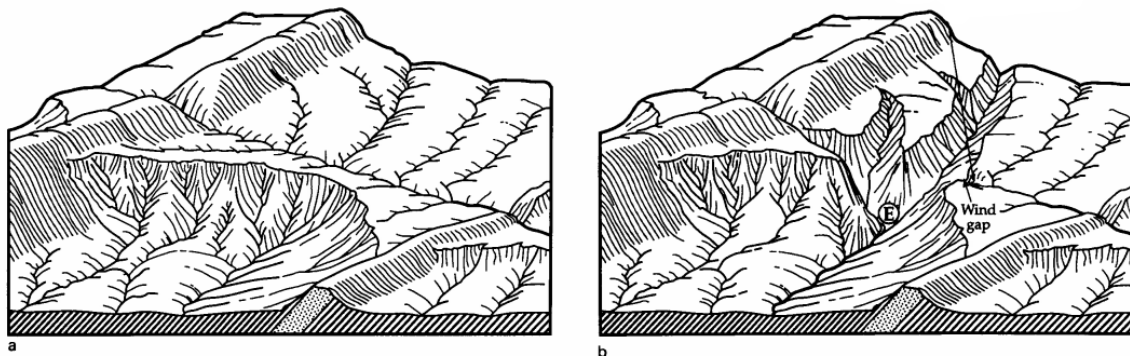
7.1.1 Particulares do Alto e Médio rio Espírito Santo

Os trechos médio e alto do rio Espírito Santo apresentam morfologia e depósitos sedimentares muito diversos daqueles encontrados nas demais áreas estudadas. As principais mudanças consistem em:

- 1) Grande extensão lateral do fundo de vale no médio trecho, chegando a cerca de 500 m de largura;
- 2) Presença de meandros abandonados igualmente distribuídos entre a margem esquerda e direita em trecho do rio de direção aproximada E-W, diferente do que é encontrado no Baixo rio Espírito Santo e no rio Paranaíba em trechos de mesma direção;
- 3) Intercalação de fácies grossas (matacões, calhaus e seixos) e finas (areia) nos depósitos sedimentares de fundo de vale;
- 4) Leito rochoso (ou misto) em seu alto trecho (Foto 7-2).

Além disso, o rio Espírito Santo é marcado pela presença de dois cotovelos de drenagem na transição entre seu alto e médio trecho, que propiciam quase uma inversão no sentido de fluxo. Este elemento, conjugado com um vale seco encontrado no divisor rebaixado, sugere a ocorrência de uma captura fluvial do Alto rio Espírito Santo, como apresentado no tópico 5.7. Esta captura deve estar associada aos processos mais recentes de incisão da rede fluvial, concentrados no limite Pleistoceno-Holoceno. A captura em questão pode ser entendida como uma captura fluvial verdadeira, em que há a preservação das linhas de drenagem e aumento da área da bacia captora (BISHOP, 1995), como representado no esquema da Figura 7-5.

Figura 7-5 – Captura fluvial verdadeira, com aumento da área da bacia captora e aproveitamento das linhas de drenagem da bacia vítima. Alta incisão fluvial pós-captura (b).



Fonte: BISHOP, 1995.

É provável que a captura fluvial tenha implicado no estabelecimento de um novo nível de base para todo o trecho do atual Alto rio Espírito Santo, o que resultou em um alto poder energético do curso d'água recém-capturado. A incisão fluvial na área deve ter sido capaz de fragmentar e transportar sedimentos deste trecho, depositando-os no Médio rio Espírito Santo, onde encontra-se o atual depósito de fundo de vale. É possível que o entulhamento do vale também tenha sido auxiliado pela incisão da drenagem no domo de Serra Negra, como sugerido por Caseti (1977). De fato, ocorrem alguns depósitos coluviais importantes nas proximidades de afluentes provenientes de Serra Negra e que podem ter contribuído para a formação desse espesso pacote (Foto 7-3). No entanto, o trecho entulhado do vale se inicia a montante da confluência entre o rio Espírito Santo e os afluentes que drenam o domo, o que sugere que o entulhamento esteve relacionado com sedimentos provenientes do Alto rio Espírito Santo, não apenas com os afluentes provenientes do domo. Historicamente, o entulhamento de vales por sedimentos grossos é associado à ocorrência de climas mais secos, cenário no qual as vertentes estão menos protegidas e o intemperismo mecânico se sobressai em relação ao químico (BIGARELLA *et al.*, 1965). Esta noção é replicada em estudos de arquivos fluviais mais recentes (REZENDE, 2018; CARVALHO, 2019).

Foto 7-2 – Rio Espírito Santo encaixado na rocha em seu trecho alto.



Foto: Daniel Machado Facury

Foto 7-3 – Depósito coluvial a cerca de 3 m de altura de afluente da margem direita do rio Espírito Santo. O afluente drena o domo de Serra Negra.

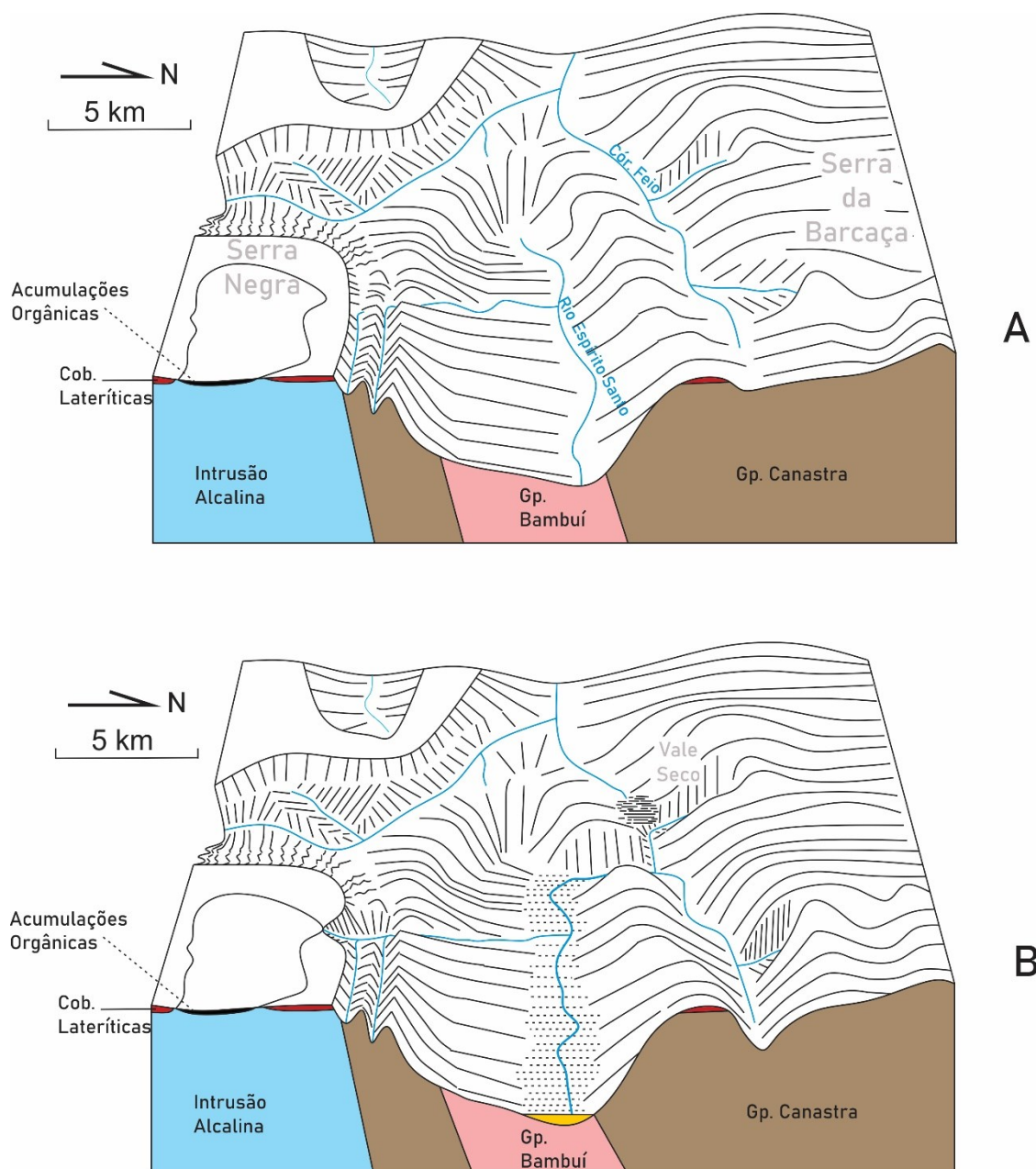


Foto: Daniel Machado Facury

O entulhamento do vale é restrito ao Médio rio Espírito Santo, não sendo possível encontrar seixos, calhaus ou matacões no Baixo rio Espírito Santo. Há duas considerações possíveis a partir disso: eles podem nunca ter chegado ao Baixo curso ou podem ter sido removidos deste trecho. No entanto, a inexistência de sedimentos desse porte em todo o Baixo rio Espírito Santo e no rio Paranaíba sugere que o Médio rio Espírito Santo não teve capacidade de levar esses clastos para jusante. Não são observadas rupturas no perfil longitudinal do rio Espírito Santo que possam indicar controle passivo ou ativo para barrar sedimentos.

A idade LOE de 11.960 anos para a fácies arenosa sobreposta à fácies basal desse depósito sugere que o fundo de vale dessa área foi pouco alterado ao longo de todo o Holoceno. Ademais, a constituição de corredeiras e ilhas pelos clastos mais grossos no leito do Médio rio Espírito Santo indicam que este curso d'água não consegue incidir nestes sedimentos, sugerindo um processo de encouraçamento do leito fluvial (*bed armouring*) e organização do leito em corredeiras, similar ao encontrado por Cota (2019) para o rio Conceição, no Quadrilátero Ferrífero. A incapacidade do rio de incidir verticalmente implica na utilização da sua energia na migração lateral, o que certamente está associado à ocorrência dos meandros igualmente distribuídos entre as margens do curso d'água (VERICAT *et al*, 2006). O índice de sinuosidade desse trecho foi classificado como irregular, sendo maior do que trechos a jusante, o que também sugere a importância de processos de erosão lateral e consequente aumento da sinuosidade. Este cenário, ilustrado de forma sintética na Figura 7-6, explica a grande diferença nas características morfológicas entre o Médio Espírito Santo e as demais áreas estudadas.

Figura 7-6 – Representação de etapas da evolução do Médio e Alto rio Espírito Santo. Nota-se o entulhamento do vale no momento B, provavelmente no final do Pleistoceno, já que possível depósito correlativo foi datado em aproximadamente 12 mil anos.



Fonte: Elaborado pelo autor

Casseti (1977) sugere que os sedimentos de fundo de vale do rio Espírito Santo são provenientes de Serra Negra. No presente estudo foram visitados vales em bacias vizinhas (rios Salitre e Dourado) externas à área em estudo, e que drenam a parte oeste e sul do domo de Serra Negra, e não foram encontrados depósitos similares no fundo de vale (Foto 7-4). No entanto, foram encontrados fundos de vale amplos, com morfologia similar ao que é encontrado no vale do rio Espírito Santo (Foto 7-5). Assim, considera-se que é possível que todos os vales no entorno do

domo de Serra Negra tenham passado por condições semelhantes de acumulação de material sedimentar, mas apenas o fundo de vale do rio Espírito Santo tinha uma área fonte e afluentes capazes de fornecer e transportar sedimentos de tamanho calhau ou matacão, o que deve estar relacionado à captura fluvial do rio Espírito Santo.

Foto 7-4 – Barranco mostrando depósito de finos do rio Salitre.



Foto: Daniel Machado Facury

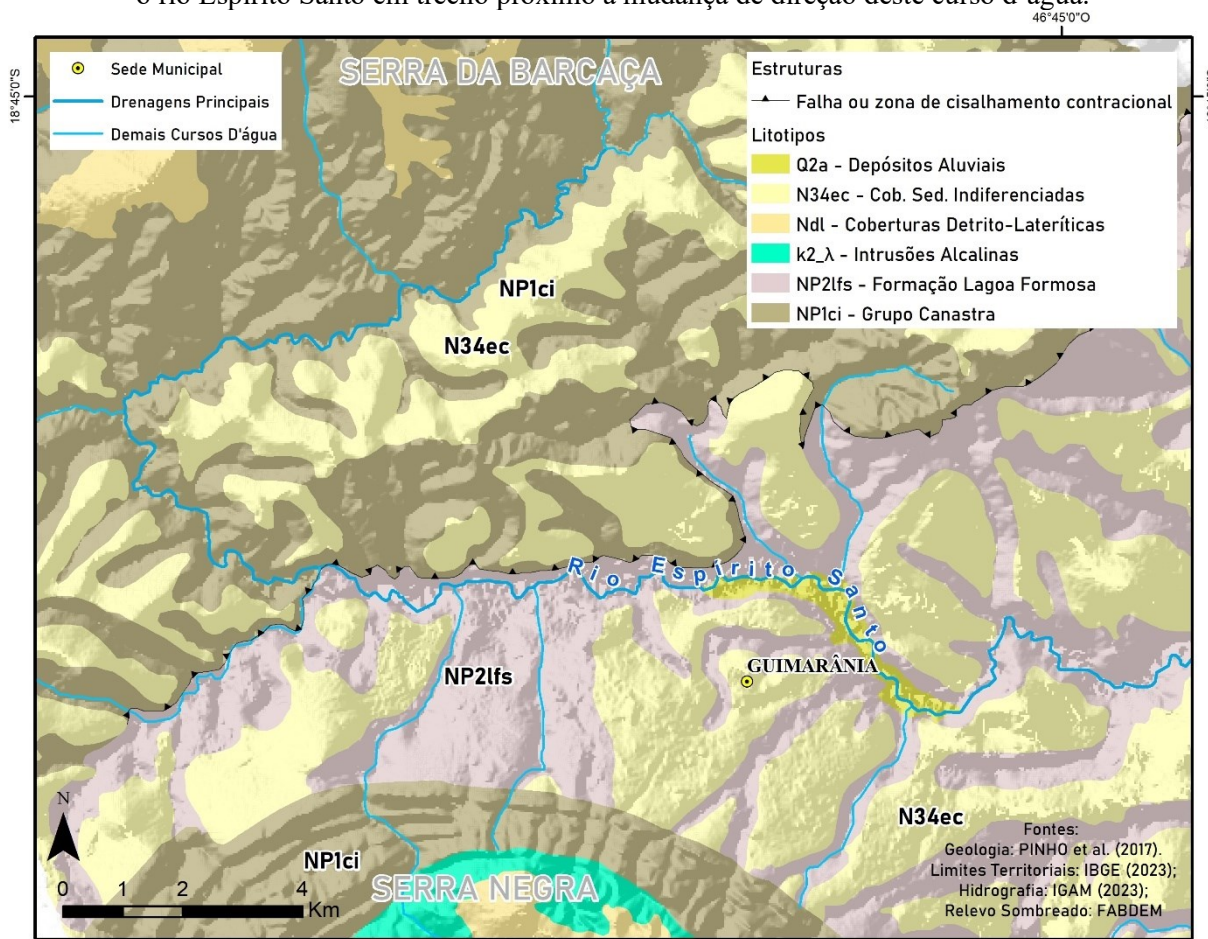
Foto 7-5 – Amplo fundo de vale do rio Salitre (A), com Serra Negra ao fundo (B).



Foto: Daniel Machado Facury

O perfil topográfico longitudinal do rio Espírito Santo (apresentado no tópico 5.2) não apresenta *knickpoints* relevantes, sendo difícil diferenciar os limites entre os trechos alto, médio e baixo deste rio por este meio. Isto pode sugerir que possíveis ativações neotectônicas locais que poderiam ter provocado a formação de um *knickpoint* já se propagou para montante, não tendo mais registros morfológicos. É possível que esta ativação esteja associada à zona de cisalhamento presente no contato entre rochas do Grupo Bambuí e Canastra, que intercepta o rio Espírito Santo no limite entre seu Alto e Médio curso. Uma reativação neotectônica nesta zona poderia promover subsidência do bloco do Grupo Bambuí e/ou soerguimento da área do Grupo Canastra, fornecendo energia para o entalhe do rio Espírito Santo. Este evento permitiria a ocorrência da captura fluvial e do grande aporte sedimentar para a área mais baixa.

Figura 7-7 – Detalhe da geologia no Alto e Médio rio Espírito Santo. Notar o contato geológico por meio de zona de cisalhamento contracional no limite entre os grupos Canastra e Bambuí que intercepta o rio Espírito Santo em trecho próximo à mudança de direção deste curso d'água.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A formação da planície atual do Médio rio Espírito Santo provavelmente é originada da colmatação de meandros abandonados. A ocorrência de um depósito argiloso escuro na base e claro no topo indica condições de excesso de água, sendo a cor escura relacionada a processos de acumulação de matéria orgânica por saturação do substrato e a cor mais clara associada a processos de hidromorfismo. Carvalho (2019) identifica situação semelhante na Serra do Espinhaço, associando fácies argilosa escura à ocorrência de clima mais úmido. A diferença altimétrica entre terraço e planície é muito pequena, mas suficiente para afetar os padrões de circulação hídrica na planície e a característica dos depósitos em questão.

7.1.2 Considerações sobre as idades LOE

As idades obtidas para as amostras PNB03 e 04, amostras coletadas respectivamente em planície e terraço do Espírito Santo, aparentam trazer resultados condizentes com a compreensão da evolução geomorfológica do fundo de vale local. Ademais, os parâmetros de

certificação da qualidade destes dados, apresentados no tópico 6.2.4, foram adequados, sobretudo na PNB04, associado à fácies arenosa do N2 do Médio rio Espírito Santo, mesmo sendo o depósito mais antigo encontrado. A idade no limite Pleistoceno-Holoceno também é plausível com a posição estratigráfica e sugere uma baixa atividade erosiva nesse trecho, o que está coerente com as demais observações de campo realizadas.

As amostras PNB01 e PNB02, coletadas sobre cascalheiras (Foto 7-6) de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba, resultaram em idades muito recentes (1.900 e 435 anos, respectivamente). Ambas as amostras foram coletadas em média-baixa vertente, com desnível de cerca de 8 m do fundo de vale atual, o que dificulta a compreensão de idades tão recentes para tais depósitos em relação às outras evidências de campo. Para PNB02, esse desnível entre o fundo de vale atual e a idade encontrada significaria uma taxa de incisão de 20 mm/ano (20.000 mm/ka), extremamente elevada para o contexto geológico regional e até para áreas de orogênese atual (REZENDE, 2018). A amostra PNB02 foi coletada sobre uma cascalheira formada por calhaus e seixos subarredondados depositados sobre saprólitos de siltitos e encobertos por material argiloso com seixos dispersos. Esta cascalheira apresentava gradiente relevante, seguindo a declividade da vertente, maior do que o esperado em relação à simples migração lateral acompanhada da incisão fluvial. Estes elementos sugerem que esse depósito esteja associado ao coluvionamento proveniente de depósitos mais antigos, provavelmente de depósitos CSD, tendo em vista a ausência de nódulos ferruginosos. A ocorrência de seixos subarredondados estaria relacionado a processos mais antigos de transporte fluvial, sendo os sedimentos remobilizados recentemente em contexto de vertente.

As amostras PNB06 e PNB08 foram coletadas no N3 do vale do Paranaíba e no N3 de Afluentes da margem Esquerda do Paranaíba e Baixo Espírito Santo, nos vales dos rios Paranaíba e ribeirão Fortaleza, respectivamente. As datações realizadas resultaram em idades em torno de 9 ka. Os depósitos amostrados apresentam um desnível de cerca de 30 m em relação ao leito fluvial atual, o que indicaria taxas de incisão posteriores de pelo menos 3 mm/ano (3.000 mm/ka), sendo também extremamente elevada, comparáveis à ambientes tectonicamente ativos. Barros *et al.* (2020) também encontram valores muito elevados de incisão fluvial no Holoceno do Quadrilátero Ferrífero, atribuindo este resultado à incisão fluvial ocorrer no saprólito, não em rocha fresca, atuando então sobre material mais friável. A mesma hipótese fora traçada por Rezende (2018). De fato, são encontrados espessos mantos de intemperismo na área, associados à formação anterior de superfícies de aplainamento na área, sendo raro encontrar rochas frescas do Grupo Bambuí.

Foto 7-6 – Cascalheira e local de coleta da amostra PNB02.

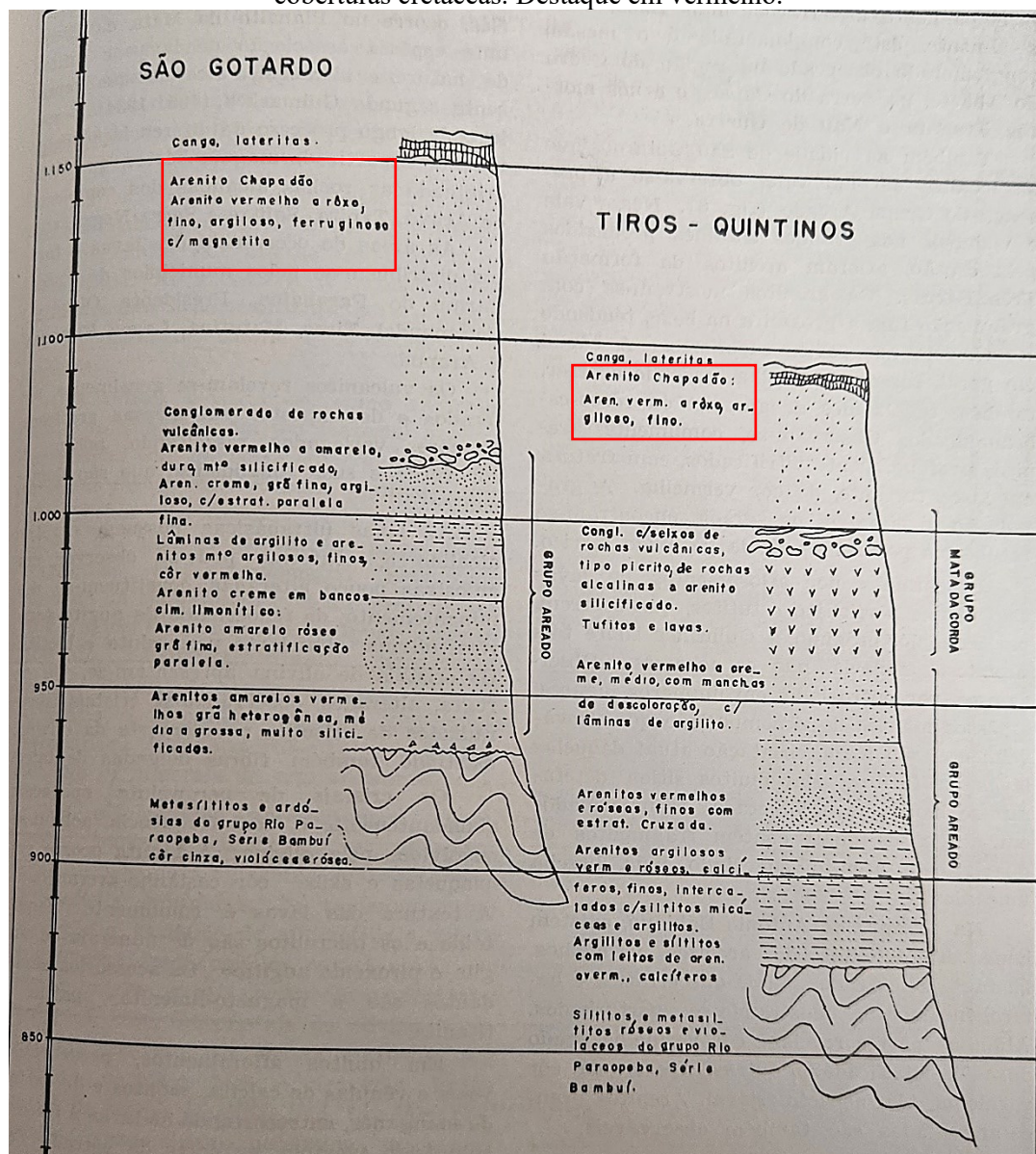


Foto: Antônio Rezende.

7.1.3 As Coberturas Sedimentares Diversas (CSD): Formação Chapadão ou nova unidade estratigráfica?

A Formação Chapadão é unidade litoestratigráfica do Cenozoico inicialmente proposta por Ladeira e Brito (1968) como “Arenito Chapadão”. A primeira proposta elaborada por estes autores restringia esta nomenclatura à camada de areias inconsolidadas “vermelho-arroxeadas, argilosa, fina, ferruginosa, com magnetita” que “recobre a maior parte dos chapadões do oeste de Minas Gerais”. Em suas ilustrações, fica nítido que esta unidade inicialmente proposta se refere somente às camadas arenosas depositadas sobre os Grupos Areado/Mata da Corda (Figura 7-8) e localizados sob as cangas lateríticas. Os autores não discutem a possível origem deste arenito, mas delimitam a idade como terciária, provavelmente sendo coberturas alúvio-colúvionares associadas à formação do grande pediplano da Superfície Sul-Americana.

Figura 7-8 – Esquemas representando o posicionamento estratigráfico do Arenito Chapadão sobre as coberturas cretáceas. Destaque em vermelho.



Fonte: LADEIRA; BRITO (1968).

Campos e Dardenne (1997a) posteriormente utilizam o termo “Formação Chapadão” para reunir todos os sedimentos cenozoicos presentes na área da Bacia Sanfranciscana, diferenciando-os em coluviais, aluviais e eluviais. A generalização da “Formação Chapadão” para todos estes sedimentos criou certa confusão na nomenclatura, como no texto de Sgarbi *et al.* (2001). Estes autores apontam, inicialmente, que a Formação Chapadão “refere-se aos sedimentos arenosos que capeiam os planaltos e chapadas da Bacia Sanfranciscana”, em posição e composição similar ao utilizado por Ladeira e Brito (1968), com idade provável do Paleo-Eoceno. Todavia, posteriormente ressaltam a possível correspondência cronoestratigráfica da Formação Chapadão com a Formação São Domingos, de idade Mio-

Pliocênica (FERRAZ, 2006), que está associada às coberturas que preencheram grábens nucleados na Superfície Sul-Americana (SAADI, 1991).

Entende-se que a Formação São Domingos apresenta maior correspondência temporal com os sedimentos das Coberturas Sedimentares Diversas (CSD) apresentadas no presente estudo. Do ponto de vista de Campos e Dardenne (1997a), estas coberturas estariam inseridas na Formação Chapadão, mas as características litológicas e a evolução geológica das CSD e dos arenitos que inicialmente foram propostos como “Arenito Chapadão” dificultam a comparação e tornam esta definição confusa. Em outras palavras, a junção de todos os sedimentos cenozoicos do Alto Paranaíba em uma única Formação dificulta sua correlação com outros sedimentos no território brasileiro.

Dessa forma, é possível que as Coberturas Sedimentares Diversas (CSD) constituam uma outra Formação. Sugere-se que a Formação Chapadão seja diferenciada em

- 1 – Coberturas arenosas depositadas sobre os Grupos Areado/Mata da Corda, em correspondência ao Arenito Chapadão de Ladeira e Brito (1968). A denominação “Formação Chapadão” também foi utilizada por Costa *et al.* (1998) para definir as coberturas arenosas nos topos da Serra do Cabral e Água Fria, que também recobrem as rochas Cretáceas na área;
- 2 – Coberturas de leques aluviais e movimentos gravitacionais diversos inseridas nas Coberturas Sedimentares Diversas (CSD) que recobrem sobretudo as rochas pré-Cambrianas que formam a Depressão do Paranaíba e vales vizinhos. O contato destas formações com rochas mais antigas sugere, por si só, uma idade mais recente associada à exumação das rochas anteriormente cobertas pela cobertura Cretácea;

O desmembramento da Formação Chapadão deixaria mais clara a divisão inicial de depósitos com características litológicas distintas, facilitaria a compreensão acerca da evolução geomorfológica/geológica cenozoica local e permitiria a comparação dos depósitos aqui inseridos com outros de mesma idade/características. Para as Coberturas Sedimentares Diversas, facilitaria as correlações de eventos regionais que tiveram como resultados sedimentos de idade possivelmente similar, como a Formação São Domingos e o Grupo Barreiras (FERRAZ, 2006). A datação da CSD se apresenta como um desafio, mas é possível que a datação de concreções ferruginosas (como o perfil apresentado no tópico 6.3.1), forneça uma estimativa de idade destes sedimentos.

7.2 Condicionantes

Os eventos erosivos e sedimentares descritos no tópico anterior registram diferentes conjecturas ambientais atuantes naquela região ao longo do Cenozoico. As mudanças ambientais são de ordem neotectônica e climática, sendo influenciada pela lito-estrutura (SUMMERFIELD, 1991; CHARLTON, 2008). Os seguintes fatores se apresentam como os principais motores da evolução geomorfológica da área: soerguimento contínuo da plataforma Sul-Americana a partir do Mioceno, tectônica diferencial de blocos delimitados por grandes suturas/descontinuidades crustais (SAADI, 1991; 1993), compensações isostáticas, possíveis reativações locais de falhas e mudanças climáticas quaternárias.

7.2.1 Fatores tectônicos e estruturais

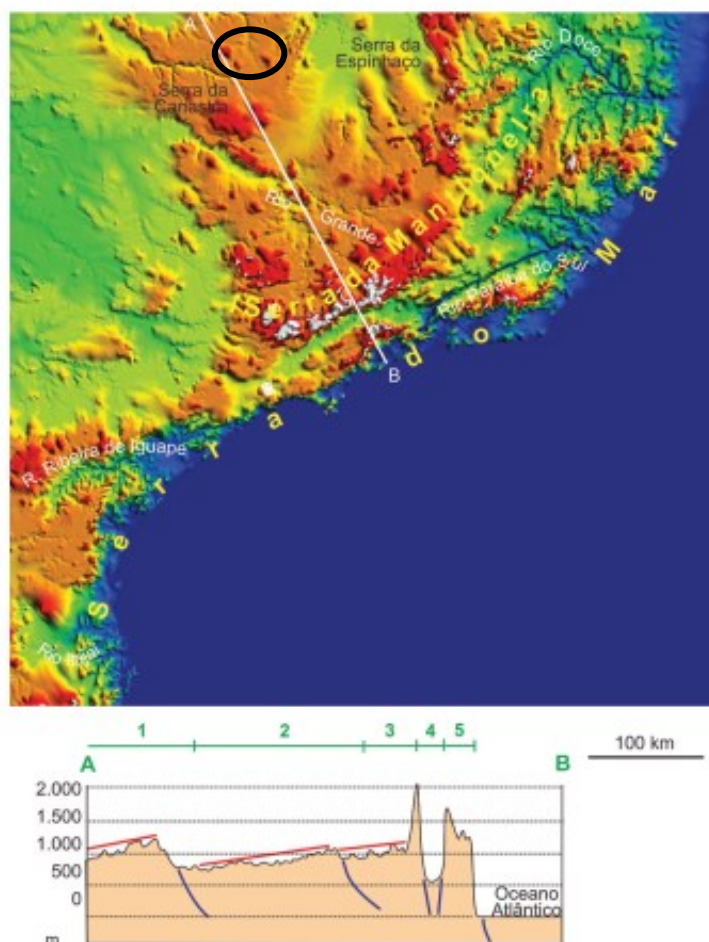
Carneiro *et al.* (2012) identificam que, após o Mioceno, a Plataforma Sul-Americana apresenta importante mudança em seu contexto geotectônico, passando da Ativação Mesozoica para o Estágio Moderno. O último estágio da Ativação Mesozoica corresponde à Deriva, relacionada ao momento após a divisão América do Sul-África. Durante o Mioceno, a rotação da Placa Sul-Americana ocasionou importante e contínua epirogênese, associada à formação de pequenas bacias sedimentares. Esta fase é conhecida como Estágio Moderno, apresentando estreita relação com o clímax da Fase Quéchuca da Orogenia Andina, sendo um importante marcador tectônico para todo o continente (SAADI, 1991; CARNEIRO *et al.*, 2012). Esta fase representa um grande momento de erosão ao redor do globo, pois foi quando espessos pacotes sedimentares foram depositados em bacias marinhas (VALADÃO, 1998). Saadi (1993) cita também a fase Quéchuca II, pliocênica, de importância global. É possível que estes elementos tenham afetado a evolução da drenagem da bacia do rio Paraná, permitindo a abertura da Depressão do Paranaíba e sedimentação dos depósitos CSD encontrados em campo, sendo este um depósito correlativo à destruição da superfície aplainada somital, correlacionável à Sup. Sul-Americana. Processo muito similar é encontrado no domínio da Faixa Araçuaí, no limite oposto do Cráton do São Francisco, na bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha, onde ocorre a Formação São Domingos, de idade Mio-pliocênica (FERRAZ, 2006).

A mudança no campo de esforços atuante na América do Sul no Neógeno apresenta, no entanto, resultados diversos de acordo com a geometria das falhas e fraturas encontradas no substrato rochoso. Saadi (1991) identifica que as grandes geossuturas herdadas, ou descontinuidades crustais, representam limites entre blocos/grandes compartimentos morfotectônicos, cuja morfologia é afetada pela geometria, distribuição e densidade das geossuturas herdadas. A área

em estudo é delimitada a sudoeste pela Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (ou lineamento do Azimute 125°), afetando trechos da Serra do Salitre e, sobretudo, drenagens do ribeirão Fortaleza e de outros afluentes do rio Espírito Santo. Dessa forma, a maior parte da bacia em estudo se localiza a nordeste desta grande geossutura, funcionando sumariamente como parte de um grande bloco morfotectônico. O presente trabalho contribui na compreensão do basculamento tectônico para NNW deste grande bloco, que afeta tanto os topos das Chapadas da Mata da Corda quanto as drenagens nas áreas de depressão. Não foram encontradas facetas triangulares/trapezoidais ou elementos que comprovem a atuação de falhas locais na configuração das assimetrias de drenagem. Este fator sugere dois cenários para a drenagem subparalela na Depressão do Paranaíba e Baixo Espírito Santo: 1 – processo de incisão vertical acompanhado de migração lateral preferencial para NNW; ou 2 – processos de vertente posteriores apagaram os registros de ativação de falhas na área. A ocorrência de meandros abandonados em direção preferencial nos maiores cursos d'água da área favorece o primeiro cenário apresentado.

Importante ressaltar que os basculamentos encontrados na região apresentam o sentido aproximado do adernamento de grandes blocos tectônicos do sudeste brasileiro, afetando desde a Serra da Mantiqueira até parte norte da Serra da Canastra (Figura 7-9). Estes grandes blocos estão associados a falhas de cisalhamento regionais de direção ENE-WSW que afetam sobretudo rochas da Faixa Ribeira, mas também da Faixa Brasília. Saadi (1993) relata o basculamento em direção NNW também da parte sul do cráton do São Francisco no Pleistoceno. Estas estruturas foram reativadas, aparentemente diversas vezes, durante o Cenozoico, promovendo a ocorrência de adernamento de blocos para o interior, além de soerguimentos e da formação de grábens no sudeste do país, de acordo com o campo de esforços atuantes sobre as falhas herdadas (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012). É possível que os basculamentos encontrados na área em estudo sejam resultado dessa mesma dinâmica.

Figura 7-9 – Basculamento de grandes blocos para NW entre a Serra da Canastra e o litoral sudeste, indicando movimento do mesmo sentido do que é encontrado nos topos e drenagens da área em estudos (destacada pela elipse preta).



Fonte: GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012.

A parte oeste da área em estudo, mais próxima da Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco, apresenta, no entanto, indícios de comportamento diferenciado. Isso acontece pois a Serra do Salitre, Serra Negra e Serra da Barça, que constituem o divisor oeste, não apresentam o mesmo basculamento encontrado no divisor leste e na área da bacia. É provável que isto esteja relacionado à presença da grande estrutura na área em estudo, que reflete também nas características de direção e aprofundamento da drenagem da subunidade de relevo Depressão Fortemente Dissecada do Ribeirão Fortaleza.

O lineamento do Azimute 125°, no entanto, apresenta uma diferenciação relevante em comparação com as demais descontinuidades crustais: seu traço é marcado pelo alinhamento de grandes corpos magmáticos intrusivos, a exemplo das intrusões de Serra Negra e Salitre presentes na área em estudo. Esse lineamento se materializa como um grande divisor hidrográfico continental atual, mas o encaixe das intrusões alcalinas data do Cretáceo Superior (80 a 90 Ma). Isto sugere que estas intrusões passam por um constante soerguimento

diferenciado do entorno, alimentado pela deposição de material magmático no Cretáceo, que se mantém até os dias de hoje provavelmente por efeitos isostáticos associados à erosão posterior (RIBEIRO *et al.*, 2018). Assim, é possível que os efeitos deste soerguimento contínuo e mais intenso dessa área promovam uma dinâmica diferencial da evolução da drenagem e do relevo na área, superpondo-se ao comportamento do bloco basculado a leste. É possível que isso afete também a área do Médio e Alto rio Espírito Santo, que apresenta meandros abandonados de forma diversa daquelas encontradas em outros trechos da área em estudo, além de conter registros de incisão fluvial muito acelerada associada à captura fluvial. As características das vertentes e fluviais dos trechos alto e médio do rio Espírito Santo são, na verdade, muito diversos dos outros cursos d'água verificados na área, como verificado pelos depósitos de fundo de vale encontrados na área.

Importante ressaltar as possíveis evidências de movimentos neotectônicos encontradas no presente trabalho: a deformação do N2 do rio Paranaíba e as assimetrias de bacias de drenagem em afluentes paralelos. Saadi (1993) aponta ainda para a ocorrência de uma estrutura de *horst-graben* associada a falhas E-W no topo da Serra da Saudade, mas este último não foi encontrado em campo e é pouco citado na literatura científica.

7.2.2 Fatores climáticos

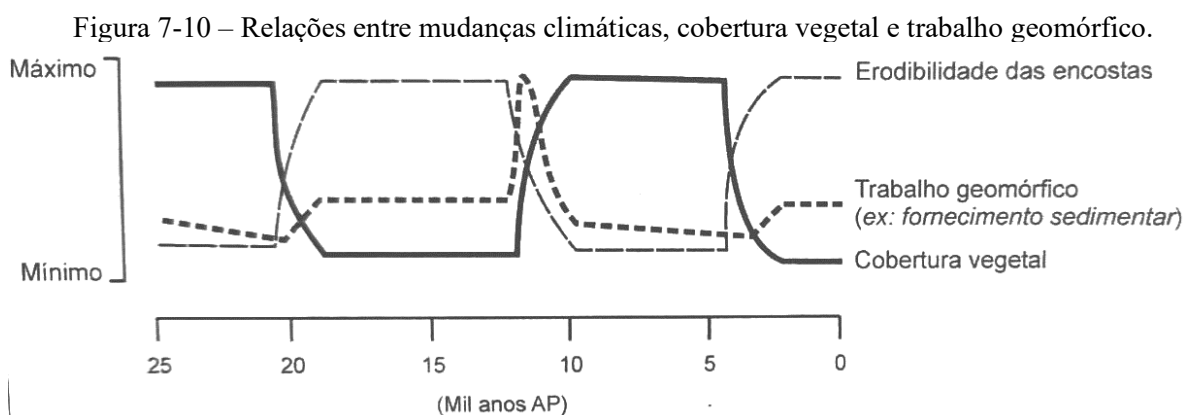
As variações climáticas, sozinhas, não explicam a organização morfológica e os depósitos encontrados na área em estudo, sobretudo quando se trata da ocorrência das assimetrias de drenagem e sua relação com basculamentos. No entanto, as variações climáticas apresentam importância nítida na evolução mais recente (Pleistoceno Superior – Holoceno), tendo em vista a frequência de mudanças climáticas quaternárias e o fator de que nem sempre há pulsos neotectônicos correlacionáveis no final deste período no território brasileiro (MAGALHÃES JR. *et al.*, 2022).

A região em questão passou por grandes variações climáticas durante o Cenozoico. Saindo de um clima desértico durante o Cretáceo Superior (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, DARDENNE, 1999), o ótimo climático global do Eoceno (ORTIZ-JAUREGUIZAR; CLADERA, 2006) parece ter afetado a região em questão, devido à formação das espessas e amplamente distribuídas couraças ferruginosas (MARQUES, 2021). Varajão (2022) sugere que o pulso de soerguimento foi acompanhado de um clima mais seco durante o Plioceno. Klammer (1981) sugere que a origem de depósitos sedimentares do Neógeno e as depressões fechadas encontradas no vale do rio Paranaíba, em trecho bem a jusante da área estudada, também

apresentam origem em um clima árido. Os depósitos encontrados referentes a este período (CSD) provavelmente indicam a ocorrência de leques aluviais na área, feições características, mas não exclusivas, de climas mais secos (LOPES *et al.*, 2022). O Pleistoceno é marcado pela grande variação de climas secos e úmidos (ZACHOS *et al.*, 2001; ORTIZ-JAUREGUIZAR; CLADERA, 2006), mas que provavelmente implicaram em um clima mais ameno em relação ao encontrado no Plioceno. Verifica-se que a geração de couraças ferruginosas encontradas atualmente nos topos da Depressão do Paranaíba e Espírito Santo se formou provavelmente ao longo do Plio-Pleistoceno, indicando um clima quente e pluviometria variando em estações bem-marcadas.

As variações climáticas do fim do Pleistoceno e Holoceno foram estudadas por Ledru *et al.* (1996) em perfis localizados nos domos de Serra Negra e Salitre, inseridos na área em estudo. A síntese das mudanças apresentadas pela autora se encontra no tópico 3.7.1.

Chama atenção o *gap* de sedimentação ocorrido entre aproximadamente 30 e 15 ka em ambos os domos. Ledru *et al.* (1996) sugerem que esta lacuna se associa à ocorrência do Último Máximo Glacial, considerado de clima frio e seco, o que está de acordo com outros registros para Minas Gerais (BARROS *et al.*, 2011). Este *gap* é seguido por um aumento oscilante de umidade no limite Pleistoceno-Holoceno e ao longo do Holoceno. A idade de ~12 ka dos depósitos rudáceos do rio Espírito Santo parecem indicar que o maior aporte sedimentar ocorreu no período de transição de um clima seco para úmido. Os momentos de transição climática são considerados os de maior trabalho geomórfico, pois, em um clima seco, a cobertura vegetal apresenta pouco poder de interceptação de chuva e redução do escoamento (Figura 7-10). A mudança brusca para um clima mais úmido implica em uma elevação da precipitação pluviométrica em um contexto de vegetação com pouca proteção às encostas, resultando em grande potencial de trabalho geomórfico (KNOX, 1972).



Fonte: BARROS; MAGALHÃES JR. (2020d) adaptado de KNOX (1972).

Ledru *et al.* (1996) identificam ainda um contínuo aumento de umidade principalmente após 10 ka. É possível que este aumento de umidade tenha relação com a incisão e formação dos fundos de vale atuais, mas há ainda estreita relação com os basculamentos recentes apresentados anteriormente, já que as assimetrias são muito visíveis na relação de vertentes e fundos de vale atuais. No Brasil, outros estudos apontam para a formação de depósitos fluviais na passagem Pleistoceno-Holoceno, provavelmente indicando a influência da transição climática e do aumento de umidade por pulsos de maior precipitação na formação e abandono de níveis deposicionais fluviais, respectivamente (PEREZ FILHO *et al.*, 2022).

O embutimento recente encontrado nos depósitos de afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba e Baixo Espírito Santo não encontram relação estreita com as variações climáticas observadas por Ledru *et al.* (1996) na área. Isto dificulta relacionar essa configuração de níveis deposicionais com redução de vazão por mudanças climáticas recentes. Esta ocorrência em apenas alguns cursos d'água pode indicar, de fato, a influência antrópica associada ao fornecimento de sedimentos por meio dos extensos focos erosivos encontrados na bacia.

7.3 Conclusões: Quadro Síntese da Evolução Geomorfológica

O Quadro 7-1 demonstra uma síntese da evolução geomorfológica local ao longo do Cenozoico, com destaque para o recorte temporal do Neocenoico.

Quadro 7-1– Síntese dos eventos geomorfológicos locais ao longo do Cenozoico

Época	Evento Sedimentar/Erosivo	Estudos-Referência
Paleoceno- Eoceno	Formação da Superfície Sul-Americana na área	KING, 1956
		BRAUN, 1970
		VALADÃO, 1998
		VARAJÃO, 2022
Eoceno	Formação inicial das couraças ferruginosas a partir das coberturas da Sup. Sul-Americana	MARQUES, 2021
Mioceno Superior- Plioceno	Pulso erosivo – Abertura das Depressões Fragmentação da Sup. Sul-Americana	SAADI, 1991 VALADÃO, 1998
Plioceno – Pleistoceno Superior	Deposição das Coberturas Sedimentares Diversas	-

Pleistoceno	Formação das Couraças Ferruginosas e Latossolos na Depressão do Paranaíba	-
	<ul style="list-style-type: none"> Ocorrência de um pulso erosivo, resultando em incisão fluvial e formação inicial do N3 no vale do rio Paranaíba e nos seus afluentes da margem esquerda. 	
Pleistoceno Superior	<ul style="list-style-type: none"> Degradação parcial das couraças formadas ao longo do Pleistoceno. Captura fluvial do Alto Espírito Santo. Formação do N2 do Médio Espírito Santo por grande aporte sedimentar. 	-
Holoceno	<ul style="list-style-type: none"> Contínua construção do N3 do vale do rio Paranaíba e dos seus afluentes da margem esquerda. Basculamento contínuo, implicando na migração preferencial dos cursos d'água para a margem NW. Ocorrência de novo pulso erosivo. Escalonamento e formação do fundo de vale atual do rio Paranaíba (N2), dos seus afluentes da margem esquerda e do Baixo rio Espírito Santo. Recuo contínuo das cabeceiras, implicando na queda de blocos de canga nas cabeceiras do Paranaíba. Embutimento do N1 em alguns vales do Paranaíba. Formação do N1 no Médio rio Espírito Santo pela colmatação de meandros abandonados. 	-

Fonte: Elaborado pelo autor.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo vai ao encontro de outros trabalhos desenvolvidos no interior continental brasileiro para demonstrar que, embora não sejam zonas preferenciais de acumulação, áreas serranas e próximas às cabeceiras dos principais rios do país também apresentam importantes registros sedimentares que auxiliam na reconstrução da evolução geomorfológica local e regional. A partir dos estudos realizados, foi possível prospectar, organizar, sistematizar e buscar origens para os arquivos fluviais e outras formações superficiais cenozoicas que ocorrem nas bacias dos rios Paranaíba e Espírito Santo. Esta área representava uma importante lacuna espacial acerca do conhecimento sobre os eventos geomorfológicos neocenozoicos.

Inicialmente, vale destacar que a ocorrência de rochas do Cretáceo Superior na área de estudo se mostrou um importante marcador geocronológico para as compreensões da evolução geomorfológica na área ao longo do Cenozoico.

As Coberturas Sedimentares Diversas discutidas no presente trabalho, em conjunto com as couraças ferruginosas nos topos da Depressão do Paranaíba, apresentam grande importância como testemunhos dos processos geológicos-geomorfológicos ocorridos ao longo do Cenozoico. Ganham importância destacada ao trazer elementos da evolução neocenozoica, essencial para uma vista mais completa da história geomorfológica regional. A análise conjunta de coberturas sedimentares, couraças ferruginosas e solos, ainda que de forma superficial, também se mostrou essencial nesta abordagem.

Para os depósitos do Quaternário, o estudo permitiu a identificação de três zonas com características diversas de arquivos fluviais, apresentando também implicação na morfologia dos vales. A morfologia e as formações superficiais destas diversas zonas são controladas por fatores litoestruturais e tectônicos, respondendo de forma diversa à uma variação climática similar na área em estudo.

As zonas do Vale do Paranaíba e de Afluentes da Margem Esquerda do Paranaíba e Baixo Espírito Santo são marcadas pela ocorrência de vertentes com topos planos e suaves, associados à formação de uma superfície de aplainamento miocênica e a formação de lateritas diversas. A passagem Pleistoceno-Holoceno nesta área é marcada por intensos processos de incisão fluvial, controlados sobretudo pela ocorrência de prováveis basculamentos tectônicos de ordem regional, influenciando na ocorrência de vertentes assimétricas na Depressão do Paranaíba e

Espírito Santo. A assimetria destas vertentes apresenta grande influência nos tipos de solos, nos usos da terra na área e, portanto, na paisagem local.

A zona do Médio rio Espírito Santo apresenta diferenças marcantes em relação à primeira, sendo caracterizada por um amplo fundo de vale ocupado por um nível deposicional de aproximadamente 12 ka com intercalações de fácies rudáceas e arenosas. Os estudos realizados sugerem que o entulhamento do vale por estes sedimentos está associado à um conjunto de fatores, como um evento de captura fluvial e às mudanças climáticas pós Último Máximo Glacial. O entulhamento do vale do Médio Espírito Santo implicou no encouraçamento do seu leito, causando migrações laterais em detrimento de incisão vertical e a relativa preservação do seu amplo fundo de vale.

Importante ressaltar que a organização proposta neste estudo enfrentou desafios em relação ao trabalho com registros sedimentares, especialmente fluviais, em contexto próximo de cabeceiras. A relativamente pequena quantidade de registros sedimentares e baixa diversidade de fácies são desafios à investigação da evolução geomorfológica. A utilização de outras fontes de informação, como outras formações superficiais (cangas, solos) e as análises morfométricas, permitiram maior coerência na interpretação dos eventos.

Considera-se também que o presente trabalho abre perspectivas para outros estudos a serem desenvolvidos na bacia do rio Paranaíba. Esta bacia apresenta grandes possibilidades de estudo ainda a serem desenvolvidos, tais como:

- Comparação de arquivos fluviais quaternários encontrados no presente estudo com arquivos fluviais de afluentes do Alto Paranaíba, de modo a traçar relações de eventos de cunho regional e outras condicionantes locais;
- Busca por arquivos fluviais quaternários nos trechos médio e baixo do rio Paranaíba, de forma a traçar possíveis relações entre os níveis deposicionais encontrados no Alto Paraná e Alto Paranaíba. Esta etapa se mostra um desafio pois, como apresentado, grande parte dos trechos Médio e Baixo do rio Paranaíba estão represados por Usinas Hidroelétricas;
- Comparação dos arquivos fluviais encontrados na bacia do Paranaíba com os arquivos fluviais de regiões serranas em outras bacias, de modo a integrar os resultados e identificar aproximações/distanciamentos entre os eventos e as características da evolução dos vales;

- Análise das coberturas Plio-Pleistocênicas, identificadas na presente área de estudo como Coberturas Sedimentares Diversas, e comparação com as coberturas encontradas em outros trechos do vale do rio Paranaíba e em vales vizinhos. A verticalização no estudo destas coberturas pode levar à proposição de uma nova unidade litoestratigráfica, integrando as discussões desta região com outras coberturas encontradas no território brasileiro;
- Verticalização no estudo das lateritas da região, em especial nas concreções ferruginosas tão presentes na área em estudo. A datação e o estudo detalhado da mineralogia e atributos físicos/químicos da concreção ferruginosa presente na Depressão do Paranaíba poderiam, por exemplo, trazer importantes informações sobre a evolução geomorfológica pré-quadernária;
- Diversas áreas úmidas alojadas em depressões fechadas nos topos da Depressão do Paranaíba e da Chapada da Mata da Corda foram encontradas, mas não puderam ser estudadas à fundo. Questões sobre a gênese e a dinâmica destas áreas úmidas podem ser avaliadas em estudos futuros, tendo em vista o atual avanço de atividades agropecuárias sobre estas feições.

REFERÊNCIAS

- ALKMIN, 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. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte: SBG/MG, 2001. p. 9-30.
- AUGUSTIN, C. R.; LOPES, M. R. S.; SILVA, S. M. Lateritas: um conceito ainda em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 14, n. 3, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v14i3.202.
- BABAR, M.; CHUNCHEKAR, R.; YADAVA, M. G.; GHUTE, B. Quaternary Geology and Geomorphology of Terna River Basin in West Central India. **E&G Quaternary Science Journal**, v. 61, n. 2, p. 156-167, 2012.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: DNPM, 1970.
- BARROS, L. F. P. **Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do Vale do rio Conceição – Quadrilátero Ferrífero/MG**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- BARROS, L. F. P. **Implicações geomorfológicas e paleoambientais de registros sedimentares fluviais do Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais**. 2015. 131 f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2015.
- BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do quaternário tardio em Minas Gerais/sudeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 23, n. 3, p. 371–385, set. 2011.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Late quaternary landscape evolution in the Atlantic Plateau (Brazilian highlands): Tectonic and climatic implications of fluvial archives. **Earth-Science Reviews**, v. 207, 2020a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103228>
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Morfogênese Fluvial. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020b. Cap 6.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Bases teóricas e fatores controladores da dinâmica fluvial. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020d. Cap 1.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Identificação e classificação de níveis deposicionais fluviais. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020c. Cap 10.
- 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**, [S. l.], v. 20, n. 3, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i3.1553.
- BARROS, L. F. P.; SALGADO, A. A.R. . Geogronologia aplicada à análise dos sistemas fluviais. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020. Cap 12.

BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B.B.B. (Eds.). **Geologia do continente sul-americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Brasil: Beca, 2005. p.95-111.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 65, p. 1-24, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.005>.

BERTOLINI, W. Z. **A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo**. Tese (Doutorado em Ciências), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

BIELSKI, C.; LÓPEZ-VÁZQUEZ, C.; GROHMANN, C.H.; GUTH, P.L.; The TMSG DEMIX Working Group. DEMIX Wine Contest Method Ranks ALOS AW3D30, COPDEM, and FABDEM as Top 1” Global DEMs. arXiv preprint arXiv:2302.08425, 2023. DOI: <https://doi.org/10.48550/arXiv.2302.08425>

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 16-17, p. 89-116, 1965.

BISHOP, P. Drainage Rearrangement by River Capture, Beheading and Diversion. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 19, p. 449-473, 1995.

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**. 2021. 251 f. Tese (Doutorado em Ciências), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

BRASIL. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Topodata: banco de dados geomorfométricos do Brasil**. São José dos Campos, 2008. Disponível em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Acesso em 01/03/2024.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.

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

BULL, W.B. **Geomorphic Tectonic class of the South Front of the San Gabriel Mountains, California**. U.S. Geological Survey Contract Report, 14-8-001-G-394. Menlo Park: Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, 1978.

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.

CARMO, D. N. **Caracterização, gênese e uso de latossolos sob cerrado no município de Rio Paranaíba – MG**. 1977. Tese (Mestrado), Escola Superior de Agricultura de Lavras, Lavras, 1977.

CARMO, F. F.; KAMINO, L. H. Y (Org.). **Chapada de Canga: patrimônio natural e cultural de relevante interesse para a conservação.** Belo Horizonte: 3i Editora, 2017.

CARMO, F. F.; KAMINO, L. H. Y (Org.). **Geossistemas Ferruginosos do Brasil: áreas prioritárias para conservação da diversidade geológica e biológica, patrimônio cultural e serviços ambientais.** Belo Horizonte: 3i Editora, 2015.

CARNEIRO, C. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALAN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil.** São Paulo: Beca, 2012. Cap. 9.

CARVALHO, A. **O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na Bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional - MG.** 2019. 235 f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.

CARVALHO, A. **Processos morfoгенéticos e condicionantes associados aos eventos de entulhamento dos fundos de vale de afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba/MG.** 2014. 193 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.

CASSETI, V. **Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem de Serra Negra-MG.** 1977. Dissertação (Mestrado), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1977.

CHARLTON, R. O. **Fundamentals of fluvial geomorphology.** 1 ed. Routledge: Nova Iorque, 2008.

CHEREM, L. F. S.; FARIA, S. D.; ZANCOPÉ, M. H. C.; SORDI, M. V.; NUNES, E. D.; ROSA, L. E. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: MAGALHÃES JR.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais.** 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020. Cap 7.

CHORLEY, R. J. **Geomorphology and General Systems Theory.** Washington: United States Government Printing Office, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Edgar Blucher, 1981.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELLO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semiárido nordestino. **Mercator**, Fortaleza, v. 7, n. 14, p. 99-125, 2008.

COSTA, K. V.; PENHA, U.; GONZAGA, G. M. Dados preliminares sobre os sedimentos Cretáceos na região de Jequitai/MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 274.

COTA, G. E. M. **Discussão dos processos de encouraçamento de leitos fluviais (bed armouring) na perspectiva geomorfológica: o caso do rio Conceição, Quadrilátero Ferrífero/MG.** 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.

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 Sciences Building**, Missouri, v. 106, p. 571-581, 1994.

- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal of Royal Society**, v. 14, p. 481-504, 1899.
- DIAS, P. H. A.; CHAVES, M. L. S. C.; ANDRADE, K. W.; NOCE, C. M. **Projeto Alto Paranaíba - Folha São Gotardo**. SE.23-Y-D-I. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: UFMG, 2011.
- DIAS, R. P.; CABRAL, J. Actividade neotectônica na região do Algarve (S de Portugal). **Comunicado do Instituto Geológico e Mineiro**, v. 89, p. 193-208.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos da Região do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Viçosa: EMBRAPA-CNPS/SBCS, 100p, 2005.
- EXÉRCITO BRASILEIRO. **Bando de Dados Geográficos do Exército**. Brasília, 2023. Disponível em <https://bdgex.eb.mil.br/bdgexapp>. Acesso em 01/05/2023.
- FERRAZ, C. M. L. **A evolução do relevo adjacente à margem continental passiva brasileira**: das “chapadas” do Jequitinhonha à Planície Costeira do Sul da Bahia. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.
- FIRMINO, I. G.; VARGAS, K. B.; FORTES, E. Controle Tectono-Estrutural dos sistemas de drenagem: revisão literária e propostas metodológicas. In: CARVALHO JR.; O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: UNB, 2022. Cap. 8.
- 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 Neoproterozoico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 19, n. 1, p. 28-38, 2011.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASUI, Y.; SANTOS, M.; SOARES JR., A. V.; SOUZA, I. A. As Serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. Cap. 23b.
- HARE, P. W.; GARDNER, I. W. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins. In: Annual Binghamton Geomorphology Symposium, 15., 1985, Boston. **Proceedings...** Boston: Allen and Unwin, 1985, p. 123-134.
- HASUI, Y. Compartimentação Geológica do Brasil. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012a. Cap. 7.
- HASUI, Y. Cráton do São Francisco. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012b. Cap. 11a.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Tocantins. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. Cap. 14a.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos litoestruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
- HASUI, Y.; PENALVA, F. O problema do diamante do Alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 19, n. 1, p. 71-78, 1970.

HAWKER, L.; UHE, P.; PAULO, L.; SOSA, J.; SAVAGE, J.; SAMPSON, C.; NEAL, J. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letter**, v. 17, 2022. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f

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

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, p. 275-370, 1945.

IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C. O uso da assimetria de bacias para o estudo neotectônico na Amazônia Central. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** Curitiba: INPE, 2011. p. 3467.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geomorfologia**. Brasília, 2019. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html>. Acesso em 03/06/2023.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geomorfologia**. 1:250.000. 2021b. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/10870-geomorfologia.html?=&t=downloads>.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa Índice Digital**. Brasília, 2021a. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/apps/basescartograficas/>. Acesso em 20/07/2023.

INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas 1991-2020**. Brasília, 2022.

JAIN, M.; MURRAY, A.; BOTER-JENSEN, L. Optically Stimulated Luminescence Dating: How Significant is Incomplete Light Exposure in Fluvial Environments? **Quaternarie**, v. 15, n. 1, pp. 143-157, 2004.

KARFUNKEL, J.; HOOVER, D.; FERNANDES, A. F.; SGARBI, G. N. C.; KAMBROCK, K.; OLIVEIRA, G. D. Diamonds from the Coromandel Area, West Minas Gerais State, Brazil: an update and new data on surface sources and origin. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 325-338, 2014.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geological Society of America**, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-752, 1953.

KLAMMER, G. Landforms, cyclic erosion and deposition and Late Cenozoic changes in climate in Southern Brazil. **Z. Geomorphology**, v. 25, n. 2, p. 146-165, 1981.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes**. A new perspective. Nova Iorque: Routledge, 1998.

KNOT, J. C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 62, n. 3, p. 401–410, 1972.

LADEIRA, E. A.; BRITO, O. E. A. Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22., 1968. **Anais [...]**. Belo Horizonte: SBG, 1968. p. 181-199.

LEDRU, M. P. Late quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993.

LEDRU, M. P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIES, 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.

LEONARDI, F. A. **O mapeamento, caracterização e datação de perfis lateríticos para a identificação e correlação de superfícies geomórficas**: estudo de caso do Quadrilátero Ferrífero. 2014. 246 f. Tese (Doutorado), Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2014.

LOPES, F. A.; CASTRO, P. de T. A.; CARVALHO, A.; LANA, C. E. Datação por luminescência opticamente estimulada: aplicabilidade em fácies rudáceas de leques aluviais do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 24, n. 4, 2023. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v24i4.2394.

LOPES, F. A.; CASTRO, P. T. A.; LANA, C. E. Caracterização morfométrica, morfológica e sedimentar de leques aluviais dissecados: um novo olhar sobre os depósitos de encostas do Quadrilátero Ferrífero. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 1, 2022. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i1.2055>

LOPES, F. A.; LANA, C. E.; CASTRO, P. T. A.; LANA, C. C. Paleogeomorphology of the northwestern of the Quadrilátero Ferrífero (central Brazil): Stratigraphic and geochronological evidence of a Pleistocene alluvial fan system. **Quaternary International**, v. 542, p. 30-40, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.02.025>

MACHADO, H. A. **Couraças ferruginosas e solos associados em diferentes ambientes do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. 2018. 170 f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P. Introdução. In: **Hidrogeomorfologia**: formas, processos e registros sedimentares fluviais. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020a.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: **Hidrogeomorfologia**: formas, processos e registros sedimentares fluviais. 1 ed. Rio de Janeiro: Betrand Brasil, 2020b. Cap 9.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, L. A. F. Arquivos Fluviais Quaternários No Interior Continental: O Contexto Serrano De Minas Gerais, Brasil. In: CARVALHO JR.; O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: UNB, 2022. Cap 2.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; CHEREM, L. F. S.; PINTO, R. C. Eventos Neocenoicos de reorganização de rede de drenagem: um paleovale do rio das Velhas (Minas Gerais, Brasil) em seu médio curso?. **Estudos do Quaternário**, Braga, v. 20, p. 1-10, 2019.

MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Dinâmica Fluvial Quaternária do rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, p. 3-14, 2012.

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

MAGALHÃES JR., A. P.; TRINDADE, E. S. Morfodinâmica fluvial Cenozóica em Zonas de Contato entre Faixas Móveis e “Cunhas Tectônicas” na Região Sul de Minas Gerais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 13, n. 1-2, p. 59-74, 2005.

MAGALHÃES, P. M. **Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção Sudoeste da Bacia do São Francisco**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.

MAIGNIEN, R. **Review of research on Laterites**. Liège: UNESCO, 1966. 148p.

MAIZATTO, J. R. **Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gandarela e Fonseca - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares**. 2001. 249 f. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001.

MAPBIOMAS – PROJETO MAPBIOMAS. **Coleção Beta de Mapas Anuais de Cobertura e Uso da Terra do Brasil com 10 metros de resolução espacial**. Acesso em 29/11/2023. Disponível em <https://brasil.mapbiomas.org/mapbiomas-cobertura-10m/>. 2023.

MARANGONI, Y. R.; MANTOVANI, M. S. M. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 41, p. 83-98. 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.08.004>

MARQUES, K. P. P. **Tropical landscape evolution and its relationship with paleosurfaces, Ferralsols and ferruginous duricrusts in the Alto Paranaíba region (Central Plateau, Minas Gerais State, Brazil)**. 2021. 123 p. Tese (Doutorado), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2021.

MARTINS, F. P. **Conceito, proteção ambiental e morfogênese de chapadas no Brasil**. 2018. 142 f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

MARTINS-NETO, M. A.; ALKMIN, F. F. Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas Margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. Belo Horizonte: SBG/MG, 2001. p. 31-54.

MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desnívelamento de altitude como parâmetros para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Salvador, 1982. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 4, p. 1489-1503.

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), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. 4 ed. Berlin: Springer, 2006.

MONTEIRO, H. S.; VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; SPIER, C. A.; MELLO, C. L. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 131, p. 267-289, 2014.

- MORAES, L. C.; SEER, H. J. Terras Raras. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; VOLL, E.; CUNHA, E. C. (coord.). **Recursos Minerais de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CODEMGE, 2018.
- MORBIDELLI, L.; GOMES, C. B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A. M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonate associations from Brazil. **Earth Sciences Review**, v. 39, p. 135-168, 1995.
- MOREIRA, D. S. **Estratigrafia e geocronologia da Formação Serra da Saudade (Grupo Bambuí)**: registro de bacia de antepaís no Ediacariano/Cambriano. 2020. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2020.
- MOREIRA, V. B.; PEREZ FILHO, A. geocronologia da cobertura superficial em baixos terraços fluviais na Chapada Uberlândia-Uberaba/MG. **Rede (Revista Eletrônica do PRODEMA)**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 89-100, 2019.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single Aliquot Regenerative-Dose Protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73, 2000.
- OLIVEIRA, F. S. de. **A bauxita de Barro Alto (GO)**: gênese e evolução mineralógica, micromorfológica e geoquímica. 2011. 149 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2011.
- OLIVEIRA, L. A. F. **A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a depressão do rio Pomba e o Planalto de Campo das Vertentes – Zona da Mata de Minas Gerais**. 2012. 224 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- OLIVEIRA, L. A. F. **Ajustes e reconfigurações geomorfológicas entre as bacias hidrográficas dos rios Pará e Paraopeba no Quaternário Tardio, Alto São Francisco, MG**. 2019. 2019. 186 f. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.
- OLIVEIRA, L. A. F.; COTA, G. E. M.; LIMA, L. B. S.; MAGALHÃES JR.; A. P.; CARVALHO, A. Aplicação da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 4, p. 679-690, 2018.
- OLIVEIRA, M. J.; CARNEIRO, C. D. R.; VECCHIA, F. A. S.; BAPTISTA, G. M. M. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças no clima. **Terrae Didática**, v. 13, n. 3, p. 149-184, 2017.
- ORTIZ-JAUREGUIZAR, E.; CLADERA, G. A. Paleoenvironmental Evolution of Southern South America during the Cenozoic. **Journal of Arid Environments**, v. 66, p. 498-532, 2006.
- OSIS, R.; OLIVEIRA, T. A. Depósitos Quaternários no Alto Curso do Rio Sapucaí, Serra da Mantiqueira-MG: neotectônica e paleoclimas. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2., 2008, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: UFMG, 2008.
- PAULA-SANTOS, G. M.; BABINSKI, M.; KUCHENBECKER, M.; CAETANO-FILHO, S.; TRINDADE, R. I. F.; PEDROSA-SOARES A. C. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern Sao Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and

isotope chemostratigraphy. **Gondwana Research**, v. 28, n. 2, p. 702-720, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: SHRODER, J. F. **Treatise on Geomorphology**. [S.l.]: Elsevier, 2013.

PERDONCINI, L. C. **Evolução tectono-sedimentar Mesozóico-Cenozóica da região de Franca**. 2003. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

PEREZ FILHO, A. MOREIRA, B.; LAMMLE, L.; SOUZA, A. O.; TORRES, B. A.; ADERALDO, P.; VALEZIO, E. V.; MACHADO, D. O. B. F.; PREBIANCA, M. M.; MAZONI, A. F.; ZABINI, C.; RUBIRA, F. G. Genesis and Distribution of Low Fluvial Terraces Formed by Holocene Climate Pulses in Brazil. **Water**, v. 14, 2022.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, A.; 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, 2010, p. 74-87.

PERRON, J. T.; ROYDEN L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 570-576, 2012.

PINHO, J. M. M.; FÉBOLI, W. L.; SIGNORELLI, N. (Eds.). **Projeto Vazante – Paracatu, Estado de Minas Gerais e Goiás: texto explicativo**. Belo Horizonte: CPRM, 2017. 356 p., 12 mapas geológicos escala 1:100.000.

PINTO, R. C. **Eventos deposicionais cenozoicos no médio vale do rio das Velhas: Paleoníveis deposicionais e dinâmica atual**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

PLANET. **Understanding PlanetScope Instruments**. Disponível em <https://developers.planet.com/docs/apis/data/sensors/>. Acesso em 30/04/2023

PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR Dating: large Depths and Long Terms Time Variations. **Radiation Measurements**, v. 23, p. 497-500, 1994.

QUEIROZ-NETO, J. P. O estudo das formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 22, n. 1/2, p. 65-78, 2001.

RASSI, R.; BICALHO, R. L.; PETRONZIO, J. A. C.; SILVEIRA, A. Caracterização geológica, geomorfológica e pedológica de Patos de Minas (MG): contribuições para a interpretação das feições erosivas. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 17, 2017, Campinas-SP. **Anais...** SBGFA: Campinas, 2017.

REZENDE, E. A. **O papel da dinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do Rio Grande, sudeste brasileiro**. Tese (Doutorado em Ciências Naturais), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

RIBEIRO, A. C.; RICCOMINI, C.; LEITE, J. A. D. Origin of the largest South American transcontinental water divide. **Scientific Reports**, v. 8, 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-35554-6.

RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.;

- CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.383-405.
- 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.
- ROCHA, L. G. M. **Caracterização magnética da porção central do lineamento Azimute 125°**. 2013. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2013.
- ROLIM-NETO, F. C. **Gênese, Química, Mineralogia e Micromorfologia de Topolitossequências de solos do Alto Paranaíba, MG**. Tese (Doutorado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2002.
- RUIZ, F. V.; CORDEIRO, P.; REICH, M.; MOTTA, J. G.; RIBEIRO, C. C.; ANGERER, T.; BERNARDES, R. B. The genetic link between kamafugite magmatism and alkaline-carbonatite complexes in the Late Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, Central Brazil. **International Geology Review**, v. 64, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2127127>
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais (Tensões Intraplaca, Descontinuidades Crustais e Morfogênese)**. 1991. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. Cap. 10.
- SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; JÚNIOR, H. A. N.; CHEREM, L. F. S.; MARENT, B. R.; BRINDUSA, C. B. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da Alta Bacia do rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: Implicações para A Evolução Do Relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 8, n. 2, 2007.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição Formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR, MS). **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 49-70, 2007a.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 402-413, 2007b.
- SANT'ANAA, L. G.; SCHORSCHER, H. D.; RICCOMINI, C. Cenozoic Tectonics of the Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3-4, p. 275-284, 1997.
- SANTOS, D. A. R. **A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins**. 2016. 157f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional, 2016.
- SANTOS, M. S.; FREITAS, G. A.; FURRIER, M. Análise morfométrica e indícios de ação neotectônica na área correspondente à Folha Pitimbu, litoral Sul da Paraíba, Nordeste do Brasil. **Cadernos de Geociências**, v. 10, n. 2, p. 139-149, 2013.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica.** 1999. 134 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, 2019. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564>

SAWAKUCHI, A. O.; MENDES, V. R.; PUPIM, F. N.; MINELI, T. D.; RIBEIRO, L. M. A. L.; ZULAR, A.; GUEDES, C. C. F.; GIANNINI P. C. F.; NOGUEIRA, L.; SALLUN FILHO, W.; ASSINE, M. L. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from late Holocene to beyond the Quaternary?. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p. 209-226, 2016. DOI: 10.1590/2317-488920160030295.

SCHUMM, S.A. Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, p. 1089-1100, 1963.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system.** Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SCHUMM, S. A. Geomorphic Thresholds: the Concept and Its Applications. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335-367, 1983. DOI: 10.1016/0040-1951(83)90201-9

SEER, H. J. **Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinfoma de Araxá, Araxá, Minas Gerais.** 1999. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

SEER, H. J.; MORAES, L. C.; DIAS, P. H. A. **Projeto Alto Paranaíba - Folha Ibiá.** SE.23-Y-C-III. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: UFMG, 2015.

SGARBI, G. N. C., SGARBI, P. B. A.; CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; PENHA, U. C. Bacia Sanfranciscana: o registro Fanerozóico da bacia do São Francisco. In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais.** Belo Horizonte: SBG/MG, 2001. p. 93-138.

SGARBI; G. N. C.; DARDENNE, M. A. Evolução climática do Gondwana na região centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozoico, enfatizando o arco do Paranaíba, a borda NNE da bacia do Paraná e a porção meridional da bacia Sanfranciscana, no oeste do Estado de Minas Gerais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 4, n. 1, p. 21-49, 1996.

SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: CPRM, 2003. Cap. 2.

SOUZA, C. M. P. **Distribuição e origem de sedimentos Pós-Barreiras sobre a Formação Barreiras na região de Ilhéus, Sul da Bahia.** 2018. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2018.

SOUZA, L. F. T. **Modelagem de processos erosivos em área de contatos geológicos no Alto Paranaíba.** 2017. 135 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2017.

STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: Geomorfogênese, Sedimentação e Evolução Quaternária do seu curso superior (Região de Porto Rico, PR)**. 1993. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. An Introduction to the Study of Landforms. 1 ed. New York: John Wiley Inc., 1991.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Review**, v. 67, p. 159-218, 2004.

UHLEIN, A.; FREITAS, A. M.; CRUZ, A. B.; SILVA, W. F.; CAXITO, F. A.; MOREIRA, G. C.. **Projeto Alto Paranaíba - Folha Carmo do Paranaíba**. SE.23-Y-B-IV. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: UFMG, 2011.

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Denudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos Crustais)**. 257 f. 1998. Tese (Doutor em Geologia), Universidade Federal da Bahia, Salvador. 1998.

VALADÃO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L. Deformação Tectônica Neocenozoica no Brasil Oriental: Zonalidade e Magnitude. In: Congresso da ABEQUA, 7., 1999, Porto Seguro. **Anais... ABEQUA**, 1999.

VARAJÃO, A. F. D. C.; CAMPOS MATEUS, A. C.; SANTOS, M. C.; VARAJÃO, C. A. C.; OLIVEIRA, F. S.; YVON, J. The Cenozoic deposits of the ancient landscapes of Quadrilátero Ferrífero highlands, Southeastern Brazil: Sedimentation, pedogenesis and landscape evolution. **Catena**, v. 195, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104813>

VARAJÃO, C. A. C. As superfícies de erosão do “Brasil Oriental”. In: CARVALHO JR.; O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: UNB, 2022. Cap. 31.

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

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mc Graw-Hill do Brasil, 1975, 245 p.

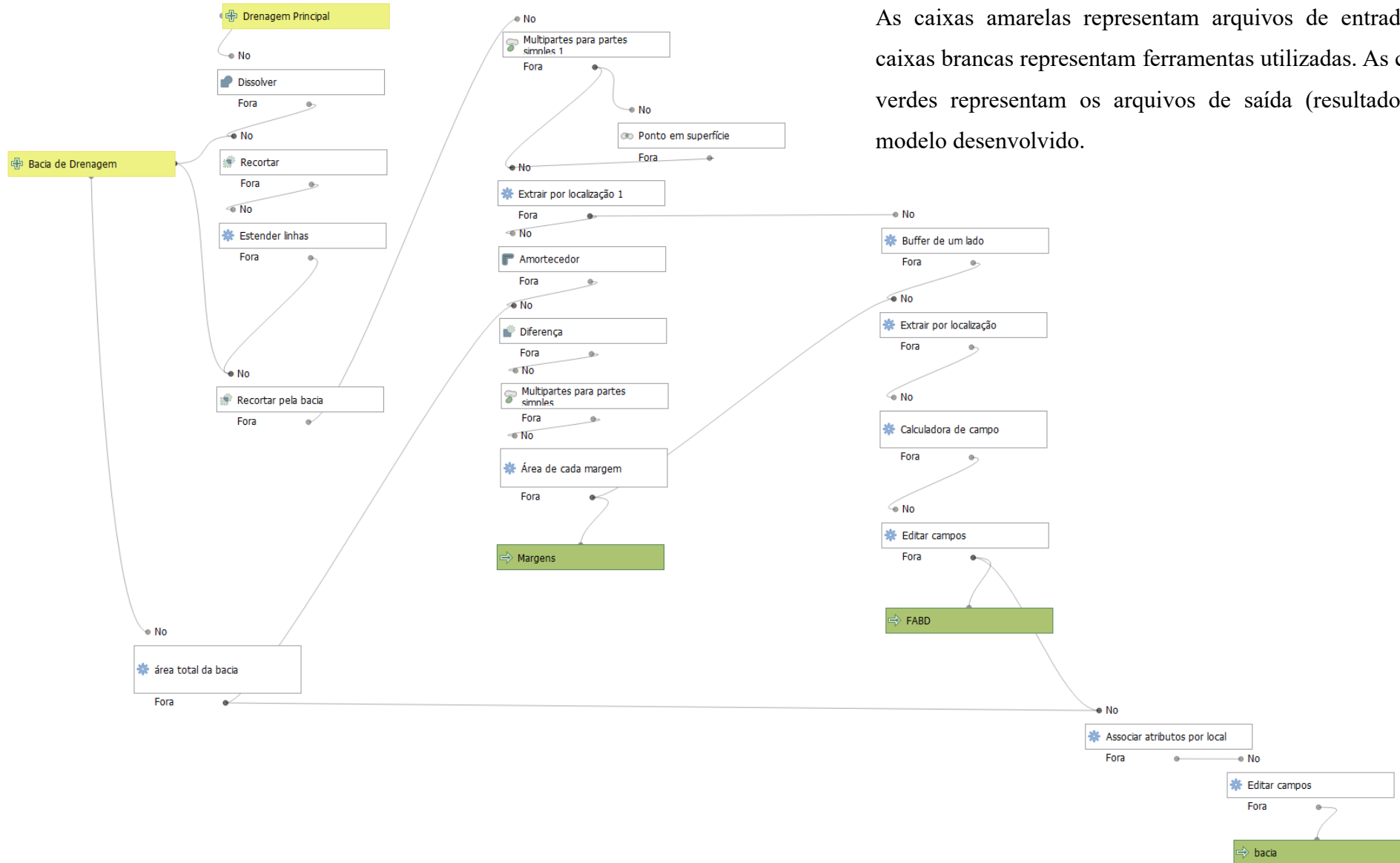
WINGE, M. **Escala de Wentworth**. Glossário Geológico Ilustrado. 2018. Disponível em <https://sigep.eco.br/glossario/>. Acesso em 08/01/2024.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present. **Science**, v. 292, p. 686-693, 2001.

APÊNDICE A – Códigos de Imagens *PlanetScope* utilizadas

Imagens – Abril/2023	Imagens – Janeiro/2020
20230420_121810_55_2423	20220120_122501_68_2434
20230420_121812_70_2423	20220120_122503_98_2434
20230420_121814_85_2423	20220120_122506_29_2434
20230420_121816_99_2423	20220120_131747_43_2413
20230420_121819_14_2423	20220120_131749_72_2413
20230420_121821_29_2423	20220120_131752_01_2413
20230420_121823_44_2423	20220120_131754_30_2413
20230420_121825_59_2423	20220115_131204_82_2416
20230420_121827_74_2423	20220115_131207_12_2416
20230420_121854_83_2460	20220115_131209_43_2416
20230420_121857_02_2460	20220115_131211_73_2416
20230420_121859_21_2460	20220115_131214_04_2416
20230420_121901_40_2460	20220115_131216_34_2416
20230420_121903_58_2460	20220115_131218_65_2416
20230420_121905_77_2460	
20230420_121907_96_2460	
20230420_121910_14_2460	
20230420_121912_33_2460	
20230420_125620_69_2495	
20230420_125622_89_2495	
20230420_125625_09_2495	
20230420_125627_30_2495	
20230420_125629_50_2495	
20230420_125631_71_2495	
20230420_125633_91_2495	
20230420_125636_11_2495	
20230420_131826_58_2413	
20230420_131828_62_2413	
20230420_131830_65_2413	
20230420_131832_69_2413	
20230420_131834_73_2413	
20230420_131836_76_2413	
20230420_131838_80_2413	
20230420_131840_84_2413	
20230420_131842_88_2413	

APÊNDICE B – Modelo Utilizado para Cálculo do Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)



As caixas amarelas representam arquivos de entrada. As caixas brancas representam ferramentas utilizadas. As caixas verdes representam os arquivos de saída (resultados) do modelo desenvolvido.

APÊNDICE C – Modelo Utilizado para Cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

