



<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, n° 2 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2264>



Artigo de Pesquisa

Litoestruturas dobradas na dissecação da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, Planalto Central Goiano: o caso da Reserva Legado Verdes do Cerrado, Votorantim, Niquelândia/GO

Folded lithostructures in the dissection of the western edge of the Chapada of the upper Maranhão River, Goiano Central Plateau: the case of Legado Verdes do Cerrado Reserve, Votorantim, Niquelândia/GO

Márcio Henrique de Campos Zancopé ¹, Renata Santos Momoli ², Elizon Dias Nunes ³, Maximiliano Bayer ⁴ e Guilherme Taitson Bueno ⁵

¹ Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais, Goiânia, Brasil. E-mail. zancope@ufg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9778-4301>

² Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais, Goiânia, Brasil. E-mail. rsmomoli@ufg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7309-4974>

³ Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais, Goiânia, Brasil. E-mail. elizonnunes@ufg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5430-4841>

⁴ Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais, Goiânia, Brasil. E-mail. maxbayer@ufg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0873-0564>

⁵ Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais, Goiânia, Brasil. E-mail. gtaitson@ufg.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4259-7354>

Recebido:20/07/2022; Aceito: 19/01/2023; Publicado: 08/05/2023

Resumo: As zonas de dissecação marginais às chapadas do Planalto Central Goiano resultam da erosão diferencial e da litoestratigrafia de estruturas regionais deformadas da Faixa Brasília, a partir de superfícies pretéritas herdadas. O objetivo deste artigo foi verificar o relevo resultante da interação entre a erosão diferencial e os dobramentos da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão em Niquelândia (GO), a partir dos mapeamentos geológicos, da determinação em campo da petrografia e orientação das camadas das rochas e de perfis topogeológicos. Os resultados mostram vales escavados entre rochas metacarbonáticas e metapelíticas, enquanto as serras são sustentadas por rochas metapsamíticas. Dolinas e afloramentos de rochas metacarbonáticas evidenciam a coparticipação da carstificação. A sequência lateral metacarbonatos-metapelitos-quartzitos alinha alternadamente serras e vales na direção preferencial E-W. A drenagem é assimétrica devido os tributários mais longos ocorrerem sobre os terrenos de metacarbonatos e metapelitos; enquanto os tributários opostos, mais curtos, ocorrem sobre metapsamitos. Os vales paralelos à direção e perpendiculares ao mergulho das rochas, configuram-se como vales ortoclinais. As serras, sustentadas pelos quartzitos, com direção preferencial E-W e mergulhos superiores a 30°, configuram hogbacks. Alguns vales com interflúvios descrevendo parábolas, sustentadas por metapsamitos dobrados, formaram combes, pela erosão do centro da antiforma.

Palavras-chave: Erosão diferencial; Relevo estrutural; Hogbacks; Feições triangulares de camadas.

Abstract: The dissected zones marginal to the chapadas reliefs of the Goiano Central Plateau result by differential erosion and by the lithostratigraphy in deformed regional structures of the Brasília Belt, from past surfaces inherited. The goal of this

article was to verify the landforms resulted from interaction between differential erosion and foldings at the western edge of the Chapada of the upper Maranhão River in Niquelândia (Goiás), based on geological mappings, determination in fieldwork of the petrography and orientation of rock layers, and topogeological profiles. Results show valleys excavated between metacarbonatic and metapelitic rocks, while the ridge lines are supported by metapsamitic rocks. Dolines and outcrops of metacarbonate rocks show the coparticipation of the karstification. The lateral sequence metacarbonates-metapelites-quartzites alternately aligns ridges and valleys in the preferential direction E-W. Drainage is asymmetric due to the longer tributaries occur over metacarbonates and metapelites terrains, while the shorter opposite tributaries occur on metapsamites. The parallel valleys to the direction and perpendicular to the dip of the rock layers set up as orthoclinal valleys. The mountains, supported by the quartzites, with a preferential E-W direction and dips greater than 30°, configure that as hogbacks. Some valleys with interfluvial lines describing parabolas, supported by folded metapsamitic layers, form *combes* (landform in Portuguese-Brazil; from the Latin *cymba*), because the erosion of the central part of the antiform.

Keywords: differential erosion; structural landform; hogbacks; flatirons.

1. Introdução

A dissecação na periferia das chapadas do Planalto Central Goiano (Centro-Oeste do Brasil), via entalhamento dos vales e aplainamento das paisagens colinosas ou montanhosas, é organizada pela erosão diferencial decorrente da resistência mecânica das rochas e a instabilidade cristaloquímica dos minerais diante das condições intempéricas desde o plio-pleistoceno até a atualidade. A distribuição espacial dessas propriedades litológicas resulta do contexto geodinâmico da Faixa de Dobramentos Brasília da Província Geotectônica Tocantins, que orienta o acamamento e a sucessão das unidades de rochas em estruturas regionais deformadas e maciços ígneos e metamórficos. Paralelamente às propriedades litológicas, da estrutura geológica e ambiente geotectônico, o contexto geomorfológico do Planalto Central Goiano afeta a esculturação do relevo ao impor níveis de base, feições e padrões de formas e superfícies pretéritas herdadas de fases sucessivas e poligênicas.

Diversos estudos demonstram a relação entre as formas do relevo, a litologia e as estruturas geológicas. Muitos trabalhos usam índices morfométricos para diagnosticar o efeito das estruturas geológicas sobre a dinâmica fluvial e sobre a configuração da rede de drenagem das bacias hidrográficas. O índice de Hack (índice SL) foi muito utilizado para identificar anomalias nos perfis longitudinais dos rios ligadas a efeitos tectônicos. Outros índices ligados à forma das bacias hidrográficas, como Fator de Forma (Kf), Coeficiente de Compacidade (Kc), Circularidade (Ic) e os padrões da rede de drenagem e o fator de simetria topográfica transversa também são utilizados para verificar os controles litoestruturais regionais. Peifer, Cremon e Alves (2020) revisaram diferentes métricas de gradientes fluviais baseados em informações extraídas de modelos digitais de elevação (MDEs). Ao comparar as diferentes métricas aplicadas para a região do Quadrilátero Ferrífero, no estado de Minas Gerais, eles constataram que o índice k_{sn} (índice de inclinação do canal normalizado), extraído a partir da análise chi, resultou na métrica mais robusta.

Outros estudos recentes que abordam os controles litoestruturais sobre o relevo, entre a maioria de pesquisadores brasileiros, podemos citar: Barros, Corrêa e Tavares (2017), Giarola (2018), Peixoto-Oliveira et al. (2018), Furrier e Vargas Cuervo (2018), Silva e Paes (2018), Correia Filho et al. (2019), Silva e Silva (2019), Ferreira e Silva (2019), Silva e Furrier (2019), Gomes Falcão e Monteiro (2020), Souza e Lavor (2020), Belarmino e Bastos (2021), Bragança, Barros e Oliveira (2021), Yadav, S. K. e Singh, S. K. (2021), Gerber et al. (2018), Lopes, Ramos e Leal (2018), Pereira et al. (2019), Capoane e Silva (2020), Ferreira, Franco e Souza (2020), Souza, Mesquita e Brunch (2021), sendo estes seis últimos focados no gerenciamento de bacias hidrográficas.

Outro conjunto de trabalhos visa demonstrar ou identificar as formas de relevo desenvolvidas a partir da presença das estruturas geológicas e das sucessões litoestratigráficas regionais. Um exemplo é Ward (2019) que estudou o papel do controle estratigráfico da antiforma San Rafael, sobre o relevo das *Cuestas Coal Cliffs*, no Planalto do Colorado em Utah, EUA. Ele propôs que a incisão e abertura de vales no *front* de *hogbaks* e de *cuestas* e ao largo de cristas homoclinais e o desenvolvimento de vales monoclinais e patamares escalonados dependem da espessura e do ângulo de mergulho das camadas. Estas propriedades estratigráficas estabelecem a distância entre a linha da escarpa (rocha mais resistente à erosão na crista) e o eixo fluvial ortoclinal que entalha a camada menos resistente no interior do vale no *front*. Segundo Ward (2019), quando há distâncias maiores (camadas com ângulos de

mergulho menores) entre a linha da escarpa e o eixo fluvial ortoclinal do *front*, se desenvolvem vales monoclinais e patamares escalonados. Por outro lado, quando ocorrem distâncias menores (ângulos de mergulho maiores) se desenvolvem vales estreitos e escarpas com cornijas sucessivas ao longo das faces escarpadas.

Outro exemplo é o de Arnous et al. (2020) que verificaram a presença de *flatirons* (feições triangulares de camadas em encostas montanhosas) com acamamento de mergulho de 30° de sequências cretáceas no flanco ocidental da Cordilheira Candelaria para documentar os processos de deformação quaternária do Cinturão Pré-andino do Sistema Santa Bárbara, no noroeste da Argentina. No nordeste do Irã, a sucessão estratigráfica de rochas de resistência variável à erosão dos flancos de antiformal e sinformas erodidas da Faixa de Dobramento de Zagros estrutura *cuestas*, *hogbacks* e *flatirons* em diversos compartimentos do relevo regional, identificados por Hasan et al. (2019) e por Forti et al. (2021).

No território brasileiro, Maia e Castro (2017) contam que diferentes padrões de formas de relevo foram formados sobre diferentes tipos litológicos ou numa mesma unidade litológica, graças a especificidades faciológicas, petrográficas e estruturais no Domínio Oriental do Maciço da Borborema no setor setentrional do Nordeste Brasileiro. Cordeiro et al. (2019) indicam que a formação e evolução das feições morfológicas da Serra de Uruburetama, no Domínio Ceará Central da Província Borborema, resultaram do controle exercido por litologias graníticas e descontinuidades estruturais ao longo de diferentes condições paleoclimáticas. Marques Neto (2017) enfatiza o papel do controle morfoestrutural, dos níveis de base da drenagem regional e das estruturas tectônicas ativas na compartimentação do relevo da Serra da Mantiqueira Meridional, no sul do estado de Minas Gerais.

Souza, Andrade e Lupinacci (2020) sugerem que a zona *cuestiforme* da borda oriental do Planalto Ocidental Paulista foi resultado do soerguimento da estrutura regional como contrapartida da subsidência cretácea da porção central da Bacia do Paraná que colmatou a Bacia Bauru. Consequentemente, a circundesnudação marginal da Bacia do Paraná escavou a Depressão Periférica Paulista, destacando a zona das *cuestas* por erosão diferencial, dado a presença dos basaltos, diques e *sills* de diabásio da Formação Serra Geral e arenitos silicificados correlatos.

Ross (2020) destaca que níveis topográficos elevados em formas de cristas monoclinais ou patamares escalonados se sobressaem nas paisagens das faixas orogênicas do Atlântico, Brasília e Paraguai-Araguaia dado sustentarem-se por quartzitos, arenitos silicificados, intrusões graníticas, sieníticas, rochas básicas ou outras litologias resistentes à denudação. Nas adjacências destes, os relevos rebaixados foram esculpidos em gnaisses, migmatitos, micaxistos, calcários ou litologias muito afetadas por falhas, diáclases ou xistosidade bem definida, todas mais suscetíveis ao intemperismo e a erosão química e física, quando comparadas às anteriores. Souza e Souza (2018) e Ross (2020) ainda destacaram que a sequência das fácies do acamamento de sinformas alçadas e antiformal erodidas alinha paralelamente as cristas das serras da Província Serrana Matogrossense da Faixa de Dobramentos Paraguai.

No Norte do Planalto Central Goiano, Martins-Ferreira e Campos (2017) demonstraram que as feições e estilos estruturais da porção centro-norte da Faixa Brasília, da Província Tocantins, distinguem as formas do relevo da região da Chapada dos Veadeiros. Segundo eles, compartimentos geomorfológicos com graus de dissecação diferentes decorrem de distintos contextos geológicos e de níveis de exumação crustal e padrão deformacional que afetaram a erosão diferencial; ao passo que as escarpas entre compartimentos formam faixas estreitas e alongadas, que são controladas por estruturas rúpteis e/ou dúcteis alinhadas.

Ainda a respeito do Planalto Central Goiano, a faixa da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, na região centro-norte do estado de Goiás, constitui um planalto intensamente dissecado, dominado por cristas alinhadas, paralelas, retilíneas ou curvilíneas, cujos lineamentos decorrem de estruturas dobradas, flancos de dobras e empurrões regionais da Faixa Brasília (CARVALHO; ALVARENGA, 2018; UHLEIN et al., 2012). Com base nisso e nos estudos citados, o objetivo do presente trabalho foi verificar as formas do relevo resultantes da interação entre a erosão diferencial e as estruturas geológicas de deformação dúctil nessa faixa da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, entre Niquelândia e Mimoso de Goiás. Para analisar tal interação, foi estudado o caso da Reserva Legado Verdes do Cerrado, da Votorantim S.A., localizada no município de Niquelândia.

2. Área de Estudo

A Reserva Legado Verdes do Cerrado (RLVC) da Votorantim em Niquelândia (região centro-norte do estado de Goiás) é composta por duas unidades territoriais: o Núcleo Engenho (27 mil ha) e o Núcleo Serra Negra (5 mil ha). Embora ambas estejam contidas no território municipal de Niquelândia, elas não são adjacentes uma à outra.

Este estudo foi realizado no Núcleo Engenho (Figura 1), localizado ao sul do perímetro urbano de Niquelândia. Especificamente, as análises foram desenvolvidas na porção norte do Núcleo Engenho, em quatro vales informalmente nomeados: Coimbra, Grota Vermelha, Felipa e Itambé.

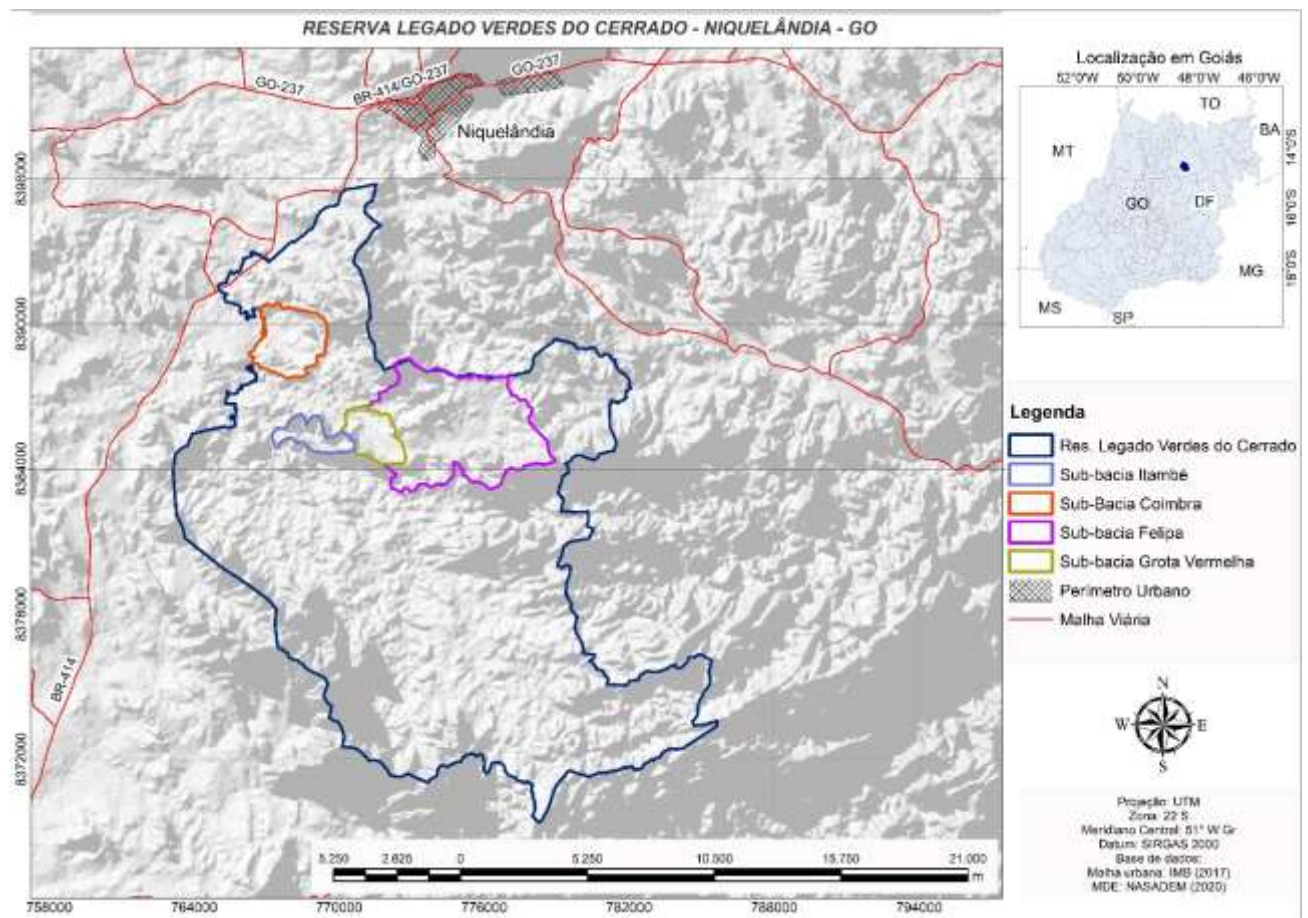


Figura 1. Localização geográfica do Núcleo Engenho da Reserva Legado Verdes do Cerrado (RLVC), ao sul do perímetro urbano de Niquelândia, centro-norte do estado de Goiás.

2.1. Contexto Geológico

A área do Núcleo Engenho da RLVC ocorre nos terrenos da Província Geotectônica Tocantins (Figura 2), afetada pelas movimentações tectônicas dos blocos cratônicos: Amazônico, do São Francisco e do Rio Paraná ou Paranapanema. As denominações Paraná e Paranapanema são empregadas, por diferentes referências, para designar o mesmo bloco cratônico ou partes dele, oculto sob as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná. Tais movimentações tectônicas produziram processos orogenéticos assíncronos e distribuídos desigualmente na Província Tocantins, compartimentando conjuntos litológicos muito variados. O Núcleo Engenho/RLVC situa-se na borda ocidental do compartimento Faixa Brasília, próxima ao contato com o Domínio Goiano (MARTINS-FERREIRA; CAMPOS; VON HUELSEN, 2018; FALCI et al., 2018; SERAINE et al., 2021).

Os protólitos da Faixa Brasília na área de estudo formaram-se num ambiente marinho-litorâneo, raso a moderadamente profundo, influenciado por correntes de marés, típico de margens continentais de plataformas submersas embutidas. Nesse ambiente, entre 1,5 e 1,0 Ga AP (Mesoproterozóico), depositaram sedimentos pelíticos, psamíticos e carbonáticos, que formaram ritmitos, siltitos, arenitos, calcários e dolomitos, alguns destes dois últimos, com estromatólitos (CARVALHO; ALVARENGA, 2018; SERAINE et al., 2021). Entre 900 e 850 Ma AP (Neoproterozóico), os eventos orogenéticos do Ciclo Brasileiro produziram dobramentos, acavalamentos de blocos, soerguimentos e metamorfismos regionais, dando origem às rochas do Grupo Paranoá, que afloram na área da RLVC. Eventos compressivos se sucederam até 440 Ma AP (Siluriano) (SERAINE et al., 2021). Desde então, os terrenos da Faixa Brasília vêm sofrendo longos ciclos de desgaste erosivo, sob estabilidade orogenética prolongada

e reposicionamentos epirogenéticos ao longo de estruturas pré-existentes, exumando litologias que afloram nas depressões, chapadas, vales e serras observadas atualmente nas paisagens da faixa ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, a exemplo do Núcleo Engenho/RLVC e seu entorno (MARTINS-FERREIRA; CAMPOS, 2017).

As rochas do Grupo Paranoá que afloram na área do Núcleo Engenho/RLVC constituem uma sequência de rochas metassedimentares psamo-pelito-carbonatadas de baixo grau metamórfico, contemplando metalamitos siltosos, quartzitos, metarritmitos, filitos, ardósias, metacalcários, metadolomitos e mármore (CARVALHO; ALVARENGA, 2018; SERAINE et al., 2021). Fuck et al. (1988) foram os primeiros a realizar mapeamentos mais detalhados na área e identificaram, entre o povoado de São Miguel do Quebra Linha e a cidade de Niquelândia (proximidades da Núcleo Engenho/RLVC), uma sucessão de metapelitos e quartzitos que inclui grandes lentes de metacalcários e metadolomitos, a qual corresponde à Formação Córrego do Barreiro, seção do topo da sequência do Grupo Paranoá, conforme Campos *et al.* (2013, p. 470).

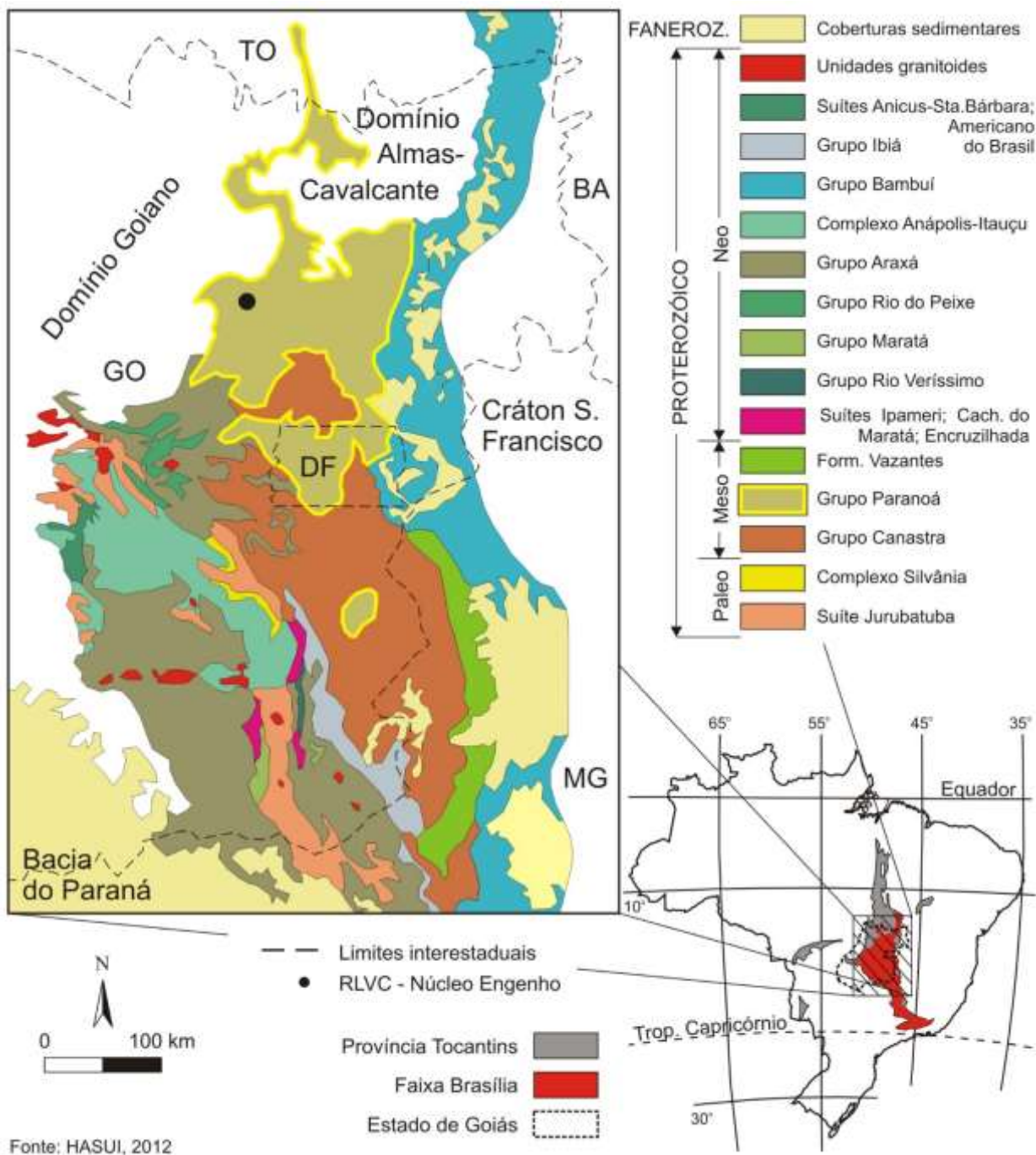


Figura 2. Grupos Geológicos da porção norte da Faixa Brasília da Província Tocantins, destacando o Grupo Paranoá.

De acordo com a formalização estratigráfica do Grupo Paranoá, a Formação Córrego do Barreiro é constituída de metalamitos siltosos cinzentos a rosados (dependendo do grau de intemperismo), bem laminados e rico em filossilicatos. Ainda há grandes lentes de metacalcários de coloração cinza escuros e subordinadamente de dolomitos cinza claros, com ocorrência local de estromatólitos, brechas calcárias e metamargas. São observados ainda quartzitos médios, grossos a conglomeráticos finos e feldspáticos, na forma de metarritmitos centimétricos contínuos lateralmente ou em lentes alongadas métricas a decamétricas (SERAINÉ et al., 2021).

A distribuição dos afloramentos das rochas da Formação Córrego do Barreiro na área de ocorrência do Grupo Paranoá e na área da RLVC e seu entorno é muito complexa devido ao ambiente deposicional dos protólitos, aos eventos brasileiros posteriores e às denudações e exumações dos ciclos erosivos subsequentes. Cordani et al. (2013), Martins-Ferreira, Campos e Von Huelsen (2018), Faldi et al. (2018) e Seraine et al. (2021) ressaltaram que a sedimentação da Formação Córrego do Barreiro foi afetada pela paleotopografia do fundo do ambiente marinho-litorâneo, destacando que os sedimentos carbonáticos depositaram-se nas partes mais rasas, enquanto os pelitos depositaram-se nas partes mais profundas. Isto produziu corpos rochosos na forma de lentes descontínuas lateralmente, dificultando as correlações espaciais das unidades de rocha na região. Os eventos do Ciclo Brasileiro causaram metamorfismos, soerguimentos e falhamentos dos protólitos, modificando as posições iniciais das rochas. A relativa estabilidade tectônica subsequente favoreceu os ciclos denudacionais, que acentuaram as descontinuidades espaciais das unidades de rochas na região.

2.2. Contexto Geomorfológico

A faixa da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, entre Mimoso de Goiás e Niquelândia, onde localiza-se o Núcleo Engenho da RLVC, é dominada por um conjunto de serras e depressões intermontanas estreitas e alongadas. Este relevo é intrínseco a uma zona de transição entre a Chapada do Alto Rio Maranhão (E e SE da RLVC) e a Depressão do Alto Tocantins (W da RLVC). A Chapada do Alto Maranhão (entre os municípios de São João D'Aliança e Água Fria de Goiás) corresponde a uma Superfície Regional de Aplainamento (GOIÁS, 2006) entre 900 a 1100 metros de altitude, predominando relevo plano e amplo, e ocasionalmente vales estreitos e profundos (SRAIIA, Figura 3). Por outro lado, a Depressão do Alto Tocantins (entre Uruaçu e Campinorte) corresponde a outra Superfície Regional de Aplainamento (GOIÁS, 2006), porém entre 700 a 800 m de altitude, predominando colinas muito baixas de topos planos e vales amplos e rasos (SRAIIIA, Fig. 3). No interior desta Depressão (SRAIIIA) é comum a presença de morros e montanhas residuais, decorrente da influência das estruturas geológicas e de rochas resistentes ao desgaste erosivo, que proporcionaram sua saliência e permanência na paisagem, individualmente ou em agrupamento de montanhas (MC e MC-FCE, Fig. 3).

Entre essas duas superfícies aplainadas ocorre um relevo de transição, dominado por serras e montanhas aguçadas, cujos cumes estreitos alcançam altitudes entre 750 e 1000 m. Frequentemente, os vales são apertados e profundos, cujas encostas apresentam declives íngremes. Por entre conjuntos dessas serras, montanhas e vales é comum ocorrer áreas de relevo rebaixado, restritas e alongadas, denominadas depressões intermontanas (BRASIL, 1981), constituídas predominantemente por relevo colinoso. Esta região de relevo de transição corresponde à Zona de Erosão Recuante (GOIÁS, 2006). No lado ocidental da Zona de Erosão Recuante (ZER), próximo ao contato com a Superfície Regional de Aplainamento – SRAIIIA (Depressão do Alto Tocantins), localizam-se as áreas do Núcleo Engenho da RLVC (ZER-SRAIIIA-MC-FCE/IIA, Fig. 3).

Esta ZER provém do entalhamento das cabeceiras da drenagem fluvial sobre as escarpas da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão (SRAIIA, Fig. 3). A ação remontante das cabeceiras impulsiona o recuo das escarpas, reduzindo a área da Chapada em favor da ampliação da ZER. Ao mesmo tempo, a rede de drenagem no interior da ZER entalha os leitos fluviais, aprofundando seus vales. Por sua vez, a denudação das encostas dos vales esculpe as serras e as montanhas, abrindo as depressões intermontanas. A progressão da esculturação do relevo rebaixa as altitudes, aplainando a ZER que perde área em favor da ampliação da Depressão do Alto Tocantins (SRAIIIA).

A diferença das altitudes entre a Chapada do Alto Maranhão (SRAIIA; 900 a 1100 m) e a Depressão do Alto Tocantins (SRAIIIA; 700 a 800 m) fornece a potência para a rede de drenagem da ZER entalhar as cabeceiras, aprofundar os vales, denudar as serras e montanhas e abrir as depressões intermontanas. Por outro lado, a direção e o sentido do mergulho das camadas das rochas, a sequência das unidades litológicas no interior das camadas (estratigrafia de sequência), dobramentos, falhamentos e as rochas com níveis diferentes de resistência ao desgaste erosivo alinharam as serras, as montanhas, os vales e as depressões dentro da ZER. Estas características estruturais

ainda organizaram as formas do relevo em seqüências paralelas, intervalando as serras e as montanhas com os vales e as depressões intermontanas.

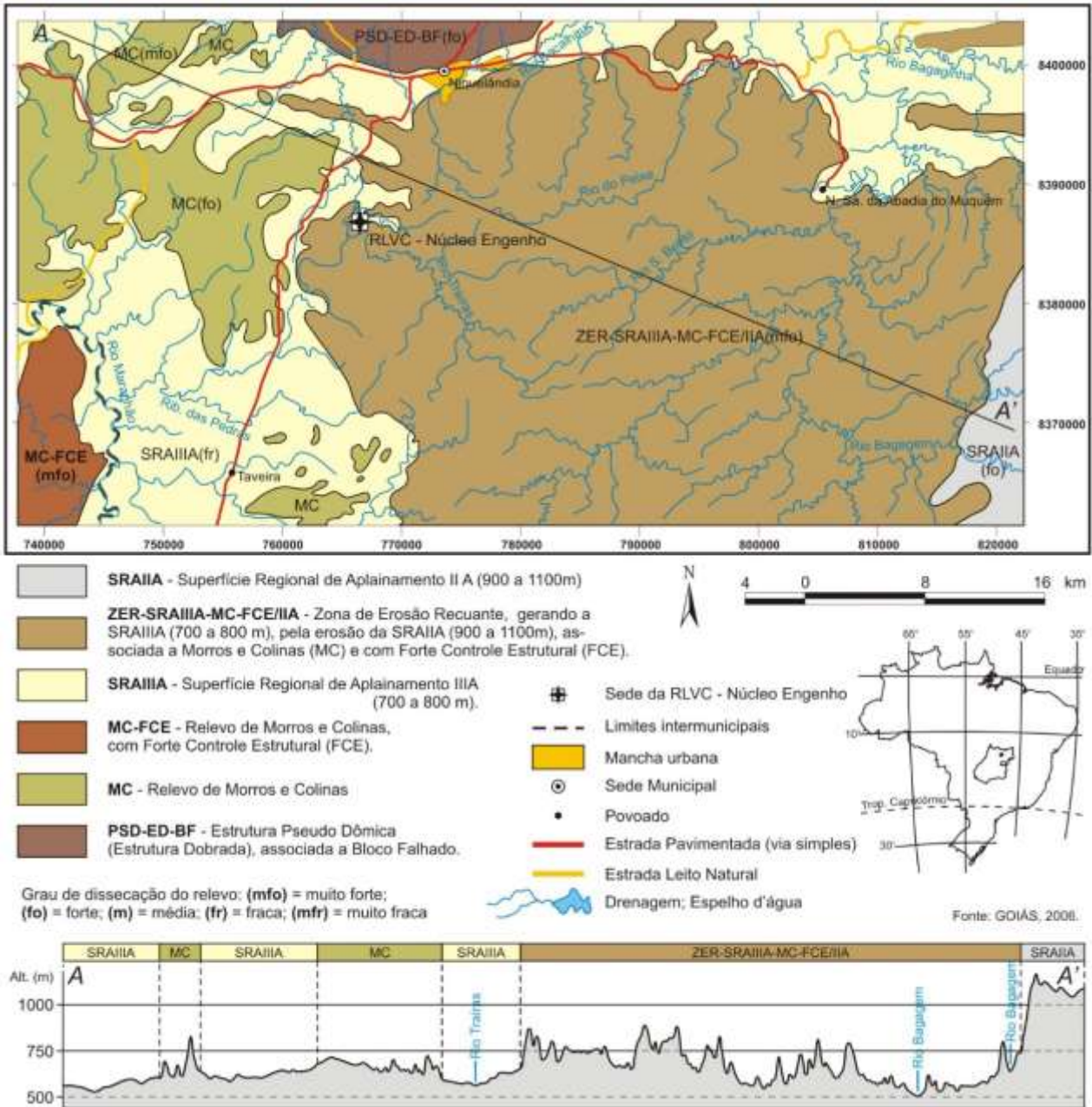


Figura 3. Esboço da compartimentação geomorfológica do entorno da RLVC – Núcleo Engenho em Niquelândia.

Os esforços compressivos do Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico-Siluriano) (UHLEIN et al., 2012; MARTINS-FERREIRA; CAMPOS; VON HUELSEN, 2018) que atuaram sobre as rochas do Grupo Paranoá na região da RLVC foram responsáveis por imprimir estas características estruturais. De tal forma, produziram alinhamentos nas camadas de rocha preferencialmente na direção aproximada E-W nas áreas analisadas da RLVC. Isso intervalou as serras, montanhas e vales na mesma direção preferencial. Contudo, os esforços tectônicos ainda produziram dobramentos e falhamentos, desorganizando essa direção preferencial e, por vezes, invertendo o sentido do mergulho das camadas. É frequente na região da RLVC a presença de serras e montanhas cujos cumes desenvolvem parábolas apertadas. Tal configuração resulta de antifomas erodidas, cujas porções centrais da dobra foram exumadas.

3. Materiais e Métodos

Para este estudo se verificou a relação entre as formas de relevo e o padrão de distribuição das unidades litológicas. Para tanto, foram levantados os mapeamentos geológicos e geomorfológicos existentes para a área de estudo. Paralelamente, foram realizadas atividades de campo para determinar a atitude ou coordenadas geológicas (direção, sentido e intensidade) dos acamamentos e identificar a petrografia macroscópica dos afloramentos das unidades litológicas.

As atividades de campo compreenderam quatro campanhas, entre 2018 e 2020. A primeira campanha de campo teve o caráter de reconhecimento prévio da área, na qual (i) verificou os aspectos morfológicos do relevo local, evidenciando aqueles representativos do compartimento geomorfológico que a área está inserida nos mapeamentos preexistentes e (ii) anotou a localização de afloramentos rochosos ao longo da rede viária existente no interior da área do Núcleo Engenho da RLVC, verificando a petrografia correspondente às unidades geológicas dos mapeamentos preexistentes. As campanhas de campo subsequentes constituíram de caminhamentos livres a pé ao longo de uma faixa de 100 m de largura, cujo eixo longitudinal era a linha central dos transectos delineados a partir dos mapeamentos preexistente e de áreas de interesse (Fig. 1), definidas na primeira campanha de campo. Os caminhamentos foram guiados a partir dos nós dos transectos inseridos em equipamento portátil de GNSS (Sistema Global de Navegação por Satélite) Garmin/MAP 62s, cedidos pelo Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF) do IESA/UFG. Os transectos tiveram a função de orientar o levantamento das sucessões litológicas e a atitude (coordenadas geológicas) dos acamamentos ao longo das faixas de caminhamento. A sucessão litológica foi estabelecida a partir da identificação petrográfica macroscópica dos afloramentos encontrados ao longo dos caminhamentos com registo simultâneo das coordenadas geográficas, por meio do equipamento de GNSS supracitado.

Para a definição da atitude dos afloramentos, foram medidas as superfícies planares (ou linha equivalente) dos acamamentos e/ou dos contatos faciológicos, principalmente pelo método do contato, sempre que as superfícies eram lisas e regulares (LISLE; BRABHAM; BARNES, 2014). Para isso utilizou-se uma bússola Brunton F-5010, cedida pelo curso de Geologia da FCT/UFG. Os elementos geométricos medidos foram a direção (ângulo em relação ao azimute) dos acamamentos, o sentido do mergulho (quadrante cardeal para o qual inclina a camada) e intensidade (ângulo de inclinação em relação ao plano horizontal) dos acamamentos. Além destes, também eram anotadas a posição dos afloramentos nas vertentes (1/3 superior, meia encosta, cumeada, etc.) e elementos morfológicos locais relevantes (ruptura de declive, cornija, etc.). Para evitar registros errôneos, todas as notações foram realizadas em afloramentos cuja exposição da rocha era *in situ*/autóctone e não deslocados, tomando-se o cuidado de verificar não se tratar de bloco rochoso maior tombado ou deslizado.

Os dados litológicos e estruturais foram plotados ao longo dos transectos de caminhamento, que resultaram em perfis topogeológicos. A comparação paralela dos perfis topogeológicos permitiu verificar a correspondência entre as sucessões litológicas, estabelecendo um esboço da continuidade lateral dos acamamentos e da distribuição espacial das unidades geológicas, sempre baseado nos mapeamentos geológicos pré-existentes, no controle das coordenadas geográficas dos pontos, da posição nas vertentes e dos elementos morfológicos locais dos afloramentos amostrados. A partir disso, foi possível inferir a estrutura geológica presente ou parte dela (flancos de dobras, seqüências isoclinais, etc.).

Ainda foram utilizados dados de MDE, relacionando-os com os mapeamentos pré-existentes e os perfis topogeológicos (transectos). Com isso, foi estabelecido a justaposição entre elementos morfométricos (declividade e altimetria) e morfológicos (cumeada, meia encosta, sopé, cornijas, dolinas, etc.), a configuração da drenagem e a distribuição das unidades litológicas distinguidas em campo (perfis topogeológicos).

O processamento dos dados de elevação se desenvolveu em três etapas. A primeira compreendeu a revisão cartográfica e textual acerca da literatura geológica e geomorfológica da área (HASUY; ALMEIDA, 1970; BRASIL, 1981; MOREIRA et al., 2008; GOIÁS, 2008) em escala aproximada de 1:500.000, bem como avaliação do potencial de detecção das características ambientais, tendo como referência o Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009), utilizando MDE e imagem de satélite. Nesta, além da elaboração do arcabouço geológico-geomorfológico inicial da área, buscou-se correlacionar características litológicas e morfológicas com os atributos advindos da detecção e interpretação de materiais cartográficos de maior resolução espacial. Para tanto utilizou-se como material de apoio o MDE TOPODATA (VALERIANO; ROSSETI, 2008) com tamanho de pixel de 30 m, a partir do qual elaborou-se a declividade, a dissecação do relevo e a forma das vertentes (SILVEIRA et al., 2012; 2013); e

imagens do sensor Operational Land Imager (OLI) do satélite Landsat 8, também com 30 m, para avaliação do comportamento da vegetação e melhor ajuste dos limites das diferentes litologias.

A segunda etapa compreendeu o processo de interpretação, refinamento e ajuste cartográfico, buscando concatenar os dados e informações geológicas e geomorfológicas pré-existentes com as características morfológicas e morfométricas do terreno. Para tanto foram utilizadas interpretações da declividade, da dissecação do relevo (dimensão interfluvial média e entalhamento dos talwegues), bem como da forma das vertentes. Nesta etapa, o substrato metamórfico, tais como ardósia, quartzito feldspático, mármore, afloramentos e fácies carbonáticas (nomenclatura das fontes), foram espacialmente ajustados aos terrenos mais elevados, com declividades mais acentuadas, relevo mais dissecado e às vertentes com terço superior retilíneo, resultando em topos aguçados. Especificamente, os afloramentos de fácies carbonáticas foram melhor delineados tendo como referência a vegetação com estimativa de maior volume de biomassa mesmo em períodos de estiagem. Já as formações superficiais resultantes de processos aluvio/coluviais e *in situ*/residuais foram associadas às porções mais rebaixadas, planas e com o terço inferior das vertentes com comportamento predominantemente retilíneo - côncavo, especialmente resultantes de gradativo processo deposicional. Nesta etapa também foram definidos perfis topogeológicos representativos para visitas (faixas de caminhamento), bem complementações e validações de campo.

A etapa seguinte compreendeu a juntada de todo o material elaborado, interpretação e elaboração do material prévio, seguida dos levantamentos de campo. Para tanto, foram observados 76 pontos a partir dos quais determinou-se a orientação (direção, sentido e intensidade) dos acamamentos e a petrografia macroscópica dos afloramentos das unidades litológicas. Esse arcabouço metodológico envolvendo a interpretação de dados de teledetecção e, principalmente, observações sistematizadas em campo permitiu a elaboração de produtos com maior nível de detalhamento compatíveis com a escala 1:50.000, uma vez que em campo não foram constatados novos elementos que não fossem inferidos por teledetecção. Todos os procedimentos técnico-operacionais relativos ao processamento de dados espaciais georreferenciados foram desenvolvidos por meio do módulo Spatial Analyst Tools do Sistema de Informações Geográficas ArcGIS (ESRI, 2012).

4. Resultados

A investigação mais detalhada da porção norte do Núcleo Engenho da RLVC permitiu verificar a relação entre os contextos geológicos e geomorfológicos regionais com a configuração do relevo. A investigação se concentrou em quatro vales da porção norte da área: Felipa, Grota Vermelha, Itambé e Coimbra. Essas denominações são atribuídas informalmente pelos gestores e pelas equipes de colaboradores da RLVC.

Os vales da Felipa, Grota Vermelha e Itambé são respectivamente contíguos, cujos eixos alinham-se longitudinalmente em sequência na direção preferencial E-W. Enquanto a Felipa e a Grota Vermelha conectam as extremidades em vale aberto, a Grota Vermelha e a Itambé se interligam por um colo rebaixado pela erosão remontante entre duas cabeceiras de drenagens divergentes. Estas interligações apresentam a configuração comum entre capturas fluviais. O vale da Coimbra não é contíguo aos demais, apresentando eixo longitudinal na direção preferencial SE-NW.

A topografia é composta por vales abertos com fundo suavemente ondulado ou aplainado (declividades inferiores a 8%), com larguras variando de 1 a 3 km. As encostas destes vales apresentam declividades superiores a 40%, constituindo faces de morros e montanhas com alturas entre 190 a 310 m, cujas cumeadas variam entre 670 a 1000 m de altitude (Figura 4).

O fundo dos vales é constituído de formações superficiais (regolitos) de feições predominantemente latossólicas (Figura 5A e 5B), com profundidades variadas, ocorrendo afloramentos pontualmente localizados de metacalcários, metadolomitos e mármore. Enquanto alguns afloramentos ocorrem ao nível da superfície do terreno (Fig. 5C), outros apresentam formas colunares ou empilhamentos de matações (similar a pequenos *tors* de terrenos graníticos), ambos alcançando 1,5 m de altura acima da superfície. Estromatólitos e lapiás foram observados em alguns destes afloramentos. Nas proximidades destes afloramentos de rochas metacarbonáticas ocorrem dolinas com diâmetros de 6 a 9 m; estando algumas delas coalescidas, enquanto outras individualizadas (Fig. 5A, 5B e 5C). A forma aproximadamente cilíndrica, a presença de rachaduras semicirculares concêntricas e pequenos degraus escalonados por escorregamento rotacional e tombamentos de porções do solo no entorno sugerem se tratar de dolinas de colapso. No fundo de algumas dolinas afloram blocos rochosos colunares elipsoidais com alturas entre 0,5 e 2 m, em inconformidade aparente com o solo (Fig. 5A e 5B), ou seja, contato

direto com os horizontes inferiores com transição rocha-solo não evidente. Detalhe descritivo importante é que estas feições cársticas ocorrem na metade Norte dos fundos dos vales investigados.

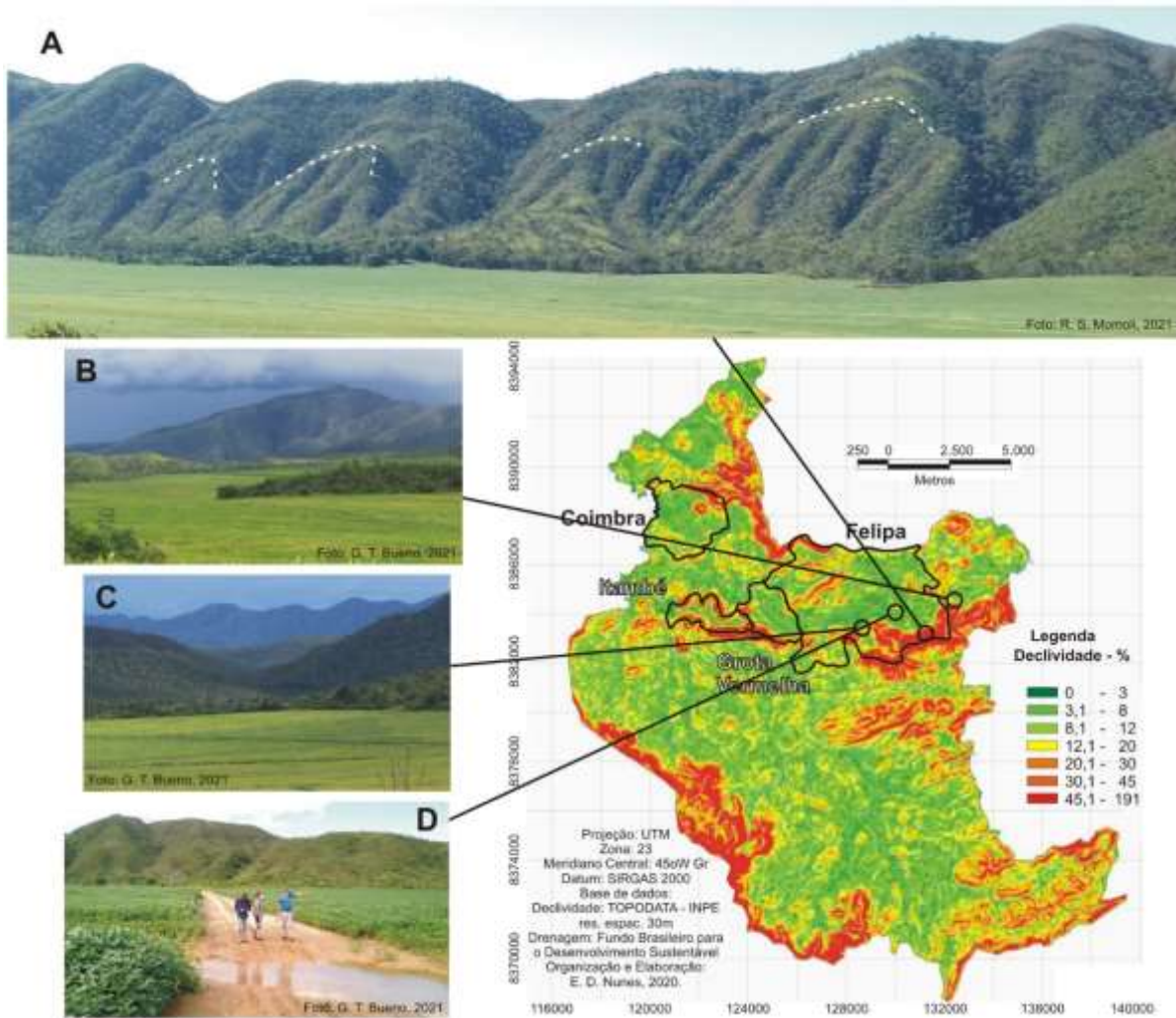


Figura 4. Aspectos do relevo das áreas investigadas. A, B e C: encostas Norte das serras ao Sul do vale da Felipa; D: curso fluvial intermitente no talvegue do vale da Felipa. As linhas tracejadas brancas em A salientam os vértices de algumas feições triangulares de camadas (*flatirons*) na face Norte da serra ao Sul do vale da Felipa. Fonte: os autores, 2021.

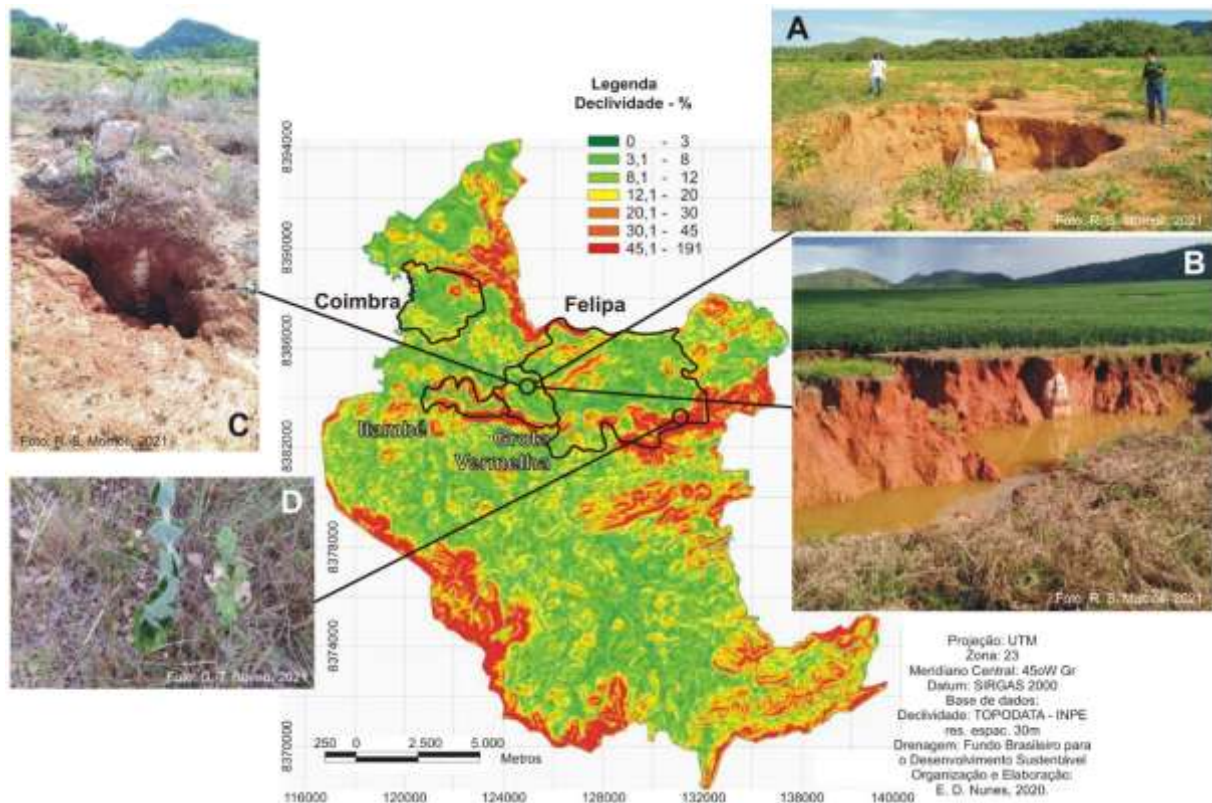


Figura 5. Formações superficiais e afloramentos. A e B: dolinas e formações latossólicas no vale da Grota Vermelha, destacando afloramentos metacarbonáticos elipsoidais nas paredes internas e do nível freático no período chuvoso; C: afloramento de blocos empilhados de rochas metacarbonáticas no vale da Grota Vermelha. D: cascalhos na superfície da face Norte da serra ao Sul do vale da Felipa. Fonte: os autores, 2021.

Os morros e montanhas que bordejam os lados Norte e Sul dos vales da Felipa, Grota Vermelha e Itambé dispõem-se paralelamente, formando serras com os cumes sinuosos e alinhados numa direção preferencial E-W. Distintamente, a linha da cumeada da serra do lado Norte do vale Itambé destaca-se por descrever parábolas com eixos de simetria paralelos em sequência. Os topos são aguçados ou convexos e estreitos, alcançando altitudes em torno de 1.000 m nas serras do lado Sul dos vales; enquanto que os topos das serras no lado Norte são convexos e mais amplos, atingindo altitudes entre 700 e 800 m.

As encostas dos morros e montanhas são recobertas por cascalhos (Fig. 5D) e calhaus, pouco esféricos (moderadamente discoidais e lamelares) e muito angulosos, quando não afloram lajes (paralelas à superfície). As encostas de face voltadas para Sul apresentam frequentemente saliências lineares e cornijas pequenas, ambas perpendiculares ao declive, decorrentes das camadas inclinadas justapostas das rochas que se projetam das encostas. Nas encostas voltadas para Norte, ocorrem feições triangulares de camadas (*flatirons*), decorrentes da mesma sequência de camadas inclinadas justapostas (Fig. 4A), porém neste caso, com atitudes concordantes com o declive.

Nas serras ao Sul dos vales investigados, os 2/3 superiores das encostas voltadas para Norte possuem afloramentos de quartzitos finos em camadas plano-paralelas centimétricas a decimétricas (Figura 6A) ou ocasionalmente dobradas (Fig. 6B). No 1/3 inferior das mesmas encostas afloram saprólitos de metalamitos siltosos (Fig. 6C e 6D) e metarritmitos, frequentemente em camadas dobradas em estilos e dimensões variadas.

Por outro lado, nas serras ao Norte dos vales, as encostas voltadas para Sul têm afloramentos rochosos posicionados ligeiramente diferentes. O 1/3 superior das encostas é constituído de camadas de quartzitos finos, enquanto que no 1/3 intermediário das encostas, afloram metalamitos siltosos. Já no 1/3 inferior afloram metacalcários e metadolomitos com lapiás evidentes. Não há uma continuidade lateral clara desta sequência de camadas de rochas nas encostas Sul das serras ao Norte dos vales. A explicação pode ser amparada nas referências do contexto geológico do Grupo Paranoá, que apontaram a forma lenticular de algumas camadas e as deformações impostas pelos esforços tectônicos regionais.

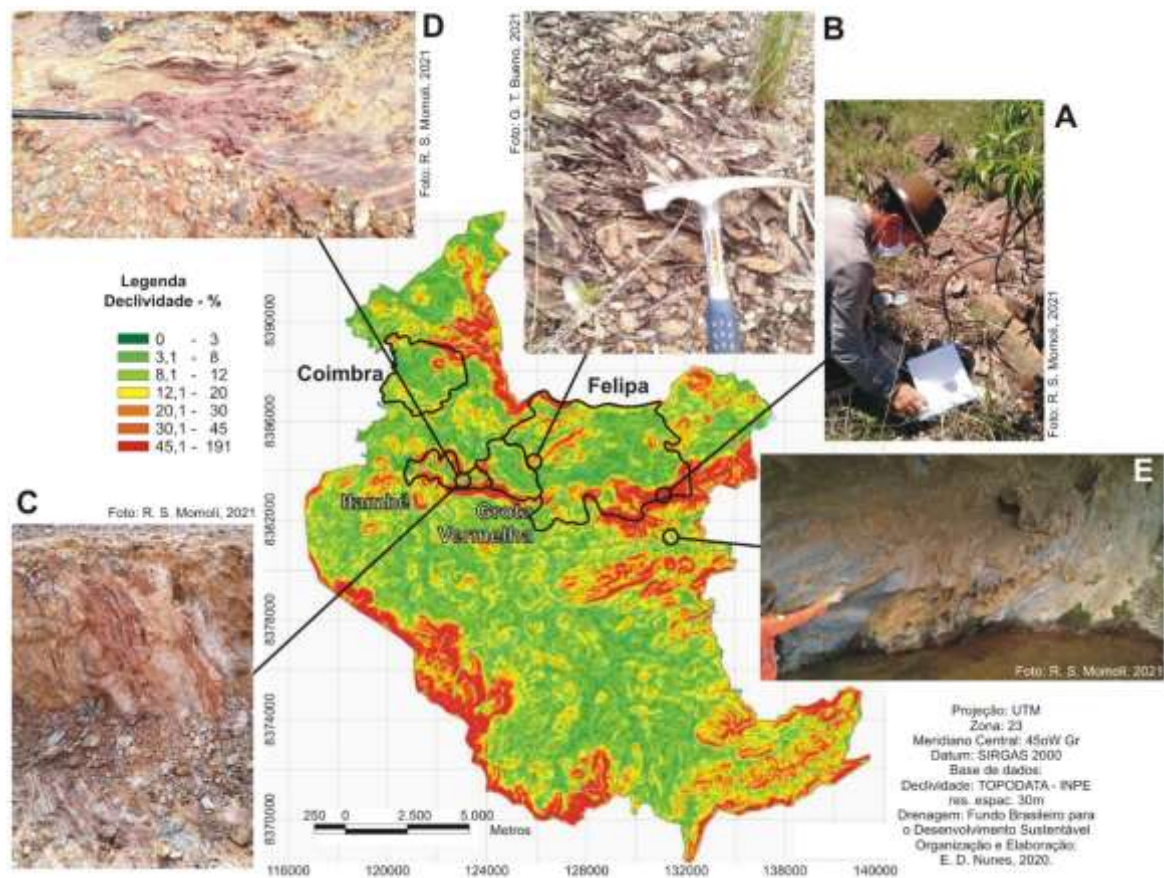


Figura 6. Exemplos de afloramentos rochosos. A: camadas plano-paralelas de quartzitos em mergulho acentuado no cume da serra ao Sul do vale da Felipa; B: quartzitos dobrados com eixo inclinado no cume da serra ao Norte do vale da Grota Vermelha; C e D: saprolito exumado, evidenciando séries de camadas delgadas de metalimitos siltosos dobrados em diferentes estilos e tamanhos, na face Norte da serra ao Sul do vale da Itambé; e E: camadas metacarbonáticas dobradas no vale adjacente ao Sul da Felipa. Fonte: os autores, 2021.

A atitude das camadas dos afloramentos nas serras ao Sul dos vales investigados é diferente das serras ao Norte (Figura 7). Nas encostas das serras ao Sul da Felipa até Itambé, a direção das camadas dos afloramentos apresenta uma leve sinuosidade ao longo de uma linha preferencial E-W, com mergulhos rumo N e intensidades que oscilam entre 45° a 80° em relação ao plano horizontal. Esta atitude decorreria dos esforços tectônicos que perturbaram acentuadamente a organização das sequências das camadas de rochas, tal como destacado no contexto geológico regional.

A atitude das camadas dos afloramentos rochosos nas serras ao Norte dos vales investigados apresenta uma disposição mais complexa. Nas serras ao Norte do vale da Felipa, a direção preferencial dos afloramentos é S77W, com mergulho preferencial 27N-NW. Ou seja, a direção é similar aos afloramentos da serra do lado Sul, porém sem a mesma sinuosidade observada; ao passo que a intensidade do mergulho é menor. Nas serras ao Norte da Grota Vermelha e da Itambé, as intensidades do mergulho das camadas dos afloramentos também são menores que das respectivas serras ao Sul; porém, as direções e os mergulhos são tão variados a ponto de ser impossível detectar uma linha preferencial. Ao mesmo tempo, como já destacado, as cumeadas das serras ao Norte da Itambé descrevem parábolas com planos de simetria paralelos em sequência, típico de antiformas de eixo sub-horizontal erodidas, resultantes de antigos ambientes tectônicos compressivos, como revelado pelo contexto geológico regional, o que explicaria a acentuada variação atitudinal das camadas.

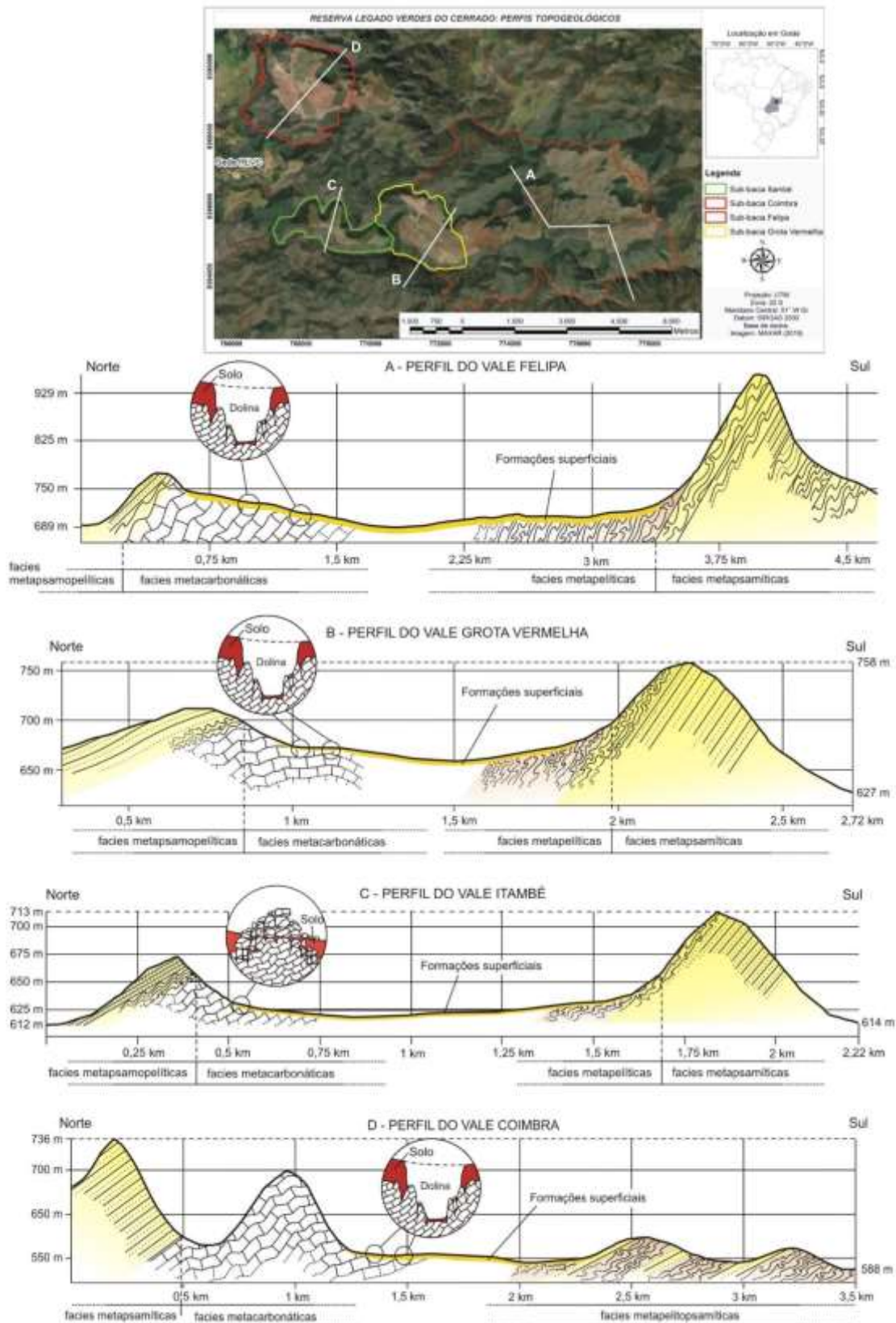


Figura 7. Perfis topogeológicos. Nota-se a seqüência litológica com os topos dos morros e montanhas sustentados pelas rochas metapsamíticas e os vales escavados ao longo da transição entre as rochas metapelíticas e metacarbonáticas. No vale da Coimbra, a estrutura é similar, porém os ângulos de mergulho das camadas apresentam menor intensidade nas serras ao sul do vale. A intensidade do mergulho e a espessura dos litotipos nestes perfis são aparentes, esquematizando a correspondência da direção e do sentido dos acamamentos e da seqüência estratigráfica entre os vales investigados.

A rede de drenagem fluvial também reserva particularidades. Os cursos d'água que atravessam os vales da Felipa, Grotta Vermelha, Itambé e Coimbra são afluentes da margem direita do Rio Traíras, tributário do reservatório da UHE Serra da Mesa. Os canais das redes fluviais são predominantemente de 1ª ordem hierárquica, numa baixa densidade hidrográfica. Porém, dominam os vales investigados, canais intermitentes ou temporários, apresentando corrente fluvial apenas durante as estações chuvosas (Fig. 4D). Estes canais intermitentes não estão confinados às grotas das encostas dos morros e montanhas, mas ocorrem também no fundo dos vales suavemente ondulados ou aplainados. As faixas marginais alagáveis (planícies fluviais) são sutis ou se restringem aos canais maiores, como as planícies do córrego da porção sul do fundo do vale da Felipa, bem como do Rio Traíras na porção Leste do vale da Coimbra. A vegetação ciliar apresenta estrato arbóreo de grande porte nas grotas e nos canais perenes mencionados e porte menor nos canais intermitentes (como no centro do fundo do vale da Grotta Vermelha). No entanto, a maioria dos canais intermitentes no fundo dos vales investigados tiveram a vegetação ciliar suprimida, em favor do uso agropecuário historicamente instalado.

Outras características importantes são as propriedades e o padrão da rede de drenagem no interior dos vales investigados, revelando a influência da atitude das camadas das rochas e da sequência litológica com níveis diferentes de resistência ao desgaste erosivo. Na Felipa, a drenagem apresenta um eixo principal com direção E-W e paralelismo dos afluentes dendríticos em ângulos de confluência agudos, revelando um padrão de drenagem pinado. Ao mesmo tempo, os tributários destros são mais compridos que os sestros, configurando uma rede de drenagem de assimetria muito forte, na qual o tronco fluvial principal está posicionado muito à esquerda na rede de drenagem. Cabe destacar que, uma parte dos tributários sestros (mais curtos) escoam dentro das grotas ou sobre as encostas da face Norte da serra ao Sul do vale, desaguardando no sopé, onde está localizado o córrego do tronco principal. Por outro lado, os tributários destros (mais longos) escoam pelo interior do fundo do vale.

Na Grotta Vermelha, a rede de drenagem apresenta dois eixos principais intermitentes, possuindo ambas as redes de drenagem padrões pinados, porém com uma assimetria fraca. A maioria dos tributários percorre o fundo do vale. Contudo, parte dos tributários sestros escoam nas grotas e sobre as encostas da face Norte da serra ao Sul do vale. Fato importante é algumas dolinas, na parte Norte do fundo do vale da Grotta Vermelha, encontrarem-se alinhadas aos leitos dos tributários destros intermitentes. Na Itambé, a rede de drenagem apresenta apenas fluxos intermitentes, sem leitos secos definidos, impossibilitando comprovar as propriedades e do padrão da drenagem.

Na Coimbra, a rede de drenagem também apresenta dois eixos principais intermitentes, porém apresentando padrão dendrítico que deságua na margem esquerda do Rio Traíras. Tal como na Felipa e na Grotta Vermelha, parte dos tributários sestros dos eixos da drenagem escoam sobre as encostas da face Norte da serra ao Sul do vale. Similar ao que acontece na Grotta Vermelha, algumas dolinas encontram-se alinhadas aos leitos dos tributários destros intermitentes da drenagem da porção Norte do fundo do vale da Coimbra.

A compilação do contexto geológico regional, os elementos das paisagens observados diretamente em campo (atitude e sequência das camadas de rocha, a morfologia do relevo e as propriedades e os padrões da drenagem), as correlações espaciais obtidas pelas imagens de sensoriamento remoto e os mapeamentos geológicos publicados da área (MOREIRA et al., 2008; GOIÁS, 2008) permitiram elaborar um esboço da distribuição das unidades geológicas locais. O esboço produzido ajustou os dados regionais a uma escala mais apropriada para análises socioambientais das áreas do Núcleo Engenho da RLVC (Figura 8).

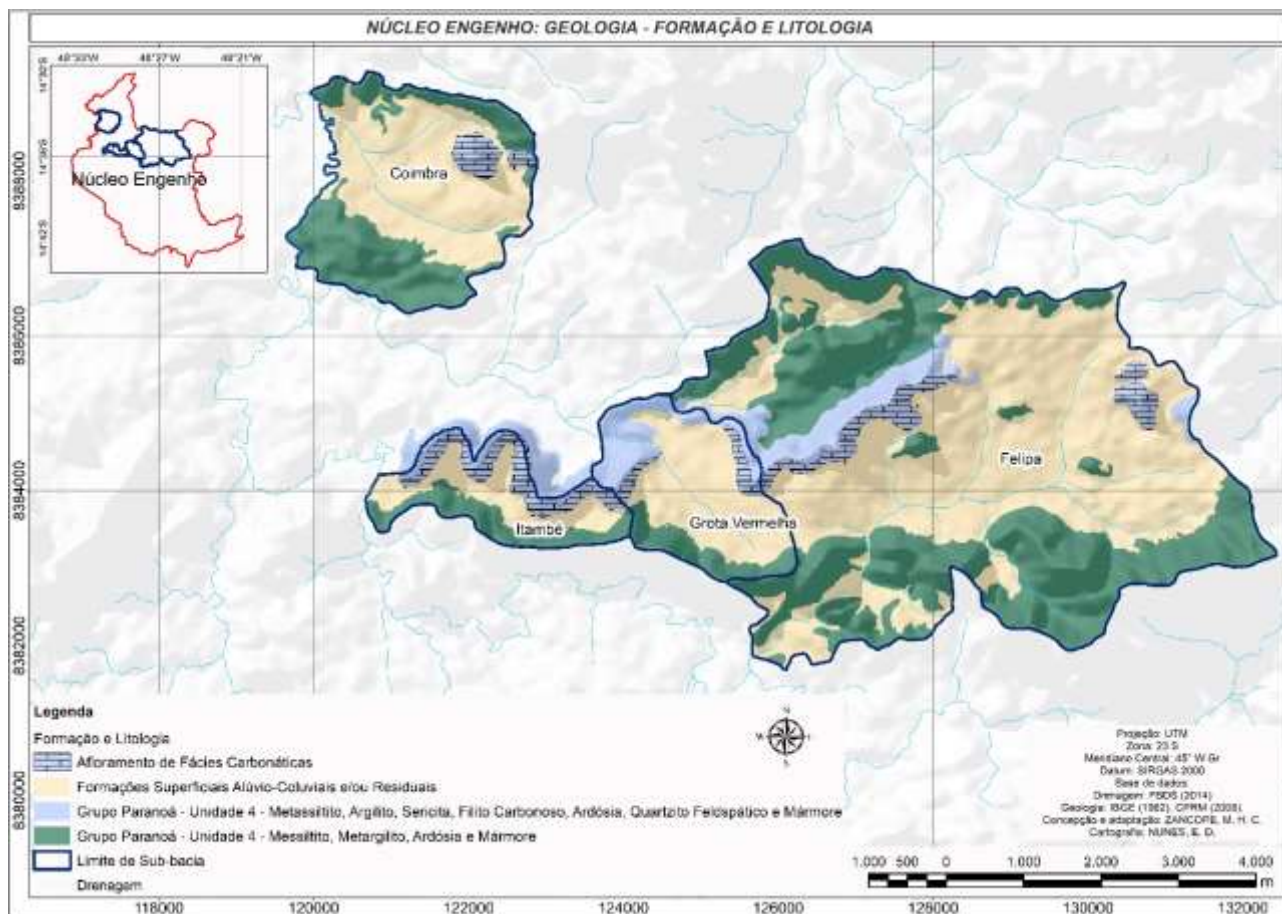


Figura 8. Esboço da distribuição das unidades geológicas das áreas investigadas.

5. Discussão

A análise dos dados demonstra o vínculo entre as estruturas geológicas (direção, sentido e intensidade do mergulho das camadas das rochas, a sequência faciológica, seus níveis diferentes de resistência ao desgaste erosivo e os tipos de continuidade lateral) e as características do relevo (o alinhamento das serras e dos vales, o paralelismo das serras com os vales e as propriedades e padrões da rede de drenagem) dos vales investigados. Os vales encontram-se escavados ao longo do contato das rochas metacarbonáticas com as rochas metapelíticas, enquanto que as serras são sustentadas sobre as rochas metapsamíticas (Fig. 7). As dolinas e os afloramentos de metacalcários, metadolomitos e mármores com lapíás evidenciam a participação da carstificação na escavação da porção Norte dos vales e no recuo das encostas da face Sul das serras ao Norte dos vales. Ao mesmo tempo, na vertente oposta, os metalamitos e metarritmitos no sopé e na porção inferior das encostas da face Norte das serras ao Sul dos vales investigados são aparentemente mais friáveis que os quartzitos nas partes superiores das mesmas encostas. Desse modo, a erosão diferencial atua intensamente no sopé das serras, coparticipando com a carstificação na escavação e abertura dos vales. Por outro lado, o desgaste erosivo seria menos intenso sobre os quartzitos, sobressaindo-os na paisagem e sustentando os topos das serras a Sul e a Norte dos vales. Papel similar da litologia sobre a erosão também foi demonstrado por Maia e Castro (2017) e Cordeiro et al. (2019) decorrente de especificidades faciológicas e petrográficas em diferentes tipos litológicos ou numa mesma unidade litológica da porção Oriental do Maciço da Borborema.

Concomitantemente, a continuidade lateral e a sequência das camadas das rochas também fazem seu efeito. A sequência das camadas de rocha segue uma sucessão paralela Norte-Sul: quartzitos (topos das serras ao Norte), rochas metacarbonáticas, rochas metapelíticas (centro dos vales) e quartzitos (topos das serras ao Sul). Esta sequência de camadas alinha paralelamente serras e vales numa sucessão alternada (Fig. 7). A aproximadamente 170 km a nordeste da RLVC, alinhamentos de serras e vales controlados por estruturas dúcteis também foram constatados por Martins-Ferreira e Campos (2017) na Chapada dos Veadeiros.

A assimetria da rede de drenagem sugere o papel da sequência litológica e da atitude das camadas no desenvolvimento dos vales estudados na RLVC. Os eixos da drenagem principal são ortoclinais, visto estarem instalados ao longo da direção das camadas metapelíticas, enquanto os tributários são cataclinais, visto disporem-se perpendicularmente. Os tributários mais curtos estão instalados sobre as rochas metapsamíticas nas encostas das serras ao sul dos vales. Por outro lado, as cabeceiras dos tributários mais longos alcançam as rochas metacarbonáticas na porção norte dos vales. Ao mesmo tempo, o mergulho acentuado do acamamento enclausura os vales sobre as sequências metapelíticas e metacarbonáticas, ao passo que as sequências metapsamíticas circunscvem os interflúvios nas serras ao sul e ao norte dos vales (Figura 9).

Esta configuração encontrada na área investigada da RLVC é similar ao controle litoestrutural das *Coal Cliffs* no Planalto do Colorado em Utah (EUA), conforme modelo elaborado por Ward (2019). No modelo proposto por Ward (2019), o desenvolvimento dos vales depende da distância entre as cristas das encostas dos vales, com rochas mais resistentes, e o eixo fluvial principal, que entalha ortogonalmente as camadas menos resistentes. Essa distância será menor quanto maior o ângulo de mergulho do acamamento, desenvolvendo vales estreitos delimitados por encostas escarpadas. A distância entre as encostas e o eixo fluvial ortoclinal será maior quanto menor o ângulo de mergulho, desenvolvendo vales monoclinais abertos em patamares escalonados.

A carstificação ao longo das sequências metacarbonáticas alia-se à erosão diferencial atuante entre as metapelíticas e metapsamíticas na escavação dos vales investigados na RLVC. Por sua vez, as cumeadas das serras a Norte e a Sul dos vales se desenvolvem seguindo o alinhamento paralelo da direção das camadas de rochas metapsamíticas (quartzitos), com mergulhos superiores a 30°, configurando-as como hogbacks (Fig. 9). Souza e Souza (2018) também verificaram a direção do acamamento rochoso orientando o alinhamento dos vales e cristas das serras nas Serras das Araras, a aproximadamente 70 km a nordeste de Cáceres (MT).

Além do já mencionado, a presença de feições triangulares de camadas (*flatirons*) nas encostas da face Norte das serras dos vales investigados (Fig. 9-A) revela a importância da atitude das camadas na elaboração das formas dos vales e montanhas na área da RLVC. Os hogbacks nos vales investigados decorrem da erosão diferencial menos intensa atuante sobre as rochas metapsamíticas, destacando-os na paisagem local. Essa esculturação do relevo orientada pela sucessão estratigráfica em flancos de dobras, incluindo o desenvolvimento de feições triangulares de camadas (*flatirons*) nas encostas das montanhas também foi observada em dobramentos modernos por Hasan et al (2019) e Forti et al. (2021), nos Zagros, e Arnous et al. (2020) nos Andes no Noroeste da Argentina.

O vale Itambé merece destaque. A linha da cumeada da serra ao Norte da Itambé descreve uma sequência de parábolas com eixos de simetria paralelos, também sustentadas por camadas de rochas metapsamíticas (quartzitos) com mergulhos superiores a 30°. Contudo, as parábolas se desenvolvem devido às camadas de rochas dobradas da antifoma com o eixo inclinado das dobras (Figura 10). A erosão diferencial consumiu a porção central das antifomas, exumando as camadas internas inferiores de rochas metapelíticas e metacarbonáticas. Neste processo de escavação (similar aos vales ortoclinais, anteriormente descritos), o vale Itambé adquire a forma de um casco de navio, configurando-os como uma sucessão de combes.

As diferenças na configuração das combes do Itambé com os vales ortoclinais adjacentes da Grota Vermelha e Felipa (Fig. 8) assinalam uma mudança acentuada na direção dos esforços tectônicos locais. A atitude do acamamento e a sequência litológica nos vales da Grota Vermelha e Felipa indicam que a litoestrutura foi produzida por esforços compressivos de direção preferencial N-S (Fig. 9). As antifomas do Itambé indicam um dobramento produzido por esforços compressivos de direção preferencial E-W, afetado subordinadamente pelos esforços N-S adjacentes, empenando os eixos das antifomas num mergulho N (Fig. 10). A denudação subsequente esculpiu as combes. As direções preferenciais das litoestruturas percebidas na área da RLVC coadunam com os *trends* regionais destacados por Moreira et al. (2008), Uhlein et al. (2012), Martins-Ferreira et al. (2018) e Falci et al. (2018), especialmente na zona de inflexão ao sul da cidade de Niquelândia (área da RLVC), entre as porções setentrional e meridional do domínio externo da Faixa Brasília.

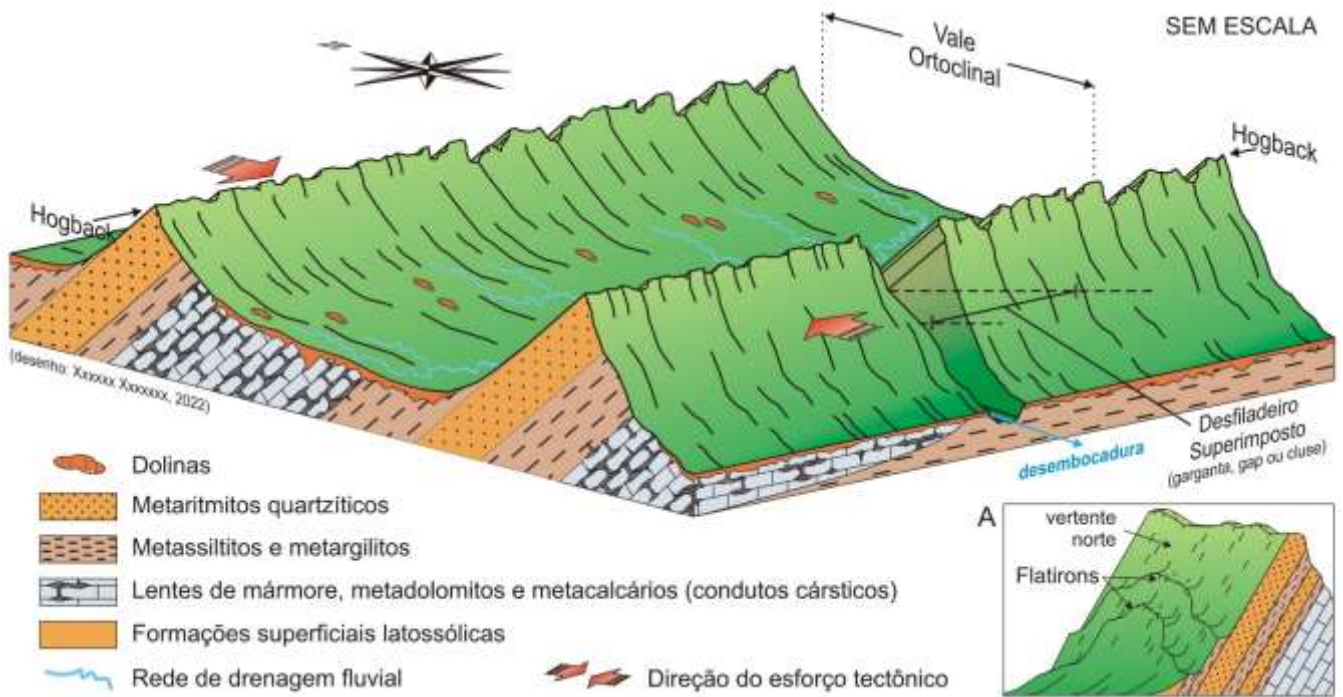


Figura 9. Modelo esquemático da feição geral de desenvolvimento para os vales Felipa, Grota Vermelha e Coimbra. Os vales são escavados e abertos no contato entre as rochas metacarbonáticas e metapelíticas, enquanto que as serras se sobressaem residualmente, sustentadas pelas rochas metapsamíticas. A atitude do acamamento orienta o entalhamento dos vales paralelamente à direção e perpendicularmente ao mergulho das camadas (vales ortoclinais). O mergulho acentuado das camadas desenvolve feições triangulares de camadas (flatirons) nas encostas da face Norte das serras (detalhe A) e configura as montanhas como hogbacks.

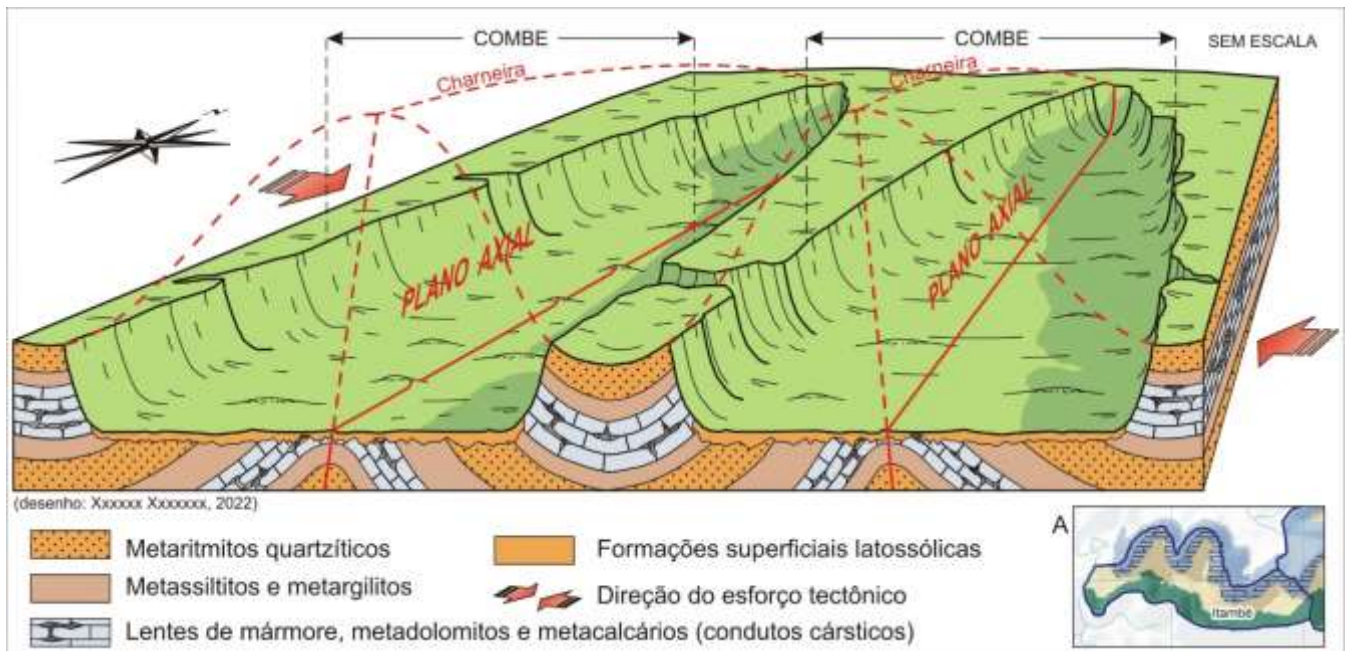


Figura 10. Modelo esquemático da feição geral da estrutura dobrada inclinada no vale Itambé. Vales em forma de casco de navio (combes), escavados pelo desgaste erosivo ao longo do plano axial de antiformas de eixo sub-horizontal, geradas por esforços compressivos antigos da Faixa Brasília. A escavação dos vales seguiu a continuidade lateral das camadas dos flancos das dobras, exumando as rochas metapelíticas e metacarbonáticas do interior da antiforma. Em A, mostra um recorte da Fig. 8, destacando a distribuição das unidades geológicas e as curvas parabólicas do interflúvio norte que delineiam as combes do Itambé.

6. Conclusões

O contexto litoestrutural da Faixa Brasília na borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, no Planalto Central Goiano, entre Niquelândia e Mimoso de Goiás, imprimiu um planalto intensamente dissecado, dominado por vales e cristas de serras alternados em alinhamentos paralelos, retilíneos ou curvilíneos. Na área do Núcleo Engenho da Reserva Legado Verdes do Cerrado (RLVC), da Votorantim, em Niquelândia, a sequência estratigráfica local da Formação Córrego do Barreiro do Grupo Paranoá orientou a erosão diferencial e a escavação dos vales sobre os metapelitos e metacarbonatos, destacando as serras e montanhas residualmente, sobre os metapsamitos. Afloramentos de rochas metacarbonáticas com lapiás e dolinas de colapso no fundo dos vales evidenciam a coparticipação da carstificação na escavação e abertura dos vales.

A atitude das camadas inclinadas em flancos de dobras orientou o entalhamento dos leitos fluviais no interior da zona dissecada da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, formando vales ortoclinais em sequência longitudinal e/ou alternados paralelamente. Por outro lado, a disposição das sequências litológicas no interior das antifformas erodidas formaram combes, na medida que a erosão diferencial escavou e exumou as rochas metapelíticas e metacarbonáticas seguindo a continuidade lateral das camadas dobradas.

Os resultados encontrados para o caso da RLVC mostraram que a morfologia distinta (vales ortoclinais e combes) entre os vales investigados decorre de mudanças acentuadas nas direções de litoestruturas compressivas locais numa curta distância. Os vales na porção oriental da área estudada (Felipa e Grota Vermelha) indicam esforços com direção preferencial N-S, enquanto que o vale adjacente na porção ocidental (Itambé) denota uma sequência de antifformas erodidas, cujos dobramentos resultam de esforços com direção preferencial E-W. Estes resultados combinam com lineamentos encontrados por estudos tectônicos na zona de inflexão ao sul da cidade de Niquelândia, entre as porções setentrional e meridional do domínio externo da Faixa Brasília. Portanto, mais que somente a atuação da erosão diferencial organizada pelas sequências litológicas, as estruturas resultantes de esforços compressivos com direções muito distintas orientam a atitude dos acamamentos, afetando marcadamente a morfologia e a compartimentação do relevo na zona dissecada da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão. A constatação dos relevos estruturais, marcados por orientações muito distintas dos esforços tectônicos e posicionados adjacientemente, além do papel do complexo contexto litoestrutural regional da Faixa Brasília, revela contextos geomorfológicos particulares ao longo da zona dissecada na transição entre a Chapada do Alto Rio Maranhão e a Depressão do Alto Tocantins. Desse modo, a erosão recuante que entalha a borda ocidental da Chapada e amplia a Depressão não pode ser compreendida genericamente, merecendo detalhamentos a partir de estudos em escalas particulares, como neste caso.

Contribuições dos Autores: M. H. C. Zancopé: Concepção, Metodologia, Validação, Análise formal, Investigação, Redação – versão inicial; R. S. Momoli: Investigação, Recursos, Redação – revisão e edição, Administração do projeto, Aquisição do Financiamento; E. D. Nunes: Metodologia, Validação, Análise Formal, Visualização; M. Bayer: Investigação, Redação – revisão e edição; G. T. Bueno: Investigação, Redação – revisão e edição. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Goiás e pela Votorantim S.A. (Chamada Pública 04/2018 FAPEG-VOTORANTIM).

Agradecimentos: Os autores agradecem à RLVC-Núcleo Engenho e ao Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (Labogef – IESA/UFG) pelo apoio logístico e instrumental, os quais colaboraram fundamentalmente para a realização deste trabalho.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. ARNOUS, A.; ZECKRA, M.; VENERDINI, A.; ALVARADO, P.; ARROWSMITH, R.; GUILLERMOTEAU, J.; LANDGRF, A.; GUTIÉRREZ, A. STRECKER, M. Neotectonic activity in Low-Strain Broken Foreland (Santa Bárbara System) of the North-Western Argentinean Andes (26°S). *Lithosphere*, v. 1, p. 1-25, 2020. DOI: 10.2113/2020/8888588
2. BARROS, A. C. M.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. Controles estruturais sobre a sedimentação de fundo de vale na bacia do Riacho Grande/PB, *Clio Arqueológica*, v. 32, n. 2, p. 1-36, 2017. DOI: 10.20891/clio.V32N3p1-36

3. BELARMINO, Y. S.; BASTOS, F. H. Análise morfoestrutural e aplicação do índice declividade extensão (RDE) na bacia hidrográfica do Rio Ubatuba, divisa CE/PI, Nordeste do Brasil, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, p. 441–462, 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i2.1974
4. BRAGANÇA, M. T. R.; BARROS, L. F. P.; OLIVEIRA, D. Uso de índices morfométricos e geomórficos na análise de traços neotectônicos no setor ocidental do Cráton do São Francisco. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 41, n. 1, p. e184588, 2021. DOI: 10.11606/eISSN.2236-2878.rdg.2021.184588
5. BRASIL – Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.22 Goiás**; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981.
6. CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300004>
7. CAPOANE, V.; SILVA, D. A. Avaliação de parâmetros geomorfométricos derivados de modelos altimétricos de diferentes fontes e resoluções: estudo de caso da bacia hidrográfica do córrego Lajeado, Campo Grande, MS. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 2, p. 674-690, 2020. DOI: 10.26848/rbgf.v13.2.p674-690
8. CARVALHO, M. G.; ALVARENGA, C. J. S. (2018) Estratigrafia da transição entre os grupos Bambuí e Paranoá no Distrito Federal. **Geologia USP (Série Científica)**, v. 18, n. 4, p. 193-208, 2020. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v18-147795
9. CORDANI, U.G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013. DOI: 10.5327/Z2317-48892013000300012
10. CORDEIRO, A. M. N., CARVALHO, I. P., BASTOS, F. H.; LIMA, D. L. S. O papel das estruturas litológicas na dinâmica e evolução do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. **Rev. Casa da Geografia de Sobral**, v. 21, n. 2, p. 81-93, 2019. DOI: 10.35701/rcgs.v21n2.477
11. CORREIA FILHO, O. J.; BARBOSA, J. A.; TAVARES, B.; SILVA, H. A.; MONTEIRO, K. A.; FABI, C. E. G.; OLIVEIRA, J. T. C.; SANTANA, F. R.; SILVA, S. M. Reativação tectônica Quaternária no Domínio Sul da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados morfométricos, geológicos e geofísicos da Bacia do Rio Una. **Anuário IGEO-UFRJ**, v. 42, n. 4, p. 219-237, 2019. DOI: 10.11137/2019_4_219_237
12. ESRI. **Spatial Analyst Tools ArcGIS**. 2012. Disponível em: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/get-started/system-requirements/arcgis-desktop-system-requirements.htm>. Acesso em: 17 out. 2021.
13. FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; VALERIANO, C. M.; DIAS, P. H. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 306, p. 209-219, 2018. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.01.004
14. FERREIRA, F. A. O.; FRANCO, A. C. S.; SOUZA, J. C. Caracterização geomorfométrica e pedológica da bacia hidrográfica do Rio Bagagem (Goiás - GO). **Revista Geografia (UFPE)**, v. 37, n. 2, p. 446-464, 2020.
15. FERREIRA, F. L. D.; SILVA, T. P. Avaliação morfotectônica com base em assimetria de bacias de drenagem em um setor da depressão topográfica do Rio Pomba (Palma/MG – RJ). **Revista Multidisciplinar Mundo Livre (UFF-Campos)**, v. 5, n. 2, p. 132-147, 2019. DOI: <https://periodicos.uff.br/mundolivres/article/view/40346>
16. FORTI, L.; PEREGO, A.; BRANDOLINI, F. MARIANI, G. S.; ZEBARI, M.; NICOLL, K. Geomorphology of the northwestern Kurdistan Region of Iraq: landscapes of the Zagros Mountains drained by the Tigris and Great Zab Rivers. **Journal of Maps**, ahead-of-print, p. 1-12, 2021. DOI: 10.1080/17445647.2021.1906339
17. FUCK, R. A., MARINI, O. J., DARDENNE, M. A., FIGUEIREDO, A. N. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia – Colinas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 1, p. 54-62, 1988.
18. FURRIER, M.; VARGAS CUERVO, G. Geomorfología estructural, morfotectónica y morfometría de la plancha Cartagena 1:100.000 – Colombia. **Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía** (online), v. 27, n. 1, p. 67-86, 2018. DOI: 10.15446/rcdg.v27n1.54929
19. GERBER, D.; PERTILLE, C. T.; VIEIRA, F. S.; CORRÊA, B. J. S.; SOUZA, C. F. Caracterização morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Itajaí – Santa Catarina. **Acta Biológica Catarinense**, v. 5, n. 1, p. 72-83, 2018. Recuperado de: <http://periodicos.univille.br/index.php/ABC/article/view/290>
20. GIAROLA, I. B. S. Interpretações morfoestruturais da drenagem da bacia hidrográfica do Rio do Peixe - Minas Gerais. **Geografia (Londrina)**, v. 27, n. 2, p. 131-146, 2018. DOI: 10.5433/2447-1747.2018v27n2p131
21. GOIÁS (Estado). Secretaria de Indústria e Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Por Edgardo M. Latrubesse e Thiago M. de Carvalho. Goiânia, 2006. 128p. (Série Geologia e Mineração n. 2).

22. GOIÁS (Estado). Secretaria de Indústria e Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração. CPRM/FUNMINERAL. **Mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM; SIC - FUNMINERAL, 2008. 1 mapa. Escala 1:500.000. Lacerda Filho, J. V.; Moreira, M. L. O. (coord.). Programa Geologia do Brasil (PGB); Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/10512?show=full>. Acesso em: 04 nov 2022.
23. GOMES, A. A. S.; FALCÃO, N. A. M.; MONTEIRO, K. A. Índice relação declividade-extensão (RDE) como suporte para análise estrutural na bacia do Rio Camaragibe Mirim – AL. **Revista GeoUECE**, v. 9, n. 2 Especial, p. 110-121, 2020. Disponível em: <https://revistas.uece.br/index.php/GeoUECE/article/view/2193>. Acesso em: 1 jun. 2022.
24. HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
25. HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. Geocronologia do Centro-oeste Brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 1970, v. 19, n.1, p. 5–26.
26. IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia**. 2 ed. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.
27. LISLE, R. J.; BRABHAM, P. J.; BARNES, J. W. **Mapeamento geológico básico: guia geológico de campo**. 5 ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 231 p.
28. HASAN, A. A.; HUSSIEN, M. L.; FADHIL, L. A.; HASAN, M. I.; MOSQUERA, C. D. Crustal Deformations and Geomorphological Units of Arabian Plate Foreland Region, North and Northeast of Iraq. **Journal of Southwest Jiaotong University**, v. 54, n. 5, p. 1-16, 2019. DOI: 10.35741/issn.0258-2724.54.5.1
29. LOPES, I.; RAMOS, C. M. C.; LEAL, B. G. Caracterização morfométrica de bacia hidrográfica no semiárido de Pernambuco através de dados SRTM em softwares livre. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v. 8, n. 1, p. 31-40, 2018. DOI: 10.29150/jhrs.v8.1.p31-40
30. MAIA, R. P. Erosão diferencial e propriedades geomorfológicas das rochas – exemplos do NE Brasileiro. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 3, n. 1, p. 1-15, 2017. DOI: 10.21680/2447-3359.2017v3n1ID11107
31. MARQUES NETO, R. O horst da Mantiqueira Meridional: proposta de compartimentação morfoestrutural para sua porção mineira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 561-577, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1118
32. MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação na região da Chapada dos Veadeiros, GO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 501-519, (2017). DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1119
33. MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G.; VON HUELSEN, M. G. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. **Tectonophysics**, v. 734-735, p. 44-58, 2018. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.04.004
34. MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. (Org.). **Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal: texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM; SIC - FUNMINERAL, 2008. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil (PGB); Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/10512?show=full>. Acesso em: 04 nov 2022.
35. PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 117-138, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732.
36. PEIXOTO-OLIVEIRA, J.; NEVES, M. A.; CALEGARI, S. S.; GUADAGNIN, F. Compartimentação morfoestrutural da Bacia Hidrográfica do Rio Itapemirim, sul do estado do Espírito Santo. **Geologia USP (Série Científica)**, v. 18, n. 2, p. 57-70, 2018. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v18-134749
37. PEREIRA, L. C. F.; BRITO, G. H. M.; VESPUCCI, I. L.; ROCHA, I. J. F. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do Rio dos Patos, GO. **Ipê Agronomic Journal**, v. 3, n. 1, p. 5-13, 2019. DOI: 10.37951/2595-6906.2019v3i1.4319
38. ROSS, J. L. S. Brazilian relief, planation surfaces and morphological levels. **William Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 264-285, 2020. DOI: 10.48025/ISSN2675-6900.v1n1.p264-285.2020
39. SERAINE, M.; CAMPOS J. E. G.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; ALVARENGA, C. J. S.; CHEMALE JR., F.; ANGELO, T. V.; SPENCER, C. Multi-dimensional scaling of detrital zircon geochronology constrains basin evolution of the late Mesoproterozoic Paranoá Group, central Brazil. **Precambrian Research**, v. 365, p. e106381, 2021. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106381
40. SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios Cascata e Tinto, litoral Norte do estado da Paraíba – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 239-254, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1505
41. SILVA, T. M.; PAES, T. V. Parâmetros morfométricos aplicados a análise tectonoerosiva em bacias de drenagem. **Geo UERJ**, v. 33(e), n. 1-26, 2018. DOI: 10.12957/geouerj.2018.37684

42. SILVA, F. P.; SILVA, T. M. Índices geomórficos na caracterização morfotectônica de sistemas hidrográficos. **Revista GeoUECE**, v. 8, n. 15, p. 89-98, 2019. Disponível em: <https://revistas.uece.br/index.php/GeoUECE/article/view/2144> Acesso em: 1 jun. 2022.
43. SILVEIRA, C. T.; CHISATO, O. F.; SANTOS, L. J. C.; SILVA, C. R. Pedometria apoiada em atributos topográficos de tabulação cruzada por álgebra de mapas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 125-137, 2012. DOI: : 10.20502/rbg.v13i2.180
44. SILVEIRA, C. T.; CHISATO, O. F.; SANTOS, L. J. C.; SIRTOLI, A. E.; SILVA, C. R.; BOTELHO, M. F. Soil prediction using artificial neural networks and topographic attributes. **Geoderma**, v. 195-196, p. 165-172, 2013. DOI: 10.1016/j.geoderma.2012.11.016
45. SOUZA, A. S.; LAVOR, L. F. Aplicação de índices morfométricos em escala de detalhe para caracterização morfotectônica na Folha Itapororoca 1:25.000, Paraíba – BR. **Revista Geografia (UFPE)**, v. 37, n. 2, p. 240-262, 2020. DOI: 10.51359/2238-6211.2020.243973
46. SOUZA, I. C.; SOUZA, C. A. Formação geológica e geomorfológica da bacia hidrográfica do Córrego Salobra, Porto Estrela, Mato Grosso. **Revista Equador (UFPI)**, v. 7, n. 1, p. 34-52, 2018. DOI: 10.26694/equador.v7i1.6902
47. SOUZA, T. G. S.; MESQUITA, A. F.; BRUNCH, A. F. Evaluation of susceptibility to mass movements from morphometric variables at the interface between The Southern Plateau and The Central Depression of the Vale do Taquari region – Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, v. 43, p. e44, 2021. DOI: 10.5902/2179460X41243
48. SOUZA, T. A.; ANDRADE, R. V.; LUPINACCI, C. M. Análise geomorfológica da transição cuestras-Depressão Periférica: a alta bacia do Rio Passa Cinco (SP) como estudo de caso. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 2, p. 465-486, 2020. DOI: 10.26848/rbgf.v13.2.p465-486
49. UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENE, M. A. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília - Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012. DOI: 10.18285/geonomos.v2i20.243
50. VALERIANO, M. de M.; ROSSETTI, D. de F. **TOPODATA**: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2008. 50 p.
51. WARD, D. J. Dip, layer spacing, and incision rate controls on the formation of strike valleys, cuestras, and cliffbands in heterogeneous stratigraphy. **Lithosphere**, v. 11, n. 5, p. 697-707, 2019. DOI: 10.1130/L1056.1
52. YADAV, S. K.; SINGH, S. K. Morpho-tectonic assessment of Central Northern escarpment of Peninsular India, based on tectonically sensitive geomorphic indices. **Physical Geography**, ahead-of-print, p.1-31, 2021. DOI: 10.1080/02723646.2021.1899478



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.